

UNIVERSIDAD DE BARCELONA

FACULTAD DE FÍSICA

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 Puigcerber Zanón
Cátedra de Física de la Atmósfera

Febrero 1987

A la memoria de papá en el primer
aniversario de su partida.

Barcelona, 15 de Febrero de 1987

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento al profesor Dr. Manuel Puigcerver Zanón, catedrático de Física del Aire de la Universidad de Barcelona, por las largas horas dedicadas a la dirección de esta tesis y por las numerosas e interesantes discusiones mantenidas a raíz del estudio de los episodios de inundaciones, útiles no sólo para este trabajo sino también para ampliar y profundizar mis conocimientos de meteorología.

Mi gratitud al ingeniero D. Manuel Novoa, con quien tuve el placer de coincidir en la V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, y merced a cuya información y entusiasmo se inició esta tesis.

Gracias a M. André Boutin, jefe del Centre Météorologique des Pyrénées Orientales, por las estancias de trabajo organizadas tanto en esta ciudad como en l'Ecole Nationale de la Météorologie, sita en Toulouse, a fin de recopilar la mayor información posible del episodio de Noviembre de 1982 y de poder discutir algunos puntos con expertos en el tema.

Deseo expresar también mi agradecimiento al Dr. Clemente Ramis y a D. Cosme Gayá, jefe del Centro Meteorológico Zonal de Baleares, por facilitarme todos los radiosondeos necesarios, la información en superficie y las imágenes del Meteosat del episodio de 1986; a D. José M^a Casals, jefe de Climatología del I.N.M., por el envío de los radiosondeos de Madrid y de La Coruña, de las imágenes del Meteosat y de las isothermas del mar, estas dos últimas cedidas amablemente por D. Ricardo Font, jefe del Servicio de Predicción y D. Antonio Naya, jefe de la Sección de Meteorología Marítima; al Observatorio del Ebro, por el pronto envío de los datos solicitados, y al Centro Meteorológico de Barcelona por permitirme consultar sus archivos, en especial a D. José M^a Mantero por toda la información dada sobre la red pluviométrica. Quiero incluir también a D. Antonio Gazquez por buscar pacientemente en los archivos del Observatorio Fabra los mapas de Septiembre de 1962, así como al Dr. José M^a Codina, Director de dicho observatorio, por permitirme extraerlos.

Mi gratitud al Dr. Rafael Mujeriego y al departamento de Ingeniería Sanitaria y Ambiental de la Escuela Técnica superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, de Barcelona, por la colaboración prestada en el estudio del episodio de Noviembre de 1983.

También deseo agradecer la ayuda prestada por el Dr. Jerónimo Lorente, de la Cátedra de Física del Aire de la Universidad de Barcelona, en la resolución de numerosas dudas.

Por último, quiero dedicar un agradecimiento especial a mi hermana Isabel por el esfuerzo realizado al mecanografiar gran parte de la tesis, así como al P.Lao Balanzó S.I., por su constante apoyo, sobre todo en los momentos de mayor abatimiento, dándome la alegría y la fuerza necesarias para poder seguir adelante.

INTRODUCCION

En el presente trabajo se ha pretendido estudiar con detalle los diversos factores que intervienen en las inundaciones que, con una relativa frecuencia, se producen en Cataluña. Aunque inicialmente se pensó en incluir también las acaecidas en Levante así como los episodios en que la intensidad de la lluvia había superado los 4 mm/min, fue necesario desechar esta idea y aplazarla para un próximo trabajo. Asimismo se limitó el periodo de estudio al intervalo 1960-1985 descartando también aquellos episodios para los que no se pudo efectuar radiosondeo en Palma (Octubre, 1970, Agosto, 1983), que, afortunadamente, fueron los menos importantes.

El principal problema encontrado en el siguiente estudio ha sido la falta de información en las zonas más afectadas por las inundaciones en las que muchas veces sólo se disponía de algunos datos dispersos de lluvia. Por tanto ha sido necesario recurrir a los radiosondeos de Palma y cuando ha sido posible, de otras estaciones tales como Nîmes, Madrid,...; a las estaciones completas catalanas (que quedaban en general fuera de las zonas más afectadas); a los mapas sinópticos, etc., e inferir cuanto se pudiera de todo ello.

Se distinguen cuatro grandes partes, correspondientes cada una a un capítulo. Asociado a cada uno hay además un apéndice cuya numeración es correlativa y en el que, con excepción del apéndice I, se hallan tablas, datos y programas utilizados.

El primer capítulo presenta una síntesis de la información bibliográfica disponible y que se utilizó como base del estudio. Con posterioridad se han consultado muchos más artículos o libros, algunos de los cuales se mencionan explícitamente en la discusión final en tanto que los restantes se incluyen en la bibliografía. Puesto que las lluvias que nos conciernen son de carácter convectivo, se ha encontrado interesante añadir un apéndice en el que se resumiesen las principales características de los sistemas nubosos responsables de este tipo de precipitación.

Dada la gran importancia que usualmente se ha atribuido a las gotas de aire frío en los episodios de inundaciones, se ha considerado muy importante realizar un estudio serio y profundo sobre este tema, lo que constituye el segundo capítulo. A tal fin se han analizado todas las gotas frías registra-

das en la Península Ibérica y la zona comprendida entre ésta y las Canarias, en el periodo 1974-1983. Previamente se efectúa una recopilación de diversos artículos y trabajos, planteando analogías y diferencias. A partir de ello y de la propia experiencia se define la "gota de aire frío" y se someten a prueba todas las gotas frías encontradas, buscando establecer características comunes. Se analizan también los radiosondeos y las líneas de corriente. Se procede después al estudio de una posible relación entre gotas frías e inundaciones y por último, se presenta un breve estudio sobre la distribución de las gotas frías en Europa.

En el capítulo III se estudian en bloque los radiosondeos de Palma previamente y durante los días en que se produjeron inundaciones en Cataluña. El capítulo se inicia con una introducción teórica sobre la inestabilidad de estratificación (en la que se incluye, entre otras cosas, algunas observaciones al método de obtención de los estratos con inestabilidad latente por ascensos finitos), la determinación de nubes a partir de radiosondeos, los índices de estabilidad y los diagramas de masa de aire, utilizados principalmente en Francia.

Por último, se efectúa el análisis episodio por episodio. Para esto se recopiló primero toda la información posible, que resulta variar bastante de un episodio a otro. Así, para 1982, se pudo disponer de los mapas que todavía conservaban en el Centre Météorologique de les Pyrenées Orientales; el de 1983 era el único del que se tenían imágenes de satélite; los mapas de 1962 eran más rudimentarios que los actuales y presentaban menos datos,... Para el dibujo de las isoyetas fue necesario consultar las fichas de las estaciones pluviométricas situadas dentro de la zona correspondiente al Centro Meteorológico Zonal del Pirineo Oriental. A partir de todo ello se intenta dar una explicación de lo que sucedió en cada episodio, finalizando por agrupar todos los factores comunes a los cinco episodios.

Se adjunta un apéndice dando cuenta de las últimas inundaciones acaecidas en Cataluña y Levante, concretamente las de Septiembre-Octubre de 1986.

La tesis se concluye con una discusión de los resultados en la que se relacionan los diversos capítulos.

INDICE

Capítulo I: Recapitulación bibliográfica

I.1 - Introducción.....	10
I.2 - Descripción de las características asociadas a 16 inundaciones ocurridas en la Península Ibérica, según trabajos ya publicados.....	10
I.3 - Descripción de las características asociadas a diversas tormentas fuertes e inundaciones en Estados Unidos y Canadá.....	13
I.4 - Descripción de algunas características asociadas a diversas inundaciones en el sur de Francia.....	18
I.5 - Algunos modelos propuestos a partir de inundaciones registradas en Estados Unidos y Canadá.....	21
I.5.1. Clasificación de Maddox, Chapell y Hoxit, 1979.....	21
a - Sucesos de carácter sinóptico.....	22
b - Sucesos de carácter frontal.....	22
c - Sucesos de mesoalta.....	24
d - Sucesos del Oeste.....	24
I.5.2. Algunas precisiones y modificaciones a la clasificación anterior.....	25
I.5.3. Clasificación de Canova y Maddox, 1980.....	26
a - Tipo I.....	26
b - Tipo II.....	26
c - Tipo III.....	26
d - Tipo IV.....	28
I.5.4. Clasificación de Miller, 1972.....	28
a - Tipo A.....	28
b - Tipo B.....	29
c - Tipo C.....	29
d - Tipo D.....	30
e - Tipo E.....	31
I.6 - Situaciones tipo en las inundaciones registradas en el sur de Francia.....	34

I.6.1. Clasificación según Gazelle, 1982.....	34
a - Grandes perturbaciones oceánicas.....	34
b - Grandes avenidas mediterráneas.....	34
c - Grandes tormentas.....	34
I.6.2. Clasificación según Aulló, 1984.....	34
a - Situaciones de otoño.....	34
b - Situación de primavera.....	38
I.6.3. Clasificación según Mandon, 1985.....	38
a - Categoría A.....	38
b - Categoría B.....	41
I.7 - Complejos convectivos en mesoescala.....	42

Capítulo II: Gotas de aire frío: aspectos sinópticos y estadísticos. Relación con las inundaciones

II.1 - Introducción.....	47
II.2 - Antecedentes.....	47
II.2.1. Concepto y definición.....	47
II.2.2. Origen.....	48
II.2.3. Movimiento.....	50
II.2.4. Tiempo asociado.....	50
II.2.5. Algunas características de la configuración sinóptica asociada.....	50
II.2.6. Otras características.....	51
II.3 - Estudio de las gotas de aire frío que afectaron a la Península en el periodo 1974-1983.....	51
II.3.1. Criterios de identificación.....	51
II.3.2. Número de gotas observado y distribución mensual.....	53
II.3.3. Duración.....	55
II.3.4. Distribución espacial y temporal.....	55
II.3.5. Origen.....	62
II.3.6. Posición con respecto al chorro.....	63
II.3.7. Tiempo bajo la gota.....	64
II.3.8. Presión en superficie.....	64
II.3.9. Viento en superficie.....	65
II.3.10. Temperatura en superficie.....	65
II.3.11. Geopotencial a 500 hPa.....	66

II.3.12. Espesor geopotencial 500/1000 hPa.....	66
II.3.13. Temperatura a 500 hPa.....	67
II.3.14. Máxima y mínima diferencia de temperatura con el en torno a 500 hPa.....	68
II.3.15. Nivel b́arico alcanzado.....	69
II.3.16. Paso previo de un frente.....	69
II.3.17. Tamaño.....	69
II.3.18. Movimiento.....	70
II.3.19. Lluvia registrada en la Península mientras la gota estuvo presente.....	70
II.3.20. Relación entre la posición de la gota y la zona afec tada por la lluvia.....	79
II.4 - Características del aire superior en una gota fría.....	91
II.5 - Configuración de líneas de corriente en gotas de aire frío..	101
II.5.1. 19 y 20 de Septiembre de 1971.....	101
II.5.2. 25 y 26 de Octubre de 1974.....	101
II.5.3. 20,21 y 22 de Octubre de 1982.....	108
II.6 - Algunos comentarios sobre la distribución de gotas frías en Europa.....	113
II.6.1. Posición.....	113
II.6.2. Movimiento.....	114
II.6.3. Duración.....	114
II.6.4. Tamaño.....	114
II.7 - Análisis de la existencia y comportamiento de las gotas frías en diez episodios que produjeron inundaciones en la Península Ibérica.....	126
II.7.1. Introducción.....	126
II.7.2. 11 y 12 de Octubre de 1970. Gerona.....	126
II.7.3. 19 y 20 de Septiembre de 1971. Barcelona.....	130
II.7.4. 16 a 19 de Octubre de 1973. Granada y Almería.....	134
II.7.5. 17 a 18 de Octubre de 1977. Gerona.....	136
II.7.6. 23 a 26 de Octubre de 1977. Andalucía.....	136
II.7.7. 19 a 23 de Octubre de 1982. Levante.....	138
II.7.8. 6 a 8 de Noviembre de 1982. Cataluña.....	142
II.7.9. Agosto de 1983. País Vasco, Cantabria. Cataluña.....	142
II.7.10. 6 a 10 de Noviembre de 1983. Cataluña.....	146
II.8 - Conclusiones.....	146

Capítulo III : Estructura termodinamica vertical

III.1 - Introducción.....	151
III.2 - Estudio de la estabilidad de estratificación.....	151
III.2.1. Estabilidad de estratificación para evoluciones elementales.....	151
a - Inestabilidad.....	151
b - Estabilidad.....	152
c - Inestabilidad condicional.....	152
III.2.2. Estabilidad de estratificación para ascensos finitos.....	152
a - Inestabilidad.....	152
b - Estabilidad.....	152
c - Inestabilidad latente.....	152
III.2.3. Estudio de la estabilidad de estratificación por el criterio de la partícula mediante las temperaturas potenciales.....	152
III.2.4. Algunas especificaciones al método de obtención de los estratos con inestabilidad latente.....	154
III.2.5. Método de la lámina para el análisis de la estabi- lidad.....	156
III.2.6. Hipótesis del ascenso en bloque: inestabilidad convectiva.....	156
a - Estabilidad.....	156
b - Inestabilidad.....	158
c - Criterio de Pône para el análisis estabilidad- inestabilidad por ascenso en bloque.....	160
d - Obtención del ascenso mínimo necesario para que se produzca la inestabilización.....	160
e - Saturación parcial después del ascenso en bloque.....	164
III.3 - Determinación de la existencia de nubes a partir de los radiosondeos.....	165
III.3.1. Estratos saturados estables.....	165
III.3.2. Estratos saturados inestables.....	165
III.3.3. Estrato no saturado inestable antes y después del ascenso.....	166
III.3.4. Estrato no saturado antes del ascenso, que se	

satura y adquiere inestabilidad tras él.....	167
III.3.5. Predicción de cúmulos y cumulonimbos de evolución diurna sobre una superficie continental.....	167
III.4 - Índices de estabilidad.....	169
III.4.1. Índice de Showalter.....	169
III.4.2. Índice de elevación.....	169
III.4.3. Índice k.....	170
III.4.4. Índice total de totales.....	170
III.5.6. Índice de amenaza de mal tiempo.....	171
III.5.7. Índice de Fawbush-Miller.....	171
III.5 - Diagramas de masa de aire (tetagramas).....	172
III.5.1. Introducción.....	172
III.5.2. Construcción del diagrama.....	172
III.5.3. Evolución y calificación de las masas de aire.....	173
a - Aire frío.....	173
b - Aire caliente.....	176
c - Masas de origen montañoso.....	178
d - Enfriamiento de las capas bajas.....	178
III.5.4. Localización de las masas de aire con respecto a los centros de acción.....	184
III.6 - Análisis global de cinco grupos de radiosondeos.....	184
III.6.1. Estudio de los índices de estabilidad.....	185
III.6.2. Masa de agua precipitable y humedad.....	189
III.6.3. Temperatura.....	198
III.6.4. Presión en superficie.....	200
III.6.5. Viento.....	201
III.6.6. Diagramas de masa de aire.....	201
III.6.7. Estudio de la inestabilidad de estratificación.....	202
a - Criterio de la partícula.....	202
b - Inestabilidad por ascensos en bloque.....	209
III.7 - Resumen y conclusiones.....	211

CAPITULO I

RECAPITULACION BIBLIOGRAFICAI.1 Introducción

Previamente al análisis de los episodios lluviosos que dieron lugar a inundaciones en Cataluña, se ha considerado necesario recopilar toda la información disponible sobre el tema. Se ha podido entonces ordenar y clasificar las características expuestas por diversos autores, tanto para situaciones producidas en Europa como en Estados Unidos y Canadá, estudiándose el número de episodios, los meses en que se produjeron, las horas a las que aproximadamente empezaron, su duración, el lugar afectado, la trayectoria seguida, la precipitación, las características a escala sinóptica, la evolución de la temperatura, la presión y la humedad, la posible presencia de "gotas de aire frío", la posición relativa de las corrientes en chorro así como de surcos y lomas, los vientos dominantes, la advección de temperatura y vorticidad, la distribución de los campos de convergencia y divergencia, la cizalladura y el rozamiento, la cantidad de masa de agua precipitable, los índices de estabilidad, la distribución en bandas de lluvia u ondas de mesoescala, y otros factores tales como la influencia de la orografía, etc.

En segundo lugar se presentan diversos modelos elaborados para los Estados Unidos (se desconocen modelos europeos) a partir de las configuraciones sinópticas y de mesoescala, incluyéndose los llamados Complejos Convectivos de Mesoescala, MCC.

Todo ello se utilizará posteriormente para la reconstrucción detallada de los episodios estudiados en este trabajo. Debe advertirse que en esta parte sólo se exponen las características observadas por otros autores, sin efectuar juicio alguno sobre las mismas.

I.2 Descripción de las características asociadas a 16 inundaciones ocurridas en la Península Ibérica, según trabajos ya publicados

Para gran parte de los autores consultados, la causa fundamental de estas inundaciones es una gota de aire frío. Así, en las de Octubre de 1982 en Levante (García, Font y Riera, 1982; Miró-Granada, 1984); en las de Octubre de 1948 en Baleares, Levante y Andalucía Oriental (García et al, loc.cit); en

las de Octubre de 1957 y Octubre de 1966 en Castellón y Valencia (García et al., loc.cit.); en las de Octubre de 1973 en Granada y Almería (García et al., loc.cit.; Novoa, loc.cit.) y en las de Octubre de 1977 en Almería (García et al., loc.cit.) o en las de Septiembre de 1971 en Barcelona (Novoa, loc.cit.). En algunos casos estas "gotas" no son sino borrascas profundas, como se indica claramente para las inundaciones de Octubre de 1977 en Gerona, en donde se habla de "una profunda borrasca centrada sobre el Atlántico con formación de gotas frías en altura" (García et al., loc.cit.) o para las de Agosto de 1983 en Cataluña y Aragón y luego las de Cantabria y el País Vasco (Capel, 1983; Almarza, 1984). Con excepción de los episodios de 1971 y 1983, la gota fría se sitúa siempre en las proximidades del Golfo de Cádiz y del mar de Alborán.

Se han dado otros, sin embargo, en los que no se menciona explícitamente la presencia de una gota fría. Cuando esto ocurre, la causa común es una depresión más o menos pronunciada. Así se tienen los casos de las inundaciones de Octubre de 1907 en Barcelona, de las de Agosto de 1921 y Octubre de 1930 en Tarragona (Novoa, 1981); de las de Octubre de 1940 en los Pirineos Orientales, de Septiembre de 1962 en el Vallés o de Octubre de 1930 en Gerona (Novoa, loc.cit.). La posición de la baja relativa varía totalmente de un caso al otro.

Las precipitaciones recogidas alcanzaron en numerosas ocasiones valores excepcionales. En la tabla se transcriben las máximas cantidades de que se tiene constancia en cada episodio.

Tabla I.1.1

Mes	Año	Cantidad	Estación	Zona	Observaciones
Octubre	1907	220 mm	Olot	Cataluña	en 24 horas
Septiembre	1913	206 mm	S.Feliu de Ll.	Barcelona	en 5 horas
Octubre	1930	348 mm	Montblanc	Tarragona	en 14 horas
Octubre	1940	352 mm	Camprodón	Cataluña	en 24 h. con I 150 mm/h
"	"	900 mm	Halt-Vallespir	Pirineos	en 24 horas
Octubre	1948	300 mm	-	Levante	en 24 horas
Octubre	1957	361 mm	Bejís	Valencia	en 24 h. con I 140 mm/h
Septiembre	1962	250 mm	Martorellas	Barcelona	en 24 horas
Octubre	1966	200 mm	-	Levante	-
Octubre	1970	230 mm	Riudabellas	Gerona	en 24 horas
Septiembre	1971	400 mm	Figueras	Cataluña	en 24 h. 370 mm en 4½ h.
Octubre	1973	623 mm	Albiñón	Andalucía	en 48 horas
"	"	300 mm	Velez-Rubio	Murcia	entre las 6 y las 18 TU
Octubre	1977	278 mm	Cadaqués	Gerona	en 24 horas
Octubre	1977	200 mm	Almería	Andalucía	en 24 horas
Octubre	1982	400 mm	Sier.Palomeras	Levante	en 24 h. con I 82 mm/h
Agosto	1983	585 mm	Larraskitu	P. Vasco	en 24 horas

(La notación '' indica que se trata del mismo episodio.)

Por lo que respecta a la presencia de una vaguada en altura, sólo se indica en unos casos; en el de 1948 en Levante, con eje París Gibraltar, en el de 1977 en Almería con eje sobre Portugal y en el de 1962 en el Vallés (Novoa loc.cit). También se menciona en los de Levante de 1982 (Miró-Granada, loc. cit) y de Agosto de 1983 (Capel, loc.cit).

Del paso de un frente frío tan sólo se habla en los de Octubre de 1948 y Octubre de 1970 (García et al, loc.cit; Novoa, loc.cit), así como en los de Septiembre de 1962 y Noviembre de 1983, en los que se indica el paso sucesivo de dos frentes fríos (Novoa, loc.cit; Mujeriego, 1985).

En cuanto a la temperatura, se registró una importante subida con fuertes oscilaciones, previa al temporal en el País Vasco (Capel, loc.cit); una "línea de discontinuidad térmica" que atravesó Cataluña, en el episodio de 1930 (Novoa, loc.cit) y una lengua de agua relativamente cálida (22°C) en el Mediterráneo, coincidente con la zona de máxima concentración de vapor de agua, en Octubre de 1982 (Miró-Granada, loc.cit).

Sobre la humedad se dice muy poco. Tan sólo en Agosto de 1983, en el País Vasco y Cantabria, Capel (loc.cit) comenta la existencia de una variación diurna muy brusca de los días 16 al 20, para luego aumentar hasta que a partir del día 25 supera en todo momento el 80%.

Mientras que el gradiente bórico fue muy pronunciado en Octubre de 1982 (García et al, loc.cit), en las de Octubre de 1973, también sobre Levante, fue muy débil (Novoa, loc.cit). En dos de las inundaciones acaecidas en Andalucía (1973, 1977) se registró un anticiclón al Oeste de la Península (Novoa, 1979; Miró-Granada, loc.cit). En cinco de los episodios que afectaron a Cataluña (1907, 1927, 1940, 1977), el anticiclón se situaba en el centro o Sur-Sureste de Europa, así como en el de 1957 en Valencia (Novoa, 1979, 1981).

El flujo del Este o del Sureste en superficie domina en todas estas situaciones. Así sucedió en las inundaciones de 1948, 1957, 1966 y 1982 en Levante y en las de 1940, 1962, 1970, 1971 y 1977 en Cataluña. Si bien en las de 1977 se registró al principio flujo del Noreste, luego adquirió componente Sureste. Por último, en las de 1973 en Andalucía el viento fue también del Sureste (García et al, loc cit; Novoa, loc cit).

En Octubre de 1982 se produjo advección cálida y muy húmeda en los niveles bajos, dirigida hacia el Norte (en Palma de Mallorca, desde el sondeo de las 12 TMG del día 19 al de las 00 TMG del día 20, la temperatura aumentó 10°C) (García et al, loc cit). Asimismo, se habla de advección cálida a 850 hPa en

las de 1957, 1966, 1973, 1977 y 1983 (Capel, loc.cit; Novoa, loc.cit; Miró-Granada, loc.cit). En las de 1982 y 1983 se produjo además advección de vorti cidad ciclónica.

Por último, tanto en las de Octubre de 1982 como en las de Agosto de 1983, se habla de la bifurcación de la corriente en chorro, envolviendo su ra ma meridional a la Península (Capel, loc.cit; Miró-Granada, loc.cit).

I.3 Descripción de las características asociadas a diversas tormentas fuertes e inundaciones en Estados Unidos y Canadá

Estos episodios tienen lugar principalmente en verano, si bien se dan algunas excepciones. Así, de 150 que se produjeron entre 1973 y 1977 en Estados Unidos, un 85% fue durante los meses comprendidos entre Abril y Septiembre mientras que un 25% fue en Julio (Maddox, Chappell y Hoxit, 1979), y de 61 casos producidos en el oeste de Estados Unidos en el mismo período, el 80% tuvo lugar entre Junio y Septiembre (Canova y Maddox, 1980); de los 611 regist rados entre 1921-1978 en Alberta, Canadá, el mayor número se registró en Jun io y Julio (Wojtiw y Verschusen, 1981). Las inundaciones en Texas suelen oc currir, sin embargo, en primavera (Belville, Johnson, Moller y Ward, 1980; Grice y Maddox, 1983; Belville y Stewart, 1983) e incluso algunas de las más fuertes se han producido en Octubre (Johnson, Mortimer y McCalip, 1983).

En general, estos episodios son de carácter nocturno. Su duración oscila entre unas 6 horas y 2 ó 3 días en el caso de que se trate de sucesos de carác ter sinóptico (Maddox et al, loc.cit; Belville et al, loc.cit). La actividad violenta suele durar unas 6 horas (Maddox et al, loc.cit; Miller, 1972; Vincent y Carney, 1982).

El área afectada varía según el episodio de que se trate, pudiendo llegar a extenderse más de 1000000 Km^2 , como ha sido el caso de algún complejo convectivo de mesoescala.

Una característica común es que, una vez iniciadas las primeras tormentas, se mueven siempre hacia el Este o Noreste (Grice y Maddox, loc.cit; Belville et al; Rodgers, Howard y Johnston, 1983; Brady, Snow y Smith, 1983; Wilson, 1983; Belville).

Wojtiw y Verschusen (loc.cit) consideran que para que exista posibilidad de inundaciones la lluvia debe superar los 150 mm, y de los 58 años estudiados en Alberta, Canadá, sólo se superaron los 250 mm en una ocasión. En los episo-

dios analizados por Maddox et al. (loc.cit.) las precipitaciones oscilan entre 50 y 250 mm según el tipo de que se trate. En general las inundaciones producidas en el Oeste se deben a cantidades de lluvia comprendidas entre 50 y 100 mm, es decir, inferiores a las del Este (Canova y Maddox, loc.cit.); sin embargo, en Mayo de 1978 se recogieron al Oeste de Texas más de 254 mm en menos de 2 horas (Belville et al., loc.cit.). Las máximas cantidades de que se tiene constancia son de 493 mm en 48 horas (Luisiana, Diciembre, 1982) y 508 mm en tres días (suroeste de Texas, Octubre de 1981).

Fox (1980) demuestra que las precipitaciones máximas se dan en la conjunción de 2 o más factores aditivos tales como la intersección de bandas de lluvia, el terreno montañoso y la presencia de ondas transitorias en mesoescala. Así, el exceso de precipitación en 1 hora con respecto a una zona en la que no se de ninguna de esas condiciones es de 10 mm (presencia onda)+ 10 mm (intersección onda-banda)+ 5 mm (terreno montañoso), es decir, 25 mm. Las fuentes de vapor de agua como pueden ser los lagos, en los que además influye el contraste entre la temperatura sobre el agua y la temperatura del entorno, son también factores decisivos.

Wojtiw y Verschusen (loc.cit.) indican que el número de episodios decrece logarítmicamente con el incremento de la cantidad de lluvia.

Maddox y sus colaboradores insisten en que la situación a gran escala suele estar poco definida, con excepción de los llamados episodios de tipo "sinóptico". En general los rasgos más comunes son la presencia de depresiones relativas, frentes y corrientes de descenso o pseudofrentes asociados a una actividad tormentosa previa. En el caso de que haya una depresión las tormentas suelen desarrollarse en su parte norte (Maddox y Dietrich, 1981; Belville et al., loc.cit.; Belville y Stewart, loc.cit.). En alguna ocasión en torno a la baja aparecen sistemas de onda corta que inrementan rápidamente la inestabilidad potencial.

Los sistemas frontales son en general cuasiestacionarios, orientados de Este a Oeste (Maddox et al., loc.cit.; Canova y Maddox, loc.cit.; Sangster, 1958; Grice y Maddox, loc.cit.; Mc Cann, 1983; Brady et al., loc.cit.) y en menor número de casos frentes fríos (Fox, loc.cit.; Fritsch, Maddox y Barnston 1981). A veces el frente en superficie está tras una loma en gran escala o interacciona con una onda corta a 500 hPa, desencadenándose la actividad convectiva.

En los llamados "sucesos de mesoalta" (llamados así por la formación de un centro de alta presión en mesoescala), la intersección de una línea de turbonada debida a una actividad tormentosa previa, con nuevas tormentas o con la entrada de aire húmedo a todos los niveles, determina las mayores precipitaciones (Maddox et al., loc.cit.; Maddox y Dietrich, loc.cit.; Belville et al., loc.cit.; Grice y Maddox, loc.cit.; Johnson et al., loc.cit.).

Brady y sus colaboradores estudian la influencia de la temperatura potencial equivalente, θ_e , demostrando la formación de una línea de confluencia en la región de mayor gradiente de θ_e .

Las temperaturas de punto de rocío en superficie y a 850 hPa son en todos los casos superiores a las normales. A 700 y 500 hPa aumentan en numerosas ocasiones durante el día debido al ascenso vertical de aire húmedo. Belville y sus colaboradores indican que las tormentas más intensas se desarrollan en la cara oeste de la línea de máximo punto de rocío.

Por lo que respecta a la temperatura en superficie, hay poca información, si bien cuando se menciona se habla de valores altos (Maddox y Dietrich, loc.cit.; Canova y Maddox, loc.cit.; Sangster, loc.cit.).

Es frecuente que se produzcan descensos bruscos de presión (Belville et al., loc.cit.; Brady et al., loc.cit.). Por ejemplo, Vincent y Carney (loc.cit.) obtienen un descenso máximo de 2hPa en 3 horas. En algunos casos aislados se observa, sin embargo, un aumento brusco seguido de un descenso (Maddox, 1980).

No se habla de la presencia de gotas frías en ninguno de los casos estudiados, refiriéndose únicamente Burrows (1966) y Wojtiw (loc.cit.) a la presencia de bajas frías en algunos de los episodios (para Burrows constituirían el llamado "tipo I").

Los surcos desempeñan un papel primordial. Burrows (loc.cit.), en su clasificación, propone como sucesos del tipo II los debidos a un surco frío. Maddox y sus colaboradores muestran la existencia de un surco de onda corta a 500 hPa en casi todos los episodios estudiados, pudiendo moverse sobre una loma de onda larga, sobre un surco cuasiestacionario de onda larga, girar en torno a una débil baja o dejarse arrastrar por el flujo zonal. Achtemeir (1983), Miller (loc.cit.) y Sangster (loc.cit.) indican la presencia de un surco a 700 hPa, y Fox (loc.cit.), a 850 hPa. Belville (loc.cit.) y Rodgers (loc.cit.) localizan un surco de onda larga.

La presencia de una loma en la troposfera media es también un factor característico, aunque no tanto como el surco. En general se presenta a 500 hPa y puede ser de onda corta o de onda larga (Maddox et al., loc.cit.; Rodgers et al., loc.cit.). En las tormentas acaecidas en Junio de 1982 sobre Kansas, Missouri e Iowa, Rodgers (loc.cit.) indica que finalizaron cuando la loma fue substituída por un surco en gran escala .

Como ya es de esperar, la humedad es elevada, pudiendo extenderse la capa húmeda a toda la troposfera. En los casos estudiados por Miller (loc.cit.) aparece siempre una lengua de aire húmedo penetrando por el Sur o Sureste a 850 hPa. Wilson (loc.cit.) observa un aumento súbito de vapor de agua en la baja troposfera, antes de iniciarse la precipitación.

Cuando hay advección, suele ser cálida, forzando así el ascenso. En general se produce a bajo nivel (Maddox y Dietrich, loc.cit.; Rodgers et al., loc.cit.; Sangster, loc.cit.) extendiéndose en algunas ocasiones hasta la troposfera media (Miller, loc.cit.). Esta advección puede ser además húmeda (Rodgers et al., loc.cit.). Hay algunas excepciones en las que lo que se advecta es aire frío e incluso seco (Miller et al., loc.cit.). Brady (loc.cit.) habla de la existencia de advección hacia el Norte de altos valores de la temperatura potencial equivalente.

La masa de agua precipitable se conoce en muy pocos casos. En estos su valor entre la superficie y 500 hPa es, aproximadamente, el 150 % del valor medio mensual (el porcentaje más elevado del que se tiene constancia es de un 203 %, obtenido por Johnson y sus colaboradores). Expresado en centímetros oscila entre 2,5 y 4,5 cm.

El viento en superficie es generalmente del Sur-Sureste, girando con la altura en sentido horario. En numerosos casos en los que no hubo tornados no supera en superficie los 20 m/s (Maddox et al., loc.cit.; Rodgers et al., loc.cit.; Sangster, loc.cit.; Johnson et al., loc.cit.). Sangster relaciona la variación diurna del viento con la producción de fuertes tormentas nocturnas, indicando que la primera es consecuencia de la variación diurna de la visco-sidad. En los episodios de inundaciones es muy característica la presencia de líneas de máxima velocidad o "chorros". En general se tiene un chorro a 500 hPa orientado principalmente de Sur a Norte y un chorro secundario a 850 hPa que suele ser muy húmedo (Maddox et al., loc.cit.; Miller, loc.cit.; Rodgers et al. loc.cit.; Belville, loc.cit.). Cuanto más se aproxime el ángulo formado por ambos chorros a 90°, más favorable es la situación para el desencadenado

nimiento de fuertes tormentas. Lo mismo ocurre cuando el ángulo lo determinan el "chorro" y el frente sinóptico, o el "chorro" a 850 hPa y la línea límite de flujo saliente característica de un episodio de mesoalta (Grice y Maddox, loc.cit.). Si bien Rodgers (loc.cit.) observa que la estructura de la corriente en chorro en los niveles altos (200 - 300 hPa) está pobremente definida, Grice (loc.cit.) y Vincent (loc.cit.) indican justamente lo contrario.

La cizalladura vertical del viento suele ser débil o moderada, con algunas excepciones como las presentadas por Vincent (loc.cit.) y Miller (loc.cit.). Vincent y Carney (loc.cit.) encuentran antes del inicio de las tormentas una fuerte cizalladura vertical que desaparece durante el periodo de más intensa actividad para, en algunos casos, volver a reaparecer luego.

Numerosos autores observan la aparición de una zona de convergencia entre 15 y 90 minutos antes de la lluvia (Ulanski y Garstang, 1978; Byers y Braham, 1949; Achtemeir, loc.cit.) y si bien Ulanski indica que aparece tanto antes cuanto más fuerte es la tormenta, Achtemeir dice que existe muy poca relación entre ambos hechos. Miller (loc.cit.) habla de una convergencia muy marcada en la frontera entre aire húmedo y seco en el estrato 700-850 hPa teniendo lugar las tormentas en la zona de máxima convergencia. Bleeker y Andre (1958) hallan que las tormentas nocturnas en el centro de Estados Unidos están relacionadas en verano con la variación diurna de la divergencia en las capas bajas.

Los índices de estabilidad sólo se proporcionan en los trabajos de Maddox (loc.cit.) y de Johnson (loc.cit.). Los valores del KI (ver definiciones en el capítulo III) oscilan en torno a 40, a excepción de un caso para el que es igual a 27; los del SI rondan -5, si bien en los llamados "sucesos de carácter sinóptico" el valor es de -2. En estos últimos el índice LI es igual a 1 mientras que en los restantes casos está entre -4 y -6.

Las llamadas "bandas de lluvia" se observan en las imágenes en infrarrojo como bandas nubosas con CTT inferior al entorno. Tienen una anchura del orden de 70 km y una longitud de 200 a 300 km. Se clasifican en cuatro tipos: de frente cálido, orientadas paralelamente a una superficie frontal cálida; de sector cálido, paralelas a una superficie frontal fría; de frente frío, desparramadas sobre una superficie frontal fría y postfrontales, asociadas a la zona de subsidencia de una nube convectiva. En las inundaciones acaecidas entre el 9 y el 10 de Febrero de 1978 en el Sur de California, Fox

detectó 15 bandas, con CTT comprendidas entre -35°C y 50°C .

Por último, Fox introduce las "ondas de mesoescala", es decir, ondas transitorias que aparecen como zonas de nubosidad máxima asociada a baroclinidad, con un diámetro de unos 100 km en las porciones centrales y un tiempo de vida de unas 9 horas. Tienen a moverse más despacio que el medio que las rodea desarrollando su propia circulación. Se clasifican en cuatro tipos según la curvatura. Si la parte central de la onda choca con la corriente ascendente de un frente, una banda de lluvia o una línea de nubosidad convectiva, entonces se producen las máximas lluvias a lo largo de la porción del límite de la corriente ascendente más próxima al centro de la onda.

I.4 Descripción de algunas características asociadas a diversas inundaciones producidas en el Sur de Francia

Los estudios sobre las inundaciones registradas en el Macizo Central Francés, en los Pirineos Orientales Franceses y en las Cévennes son de gran interés para nosotros, dada la analogía de las situaciones responsables y la proximidad geográfica (fig.I.4.1). No se incluyen en este apartado los trabajos monográficos sobre las inundaciones de Noviembre de 1982 por formar parte del capítulo IV. Debido a la diversidad de observaciones éstas no se han podido agrupar como en los apartados anteriores, por lo que se comentarán independientemente.

Bricault y Fillod (1981) concluyen que las inundaciones del 20-21 de Septiembre de 1980 fueron debidas a la conjunción de los siguientes factores (observación que, como se verá más adelante, es de notable importancia):

- presencia prolongada de una superficie frontal sobre la región en una zona de débil gradiente.
- fuerte inestabilidad de la masa de aire tropical muy húmedo acentuada por el ascenso del aire cálido en los montes de Vivarais y la llegada del aire frío en las capas bajas.
- convergencia en altura dentro del flujo del Sur
- bloqueo del aire frío posterior a lo largo de los montes de Vivarais, la llegada de este aire tangencialmente al relieve (flujo sur-suroeste en altura) y ascenso del aire cálido anterior.

Tourasse (1981) encuentra que las mayores intensidades de lluvia (de 50 mm/h a 70 mm/h) se localizan sobre una banda paralela a la línea montañosa pe

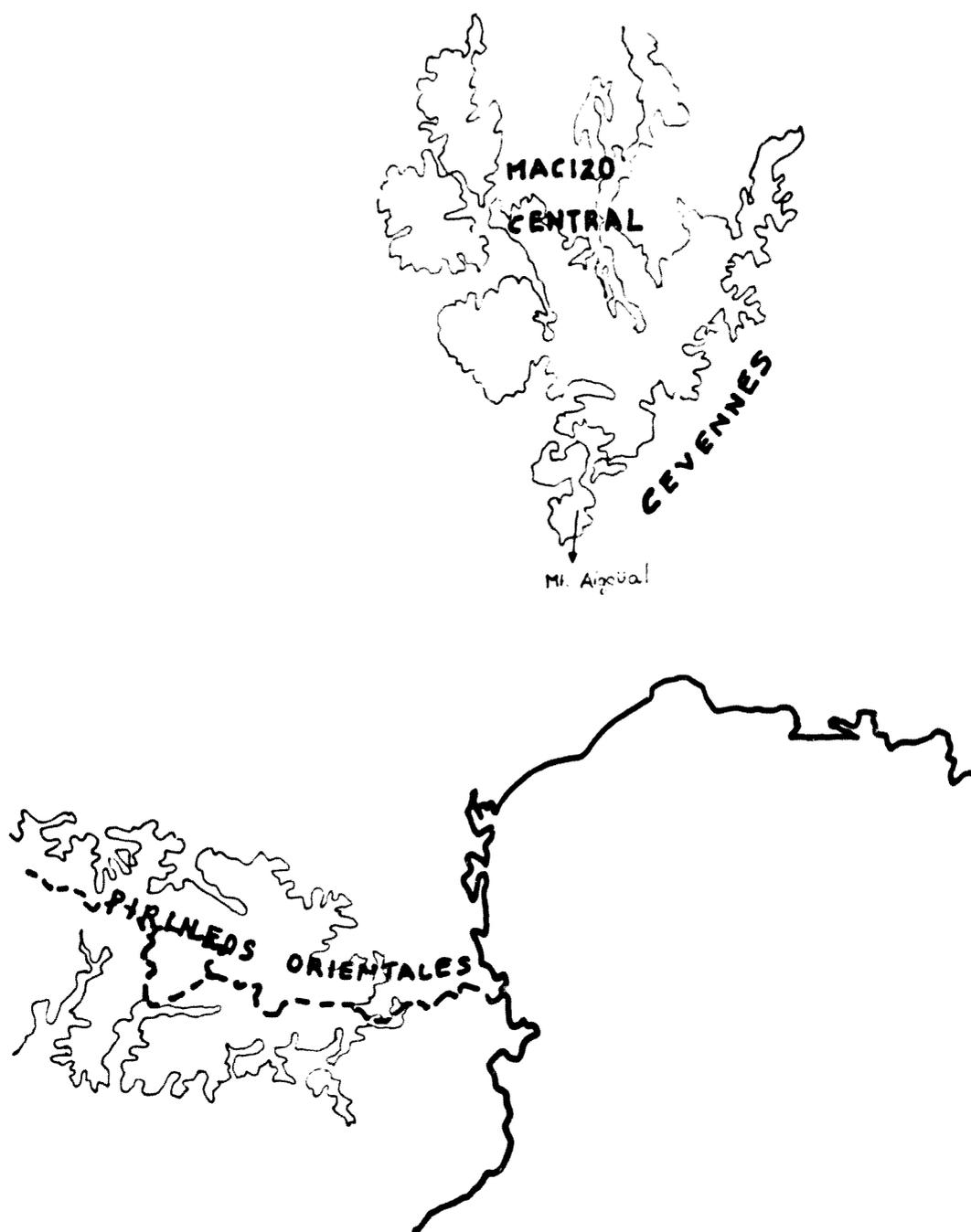


Fig. I.4.1. Localización del Macizo Central Francés, Les Cévennes y los Pirineos Orientales.

ro situada de 10 a 30 kilómetros al Este de la misma (fig.I.4.2), mientras que las mayores cantidades de lluvia se recogen sobre las zonas más altas de la cresta. Los gradientes pluviométricos son muy elevados a ambos lados de la banda, pasando de 0 a 40 mm/h en algunos kilómetros. Dentro de la misma banda se encuentran núcleos de mayor intensidad. Para que tal banda se forme deben darse las siguientes condiciones:

- orientación de una corriente de alta velocidad del Sur en altura
- advección de aire mediterráneo
- inestabilidad del aire caliente
- formación de depresiones secundarias sobre el frente frío y orientación de este frente paralelamente a la línea de la cresta
- bloqueo del aire frío posterior al nivel de las Cévennes

Benichou' (1984) trata de relacionar la posibilidad de lluvia y la situación meteorológica a escala local. Obtiene sobre las Cévennes que:

- los campos de humedad a 700 y 500 hPa asociados a campos de geopotencial de la capa media explican bien las precipitaciones de verano.
- los campos de humedad son menos importantes en invierno. Entonces son decisivos los campos de θ_w' y del gradiente vertical de θ_w' en la capa media. Los geopotenciales son más significativos a 850.

Miró-Granada (1974) subraya la importancia de la temperatura del agua del mar, indicando que ésta parece presentar días antes al episodio lluvioso un máximo bien marcado que disminuye en el curso del mismo.

Aulló (1984) efectúa un estudio estadístico de las precipitaciones excepcionales en los Pirineos Orientales. Para una lluvia de 80 mm en 24 horas obtiene períodos de retorno que van desde 16 meses en Banyuls a 125 años en La Tour de Carol. Para la obtención de estos datos se ha basado en la época 1961-1981.

Entre los episodios comentados por este autor merecen destacarse el de Octubre de 1940, durante el que se recogieron 840 mm en 23 horas en La Llau (récord de Europa) y 706 mm en 19 horas en St. Laurent de Cerdan o el de Octubre de 1915, en que se recogieron 435 mm en 24 horas en Perpignan. De las 7 situaciones más lluviosas registradas en el departamento de los Pirineos Orientales entre 1961 y 1981, sólo una (Octubre de 1977) coincide con inundaciones en Cataluña. En la mayoría de ellas se situaba una gota fría o una baja profunda sobre la Península Ibérica, que adveataba en su parte este aire cálido,

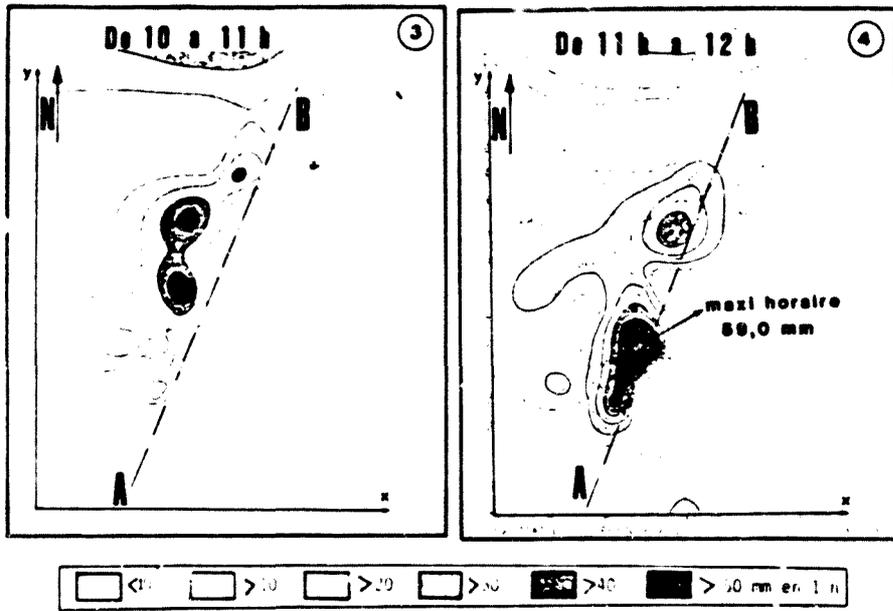


Fig. I.4.1. Organización del campo horario bajo la forma de banda lluviosa paralela a la cresta. 30-9-1975 (Tourasse,1981)

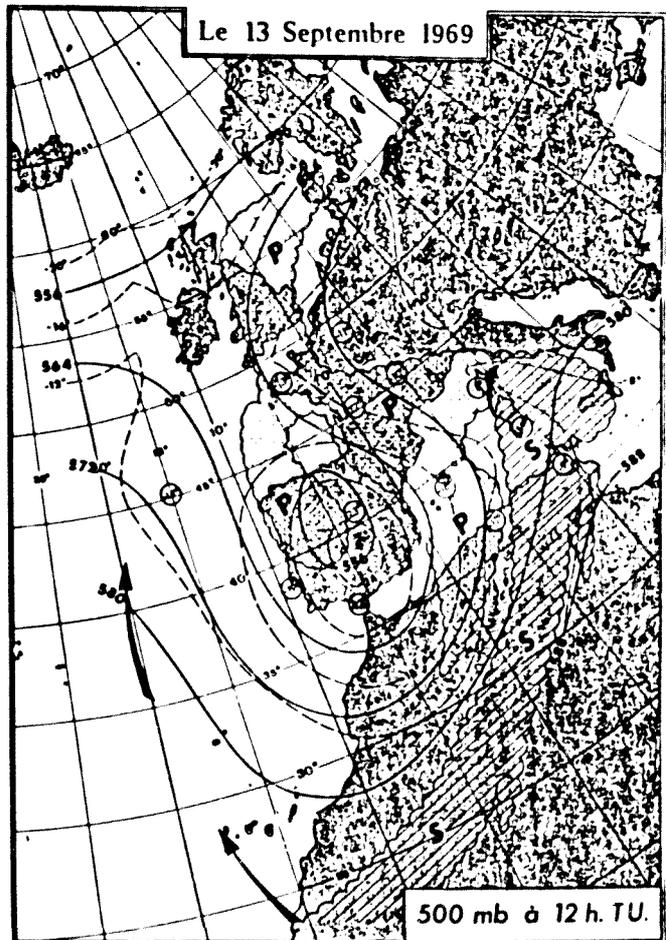


Fig. I.4.3. Efecto de interferencia entre dos corrientes de perturbaciones 13-9-1969 (Noyalet,1972)

húmedo e inestable.

Noyalet (1972) demuestra que la interacción de dos perturbaciones de orígenes diferentes es en muchos casos la responsable de precipitaciones excepcionales. Por ejemplo, el día 13 de noviembre (fig.1.4.3) se recogieron en Mont Aigoual 135,7 mm y el 22 de Septiembre de 1971, 148 mm en l'Herault. Aunque estas cantidades no son muy altas, la situación planteada en ambos casos es muy interesante por su semejanza con la existente en diversos episodios catalanes. En este caso se trató de la interacción de una perturbación de origen polar y de otra de origen sahariano, lo que facilitó la formación de un fuerte contraste de temperatura y humedad. En 1925 Vidal y Wehrlé ya habían hablado de la importante repercusión que tiene la interferencia de perturbaciones de orígenes diferentes.

En un estudio de todas las avenidas excepcionales producidas en el Sur del Macizo Central desde 1650, Gazelle (1982) llega a la conclusión de que las lluvias producidas bajo régimen del Sureste son breves, localizadas e intensas y se dan entre Septiembre y Abril, mientras que las de componente oeste e incluso noroeste son extensas, más débiles y se dan de Diciembre a Junio. De las 16 inundaciones de que hace mención merecen destacarse los 883 mm recogidos en cuatro días en Saint-Gervais-sur-Mers en Octubre de 1874, o los 916 mm entre el 2 y el 9 de Diciembre de 1953 en Combes (595mm de los cuales se recogieron en 2 días).

En un interesante y extenso trabajo, Mandon (1985) demuestra que las principales variables que permiten distinguir una situación responsable de fuertes lluvias de otra análoga pero sin lluvia son las siguientes:

- la humedad en el radiosondeo de Nîmes (dado que generalmente son bajo régimen del Sur) y cuando no, el producto de la componente sur del viento a 700 hPa por la humedad relativa a dicho nivel, a las 12 TMG.
- la diferencia de temperatura mar-tierra y los flujos de calor sensible y latente, que tienden a acentuarse la víspera del día en que se registra la mayor precipitación.

I.5. Algunos modelos propuestos a partir de inundaciones registradas en Estados Unidos y Canadá

I.5.1 Clasificación de Maddox, Chapeli y Hoxit, 1979

Basándose en 151 episodios que dieron lugar a inundaciones en algún pun

to de Estados Unidos, Maddox y sus colaboradores efectuaron su clasificación atendiendo a las características sinópticas y de meso- α escala. Dicha clasificación se presenta en la tabla I, si bien los modelos que se observan para cada superficie se comentan a continuación:

a. Sucesos de carácter sinóptico

En superficie se hallan asociados a borrascas relativamente intensas a escala sinóptica o bien a sistemas frontales casi estacionarios, en cuyo caso suelen desarrollarse en la parte cálida del frente. Las temperaturas de punto de rocío son altas en tanto que la presión al iniciarse el suceso es en promedio ligeramente inferior a la normal. Los vientos son predominantemente del Sureste. En algunas ocasiones, restos de un primitivo frente cálido separan el aire frío y húmedo del aire cálido y húmedo en el que tienen lugar la mayor parte de las tormentas. Generalmente los sistemas están orientados de Sur-Suroeste a Nord-Noreste (fig.I.5.1 (a)).

A 850 hPa los vientos próximos a la zona frontal tienden a ser paralelos a ésta, hallándose situado el máximo de vientos o "chorro" en la zona cálida y sobre el área afectada (fig.I.5.1.(b)).

En la superficie de 500 hPa aparece un surco que usualmente se mueve poco a poco hacia el Este o el Norte. Precisamente al Este del surco aparece una lengua de aire húmedo bajo la que está la zona de inundaciones (fig.I.5.1(c)).

b. Sucesos de carácter frontal

La principal característica en superficie es un frente a escala sinóptica estacionario o moviéndose muy lentamente, que suele estar orientado de Oeste a Este. En este caso las lluvias intensas tienen lugar en la zona fría y húmeda de la superficie frontal. Al igual que en el tipo anterior, los vientos son generalmente del Sureste, incrementándose la velocidad con la altura (aunque en menor proporción que antes) y tendiendo a ser cada vez más del Oeste (fig.I.5.2 (a)).

A 850 hPa se observa un chorro casi perpendicular al frente y bajo el que se sitúa la zona afectada (fig.I.5.2 (b)).

A 500 hPa se detecta un surco de onda corta en mesoescala. Al Este de dicho surco, una lengua de aire húmedo sobre la zona fría de la super

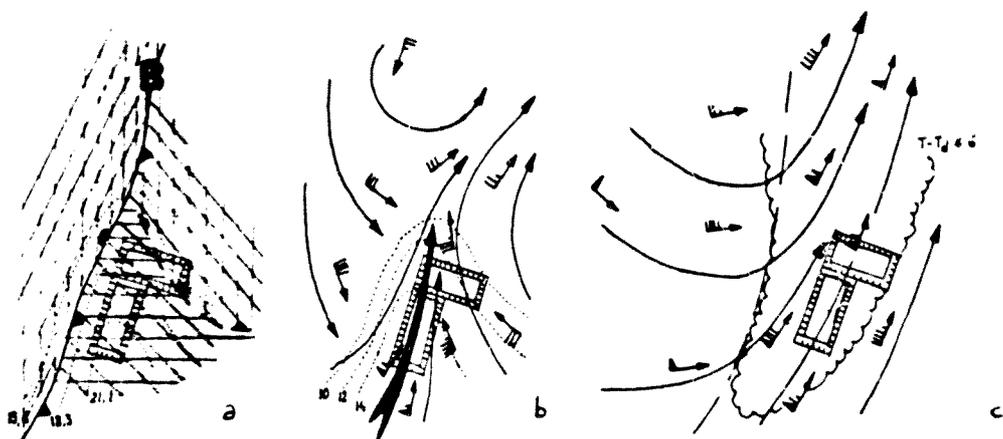


Fig. I.5.1. Configuración en superficie (a), a 850 hPa (b) y a 500 hPa (c) en el tipo sinóptico (Maddox, 1979)

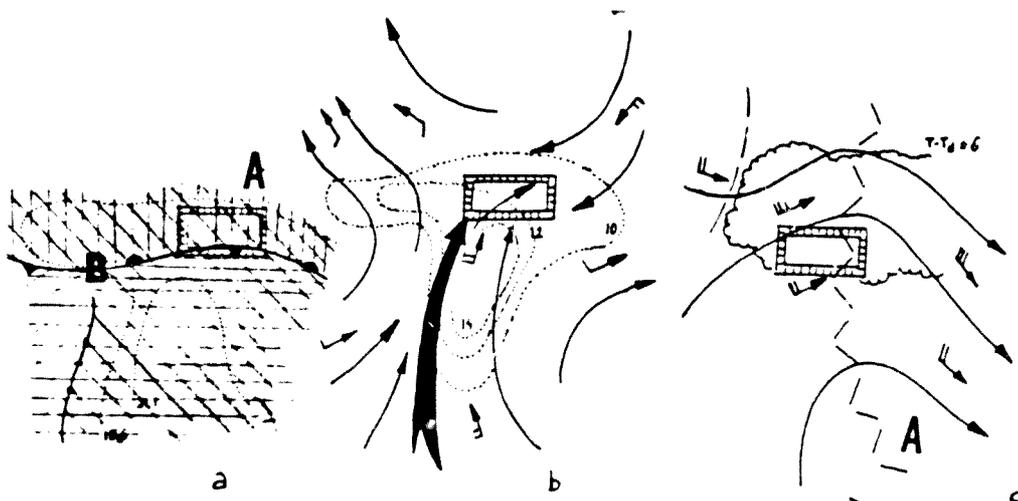


Fig. I.5.2. Configuración en superficie (a), a 850 hPa (b) y a 500 hPa (c) en el tipo frontal (Maddox, 1979)

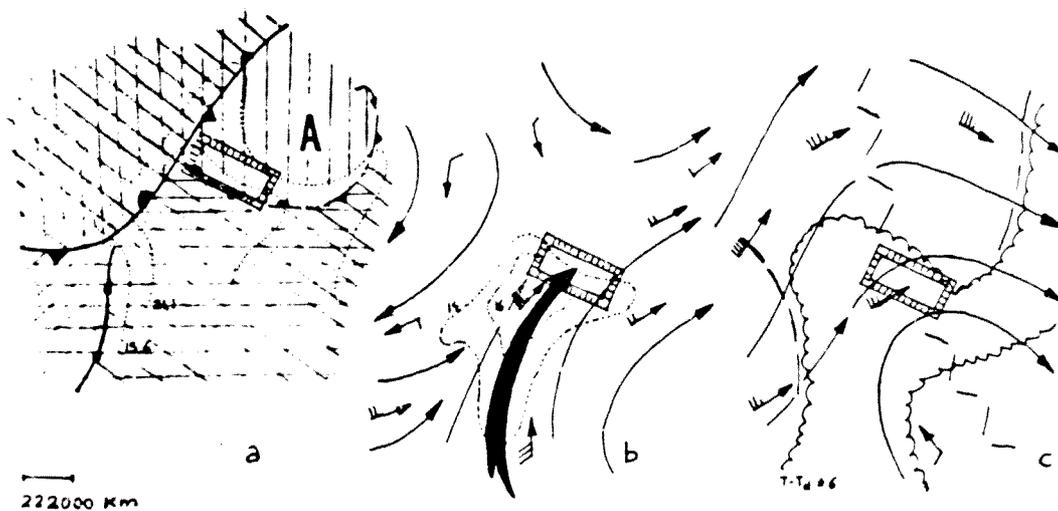


Fig. I.5.3. Configuración en superficie (a), a 850 hPa (b) y a 500 hPa (c) en el tipo de mesoalta (Maddox, 1979)

(El código utilizado se encuentra al final de este apartado)

ficie frontal y una loma paralela al chorro a 850 hPa se sitúan sobre el área afectada. (fig.I.5.2 (c)).

c. Sucesos de mesoalta

Generalmente se encuentran asociados a la corriente de descenso de una tormenta que había sido originada por actividad convectiva previa. Un 50% de los sucesos ocurrieron al Este de un sistema frontal casi estacionario, en la zona cálida y húmeda, en tanto que los restantes tuvieron lugar lejos de cualquier superficie frontal notable. Las lluvias más fuertes se localizaron en la zona fría del pseudofrente creado por la primitiva tormenta, usualmente hacia el S o SW del centro de presión de mesoalta (fig.I.5.3 (a)).

La velocidad del viento varía menos con la altura que en los casos anteriores, si bien entre la superficie y 850 hPa el giro es considerable (115° en sentido horario). A 850 hPa los vientos son a menudo paralelos al flujo saliente de la zona límite en tanto el chorro se haya situado paralelamente y al Este de la zona frontal cuando ésta existe (fig.I.5.3 (b)).

A 500 hPa la lengua de aire húmedo se sitúa al Este de un surco en mesoescala. Las inundaciones tuvieron lugar bajo una loma bastante marcada (fig.I.5.3.(c)).

d. Sucesos del Oeste

Como el nombre indica, tienen lugar en el Oeste de Estados Unidos, generalmente bajo situaciones a gran escala relativamente débiles sin que exista ninguna situación determinada en superficie. Muchos casos, sin embargo, estuvieron asociados a un frente preexistente, al flujo saliente de una tormenta o a la interacción entre características geográficas y fenómenos de gran escala.

En este caso, la temperatura de punto de rocío en la superficie es inferior a la propia de las anteriores. En altura el viento es del Suroeste y en 24 casos se identifica el seno de una pequeña onda a 500 hPa. Las inundaciones suelen ocurrir muy cerca de una loma a gran escala.

I.5.2 Algunas precisiones y modificaciones a la clasificación anterior

Grice y Maddox (loc.cit) estudian episodios con precipitación superior a 125 mm en 24 horas, en el sur de Texas. Para el período 1977-1981 obtienen 33 casos de los cuales 19 son de mesoalta y 12 frontales. Las diferencias principales con los modelos de Maddox (1979) son:

- Son más frecuentes de Abril a Junio y no se producen nunca en verano.
- Son principalmente de naturaleza nocturna.
- A 500 hPa la depresión del punto de rocío es considerablemente mayor.
- Los vientos medios a 850 hPa son más del Sureste en el tipo frontal y más del Sur en los de mesoalta.
- Dada la época del año en que estos episodios tienen lugar, la cizalladura vertical y el viento en la alta troposfera son grandes.
- En el caso frontal la zona afectada se halla cerca del punto de inflexión en vez de la línea de la loma a 500 hPa y delante de un surco muy marcado.
- Las mesoaltas se presentan en general como extensas lomas, a diferencia de los centros cerrados de presión típicos de los episodios estudiados por Maddox. Al igual que en el caso frontal, la zona afectada se halla cerca del punto de inflexión a 500 hPa en vez de la loma a gran escala.

Belville y Stewart (loc.cit) definen el tipo "New Orleans", semejante a los tipos Sinóptico y Frontal de Maddox (1979). Para ello se basan en 15 casos que tuvieron lugar en Louisiana desde 1970. De estos, 13 superaron los 254 mm, 6 los 300 mm y 3 los 400 mm. Las características principales son las siguientes:

- Se dan generalmente entre Octubre y Mayo con un 60 % en primavera.
- Son de naturaleza nocturna y duran de 8 a 60 horas, con una media comprendida entre 21 y 22 horas.
- Es usual la presencia de tornados, granizo y vientos fuertes, sobre todo al final del episodio.
- La configuración a 500 hPa se caracteriza por un régimen de flujo bifurcado en cuya rama sur se sitúa una baja cerrada, estacionaria o de movimiento lento hacia el Este. Superpuestos a esta corriente aparecen además surcos de onda corta. La advección de aire frío es en general débil. En dos terceras partes de los casos se sitúa una loma de gran amplitud

sobre el Este de Estados Unidos.

- A 850 hPa hay convergencia y una importante advección cálida y húmeda. La precipitación más fuerte tiene lugar cerca del eje de la loma húmeda en el área de mayor gradiente de la temperatura de punto de rocío.
- En superficie, un frente estacionario o bien el flujo saliente de una tormenta previa proporcionan el mecanismo necesario para el desarrollo de la convección. Existe siempre una baja subsinóptica tal que la lluvia más fuerte tiene lugar en el cuadrante noroeste de la misma.

I.5.3 Clasificación de Canova y Maddox, 1980

Esta clasificación atiende esencialmente a la configuración de 500 hPa. Se basa en 61 episodios que tuvieron lugar al Oeste de Estados Unidos. En general, se producen después del mediodía y por la tarde. Las precipitaciones son inferiores a las de los episodios del Este, oscilando entre 50 y 100 mm. No se caracterizan por darse en épocas del año muy determinadas, sino más bien por afectar a regiones muy específicas. Por último, la influencia de la rugosidad del terreno es en este caso muy importante.

A continuación se presentan los cuatro modelos en que se pueden agrupar estos episodios. En la tabla I.5.2 se resumen algunas de sus características.

a. Tipo I

Asociado a un débil surco de onda corta que se mueve hacia el Norte sobre el borde Oeste de una loma de onda larga. Bajo ésta se centra una baja en superficie asociada a una onda frontal. La zona afectada se encuentra al Este del surco, el cual puede moverse hacia fuera de un surco estancado de onda larga o bien puede girar en torno a una débil baja. (fig.I.5.4.)

b. Tipo II

El surco de onda corta avanza hacia el Sur al Este de una loma de onda larga. El ascenso de la masa de aire húmedo puede ser provocado por la interacción de la onda corta con un frente en superficie.

c. Tipo III

Afecta principalmente a la zona costera y se halla asociado a situa-

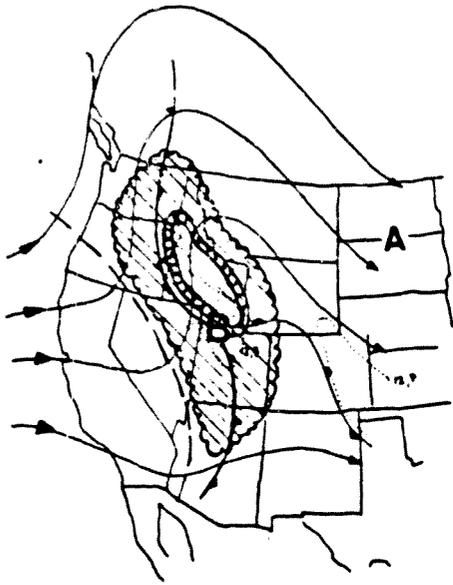


Fig. I.5.4. Configuración a 500 hPa y en superficie para los episodios del tipo I (Canova, 1980)

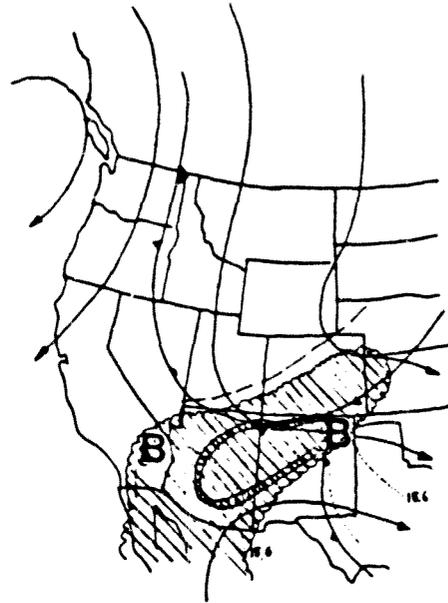


Fig. I.5.5. Configuración a 500 hPa y en superficie para los episodios del tipo II (Canova, 1980)

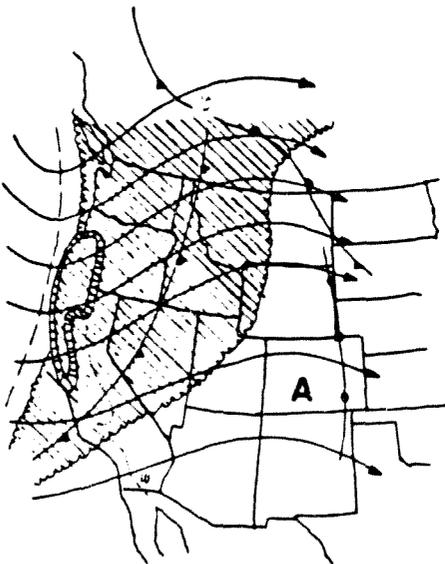


Fig. I.5.6. Configuración a 500 hPa y en superficie para los episodios del tipo III (Canova, 1980)

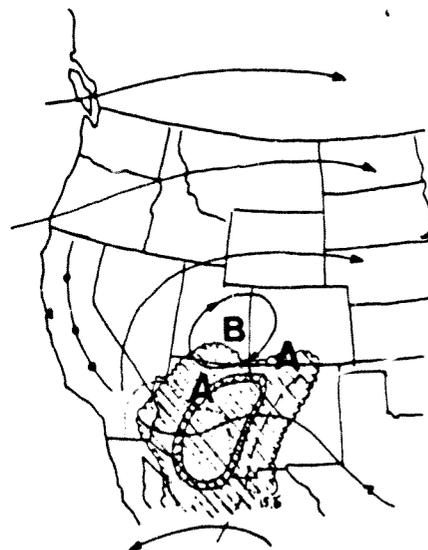


Fig. I.5.7. Configuración a 500 hPa y en superficie para los episodios del tipo IV (Canova, 1980)

ciones sinópticas bien definidas. La interacción de un flujo húmedo que penetra por el Suroeste a bajo nivel con las zonas montañosas desarrolla la actividad tormentosa. Al igual que en los otros casos, el área afectada se sitúa al Este del surco, si bien la baja está mucho más al Noreste (fig.I.5.6).

d. Tipo IV

El surco de onda corta a 500 hPa es muy débil, moviéndose a lo largo del flujo zonal. Esta onda puede estar al Norte o al Sur de una loma profunda orientada de Este a Oeste. Tanto éste como el tipo II están muy relacionados con el monzón del Suroeste, pero a diferencia del II la situación en superficie está muy poco definida. (fig.I.5.7)

I.5.4 Clasificación de Miller, 1972

A partir de 400 tornados registrados en Estados Unidos entre 1954 y 1964, Miller efectúa una clasificación de su situación sinóptica atendiendo a:

- la presencia de chorros o cizalladuras a niveles medios
- el carácter de la intrusión de aire seco y su proximidad a una lengua de aire húmedo
- el valor y el gradiente de humedad a bajo nivel

a. Tipo A

Caracterizado por un "chorro" del Suroeste claramente definido a 500 hPa, una corriente de aire seco cálido a 700 hPa y otra a 850 hPa, superponiéndose ambas a la parte oeste de una lengua de aire húmedo del Sur a 850 hPa. En esta zona de mezcla tiene lugar una convergencia considerable y una gran advección de aire seco en los niveles bajos y medios. Es en la parte de esta zona situada bajo el chorro donde tienen lugar las tormentas más violentas, sin que se forme por lo general ninguna línea de turbonada.

La zona afectada puede extenderse desde el chorro hasta unos 350 km a la derecha de éste, y la corriente descendente desde la línea de máxima convergencia hasta el lugar donde la humedad a bajo nivel es insuficiente para mantener la alta inestabilidad latente necesaria para que prosiga la actividad tormentosa. Si en los niveles medios aparece una zona de marcada cizalladura horizontal que atraviesa la zona húmeda

hacia el Sur o Sureste del chorro, se puede desarrollar una segunda área tormentosa más pequeña y menos persistente.

En este caso las tormentas se desarrollan rápidamente (entre 15 y 30 horas) y, por lo general, empiezan hacia el mediodía o dentro de las 6 horas siguientes. La actividad violenta dura de 6 a 8 horas y cesa cuando el aire seco que penetra pierde su identidad debido a la mezcla y el flujo de viento entre el aire húmedo y seco empieza a disminuir. El deterioro se acentúa durante las horas nocturnas puesto que el aire se va estabilizando. (fig. I.5.8)

b. Tipo B

Al igual que en el caso anterior, aparece un chorro del Suroeste, intrusión del aire seco a bajo nivel y una corriente del Sur de aire húmedo y cálido desde la superficie hasta 850 hPa. Aparece sin embargo un frente frío a 700 hPa o un surco también frío a 500 hPa. En estos casos se desarrolla siempre una línea de turbonada, bien frontal o prefrontal.

Las tormentas se inician siempre a lo largo o justo delante del frente frío en superficie, debido a la combinación de aire húmedo cálido adyacente al aire seco y advección de aire frío en los niveles medios y superiores. La actividad se desarrolla gradualmente, extendiéndose la línea de turbonada desde unos 250-350 km al norte del chorro hasta el borde del aire seco que penetra. El área más afectada se puede delimitar por la posición del chorro, la zona de difluencia o una zona horizontal de cizalladura bien definida a niveles medios y la convergencia entre aire húmedo y seco en los niveles inferiores y medios.

En este tipo de situación las tormentas pueden tener lugar a cualquier hora del día y noche, independientemente del ciclo de calentamiento diurno, si bien la actividad es más intensa si se desarrolla cerca de la hora de máximo calentamiento en superficie. (fig. I.5.9)

c. Tipo C

La dirección del chorro en este caso es más del Oeste que en los tipos A y B, apareciendo en algunas ocasiones una importante zona de cizalladura procedente del Oeste en los niveles medios. El aire seco penetra por el Suroeste, especialmente en el nivel de 700 hPa. Paralelamente al chorro se distingue una superficie frontal casi estacionaria que al ser

invadida por una lengua húmeda cálida de bajo nivel da lugar a las fuertes tormentas, delimitadas al Norte por el chorro. Estas se incrementan formando una línea de turbonada sobre el borde del aire seco cuando éste penetra sobre el aire húmedo.

El área de mayor actividad tormentosa queda determinada al Norte por el chorro y al Sur por el frente. Se extiende unos 80 km al Oeste del eje de máximo flujo húmedo a bajo nivel sobre la superficie frontal y es difícil delimitar el límite este, que puede depender de un decrecimiento en la temperatura, en la humedad o en la invasión de aire seco.

Las tormentas, al igual que en el caso B, pueden desarrollarse a cualquier hora del día o de la noche, durando la máxima actividad unas 6 horas.

Las situaciones de tipo C son muy favorables para la formación de altas en forma de cúpula inducidas por la precipitación y sus mesodepresiones asociadas dentro del área de la tormenta, las cuales se mueven unos 30° a la derecha del viento en niveles medios, hacia las bajas presiones y hacia las máximas temperaturas en superficie.

Cuando un frente frío bien definido aparece acompañado por una fuerte advección de aire frío sobre el área activa este tipo se transforma en tipo E, pudiendo extenderse la actividad tormentosa hacia el Sur (fig. I.5.10).

d. Tipo D

El chorro presenta a menudo una dirección más del Sur que en los casos anteriores, Al Oeste del mismo aparece un centro de baja presión en superficie que usualmente se mueve en dirección norte acompañado por una baja fría a 500 hPa. En torno a este centro tiene lugar la advección de aire seco y frío en todos los niveles, procedente del Suroeste y que se superpone a la corriente de aire húmedo en niveles bajos que penetra por el Sur o Sureste.

Las tormentas iniciales tienen lugar en el aire cálido que circula por abajo, entre la posición del chorro y la isoterma fría cerrada a 500 hPa, extendiéndose posteriormente hacia el Este. El área afectada puede limitarse por la zona de convergencia en los niveles medios y bajos, la posición del chorro, el borde principal de aire frío y seco al Suroeste

y el centro frío a 500 hPa. La distancia entre éste y el chorro es de unos 250 km, en tanto que la existente entre el borde principal de la advección de aire frío y el correspondiente al aire húmedo cálido es más variable.

En este caso las tormentas pueden tener lugar a cualquier hora, si bien las más violentas aparecen durante el período comprendido entre el mediodía y el atardecer. Una vez ha anochecido, el decrecimiento en intensidad es bastante rápido, aunque las tormentas pueden proseguir de forma moderada durante algunas horas.

Por último, obsérvese que el chorro a bajo nivel forma un ángulo superior al de los casos A, B y C, concretamente de unos 90° (fig.I.5.11).

e. Tipo E

Este tipo se caracteriza por un chorro bien definido procedente del Oeste, un sector cálido al Sur del chorro a 700 hPa y una lengua a bajo nivel húmeda y cálida que penetra por el Sur-Suroeste. Su diferencia principal con los otros casos es la existencia de una baja en superficie asociada con frentes cálidos y fríos.

Las tormentas empiezan con la invasión de aire húmedo cálido entre la posición del frente cálido y el eje del chorro, formándose en todos los casos una línea de turbonada que puede ser frontal o prefrontal. La zona de máxima actividad queda delimitada por el chorro, el borde del aire seco así como el frente frío y el frente cálido, en tanto que el límite este se determina subjetivamente a partir del decrecimiento de la inestabilidad potencial, resultante del desparramamiento de aire cálido y húmedo.

Aunque las tormentas pueden acaecer tanto de día como de noche, la máxima actividad tiene lugar usualmente entre las zonas cercanas al máximo de temperatura hasta algunas horas después del ocaso, si bien puede proseguir, aunque con menor intensidad, durante toda la noche.

Frecuentemente se desarrollan zonas secundarias asociadas con cizalla dura en lo alto o líneas de turbonada transitorias (fig.I.5.12).

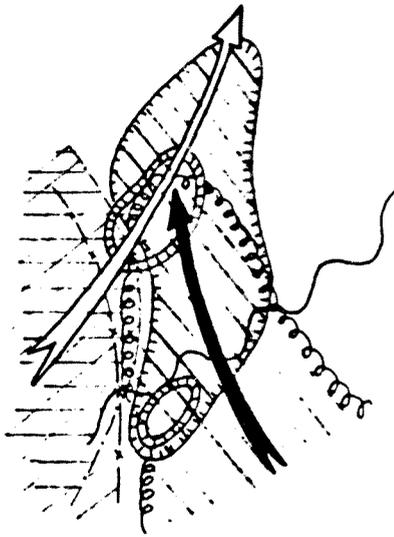


Fig. I.5.8. Esquema de una situación tipo A (Miller, 1972)

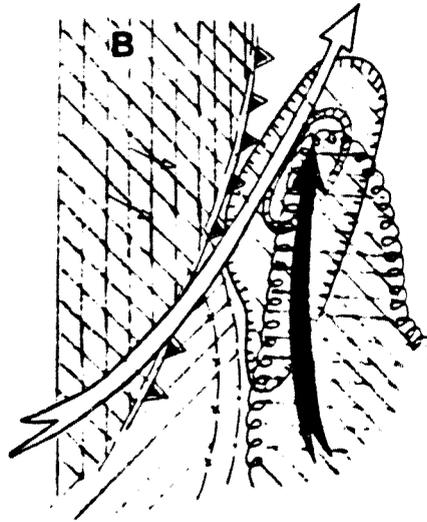


Fig. I.5.9. Esquema de una situación tipo B (Miller, 1972)

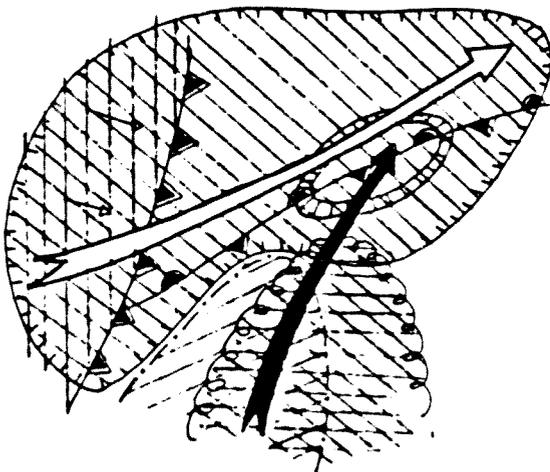


Fig. I.5.10. Esquema de una situación tipo C (Miller, 1972)

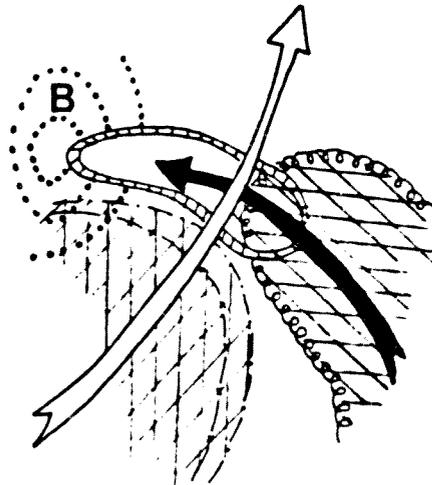


Fig. I.5.10. Esquema de una situación tipo D (Miller, 1972)

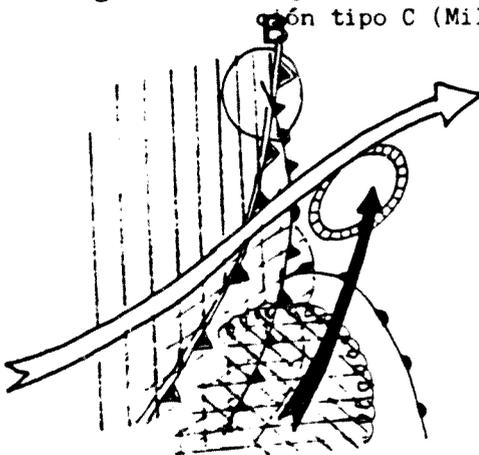
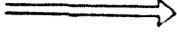
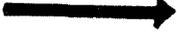
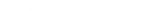
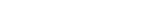
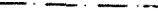


Fig. I.5.11. Esquema de una situación tipo E (Miller, 1972)

CODIGO

Línea de corriente	
Chorro a 500 hPa	
Chorro a 850 hPa	
Surco	
Loma	
Zona húmeda a 700 hPa	
Zona más afectada	
Lengua de aire húmedo a 500 hPa	
Lengua de aire húmedo a 850 hPa	
Temperatura del punto de rocío (Celsius)	
Separación de masas de aire sin llegar a ser un frente	
Frente cuasi-estacionario	
Frenta cálido primitivo	
Pseudo-frente creado por una tormenta	
Frente frío	
Frente cálido	
Lengua de aire húmedo en superficie	
Surco y frente a 700 hPa	
Borde del aire seco a 500 nPa	
Borde del aire seco a 700 hPa	
Borde del aire seco a 850 hPa	
Zona de cizalladura importante entre 800 y 700 hPa	
Zona de convección libre	
Aire frío	
Aire cálido	
Aire húmedo	
Aire seco	

I.6 Situaciones tipo en las inundaciones registradas en el Sur de Francia

I.6.1 Clasificación según Gazelle, 1982

Gazelle distingue tres tipos fundamentales de perturbaciones:

a. Grandes perturbaciones oceánicas

Simultáneamente a la presencia del anticiclón de las Azores se forman una o más depresiones en el Atlántico Norte a las que van asociados frentes que se extienden hasta el Mediterráneo. En este caso las lluvias más fuertes tienen lugar en las laderas orientadas al Oeste (fig. I.6.1).

b. Grandes avenidas mediterráneas

Se trata de una clara situación del Sureste. Sobre Europa Central se encuentra un anticiclón mientras que en el Golfo de Vizcaya o en la Península Ibérica hay una depresión. La región afectada se halla dentro de un pantano barométrico. Debido a que las masas de aire de origen oceánico, frescas y húmedas, rodean la depresión por el océano al tiempo que el anticiclón arrastra aire cálido y seco del Sureste se produce una marcada discontinuidad térmica y b́arica. Las lluvias se desencadenan al encontrar los primeros relieves. (fig.I.6.2)

c. Grandes tormentas

Se producen al final del verano y son aisladas en el tiempo y el espacio.

I.6.2 Clasificación según Aulló, 1984

Aulló distingue tres situaciones responsables de las lluvias más importantes registradas en el Rosellón.

a. Situaciones de Otoño

a.1- Dos o tres días antes de las precipitaciones se observa sobre el Atlántico un surco profundo que evoluciona hasta transformarse en una baja que afecta a la Península y Baleares y que fuerza la entrada de las masas de aire cálido mediterráneas hacia el Norte. Esta depresión se traslada rápidamente hacia el Este o Noreste

Las precipitaciones son superiores a 100 mm en 24 horas en todo

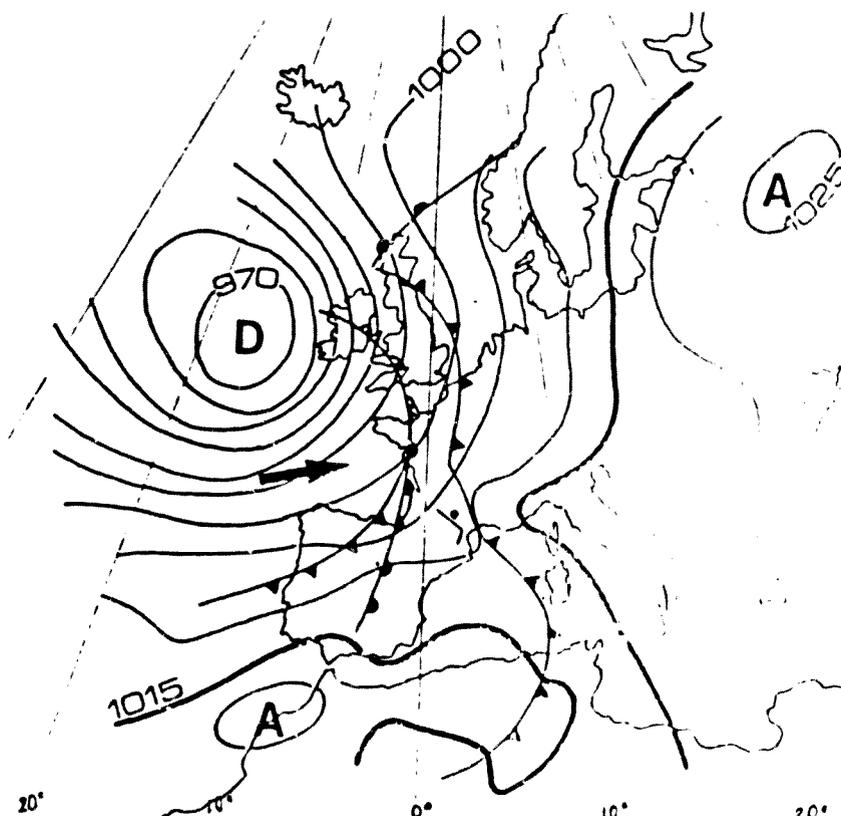


Fig. I.6.1. Aproximación por el Oeste de una depresión y de una perturbación atlántica. 14-4-1959 a 18 TMG (Cazelle, 1982)

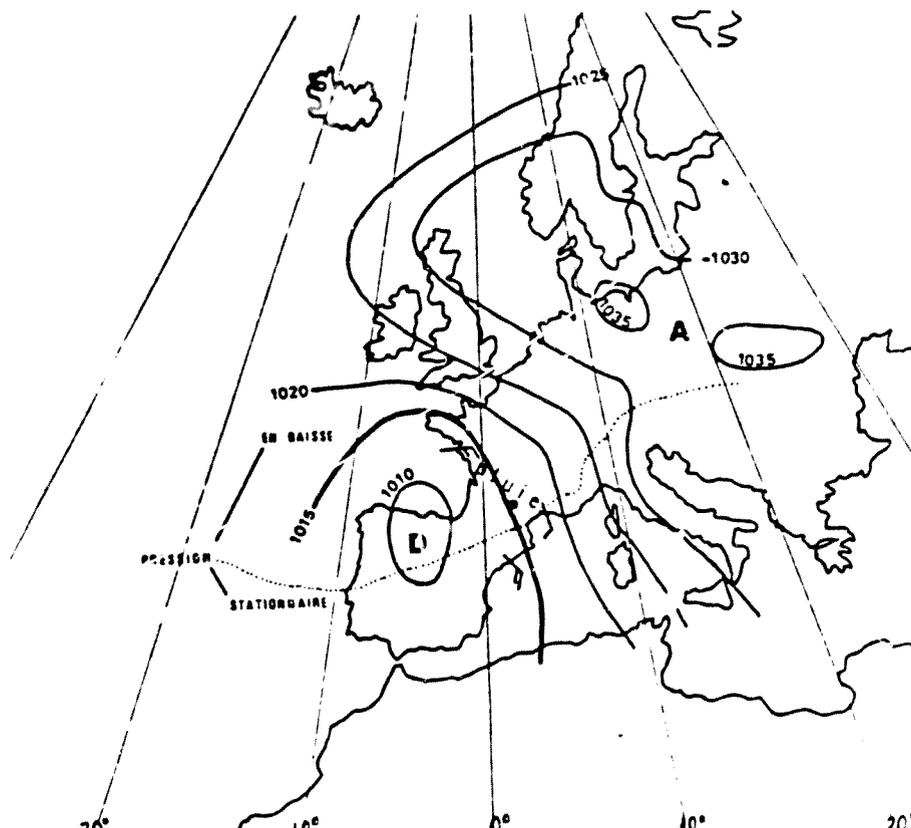


Fig. I.6.2. Entrada en Francia de una perturbación de origen mediterráneo. 2-3-1930 a 07 TMG (Gazelle, 1982)

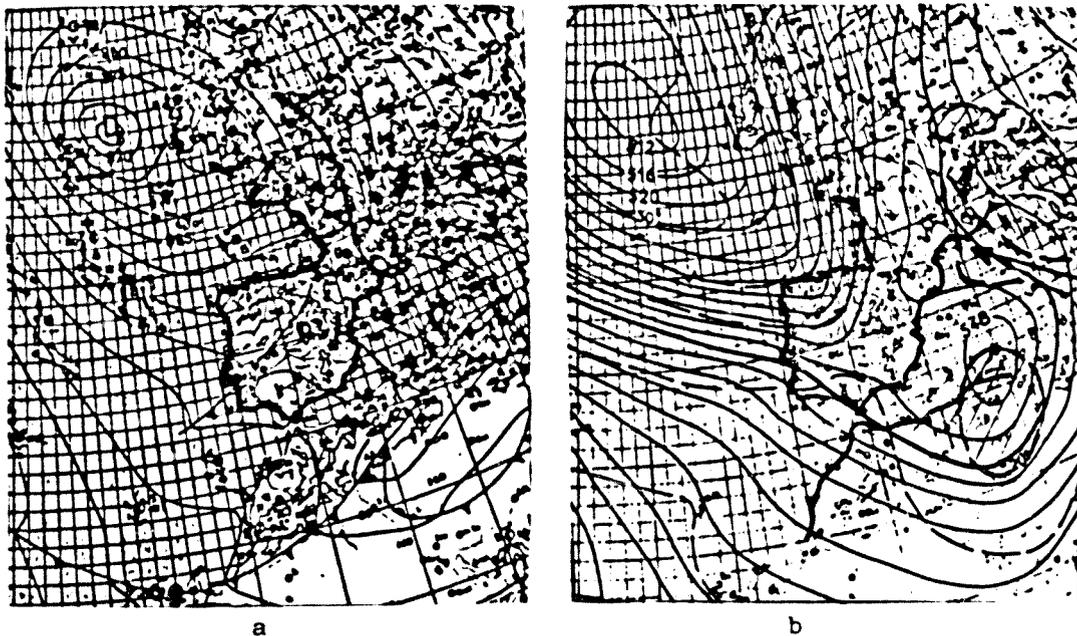


Fig. I.6.3. Mapas de superficie (a) y de 500 hPa (b) del 5 de Noviembre de 1962 a 06 TMG y 00 TMG respectivamente. Situación de Otoño (Aulló, 1984)

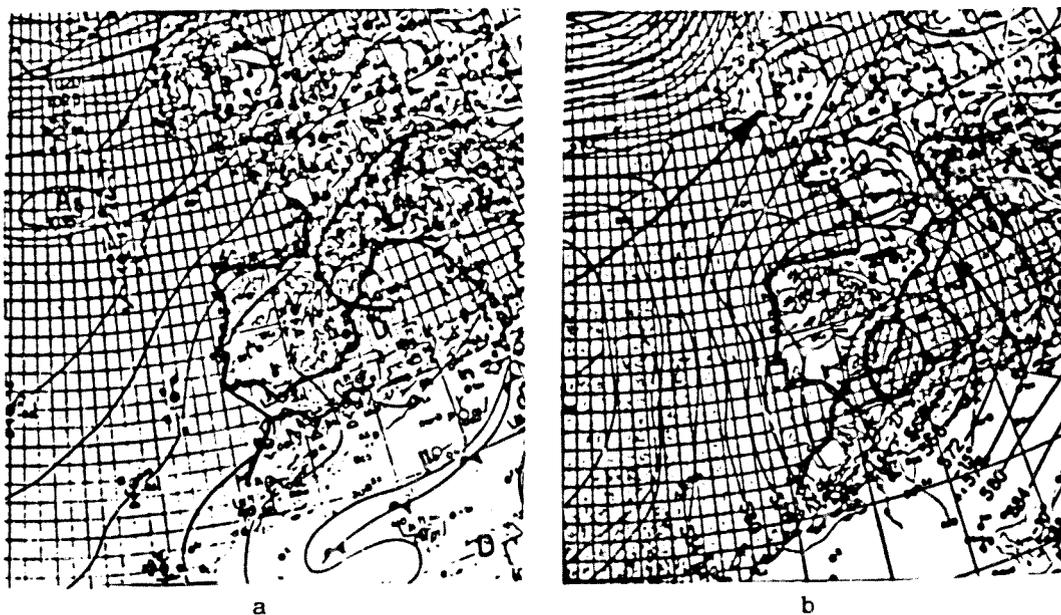
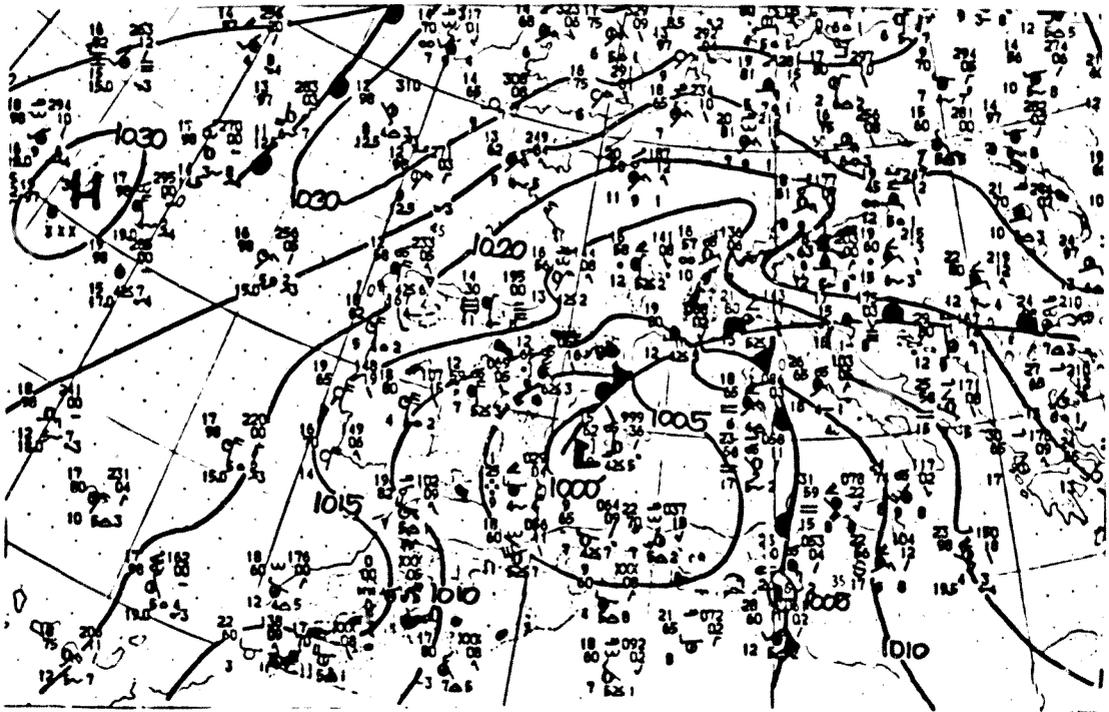
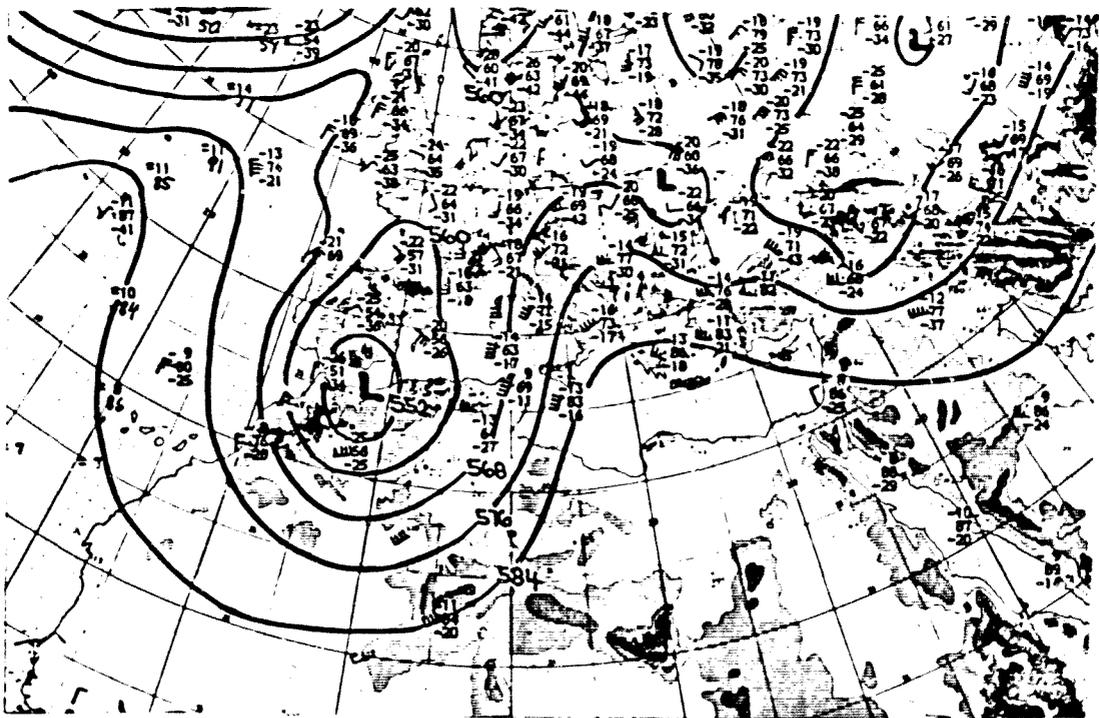


Fig. I.6.4. Mapas de superficie (a) y de 500 hPa (b) del 13 de Septiembre de 1963 a 18 TMG y a 00 TMG respectivamente. Situación de Otoño (Aulló, 1984)



a



b

Fig. I.6.5. Mapas de superficie (a) y de 500 hPa (b) del 18 de Mayo de 1977 a 12 TMG y 00 TMG respectivamente. Situación de Primavera (Aulló, 1984)

el departamento, siendo función creciente del relieve.

Ejemplo: Noviembre 1962, Noviembre 1968, Octubre 1970
 Octubre 1977 (fig.I.6.3)

a.2- Una baja se desprende de una corriente ligeramente ondulada sobre el Atlántico. Esta depresión, menos vigorosa que en el caso anterior, se sitúa sobre la Península Ibérica, debilitándose lentamente al no poder ser alimentada.

En este caso las precipitaciones son menos intensas y más duraderas.

Ejemplo: Septiembre 1963 (fig.I.6.4)

b. Situación de primavera

Penetración de aire frío en el Mediterráneo. Depresión en las proximidades de Córcega e intensificación de un anticiclón sobre Europa que puede llegar a unirse al anticiclón de las Azores, aislando a la depresión mediterránea. Se produce así un flujo del Este-Noreste responsable de precipitaciones muy importantes, sobre todo en la costa.

Ejemplos: Marzo 1969, Mayo 1977 (fig.I.6.5)

I.6.3 Clasificación según Mandon, 1985

Mandon clasifica las situaciones meteorológicas propicias para la producción de lluvias fuertes sobre las Cévennes, el Loira superior y los Alpes Marítimos en dos categorías:

a. Categoría A

En altura, zonas de altas presiones centrada en la vecindad de Islandia y prolongada por un profundo surco con eje Islandia-Portugal y asociada a una penetración hacia el Sur de aire frío de tipo polar oceánico. Altas presiones sobre Europa Central, Italia y el Este de Francia con una masa de aire subsidente relativamente frío.

Vientos de Suroeste a Sur en altura y de Sur a Sureste en superficie bastante fuertes.

Penetración de un sector cálido que se mueve lentamente hacia el Este, empujado por el aire frío posterior, en tanto que el aire subsidente

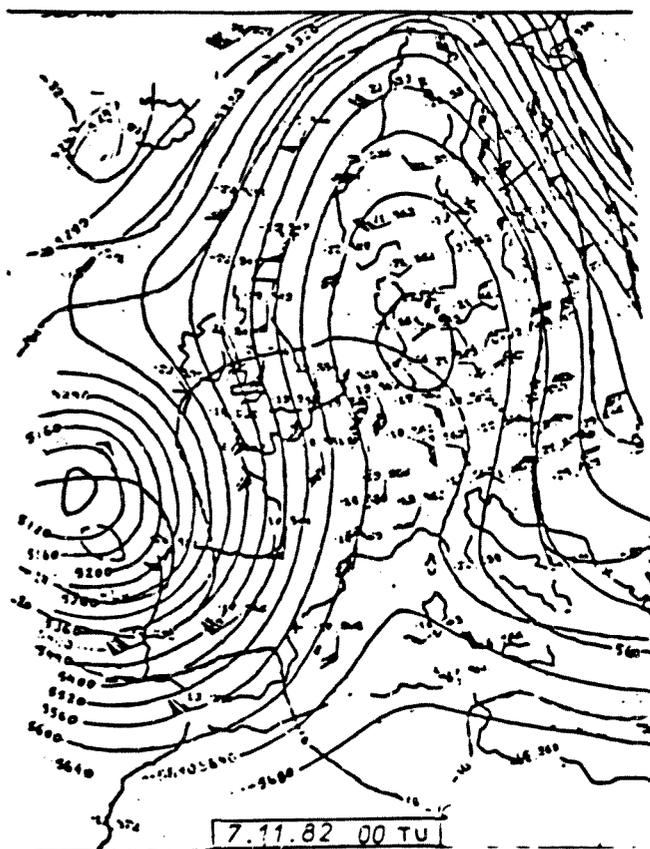
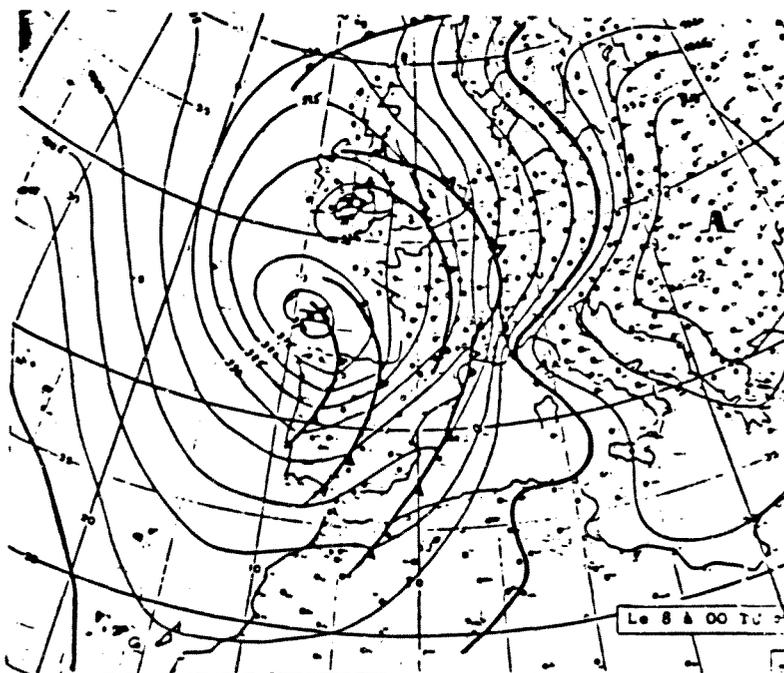


Fig. I.6.6. (a) Mapa de superficie del 8 de Noviembre de 1982 a 00 TMG. (b) Mapa de 500 hPa del 7 de Noviembre de 1982 a 00TMG. Categoría A (Mandon, 1985)

b



a

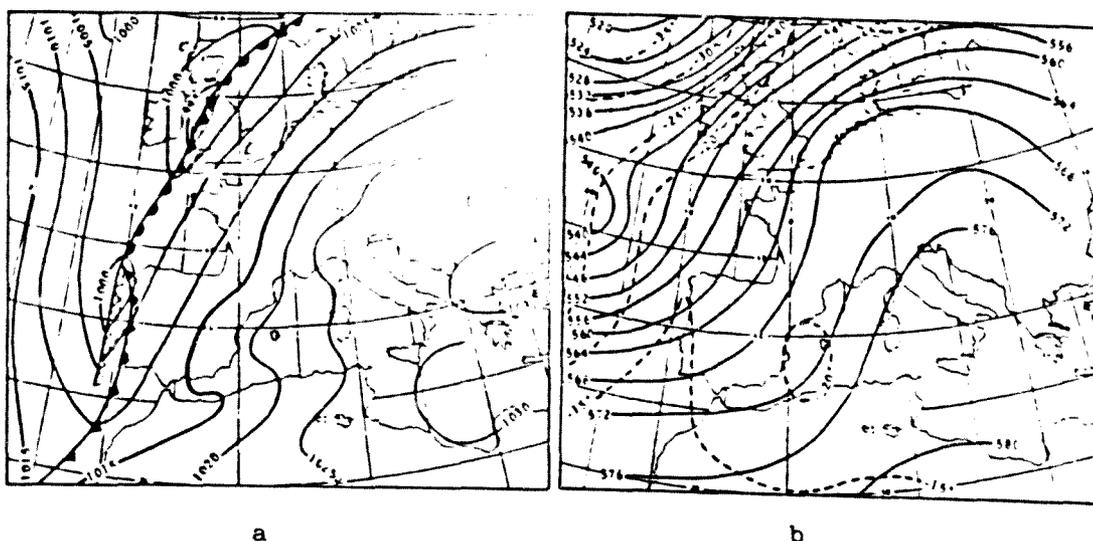


Fig. I.6.7. Mapas de superficie (a) y de 500 hPa (b) del 3 de Diciembre de 1953 a 18 TMG y 00 TMG respectivamente. Categoría A (Mandon, 1985)

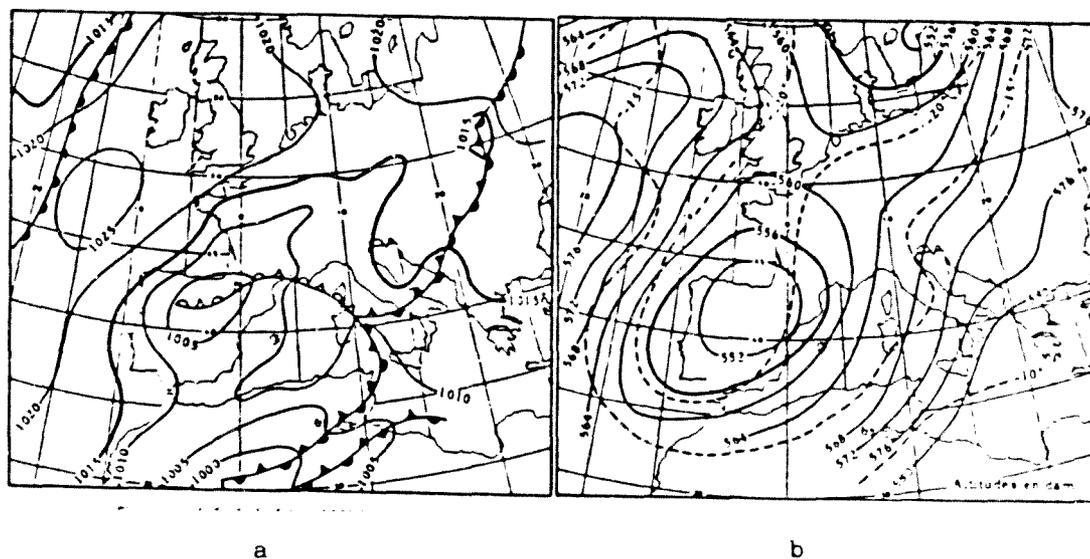


Fig. I.6.8. Mapas de superficie (a) y de 500 hPa (b) del 6 de Junio de 1953 a 18 TMG y 00 TMG respectivamente. Categoría B (Mandon, 1985)

anticiclónico y la cadena de los Alpes dificultan el avance. El del sector cálido, muy húmedo debido a su paso por el Mediterráneo, queda bloqueado, viéndose forzado a un ascenso brutal en el que además interviene el efecto orográfico.

A esta categoría pertenecen el 64% de las situaciones. Ejemplo: 7 y 8 de Noviembre de 1982 (fig.I.6.6)

Un caso particular de esta configuración tiene lugar cuando las lluvias se producen antes de la llegada de la perturbación, en el aire cálido, húmedo y a menudo inestable aportado del Sur por un fuerte viento a todas las alturas.

Ejemplo: 1-4 Diciembre 1953 (fig.I.6.7)

b. Categoría B

En altura, zona de bajas presiones centrada en España o en el Mediterráneo que provoca una entrada de aire frío hacia el Sur, situada entre una dorsal sobre Italia y otra en el Atlántico asociadas ambas a la penetración de aire caliente. En superficie se sitúa la depresión en medio de una zona anticiclónica de débil gradiente.

Viento del Suroeste en altura arrastrando aire cálido y húmedo mediterráneo.

Asociado a la baja un frente ocluido se sitúa al Norte del Mediterráneo.

A esta categoría pertenecen el 36% de los casos restantes.

Ejemplo: 6 de junio 1953 (fig.I.6.8)

Existe otra configuración posible aunque menos común, propia del verano: formación de pequeñas depresiones en el seno de un pantano barométrico situado sobre Europa Occidental, lo que favorece la convergencia de masas de aire contrastadas.

Sin embargo esta misma autora insiste en que éstas son sólo situaciones tipo y que cada episodio posee sus propias peculiaridades.

Fontaine y Portela (1959) proponen un modelo que sería un caso particular de la categoría A, como fue, por ejemplo, el responsable de las inundaciones de 1958. Si bien la configuración a escala sinóptica es esencialmente la

misma del citado modelo, en mesoescala tienen lugar fenómenos destacables: el aire frío posterior al frente consigue bascular sobre la vertiente Este de las Cévennes, penetrando por el Norte gracias a los valles de Allier y de Loire y descendiendo hacia el Sur por el corredor formado por el Valle del Ródano. Este movimiento del aire provoca el crecimiento de una depresión sobre el Bajo Languedoc que se alimenta de aire mediterráneo cálido e inestable. Este aire cálido es canalizado por el Valle del Ródano y los del Orb, del Hérault y del Vidourle hasta los bordes de la cadena montañosa, en donde se encuentra con el aire frío polar marítimo.

I.7 Complejos Convectivos en Mesoescala, CCM

Un capítulo aparte merecen los llamados "Complejos Convectivos en Mesoescala", CCM, sistemas convectivos muy organizados cuyos aspectos fundamentales son la convergencia y el ascenso medio en la media y alta troposfera. Su estudio se realiza principalmente a partir de las imágenes de satélite en infrarrojo y de los ecos de radar. (Fig. I.6.9)

Para que una agrupación de nubes sea considerada CCM debe cumplir los siguientes requisitos (Maddox, 1980):

- Tamaño: A - El campo de nubes con temperatura T_{BB} (temperatura del cuerpo negro) inferior o igual a -32°C debe abarcar un área de 100.000 km^2 como mínimo.
- B - La parte interior de la nube fría con temperatura T_{BB} menor o igual a -52°C debe abarcar un área superior o igual a 50.000 km^2 .
- Inicio: Deben cumplirse las condiciones de tamaño A y B.
- Duración: Las definiciones de tamaño A y B deben presentarse por un período superior o igual a 6 horas.
- Extensión máxima: La correspondiente al máximo tamaño alcanzado por el campo de nubes con temperatura $T_{BB} = -32^{\circ}\text{C}$.
- Forma: Aproximadamente circular. La excentricidad (eje menor/eje mayor) debe ser mayor o igual a 0,7 a la hora de máxima extensión.
- Finaliza: Cuando el tamaño indicado por A y B no se satisface.



a



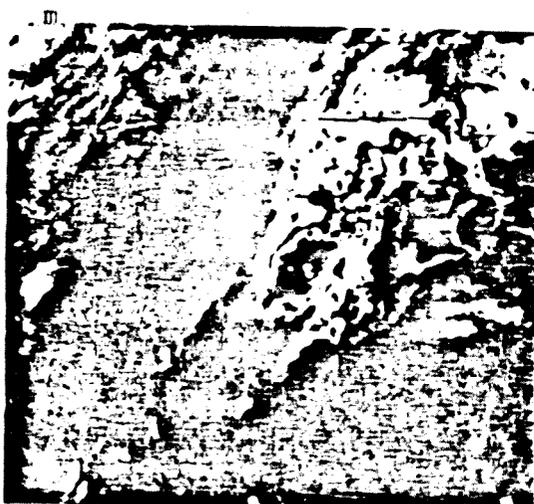
b



c



d



e

Fig.I.6.9. Imágenes de satélite en infrarrojo en las que aparecen CCM.
 (a) 0630 TMG del 11 de Octubre de 1981
 (b) 0200 TMG, (c) 0800 TMG del 12 de Octubre de 1981
 (d) 0800 TMG, (e) 1700 TMG del 13 de Octubre de 1981
 (Fritsch, 1981)

Cotton y Mac Anelly, 1983). En uno de los episodios estudiados por Fritsch (loc.cit) llovió en un área de $1.477.000 \text{ km}^2$. Generalmente las zonas de más fuerte precipitación se corresponden con las de temperatura $T_{BB} = -52^\circ\text{C}$.

El entorno a gran escala está caracterizado usualmente por débiles gradientes de presión y vientos flojos, observándose la existencia de una perturbación de gran amplitud y de flujo anticiclónico en la alta troposfera. Maddox (loc.cit) indica como características notables en superficie las siguientes:

- surco de presión y mesoaltas asociadas directamente con el sistema convectivo.
- descenso brusco de T y de T_d al aproximarse al borde principal del sistema.
- viento del Nordeste.
- rápido aumento de presión seguido de un descenso de unos 2 hPa para luego permanecer bastante estacionaria.

En la superficie de 500 hPa se observa en numerosos casos un surco de onda larga casi estacionario sobre el Oeste y una ancha loma en el centro de Estados Unidos y al Norte de la cual se desarrollan los CCM.

En los complejos de mesoescala son muy importantes los complejos convectivos de escala meso- β , cuya confluencia coincide con el crecimiento y madurez de los CCM y su difluencia con el decaimiento. La orografía, los surcos, las regiones de convección residual y la humedad en los niveles medios son algunas de las condiciones que facilitan la formación de complejos de meso-

Atendiendo al estudio de Maddox (1980), el ciclo de vida de un CCM es el siguiente:

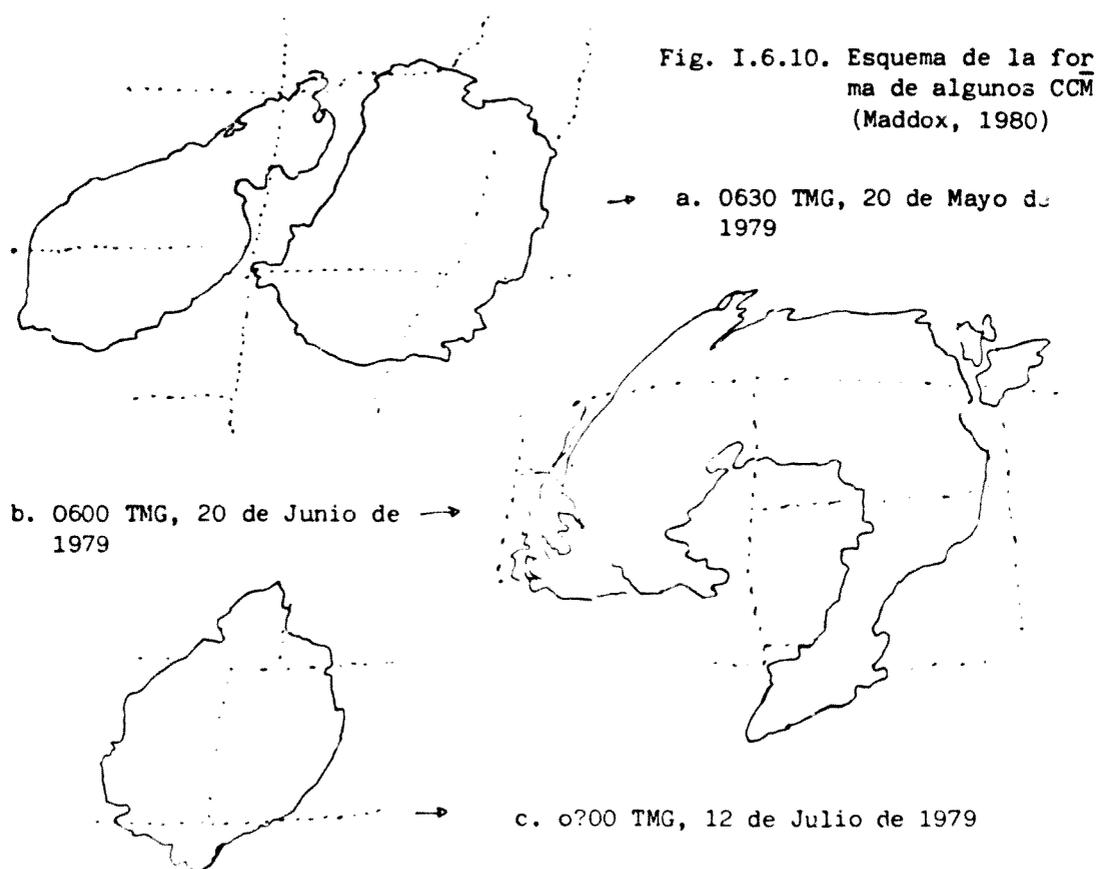
a. Génesis

Desarrollo de tormentas individuales en una región favorable a la convección, desempeñando un papel importante los efectos de pequeña escala tales como la topografía y las fuentes de calor. Así, la liberación de calor latente y el calentamiento por compresión pueden producir regiones de escala meso- de calentamiento anómalo (Fritsch, 1985). En niveles medios, la entrada de aire potencialmente frío de los alrededores produce una fuerte evaporación.

El tamaño y la duración impuestos aseguran que se están considerando sistemas convectivos grandes y persistentes y la condición de temperatura, T_{BB} , inferior o igual a -52°C que el sistema es activo y la precipitación cae sobre un área importante. Como fácilmente se observa, la escala de un CCM es gigantesca en comparación con la de una tormenta (unos 700 km^2) o una tormenta multicelular (unos 1400 km^2).

En todos los casos los CCM se propagan hacia el Este.

Un CCM, pues, suele presentar un aspecto como el de los dibujos siguientes (fig .I.6.10)



Estos complejos convectivos suelen iniciarse a mediodía o al atardecer, alcanzando su máxima intensidad hacia la media noche y persistiendo en algunas ocasiones durante la mañana, si bien, en general, suelen debilitarse al amanecer (Mc Anelly y Cotton, 1983; Maddox, 1980; Rodgers et al, loc.cit)

La máxima extensión encontrada con $T_{BB} = -32^{\circ}\text{C}$ ha sido de unos 300.000 km^2 (Maddox, loc.cit). Aunque en general la precipitación recogida oscila en torno a los 100 mm en 24 horas , se han llegado a superar los 300 mm (Wetzels,

b. Desarrollo

En superficie, las líneas de turbonada y los flujos salientes de tormentas individuales se mezclan produciendo una gran mesoalta con flujo de aire frío hacia afuera. A medida que penetra aire húmedo inestable en los niveles inferiores, el sistema va creciendo. Es en la zona de convergencia de este flujo que penetra con el flujo saliente donde se desarrolla la mayor convección.

Debido al calentamiento, el aire de la troposfera media converge, incorporándose en una región central de ascenso medio en mesoescala, que una vez saturada crea una especie de núcleo cálido y húmedo.

c. Madurez

Sigue habiendo una intensa convección en la región donde el flujo entrante de bajo nivel alimenta la inestabilidad. En esta fase es cuando se producen las más intensas lluvias. Las características dominantes son la gran extensión del complejo en la troposfera media, la circulación de masas hacia arriba y una amplia zona de precipitación. En esta etapa el núcleo cálido puede crear una mesobaja justo encima de la mesoalta asociada con el aire frío en superficie.

d. Disipación

Desaparece la clara organización en mesoescala que caracteriza a un CCM, siendo sustituida por una distribución caótica. Asimismo, ya no se desarrollan elementos convectivos intensos. Hay diversas razones que podrían explicar esta disipación; por ejemplo, la cúpula de aire frío que hay debajo del sistema puede volverse tan intensa que la zona de convergencia en superficie se mueva desde la región de ascenso medio en mesoescala hasta la región de subsidencia a nivel medio y superior; el sistema puede moverse dentro de un entorno a gran escala diferente, de forma que los campos de flujo relativo cambiasen y la convergencia de humedad a bajo nivel disminuyese, o bien puede que se moviera simplemente dentro de un entorno a gran escala más seco y más estable.

Una vez el CCM ha perdido su configuración característica sus efectos pueden persistir durante horas.

CAPITULO II

GOTAS DE AIRE FRIO: ASPECTOS SINOPTICOS Y ESTADISTICOS. RELACION CON LAS INUNDACIONES

II.1 Introducción

En los últimos años, las expresiones "gota de aire frío" o "gota fría" han adquirido insólita popularidad, especialmente en relación con episodios de lluvias catastróficas. Hasta tal punto es esto así, que ya forman parte del vocabulario de periodistas y locutores de radio y televisión, quienes las emplean con toda desenvoltura y notoria falta de criterio. La razón de ello es el frecuente uso de estas expresiones en predicciones del tiempo y estudios "post mortem" realizados por diversos autores, en los cuales se identifica la gota de aire frío con la causa de tales episodios catastróficos.

A nuestro juicio, esta importantísima conexión no queda suficientemente probada en tales trabajos, por lo que pareció procedente realizar un estudio extendido a un número suficiente de casos para averiguar si existe relación entre gotas frías e inundaciones y, en caso afirmativo, cuál es la naturaleza de tal asociación. De paso, se han analizado también diversos aspectos de las gotas de aire frío con vistas a su posible clasificación.

Cuando se ha tratado de precisar el concepto de gota de aire frío, se ha encontrado una sorprendente confusión, que trasciende también al estudio de sus posibles efectos. Algunos autores, en particular españoles, confunden una gota de aire frío con una depresión fría que, naturalmente, se manifiesta en los mapas de aire superior, en concreto en el de 500 hPa. Antes de pasar adelante, por tanto, era necesario precisar el concepto de gota de aire frío.

II.2 Antecedentes

II.2.1 Concepto y definición

El concepto se debe a la escuela alemana, comenzando con Köpper (1886), pero fue Scherhag (1937, 1939, 1948) quien puso de manifiesto las características fundamentales y acuñó el nombre de Kaltlufttropfen. Según este autor, la gota de aire frío es "una marcada depresión inexistente en el suelo y sólo apreciable en altura, en cuya parte central se encuentra el aire más frío".

Posteriormente se alteraron algunos matices de tal definición, iniciándose así una confusión que aún dura hoy. Fontaine (1951) la define como "el aspecto que adquiere una invasión de aire polar o ártico cuando hallándose en latitudes más o menos meridionales deja de estar unida a su fuente. Las isotermas a 700 hPa presentan entonces una forma circular coincidente a menudo con una depresión". Zimmerschied (1954) indica, por ejemplo, que en algunos casos la gota puede apreciarse en el campo bórico en superficie, pero se distingue de una depresión extratropical ordinaria por carecer de frentes. Probablemente es esta observación la que ha conducido a algunos a confundir una gota de aire frío con una depresión fría. Medina (1976), por el contrario, subraya que una gota de aire frío se distingue de una borrasca fría por presentar un anticiclón en superficie. Reuter (1954) no menciona en su definición la temperatura en altura; en cambio insiste en que la parte central presenta un mínimo de temperatura en la troposfera inferior, así como que dichas bajas no son perceptibles o apenas están insinuadas como tales en superficie. En esto último insiste también Mounier (1979) en su estudio del clima en la región atlántica de la Península Ibérica. Bessé, Fournié y Renaudin (1979) la definen basándose exclusivamente en el origen, como una masa de aire frío que se separa del existente en latitudes más altas, dando lugar a la formación de una depresión aislada. Por último, Hardman (1983) distingue tres tipos: grandes vórtices polares de movimiento lento que frecuentemente llevan asociada una alta o loma en superficie; aire frío que penetra en la circulación de depresiones viajeras, en cuyo caso el flujo en superficie es típicamente ciclónico y el tercero, que sería el más próximo a nuestro caso, como aire frío que queda aislado en latitudes relativamente bajas dando lugar a un vórtice aproximadamente circular.

II.2.2 Origen

Hay también puntos de vista diferentes en cuanto al origen de las gotas frías. Scherhag (loc.cit.) lo atribuye al aislamiento de una masa fría cuando, tanto por el Este como por el Oeste de la misma, penetran masas de aire cálido de gran espesor en la troposfera que llegan a separar la masa fría de su región de origen. Actualmente parece más verosímil la idea de Palmén (1949; Palmén y Newton, 1969; Malberg, loc.cit.) según la cual, la formación de la gota fría está asociada a la deformación y profundización de un surco en la corriente general del Oeste en la troposfera; el surco puede llegar a estrangularse y el aire frío pierde contacto con su masa original, formando una de-

presión cerrada (efecto cut-off) (fig. II.2.1). El mecanismo de Scherhag, sin embargo, no debe descartarse. Scherhag también indica que en algunos casos las gotas de aire frío más débiles pueden tener su origen en una baja fría cuando ésta se rellena primero en superficie y sobrevive después en altura unos días.



Fig. II.2.1. Formación de una gota de aire frío. (Scherhag, 1950)

Por lo que respecta a las gotas que afectan a la Península Ibérica, Zimmerschied (loc.cit.) propone como un caso típico el que se da cuando el ai re frío avanza hasta la zona comprendida entre la Península y las Azores, lo que sucede frecuentemente en primavera dando lugar a lluvias abundantes. Medina (loc.cit.) hace referencia al caso en que en altura se tiene sobre la Pe_nínsula una situación anticlónica, existiendo una pequeña baja entre Azores, Madeira y Canarias. Al avanzar una vaguada procedente del Oeste reactiva la "gota", que se traslada hacia el Sur de la Península y se deshace en el Medi_{ter}ráneo para reaparecer al poco tiempo en su lugar inicial. J.M. Jansá (1964) sitúa el origen de las gotas que afectan al Mediterráneo en el mar Cantábrico, Golfo de Cádiz y Golfo de Génova, con lo que se destaca la importancia de la influencia geográfica.

II.2.3 Movimiento

Los autores alemanes señalan que el movimiento de las gotas frías viene esencialmente regido por la configuración del campo bórico en superficie y suele ser lento y regresivo. Hay algunas discrepancias: así, Medina (loc.cit) afirma que la gota se mueve con el más fuerte de los vientos que la rodean. Insiste además en que durante la vida de una gota fría ésta ha de hallarse en continua traslación, ya que en caso contrario empezará a desaparecer por absorción del aire cálido de los alrededores.

Malberg (1985) observa que las gotas de aire frío se mueven generalmente en el margen de un sistema de alta presión en superficie con lo que las nubes de gran espesor, los chubascos, tormentas y vientos racheados se producen de manera inesperada.

II.2.4 Tiempo asociado

La opinión más común es la de que las nubes más espesas y los fenómenos de tipo tormentoso tienen lugar en el borde de ataque. Sin embargo, Reuter (loc.cit.) parece afirmar lo contrario cuando dice que la nubosidad y las precipitaciones se sitúan a medida que avanzan detrás (parte oriental), al tiempo que el borde anterior presenta pocas nubes. Podría pensarse que esto es debido a que Reuter trabaja con gotas procedentes del Noreste de Europa. Jansá (loc.cit.) indica que los peores temporales en el Mediterráneo se producen bajo la presencia de una gota fría, mientras que Alonso subraya que es frecuente encontrar gotas frías en los temporales de Levante.

Malberg (loc.cit.) explica que en verano las temperaturas más altas en la parte inferior de la gota conducen a estratificación inestable si la gota de aire frío se encuentra sobre un suelo recalentado, mientras que en invierno la irradiación hacia el suelo emitida por el aire frío y seco en altura es pequeña, de modo que en su parte central se alcanzan en superficie temperaturas muy bajas.

II.2.5 Algunas características de la configuración sinóptica asociada

Medina (loc.cit.) afirma que en algunas ocasiones puede formarse un ramal ascendente del chorro al que irá unido un anticiclón cálido ("burbuja cálida"), propuesta semejante a la de Scherhag (loc.cit.) según el cual las gotas más intensas se sitúan en el borde ecuatorial de un centro rector anticiclónico que suele estar situado en Escandinavia.

La gota de aire frío puede ocasionalmente desarrollar en el curso del tiempo un frente frío secundario cuando el aire frío arrastrado por la circulación ciclónica llega a tocar el suelo. (Malberg, loc.cit.).

II.2.6. Otras características

Alonso (loc.cit.) aporta la condición de que el potencial de Montgomery debe presentar en la gota fría valores inferiores a 307 kJ/Kg.

Scherhag resalta que la energía y el tamaño pueden ser muy variados, pudiendo extenderse a gran parte de Europa central o limitándose a un diámetro de unos cientos de kilómetros, en cuyo caso se forman a partir de la división de una más grande. Estas últimas presentan un comportamiento anormal como consecuencia de pequeños contrastes en la distribución de temperatura en su interior, en parte causados por la convección.

Jansá (loc.cit.) indica que poco después de haberse iniciado el proceso, puede entrar en contacto con algún frente preexistente o bien crearlo por su propia convergencia depresionaria, con lo que en general las últimas fases tienen apariencia frontal, en lo que concuerda con Malberg (loc.cit.).

Fontaine (loc.cit.) observa que la duración media de una gota fría es mayor para períodos de actividad solar creciente, registrándose además una desviación medía en su movimiento, principalmente hacia el Este, en tanto que Malberg (loc.cit.) habla de una duración que oscila desde algunos días hasta una o dos semanas.

II.3 Estudio de las gotas de aire frío en el período 1974-83 que afectaron a la Península Ibérica y Canarias

Recogiendo algunas de las ideas anteriores, unidas a la experiencia propia, se han empleado los siguientes criterios de identificación de gotas frías:

- a. La gota de aire frío es una depresión cerrada en la troposfera media y alta coincidente con un mínimo de temperatura.
- b. El campo bórico en superficie bajo la gota es en general poco definido; con el tiempo, la gota puede reflejarse en superficie mediante una depresión poco profunda.
- c. En la topografía relativa a 500/1000 hPa debe existir al menos una equiescalar cerrada.

De acuerdo con los criterios anteriores se han identificado y analizado las gotas de aire frío que durante el periodo 1974-1983 estuvieron centradas dentro de los rectángulos delimitados por las coordenadas 5°E-12°W y 35°N-45° (Península), 10°W-20°W y 27°N-35°N (Canarias). El análisis se ha realizado metódicamente planteándose en cada caso las siguientes cuestiones:

- Mes en que se registra
- Duración
- Posición
- Origen: A. Estrangulación de la corriente en chorro: Aa. Meridiana
Ab. Zonal

B. Primitiva baja que se ha rellenado

- Posición con respecto al chorro: A. Separada
B. Bloqueo
C. Rodeada
- Tiempo indicado en los B.M.E. bajo la gota: A. Tormenta
B. Lluvia
C. Ni lluvia ni tormenta
- Presión en superficie: A. Alta
B. Baja
C. Normal
- Viento en superficie
- Temperatura en superficie
- Geopotencial a 500 hPa
- Temperatura a 500 hPa
- Máxima y mínima diferencia de temperatura con respecto al entorno, a 500 hPa.
- Espesor geopotencial 500/1000 hPa
- ¿Llega hasta 300 hPa? : A. Sí
B. No
- ¿Llega hasta 100 hPa? : A. Sí
B. No
- Paso previo de un frente : A. Sí
B. No
- Tamaño
- Movimiento : A. Según el campo bórico en superficie
B. Según el viento a 500 hPa
C. Según el viento medio entre superficie y 500 hPa.

- Lluvia producida en la Península mientras la gota estuvo presente.
- Relación entre la posición de la gota y la zona afectada por la lluvia.

En las tablas A.III.1 a A.III.11 del apéndice A.III se ha compilado la información obtenida a partir de tales cuestiones, la cual se discute en los apartados siguientes.

II.3.2 Número de gotas observado y distribución mensual

En total se detectaron 76 gotas frías cuya duración se extendió a 170 días. Como muestra la figura II.3.1, el mes en que se registraron más gotas fue Abril, con 14, seguido de Julio y Mayo con 10, mientras que Febrero sólo registró 3. Con respecto a las estaciones del año, en primavera se produjeron 29, 19 en verano, 15 en otoño y 13 en invierno.

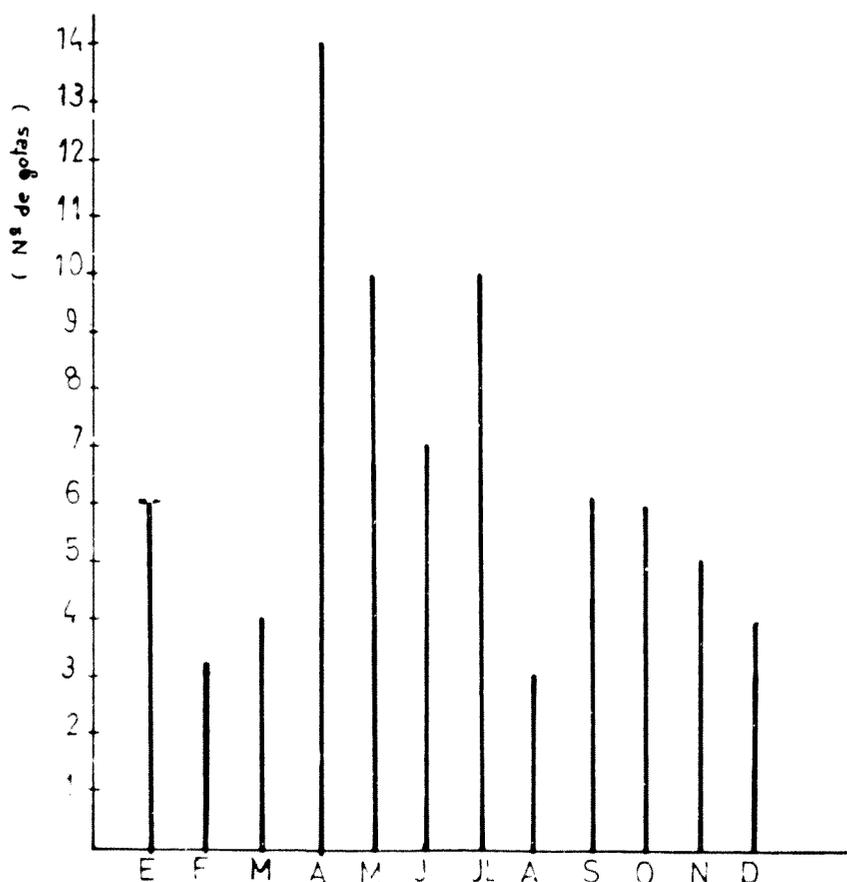


Fig.II.3.1. Distribución mensual en el curso del año del número de gotas frías registradas en el periodo 1974-1983.

II.3.3 Duración

En general duran 2 o 3 días, como puede observarse en la figura II.3.2. En ésta, la anchura de las barras indica el número de días que duró la gota y la altura, el número de gotas que se registraron en cada mes con semejante duración.

Si bien Marzo, Julio y Diciembre presentaron las gotas de más larga vida, no parece haber relación alguna entre la longevidad y la estación del año. En cuanto a una posible relación con la zona en que se produjeron, las más largas suelen estar originadas en el mar, penetrando luego en la Península (3 al 6 de Abril de 1976, 1 al 4 de Julio de 1977,...), en tanto que las que se originan sobre la Meseta son en general las más breves (20 de Agosto de 1974, 1 de Junio de 1977,...). No se puede, sin embargo, establecer una regla general.

II.3.4 Distribución espacial y temporal

Para obtenerla se ha seguido el procedimiento expuesto a continuación:

- A partir del Boletín Meteorológico Europeo (B.M.E.) se deduce la longitud aproximada del centro de la gota así como su latitud, fijándose para ello en la equipotencial cerrada mínima.
- Se representan estos puntos estacionalmente para el conjunto de los 10 años, considerándose todos los días que duró la gota.
- Teniendo en cuenta que la zona central de la gota suele tener aproximadamente un diámetro de 1 a 2° de latitud, se construyen circunferencias de 1° de radio en torno a cada centro localizado anteriormente (en general las gotas son aproximadamente circulares o bien elipses poco excéntricas con el eje mayor en dirección zonal).
- Se cuenta luego el número de centros que afectan a cada sector de 1° de longitud x 1° de latitud, representándose el resultado en otro mapa.

Este tipo de representación tiene la ventaja de detectar las zonas más afectadas a partir de las intersecciones de los círculos (nos referimos siempre al centro de la gota).

Las figuras II.3.3 y II.3.6. corresponden a las diferentes estaciones del año. En invierno las gotas se distribuyen de forma irregular, sin haber zona alguna privilegiada. En primavera se sitúan principalmente en la parte oeste de la Península, registrándose la mayor parte en Galicia, Golfo de Cádiz y parte de La Mancha. El verano es la estación en la que menos gotas hay en Levante, con una distribución semejante a la de primavera. Por último, en otoño Galicia presenta el menor número de gotas comparada con las restantes estaciones del año, mientras que en el Mediterráneo se da el caso contrario. Asimismo, el máximo se sitúa ahora en el Suroeste de la Península.

Por lo que respecta a la distribución anual (fig.II.3.7) hay que señalar:

- La región en donde se centran más gotas es Galicia, seguida de la parte central de Portugal (alrededores de Lisboa), el Golfo de Cádiz y algunas regiones de la Meseta.
- En Levante no se registra ni un solo centro en los diez años.
- Las gotas se suelen situar en la parte oeste de la Península.
- La zona comprendida al Este de 3ºW es la que registra menos gotas, obteniéndose un número de cinco para las zonas más afectadas.

En función del posterior estudio de los efectos producidos, se divide la Península en 6 zonas (fig.II.3.8). La zona 6 se extiende desde el Golfo de Cádiz a las Canarias. Los casos señalados con asterisco corresponden a gotas que han sido consideradas en el estudio de las características pero las coordenadas de su centro no están dentro del marco delimitado en este apartado, siendo el número indicado el de la zona a la que afectan primordialmente. En la tabla II.3.9 se indican los resultados obtenidos (Al igual que en los mapas de las figuras II.3.3. a II.3.6., se considera las diversas posiciones ocupadas por la gota día por día de su ciclo vital, pero en este caso no se tiene en cuenta la intersección de las zonas centrales, es decir, se toma los centros como puntos).

Tabla II.3.1

ZONA	A	A*	B	B*	C	C*	D	D*	E	E*	F	F*	G	G*
Nº gotas	21	8	14	2	12	9	30	12	25	1	9	10	14	3
TOTAL	29		16		21		42		26		19		17	

Como se ha visto anteriormente, las zonas en las que aparece un mayor número son la A y la D. Es pues lamentable carecer de los datos relativos a

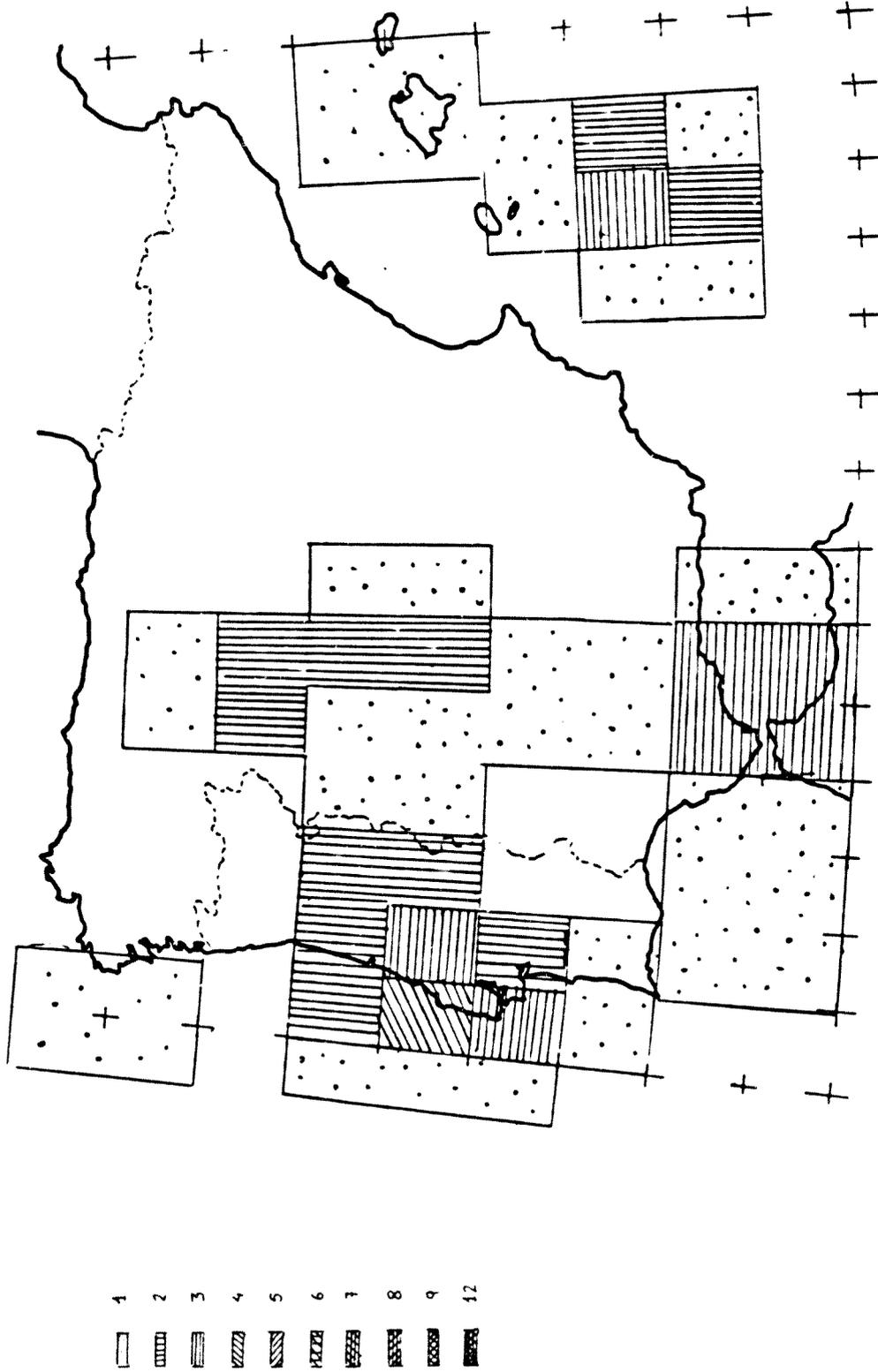


Fig.II.3.3. Distribución espacial del número de centros de gotas frías en otoño para el periodo 1974-1983.

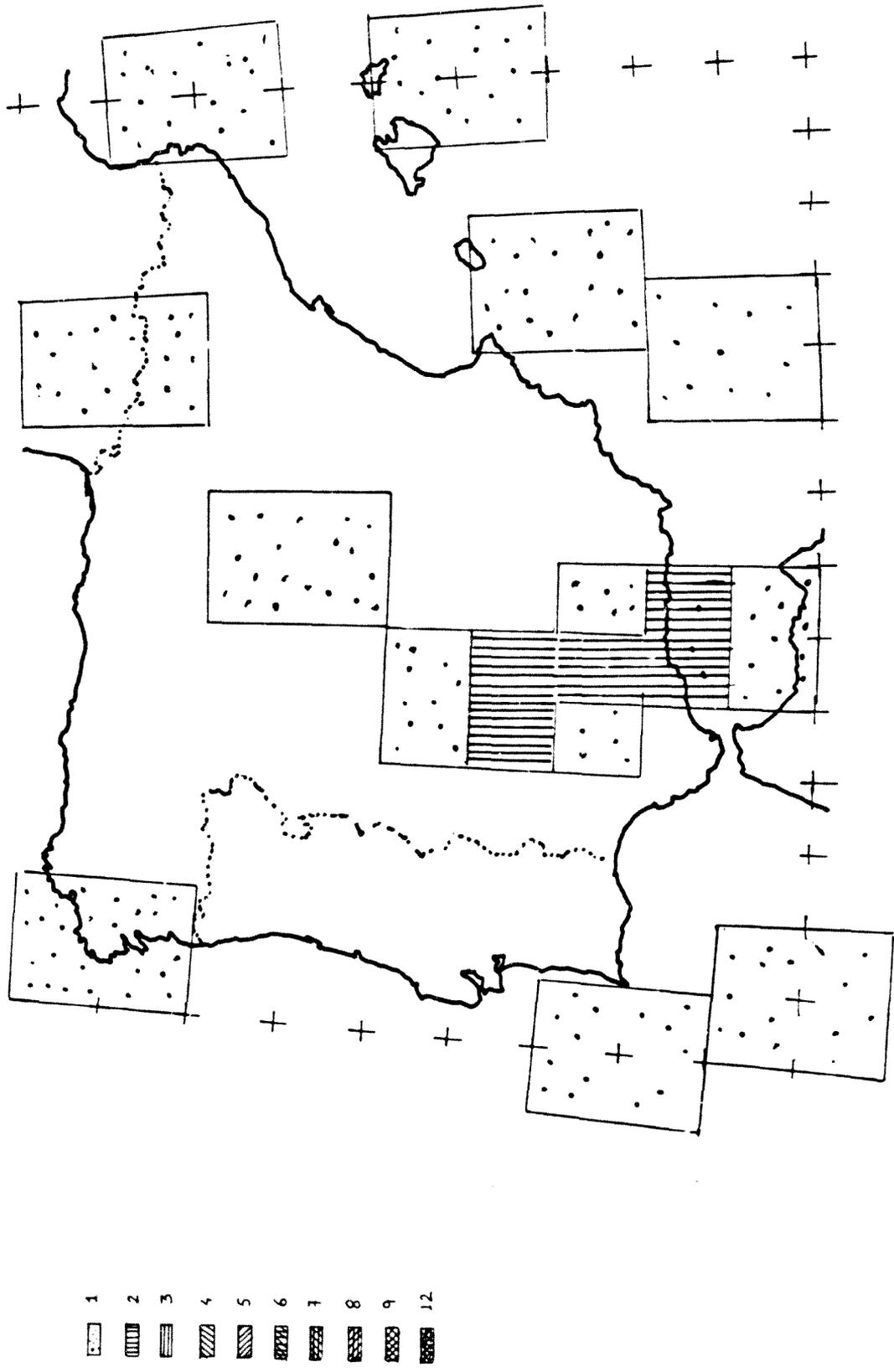
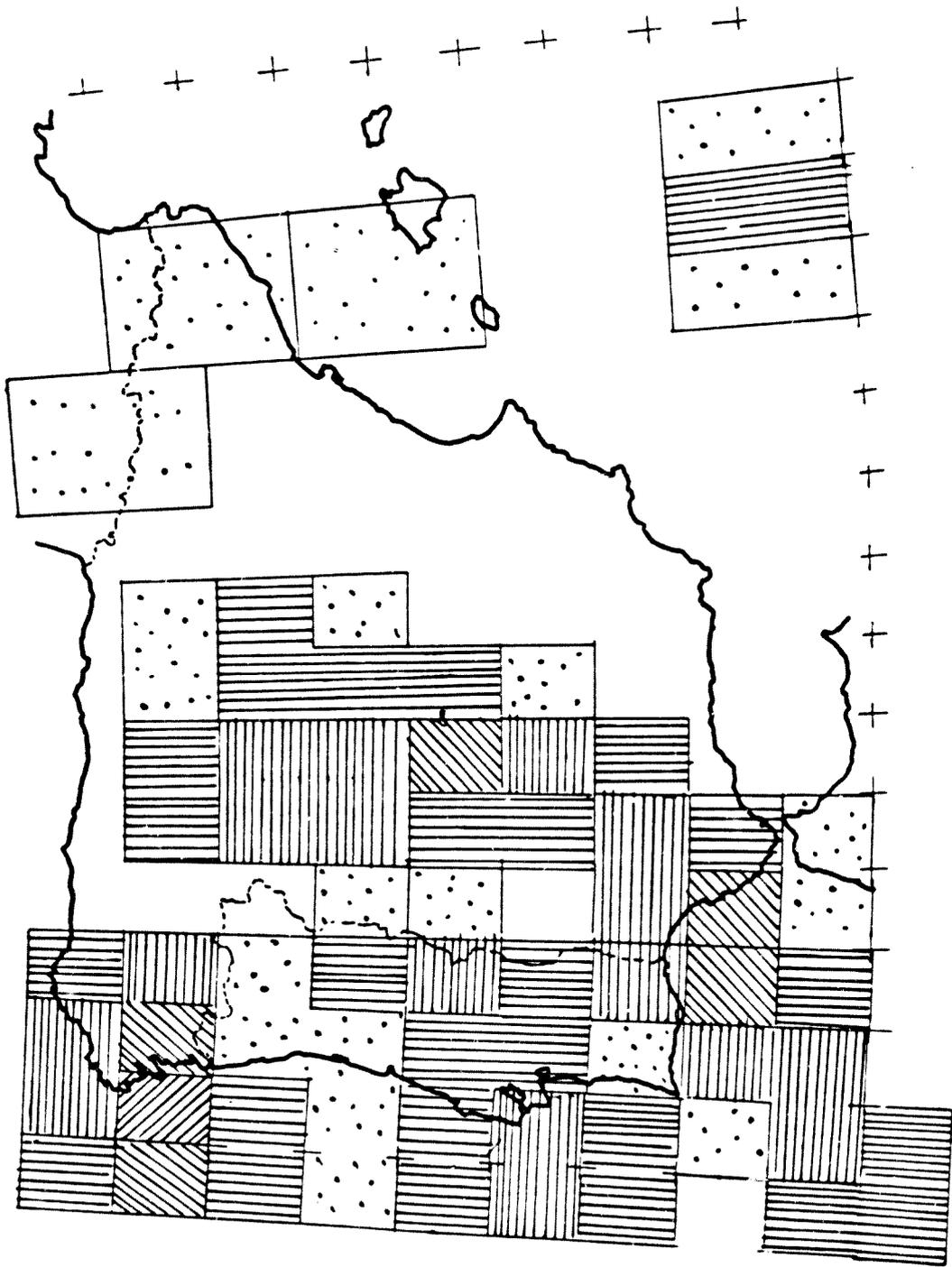


Fig. II.3.4. Distribución espacial del número de centros de gotas frías en invierno para el periodo 1974-1983.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 12

Fig.II.3.5. Distribución espacial del número de centros de gotas frías en primavera, para el periodo 1974-1983.

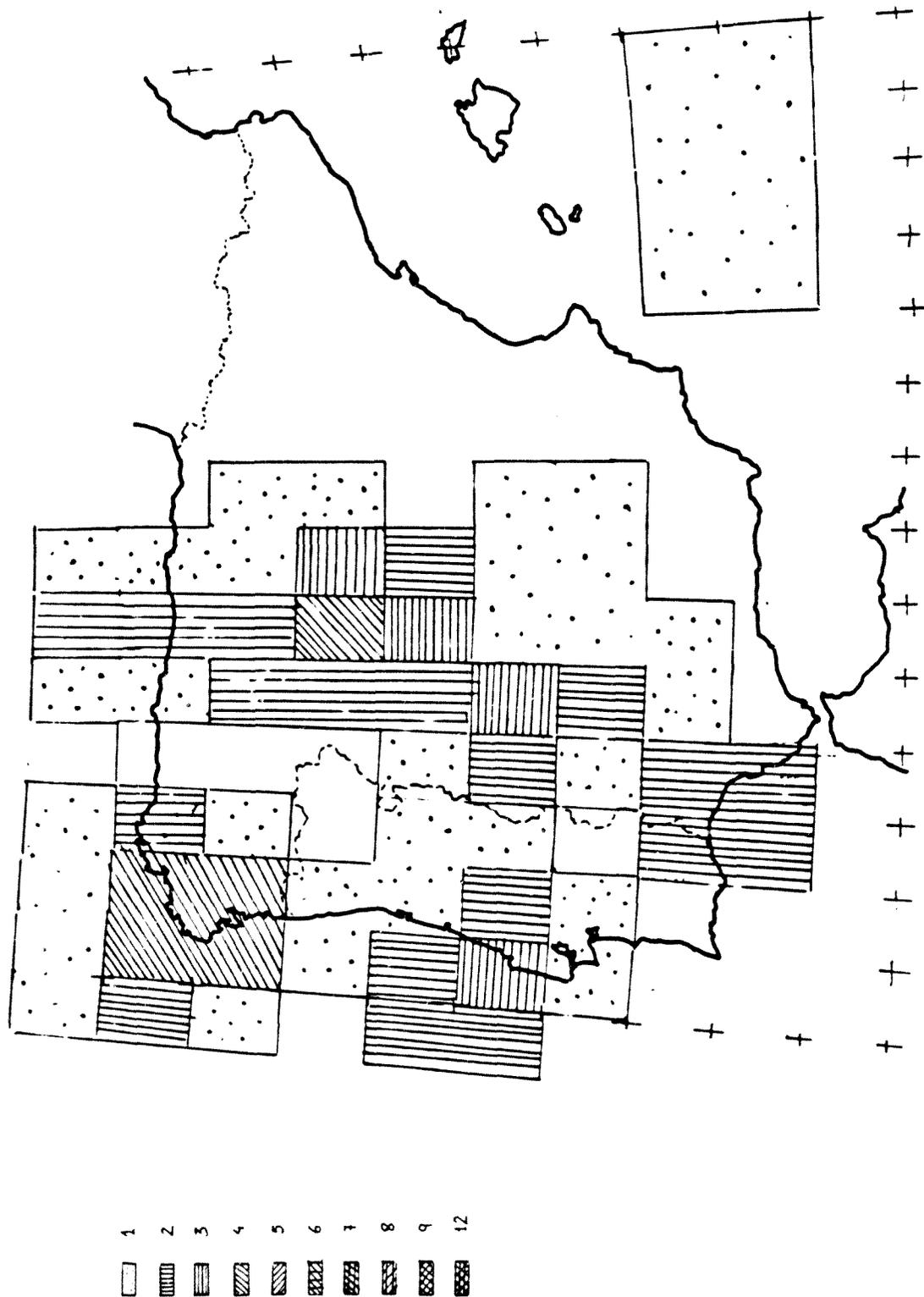
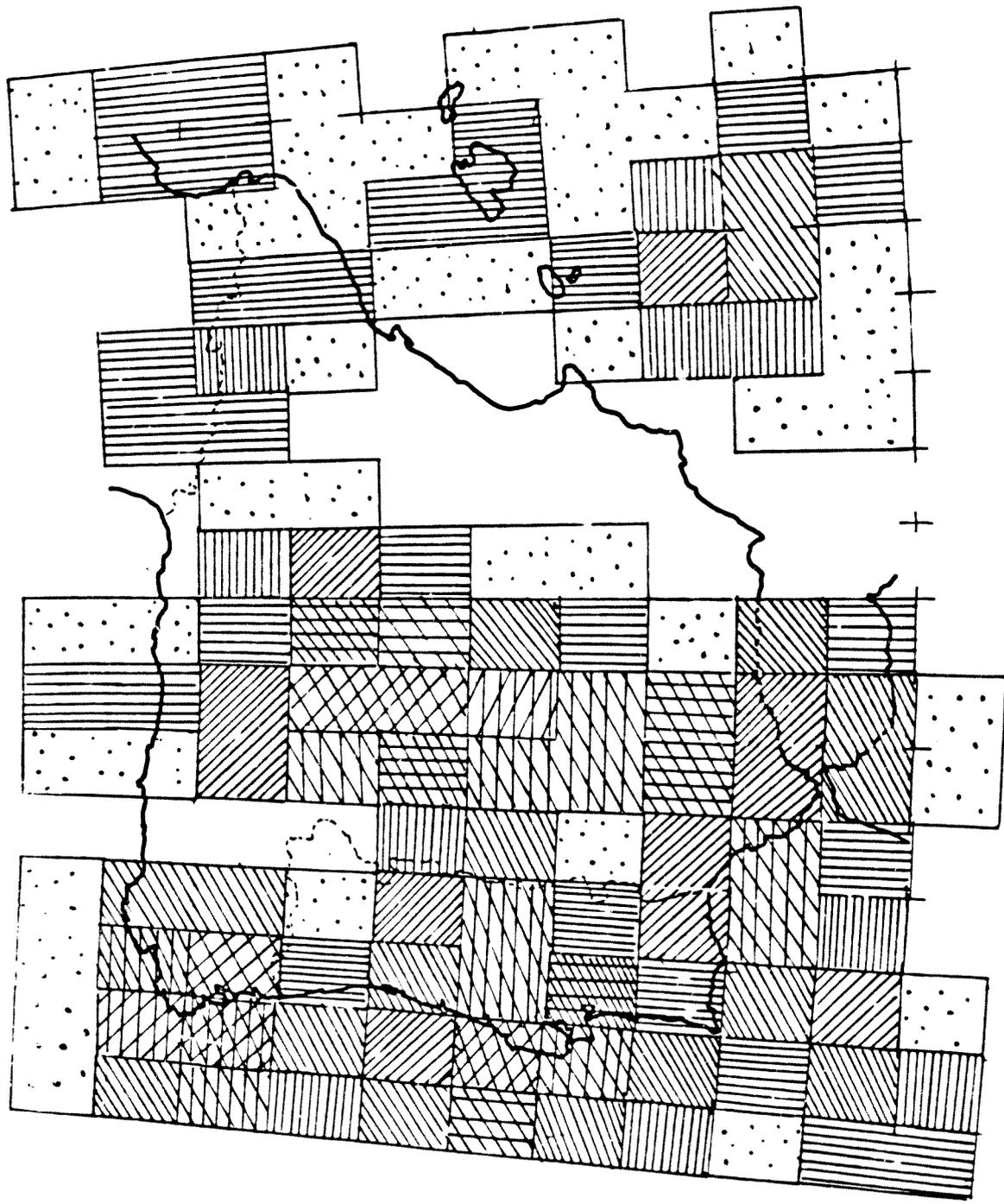


Fig.II.3.6. Distribución espacial del número de centros de gotas frías en verano, para el periodo 1974-1983.



- 1 [white box]
- 2 [vertical lines]
- 3 [horizontal lines]
- 4 [diagonal lines /]
- 5 [diagonal lines \]
- 6 [cross-hatch]
- 7 [stippled]
- 8 [diagonal lines /]
- 9 [diagonal lines \]
- 10 [cross-hatch]
- 11 [stippled]
- 12 [cross-hatch]

Fig.II.3.7. Distribución espacial del número de centros de gotas frías registradas en el periodo 1974-1983.

Portugal. Los valores más bajos dentro del marco delimitado corresponden a las zonas C y F, es decir, a la costa mediterránea. Hay pues una disminución en el número, de Oeste a Este y de Sur a Norte.

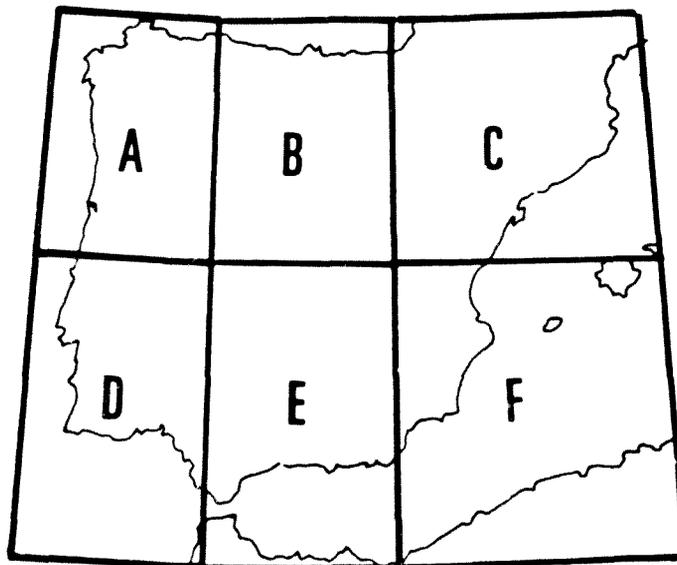


Fig.II.3.8. Distribución de las zonas seleccionadas.

Si atendemos exclusivamente al punto en donde se originaron, se tiene:

Tabla II.3.2

ZONA	A	A*	B	B*	C	C*	D	D*	E	E*	F	F*	G	G*
Nº gotas	13	3	7	1	6	4	17	6	9	1	2	0	6	1
TOTAL	16		8		10		23		10		2		7	

El resultado es análogo al de la tabla II.3.1.. si bien en este caso el mínimo corresponde con toda claridad a la zona F, es decir, a Levante.

II.3.5. Origen

La mayor parte de las gotas proceden de la estrangulación de la corriente en chorro principalmente, según el mecanismo de Palmén-Newton.

Hay que distinguir, sin embargo, dos casos: cuando procede de un surco, orientado según el meridiano, que es el más típico y corresponde a 49 de las gotas estudiadas y cuando procede de una circulación zonal, lo que ocurre en 20 gotas. Este último caso se da cuando en altura hay un anticiclón, bien situado en las Islas Británicas, bien al Norte o Noroeste del Golfo de Vizcaya. Cuando esto sucede, la gota es mucho menos activa, como se verá más adelante.

(figs. II.3.9. y II.3.10). Siete de los casos procedieron de primitivas bajas que se habían rellenado en superficie, siendo éstas, en general, de muy corta duración.

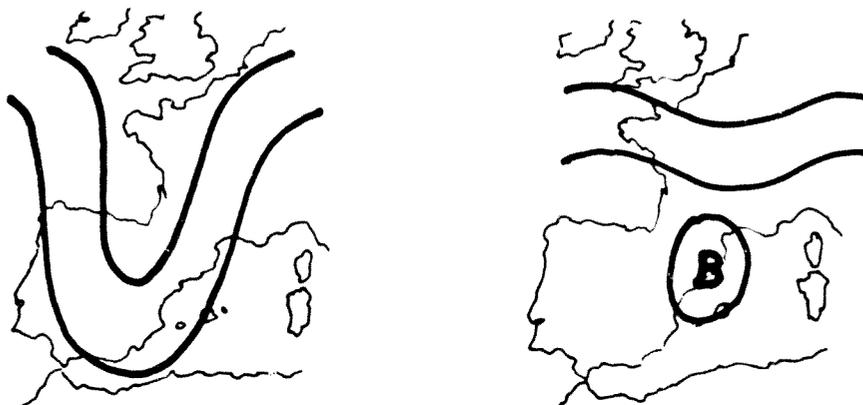


Fig.II.3.9. Formación de una gota por estrangulación de un surco meridiano

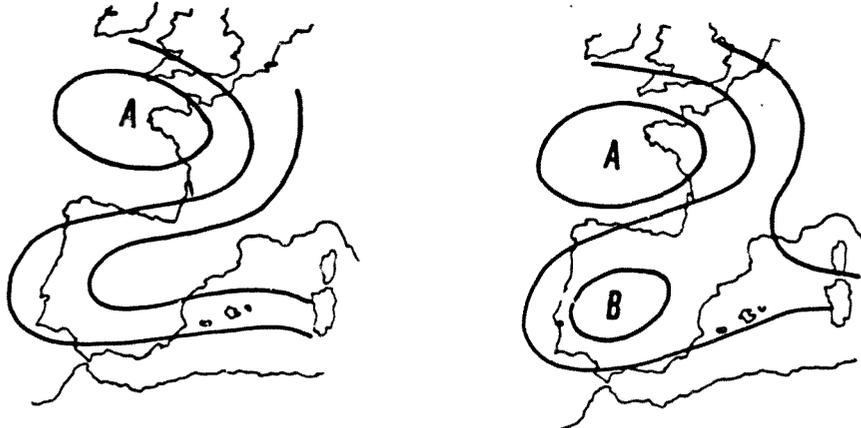


Fig.II.3.10. Formación de una gota por estrangulación de un surco zonal.

II.3.6. Posición con respecto al chorro

Se han considerado en este apartado todos los días en que ha persistido la gota. Esta, que puede empezar su ciclo estando completamente inmersa en el chorro. llega en algunos casos a desprenderse totalmente a medida que desciende en latitud, aunque esto es poco frecuente. Por lo general, quedan siempre rodeadas por una o más equipotenciales y sólo en Canarias aparecen gotas completamente desprendidas desde el primer momento. Las que proceden de la estrangulación de un meandro del chorro con eje Este-Oeste suelen quedar más aisladas, con lo que se puede originar, debido a la presencia del anticiclón al Norte, una situación de bloqueo.

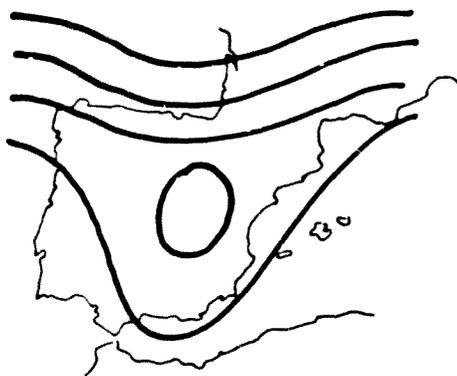


Fig. II.3.11. Esquema de una gota desprendida de la corriente en chorro.



Fig. II.3.12. Esquema de una gota rodeada por la corriente en chorro.

II.3.7. Tiempo bajo la gota

De los días en que hubo gota y atendiendo a las observaciones inscritas en los BME, en 115 casos no se registró lluvia en las estaciones situadas bajo ella, en tanto que de los 55 en que se registró, 17 presentaron tormentas. Parece quedar claro entonces que la presencia de una gota no implica forzosamente mal tiempo bajo ella, sino más bien que esta última situación es infrecuente. Sin embargo, dada su importancia, esta cuestión será estudiada con mayor detalle más adelante.

II.3.8. Presión en superficie

Generalmente, el campo de presiones en superficie no presenta bajo la gota valores notables. Sólo en cuatro casos se registró un anticiclón poco intenso, en tanto que 22 registraron una baja próxima en algún momento de su vida. Esto último pudo ser porque:

- Se formaron a partir de una baja que se fue rellenando, en cuyo caso las bajas presiones aparecen sólo en la fase inicial de la gota.
- Se fueron extendiendo a través de la troposfera inferior hasta llegar a superficie, caso en el cual la baja aparece al finalizar el ciclo de vida de la gota.
- En su movimiento llegaron a situarse sobre una pequeña baja en superficie, llegando a unirse y perdiendo la gota su identidad como tal.

Debe recordarse (teniendo en cuenta la bibliografía alemana y nuestra

propia definición) que en aquellos casos en que el centro de bajas presiones se extendía desde la superficie hasta 500 hPa o alturas superiores, no se trataba de gotas sino de bajas profundas, como ocurrió por ejemplo durante las inundaciones de Noviembre de 1982 en Cataluña.

En numerosas ocasiones, la gota se situó en el borde de un anticiclón, lo que concuerda con las observaciones de la escuela alemana.

II.3.9. Viento en superficie

N	34	S	7
NE	26	SW	12
E	15	W	27
SE	3	NW	20

Tabla II.3.3.

No siempre se dispone de datos de viento bajo la gota, pero se observa que predominan los vientos de componentes Norte y Oeste (ver tabla II.3.3). En muy pocos casos aparece viento del Sur, y en muchos menos del Sureste.

II.3.10. Temperatura en superficie

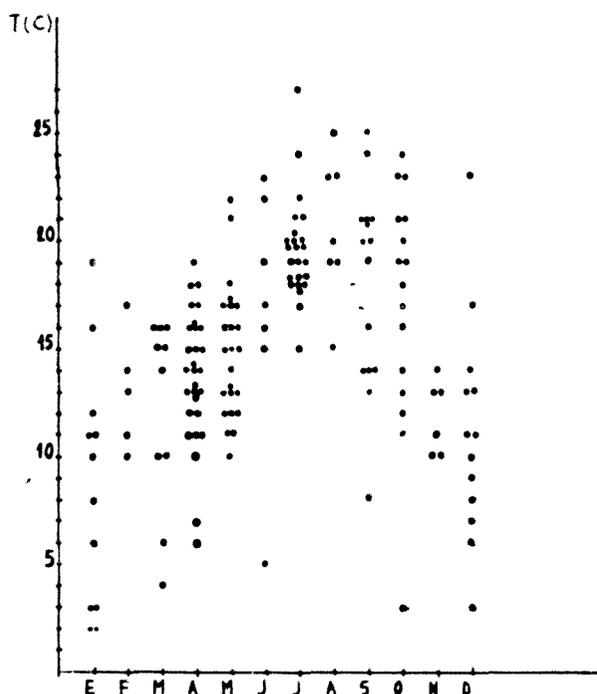


Fig.II.3.13. Variación anual de la temperatura en superficie bajo una gota.

Como se muestra en la figura II.3.13., la temperatura en superficie bajo una gota no presenta ninguna característica notable, ya que los valores que se dan con más frecuencia en cada mes coinciden con los usuales para el mismo. En la tabla II.3.4. se distingue entre las seis zonas, indicándose en la primera columna la temperatura mínima registrada, en la segunda la máxima y en la tercera la media. Los casos en que tan sólo se inscribe una cifra son aquellos en los que sólo hubo una gota.

Tabla II.3.4. (T_g °C)

	A	B	C	D	E	F
E	-	11-	2- 6- 3	8-12-10	3- 3	-
F	11-	-	-	-	10-13-12	14-17-16
M	7-	-	10-15-13	-	4-10- 7	14-16-15
A	11-16-14	6-16-11	11-19-15	10-18-14	12-18-15	14-
M	10-14-13	11-21-16	13-16-15	12-17-15	-	-
J	5-	-	22-	16-22-20	16-	-
Jl	13-21-18	20-24-21	20-21-24	15-21-19	-	-
A	25-	15-	23-23-23	-	-	-
S	-	14-14-14	16-24-20	-	8-19-14	20-21-21
O	-	13-	17-	11-	3-21-16	19-21-20
N	-	14-	-	-	10-11-11	10-
D	10-	-	-	3-13- 8	11-	7-13-10

Como se puede observar, hay en algunos casos una diferencia notable entre la máxima y la mínima. No obstante, la media obtenida no es muy representativa dada la escasez de datos disponibles.

II.3.11. Geopotencial a 500 hPa

Se observa una clara variación estacional. Los valores más bajos se obtienen en invierno y los más altos a finales de primavera y verano. En este caso sí que es posible hallar la media, ya que en general los valores obtenidos dentro de un mismo mes no varían demasiado (fig.II.3.14), siendo el valor medio anual de 558 mgp.

II.3.12. Espesor geopotencial 500/1000 hPa

Al igual que ocurría con el geopotencial, los valores más altos corres-

penden al verano y los más bajos al invierno. La variación es regular: a partir del mínimo de Enero, el espesor va aumentando progresivamente hasta Julio para luego ir disminuyendo hasta Diciembre (fig.II.3.14.). El valor medio anual es de 547 mgp.

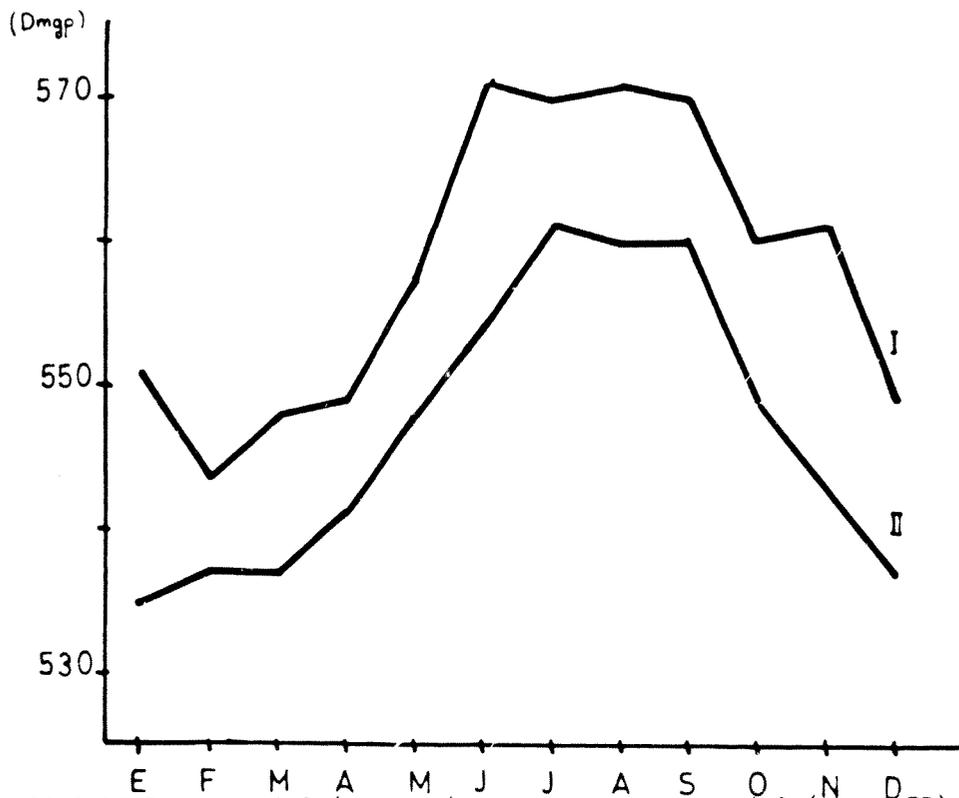


Fig.II.3.14. Geopotencial (curva I) y espesor geopotencial (curva II) medios mensuales. (500 hPa y 500/1000 hPa, respectivamente)

En la figura II.3.15 se representa el espesor geopotencial en función de la temperatura a 500 hPa en valor absoluto. Los puntos se ajustan a una recta de ecuación

$$\Delta G = -1,77 |T| + 586,68$$

T en °C, G en Dm gp

$$r = 0,85$$

La pendiente es naturalmente negativa, ya que a menor temperatura (aire más denso), el espesor geopotencial ha de ser menor.

II.3.13. Temperatura a 500 hPa

En este caso también se observa una variación mensual bien definida, sobre todo si se atiende a los valores medios. El más bajo de estos corresponde a Febrero y Marzo con -28°C y el más alto a Agosto con -16°C . En esta ocasión no es necesario distinguir por zonas, ya que a 500 hPa apenas hay variación

entre una y otra (fig.II.3.16).

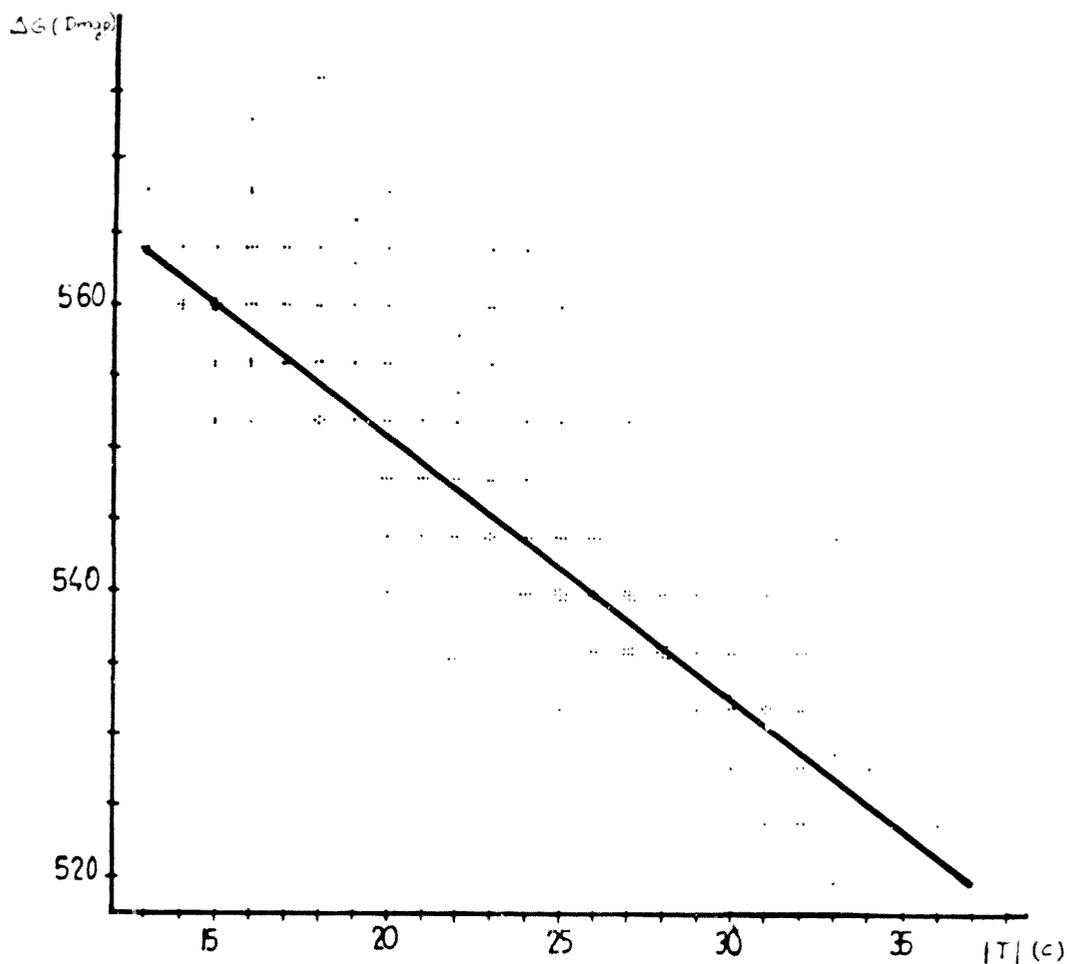


Fig.II.3.15. Espesor geopotencial 500/1000 hPa en función del valor absoluto de la temperatura a 500 hPa.

II.3.14. Máxima y mínima diferencia de temperatura con el entorno

En este caso los valores son muy variables y no dependen del mes ni de la zona. La máxima diferencia de temperatura que se ha observado entre un punto de la gota y otro próximo a ella pero no perteneciente es de 14°C (25 de Mayo de 1974). La mínima diferencia puede llegar a ser de 0°C cuando la gota se encuentra ya en su fase de desaparición.

Tomando la media, la máxima diferencia de temperatura que se obtiene es de 6 y la mínima de 3°C .

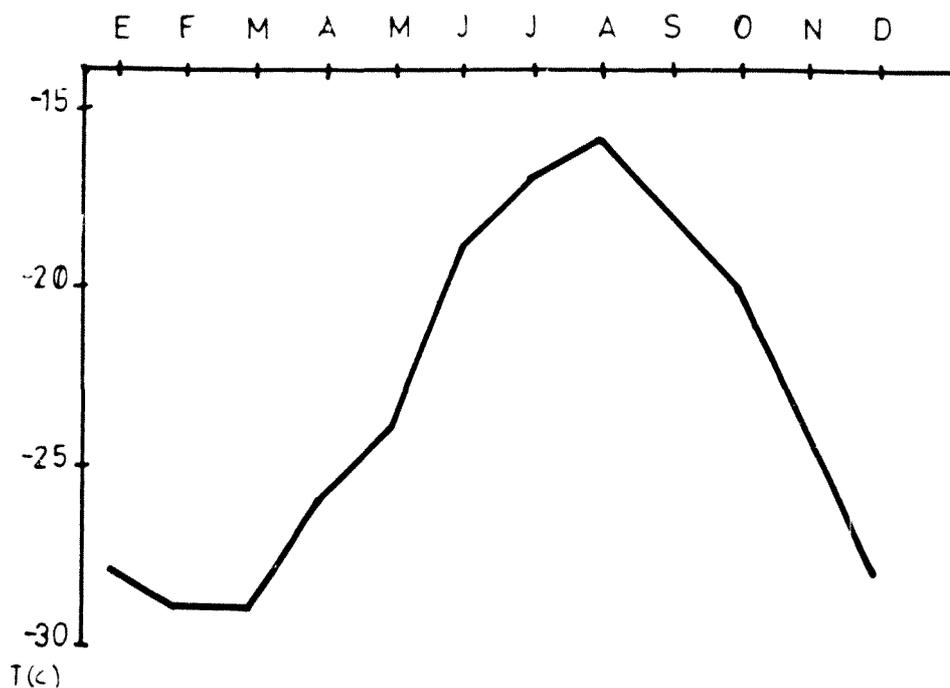


Fig.II.3.16. Temperatura media mensual a 500 hPa en el centro de una gota de aire frío.

II.3.15. Nivel bórico alcanzado

Solamente hay 10 casos en los que la gota no aparezca claramente definida a 300 hPa. Es posible, por tanto, afirmar que en general las gotas se extienden hasta 300 hPa. En algunas ocasiones se observa también que la "base" de la gota no se halla a 500 hPa sino a 700 hPa.

Si bien en la mayor parte de los casos se observa sobre la gota una zona de geopotenciales inferiores a los del entorno, sólo en 27 ocasiones ésta se halla claramente definida a 100 hPa.

II.3.16. Paso previo de un frente

En 36 ocasiones un frente había atravesado la Península antes de que la gota se formase (en general el día anterior), lo que es un poco menos de la mitad de los casos.

II.3.17. Tamaño

El tamaño es muy variable, siendo la más pequeña observada de un grado de latitud por un grado de longitud (se toma para ello la última equipotencial cerrada).

En general es en verano cuando predominan las gotas más pequeñas (5° latitud x 5° longitud, en promedio, para Julio y Agosto), en tanto que las más grandes se dan en primavera (10° latitud x 11° longitud en Marzo). Sin embargo, no hay una variación estacional clara. El tamaño medio obtenido es de 7° de latitud por 8° de longitud, donde debe tenerse en cuenta que para medir el tamaño se ha considerado la última equipotencial cerrada en torno al mínimo.

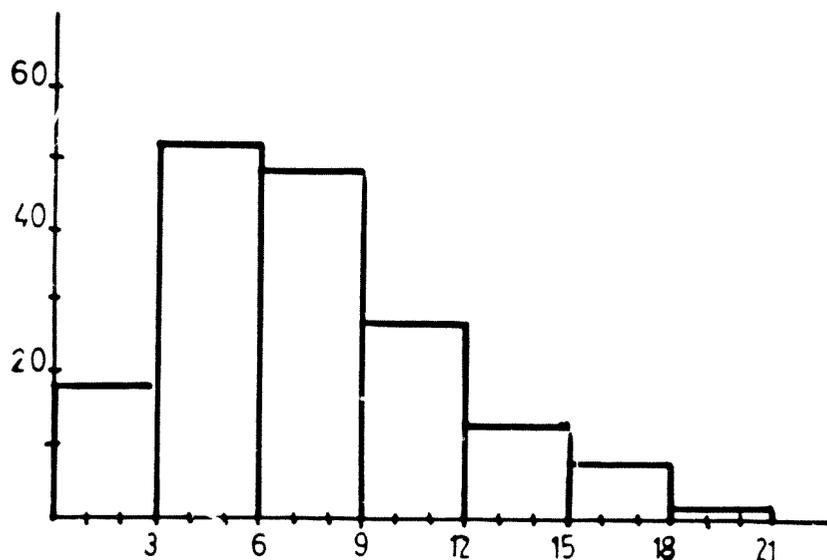


Fig.II.3.17. Tamaño medio de las gotas de aire frío expresado en $^\circ$ de latitud x $^\circ$ de longitud.

Como se puede observar en el diagrama de barras (fig.II.3.17), la mayoría de las gotas tienen un diámetro medio comprendido entre 3 y 8° de latitud (101 gotas) de las cuales 42 lo tienen entre 4° y 6° de latitud.

II.3.18. Movimiento

En general las gotas se mueven en forma errática y si bien se comprueba que en algunos casos se rigen por el campo bórico en superficie, en otros lo que domina es el viento medio entre 500 hPa y superficie, siendo pocas las que siguen el viento a 500 hPa. Es interesante observar que algunas gotas apenas se mueven a lo largo de su ciclo vital y no por ello son las menos duraderas ni las que comportan menores precipitaciones.

II.3.19. Lluvia registrada en la Península mientras la gota estuvo presente

Obsérvese que en el título de este apartado no se indica "lluvia debida a la gota", sino "mientras la gota estuvo presente". Se quiere subrayar con ello que, aunque se ha tratado en lo posible de discernir la lluvia que era

debida exclusivamente a la gota de aire frío, en muchos casos se han producido situaciones sinópticas asociadas que también podían ser responsables, tales como el paso de un frente frío, una pequeña baja, etc.

Para efectuar este estudio se han seleccionado 40 estaciones meteorológicas completas, repartidas entre las seis zonas en que se ha dividido la Península (fig.II.3.18). Los datos se han extraído de los Boletines Meteorológicos Diarios del I.N.M. En la tabla adjunta se indica la estación y el código de identificación asignado en este trabajo.

Tabla II.3.5.

Lluvia registrada en aquellos días en que la gota afectó a la Península

La Coruña	4	Salamanca	14	Teruel	24	Toledo	34
Pontevedra	5	Segovia	15	Lérida	25	Ciudad Real	35
Orense	6	Navacerrada	16	Barcelona	26	Córdoba	36
Gijón	7	Madrid	17	Tortosa	27	Granada	37
Santander	8	Cuenca	18	Montseny	28	Málaga	38
S. Sebastián	9	Vitoria	19	Cáceres	29	Almería	39
León	10	Molina	20	Badajoz	30	Albacete	40
Zamora	11	Pamplona	21	Sevilla	31	Valencia	41
Palencia	12	Huesca	22	Huelva	32	Murcia	42
Burgos	13	Zaragoza	23	Cádiz	33	Palma	43

Para poder efectuar una clasificación se han agrupado las cantidades de lluvia registradas en veinticuatro horas en nueve categorías, como indica la tabla II.3.6.

Tabla II.3.6.

R (mm)	Categoría
0	0
0- 15	1
15- 30	2
30- 45	3
45- 60	4
60- 75	5
75- 90	6
90-105	7
105-120	8
120	9

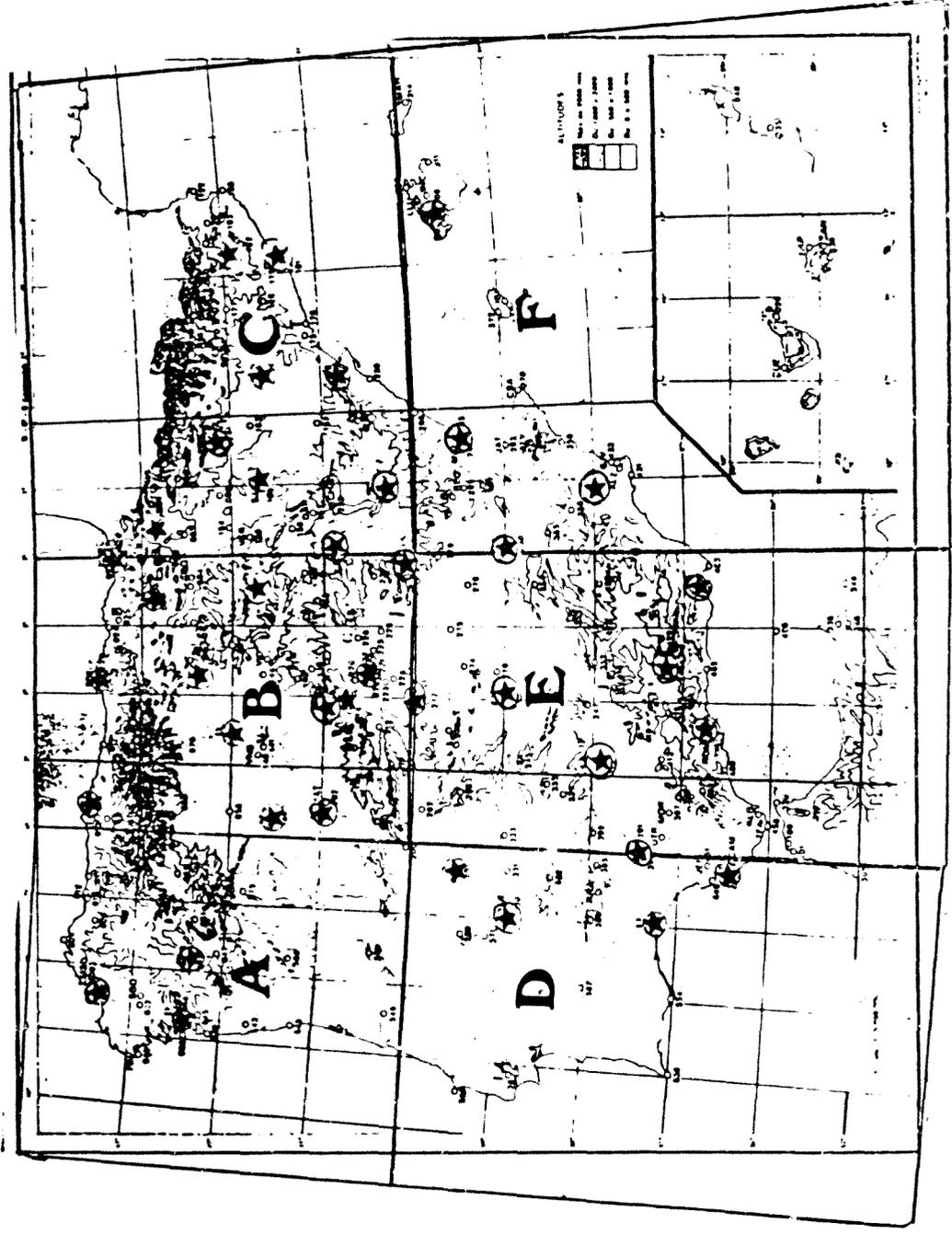


Fig.II.3.18 Situación de las estaciones meteorológicas utilizadas.

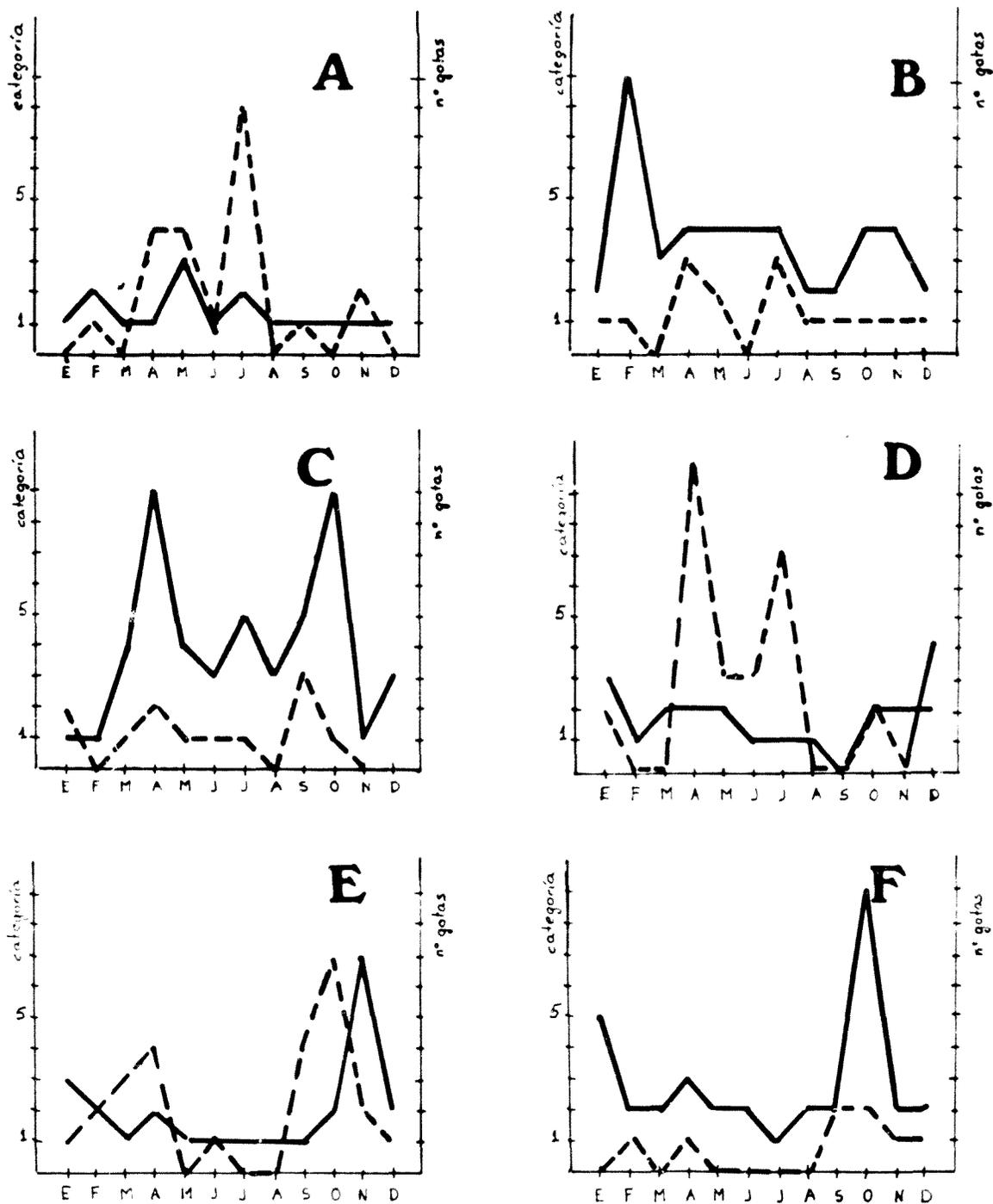


Fig.II.3.19. Distribución mensual de las máximas categorías de lluvia registradas en cada zona (línea continua). Distribución mensual del número de gotas frías registradas en cada zona (línea de trazos).

En la zona G, situada en su mayor parte sobre el mar, sólo se dispone de las estaciones localizadas en las Islas Canarias, con lo que, aparte de los pocos días de lluvia que naturalmente ya se registran en esta región, es posible que se produjesen precipitaciones de las que no se tenga constancia. De hecho, solamente se ha encontrado un caso en el que, hallándose la gota en dicha zona, lloviese en Canarias. Así pues, se ha excluido del estudio realizado a continuación. (No así los posibles efectos acaecidos en la Península cuando la gota se hallase en la susodicha zona).

En las gráficas de la figura II.3.19 se muestra la distribución mensual de las categorías más altas registradas en cada zona. Los valores más bajos corresponden a las A y D, que no superan el índice o categoría 3, siendo la zona C la que presenta un promedio de categorías más altas. La zona A presenta las categorías más altas en primavera, la B muestra poca variación y, aunque en Febrero se superan en una ocasión los 120 mm, no es posible afirmar que sea en invierno cuando más lluvia se recoge en las circunstancias estudiadas; en C los máximos corresponden a primavera y otoño; en D los valores más bajos se dan en verano, no habiéndose registrado nunca lluvia en Septiembre; por último, en E y F la evolución transcurre casi paralela, apareciendo los máximos en otoño.

Las dos figuras anteriores presentan, no obstante el inconveniente de no poder apreciar la frecuencia con que se da cada índice. Para subsanar tal deficiencia se ha construído la gráfica de la figura II.3.20.

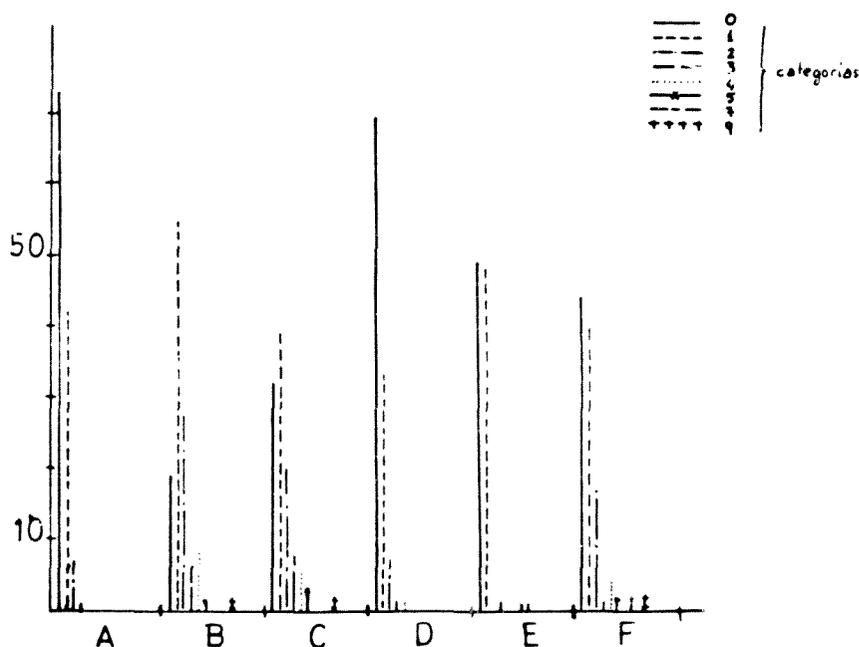


Fig.II.3.20. Frecuencia absoluta con que las diferentes categorías se han registrado en cada zona.

En la anterior figura se representa el número de veces en que se ha dado el índice correspondiente para cada zona. Se observa que A y D son las zonas donde menos llueve, superando en más de la mitad el número de días en que no se registró lluvia alguna. En B, un 47% de los casos corresponden a la categoría 1 y el 24% a la 2; en la zona C los valores quedan más repartidos, siendo la que presenta un mayor número de casos con índice superior o igual a 3 (el 17%); en E los índices se concentran entre 0 y 1; por último, en la zona F, aunque vuelven a aparecer índices altos, llueve menos que en C. Obsérvese que sólo en B, C y F la precipitación superó los 100 mm en 24 horas.

En la figura II.3.21 se muestra la distribución mensual del número de días en que se registraron los diversos índices. Los peores meses son Abril y Junio, en tanto que Diciembre presenta como máximo índice 4. No se dispone de ningún caso asociado con índices 6 y 8, mientras que los índices 7 y 9 se dan predominantemente en otoño.

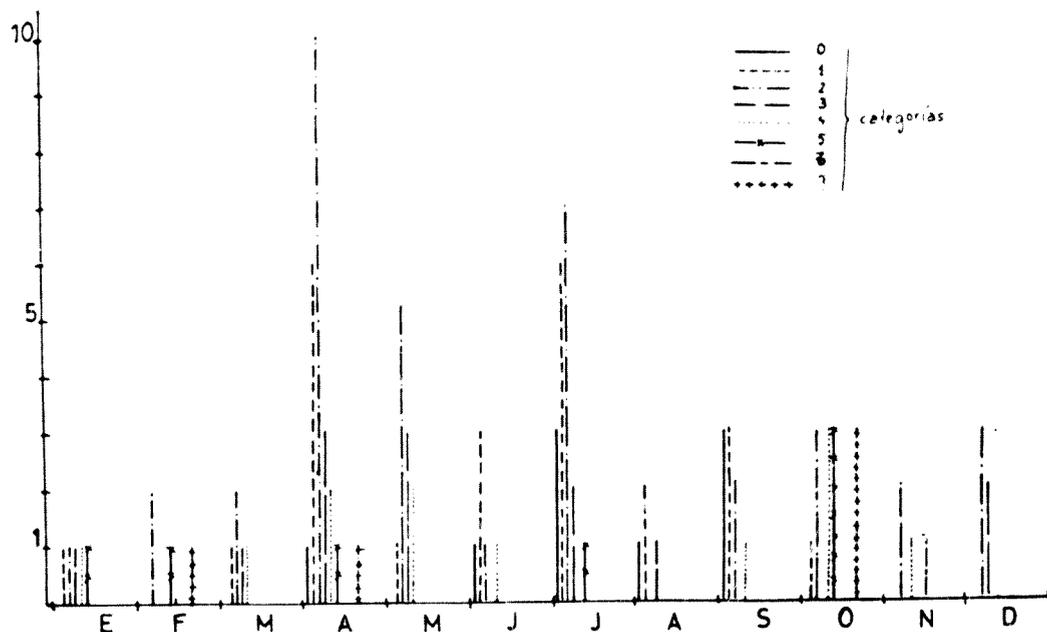


Fig.II.3.21. Distribución mensual en el curso del año, del número de días para los que se registró cada categoría.

Como se puede observar en la figura II.3.22, la temperatura en el centro de la gota a 500 hPa no puede ser el único factor determinante en la mayor o menor cantidad de lluvia producida. Se aprecia que la mayoría de las gotas asociadas con índice 0 presentan temperaturas entre -15°C y -20°C (gotas muy débiles); con índice 1, entre -20°C y -28°C ; con índice 2, entre -24°C y -32°C y con índice 3, entre -28°C y -32°C .

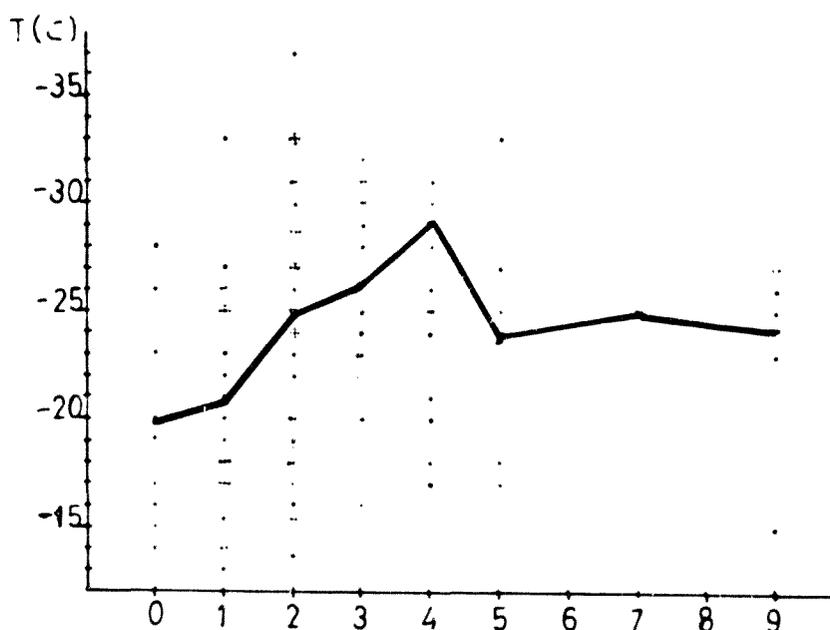


Fig.II.3.22. Temperatura en el centro de la gota en función de la máxima categoría de lluvia registrada. (A 500 hPa. La línea une los valores medios)

Trazando una línea que une la temperatura media obtenida para cada índice parece que cuanto más frío sea el centro de la gota, mayor es la precipitación recogida. Sin embargo, y aunque la mayoría de los casos con índices 4, 5, 7 y 9 se encuentran por debajo de los -24°C , la temperatura media

obtenida a partir del índice Δ aumenta, lo que tampoco es un resultado significativo ya que la muestra para tales valores es pequeña.

La gráfica representada en la figura II.3.23 es análoga a la anterior, si bien en vez de la temperatura se inscribe el espesor geopotencial. La conclusión es también la misma. Las gotas relacionadas con la categoría 0 tienen un espesor superior o igual a 5400 mgp, mientras que para la categoría 1 el menor espesor registrado es de 5360 mgp. En la categoría 2 se alcanzan los 5240 mgp, si bien presenta la máxima frecuencia a 5400 mgp. De todos los casos estudiados el valor más bajo obtenido fue de 5200 mgp para una gota de la categoría 5. Sin embargo, la disminución del espesor geopotencial con el aumento de la precipitación recogida sólo se observa hasta la categoría 4, al igual que pasaba con la temperatura en el centro de la gota y probablemente por la misma razón.

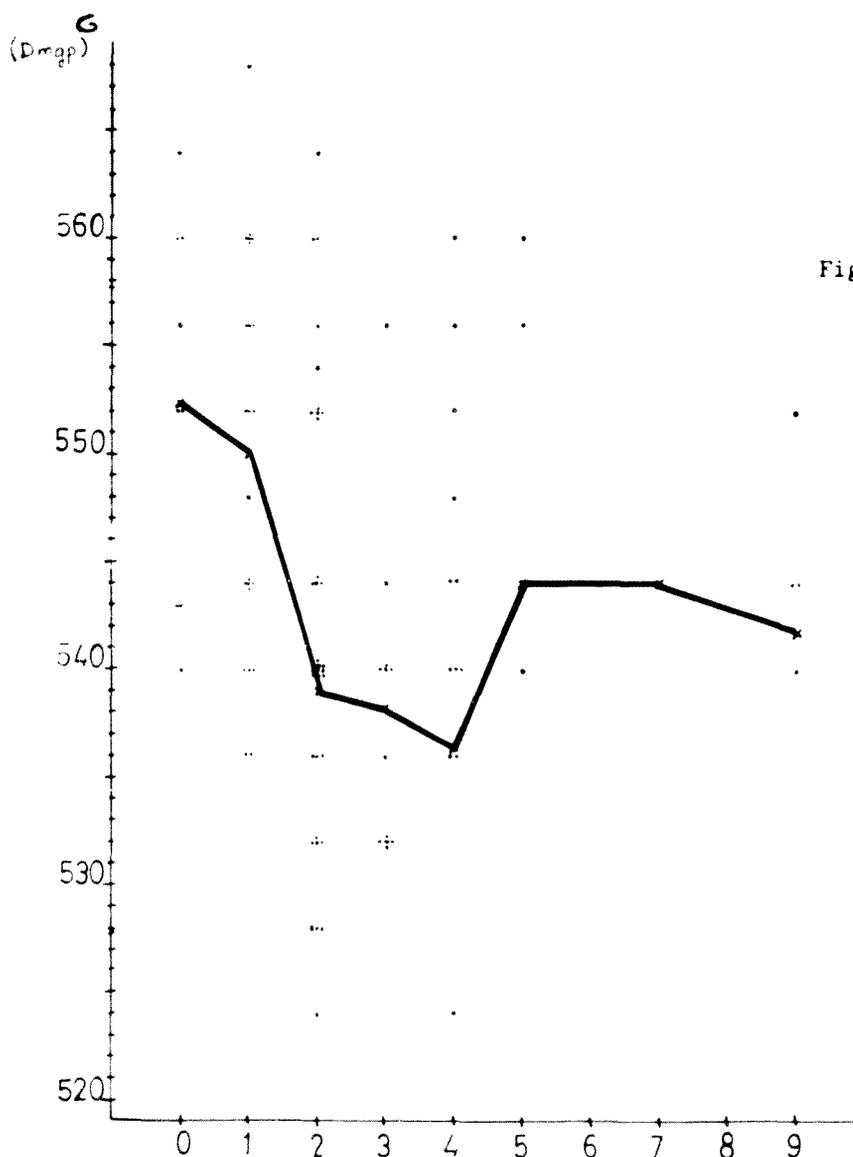


Fig.II.3.23. Espesor geopotencial 500/1000 en función de la máxima categoría de lluvia registrada

En la figura II.3.24 se representa la máxima diferencia de temperatura entre el centro y el entorno de la gota a 500 hPa. Se podría esperar un aumento de aquella a medida que el índice fuese mayor, pero aún descontando las categorías 5, 7 y 9 (con menos episodios), se observa un mínimo en 1 y otro, no tan marcado, en 4. Este resultado se puede justificar atendiendo a que en general se dispone de muy pocos datos de temperatura en torno a la gota, hallándose en algunos casos las estaciones más próximas bastante distantes, con lo que los valores son únicamente aproximados.

Para comprobar resultados se dibujó la gráfica de la figura II.3.25, representándose la media entre la máxima y la mínima temperatura. El resultado es idéntico al de la figura precedente, por lo que no es necesario comentarlo.

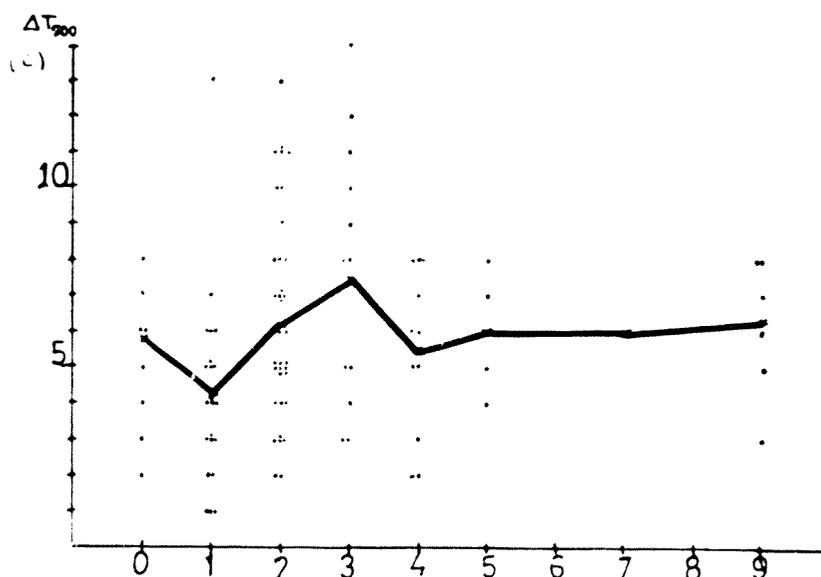


Fig.II.3.24. Máxima diferencia de temperatura a 500 hPa entre el centro y el entorno de la gota, en función de la máxima categoría de lluvia.

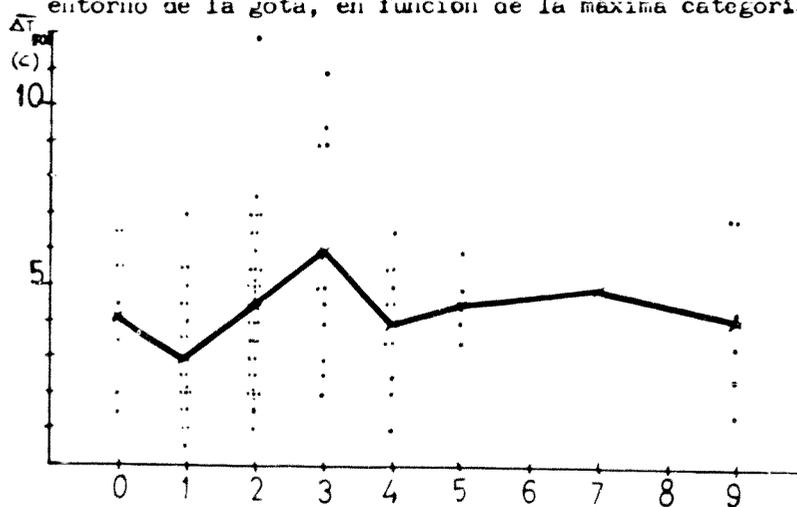


Fig.II.3.25. Valor medio de la diferencia de temperatura a 500 hPa, entre el centro y el entorno de la gota, en función de la máxima categoría de lluvia registrada.

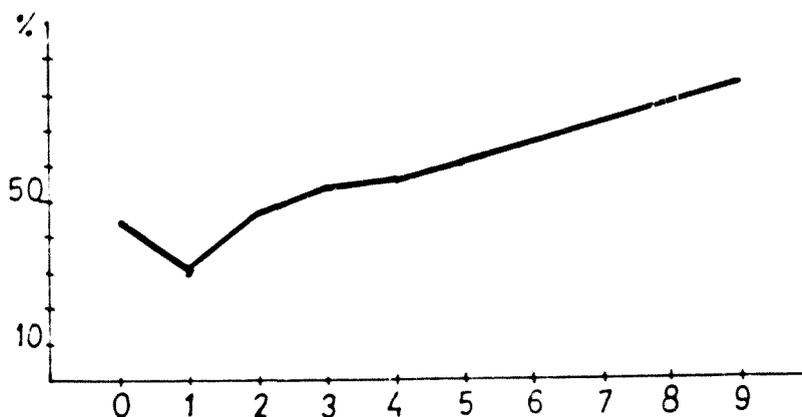


Fig.II.3.26. Porcentaje de casos para cada categoría en que previamente pasó un frente frío.

En la figura II.3.26 se indica el porcentaje de casos para cada índice en que previamente pasó un frente frío por la Península. Los resultados son interesantes; exceptuando el índice 1 (en 6, 7 y 8 no se dispone de datos) se observa un crecimiento a medida que la cantidad de lluvia registrada es mayor, siendo notable el 83% correspondiente a los casos en que se superó los 120 mm. Esto es, por tanto, un factor más a tener en cuenta cuando se trate de analizar o prever las consecuencias de una gota fría.

Se observa también que cuando la gota es de procedencia zonal no se dan en ningún caso lluvias fuertes.

II.3.20 Relación entre la posición de la gota y la zona afectada por la lluvia

En el apartado anterior se ha mostrado que las zonas en donde se registraban mayores precipitaciones eran precisamente las menos afectadas por gotas frías y viceversa. Para investigar mejor este resultado se ha representado en las gráficas de la figura II.3.19 la distribución mensual del número de gotas que afectaron a cada zona.

En la zona A se observa que en general la presencia de una gota sobre la misma aumenta ligeramente la cantidad de lluvia recogida en 24 horas en 15 ó 30 mm. En B se observa en primavera y otoño el mismo índice haya o no gotas, mientras que en verano el paralelismo entre las dos curvas es evidente. En C la evolución de ambas curvas es bastante parecida, pero no es posible por el momento adjudicar los máximos pluviométricos a la presencia de gotas frías. En la parte sur de la Península la correlación entre ambas curvas es considerablemente más baja, y aunque en algún mes sí que parece que el aumento de ca

tegoría sea debido a la presencia de gotas frías y la disminución a su ausencia, no es una conclusión que se pueda generalizar.

A partir de las tablas A-II-1 y A-II-11 se ha confeccionado la siguiente tabla en la que se relaciona la posición de la gota y el número de casos para cada zona que registraron el mayor índice (es decir, aunque pudo llover en otras zonas, se selecciona aquella en que se registró la máxima precipitación. En el caso de que la categoría máxima sea la misma para dos o más zonas se consideran todas ellas).

		Posición gota						
		A	B	C	D	E	F	G
Z o n a a f e c t a d a	A	4	2	3	0	3	1	4
	B	11	5	7	14	12	3	7
	C	7	6	5	10	10	4	1
	D	0	1	0	4	2	1	3
	E	3	0	0	8	1	1	1
	F	1	1	4	9	8	2	1

Obsérvese que cuando el centro de la gota está en la parte meridional de la Península, la máxima precipitación suele registrarse al Norte y nunca bajo el centro de la gota, mientras que si está situada en la parte septentrional son muy escasas las ocasiones en que se da la máxima lluvia al Sur. Asimismo, mientras la gota está en A y en B los máximos están bajo la gota o al Este de la misma, mientras que si está en C se sitúan al Oeste.

Para completar la anterior tabla se representan en las gráficas de la figura II.3.27 el máximo índice registrado cada día que la gota estuvo presente y la zona en donde éste se registró, lo que se hace para las seis posiciones en que se distribuyen los centros de las gotas. Tomándose el índice medio para cada zona se puede concluir que:

- Cuando la gota está en A, la mayor precipitación se registra al Este, ya sea en las zonas B o C, oscilando en general entre 15 y 60 mm. En un caso se superan los 120 mm, correspondiendo a la zona B.

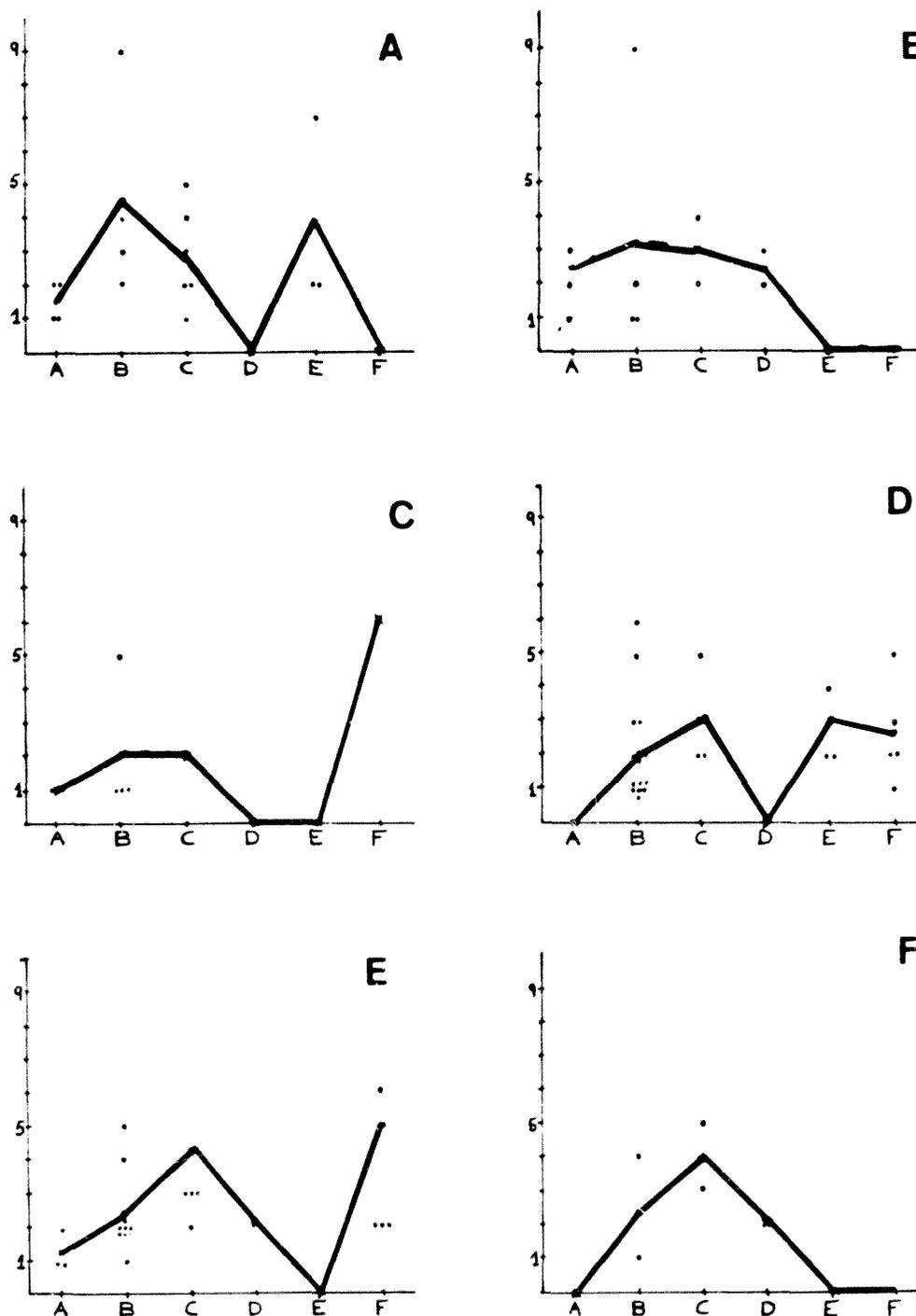


Fig.II.3.27. Máximas categorías registradas en cada zona cuando la gota se situó en una zona dada (La letra grande indica la zona en donde estaba la gota)

- Cuando se sitúa en B, las precipitaciones más elevadas se dan bajo la gota o al Este de la misma, siendo en este último caso más cuantiosas (entre 15 y 45 mm). Es la única zona en que el máximo absoluto se registra bajo la gota.
- Si bien cuando la gota está en C el lugar más afectado se sitúa al Oeste (no se dispone de datos al Este de la gota), la precipitación suele ser débil (menos de 15 mm).
- En el caso de la zona D, que es donde más gotas se registran, queda bien patente que el sector donde más llueve se sitúa al Noreste, aunque la precipitación generalmente no supera los 30 mm. Si bien se dispone de menos casos en que la zona más afectada se sitúe al Este (sectores E y F) la precipitación registrada parece ser ligeramente superior.
- Cuando la gota está en E, suele llover principalmente al Norte, registrándose cantidades en torno a los 30 mm. Sin embargo, la costa mediterránea (zonas C y F) puede ser también la más afectada, en cuyo caso las precipitaciones son superiores, habiéndose dado cuatro casos en que se rebasaron los 120 mm.
- Por último, cuando la gota está en F, lo que sucede en muy pocas ocasiones, las mayores precipitaciones se registran al Norte, superando los 45 mm. Sin embargo, sólo se han dado dos casos en el período estudiado.

En los mapas de las figuras II.3.28 a II.3.35 se representan las posiciones de diversas gotas seleccionadas en función de la posición y de la cantidad de lluvia registrada, así como las zonas en que ésta cayó. Se indica en éstas la gota, la zona afectada por las lluvias, el análisis en superficie y a 500 hPa y el viento en superficie a 850 hPa y a 500 hPa. Para ello se ha recurrido a los Boletines Meteorológicos Europeos y al Boletín Meteorológico diario del I.N.M., tomándose los datos de pluviosidad de las 40 estaciones escogidas.

De los 28 días, en 23 llovió en el sector Este de la gota o al Este de la misma. Los cinco casos restantes corresponden a gotas situadas en las zonas C y F, es decir, en la zona mediterránea. Sólo en 10 ocasiones la lluvia afectó al centro de la gota, no superando nunca los 15 mm en 24 horas. En 23 casos la lluvia también afectó a zonas situadas fuera de la gota y en 7 de ellos se registró exclusivamente fuera. Obsérvese que muy pocas veces las máximas lluvias se producen en el borde de ataque de la gota y cuando ello

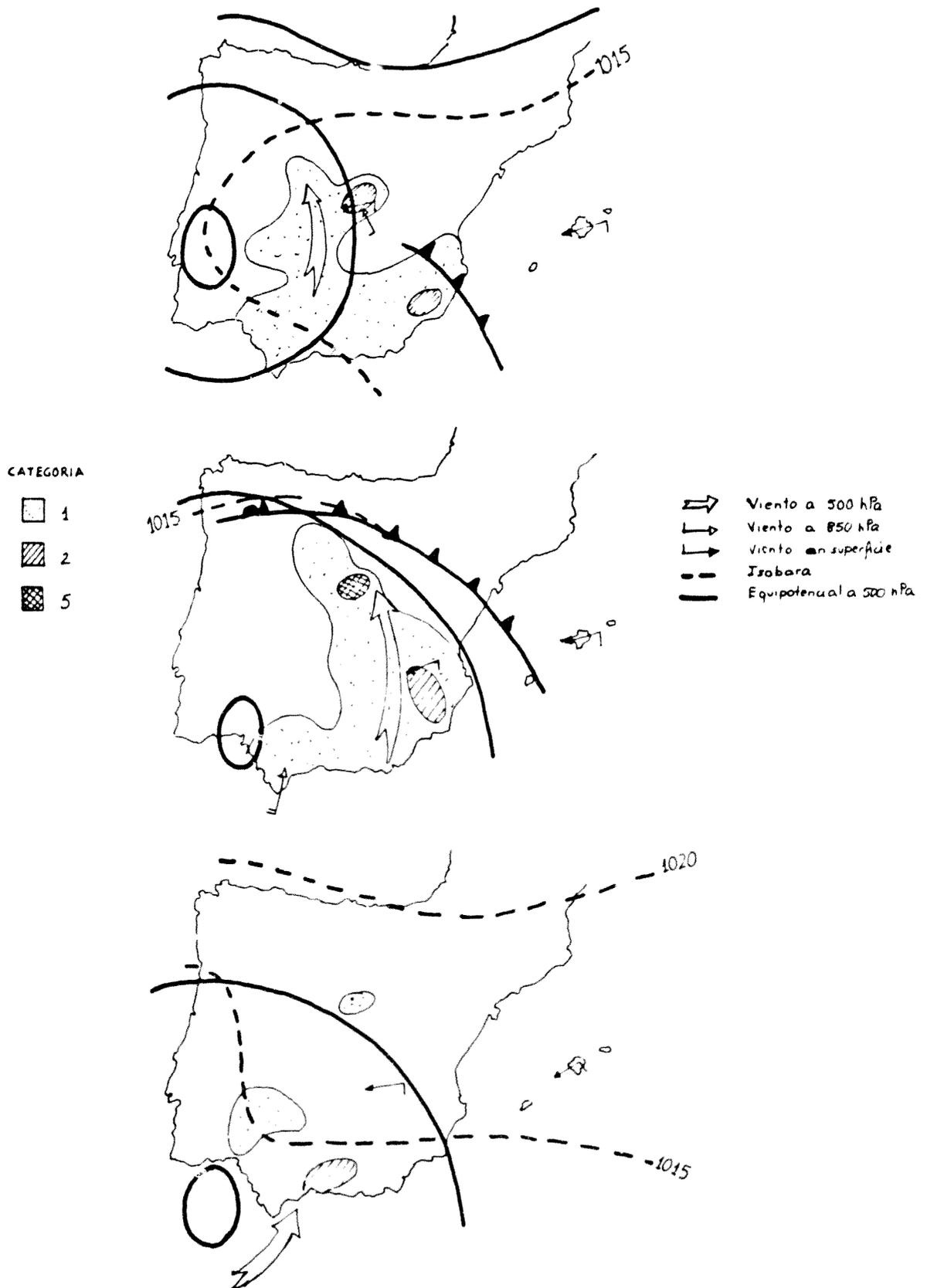


Fig.II.3.28. Episodio del 23 al 25 de Abril de 1975.

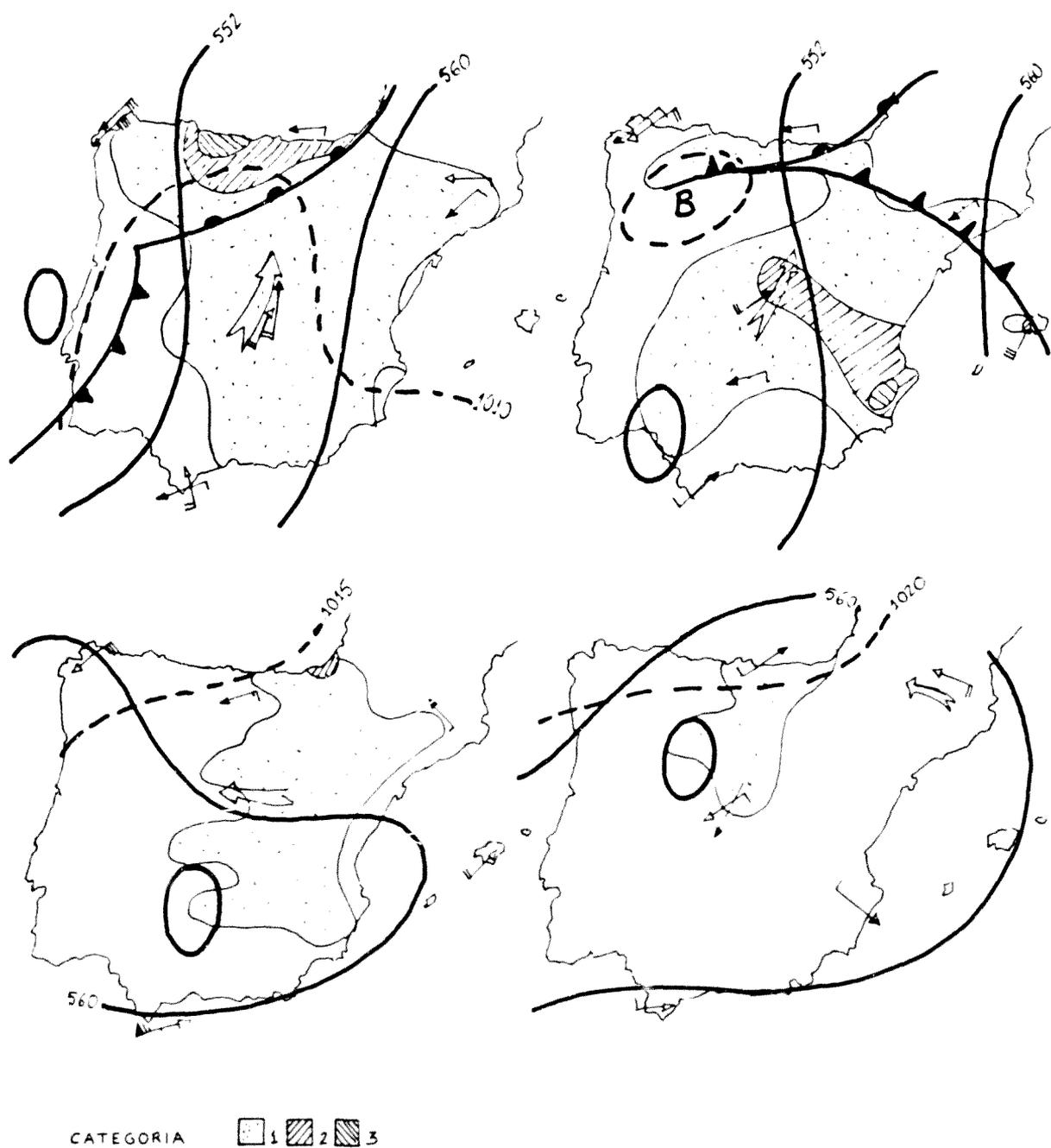


Fig.II.3.29. Episodio del 3 al 6 de Abril de 1976.

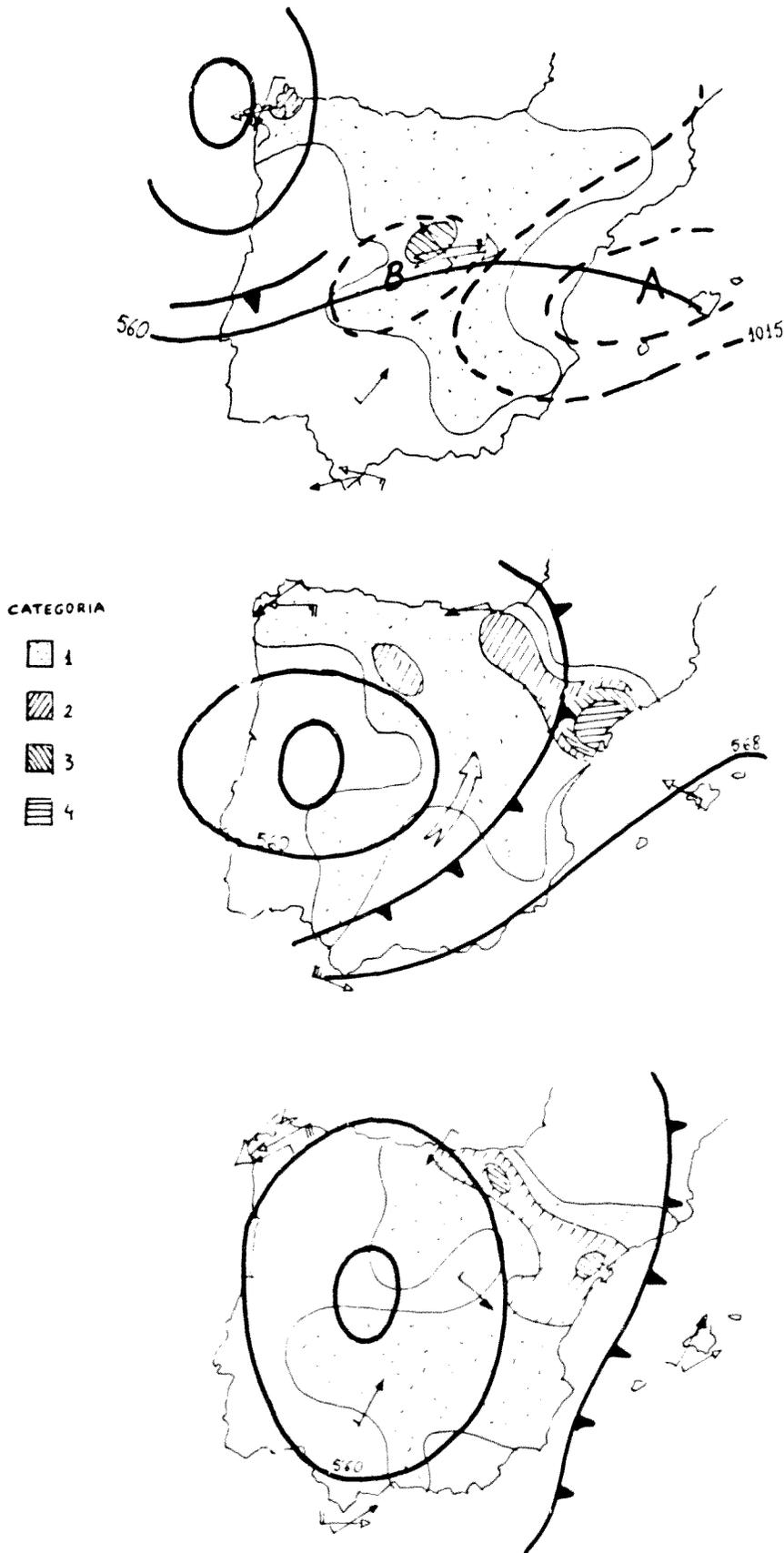


Fig.II.3.30. Episodio del 30 de Mayo al 1 de Junio de 1977.

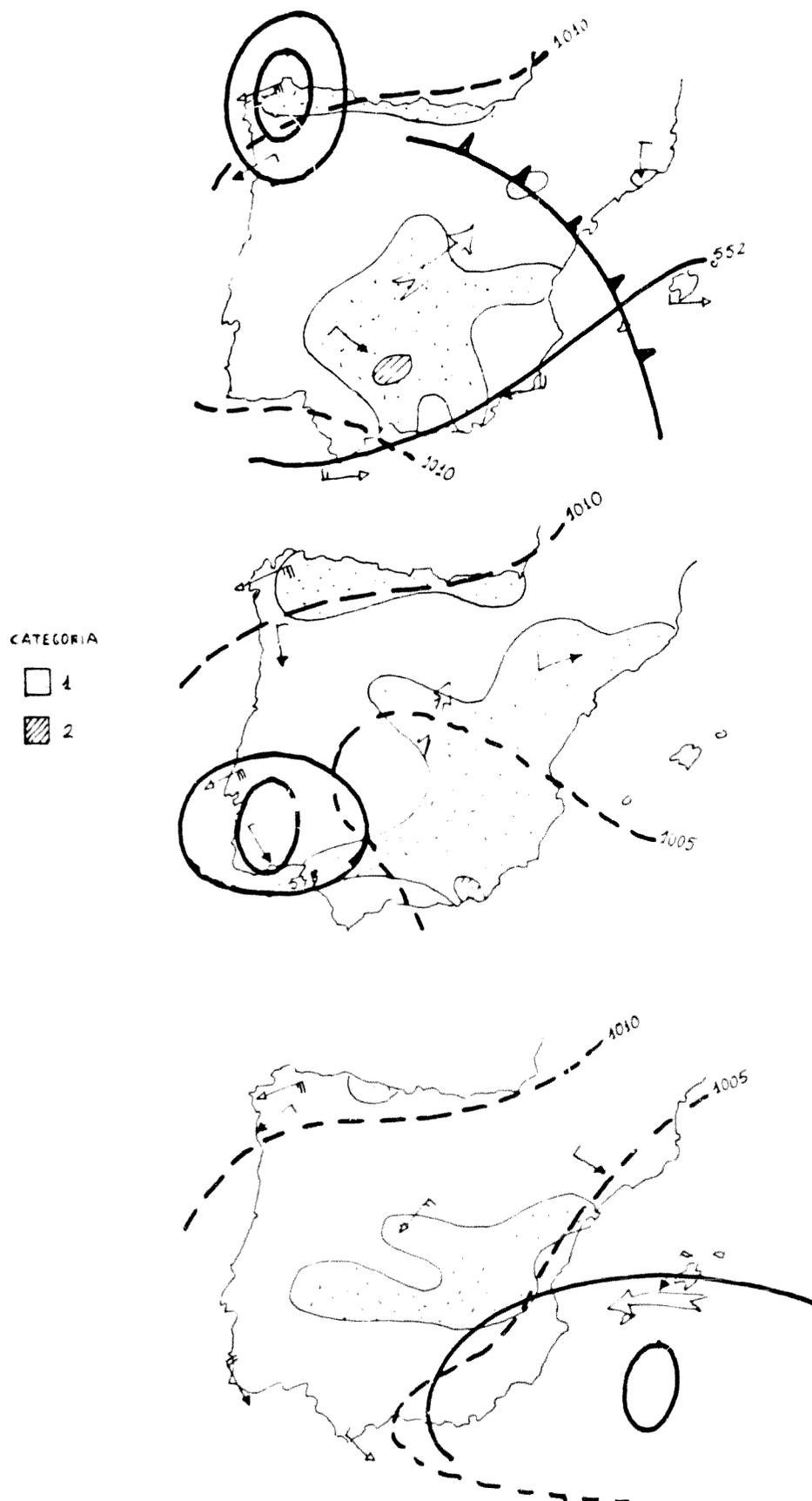


Fig.II.3.31. Episodio del 5 al 7 de Abril de 1978.

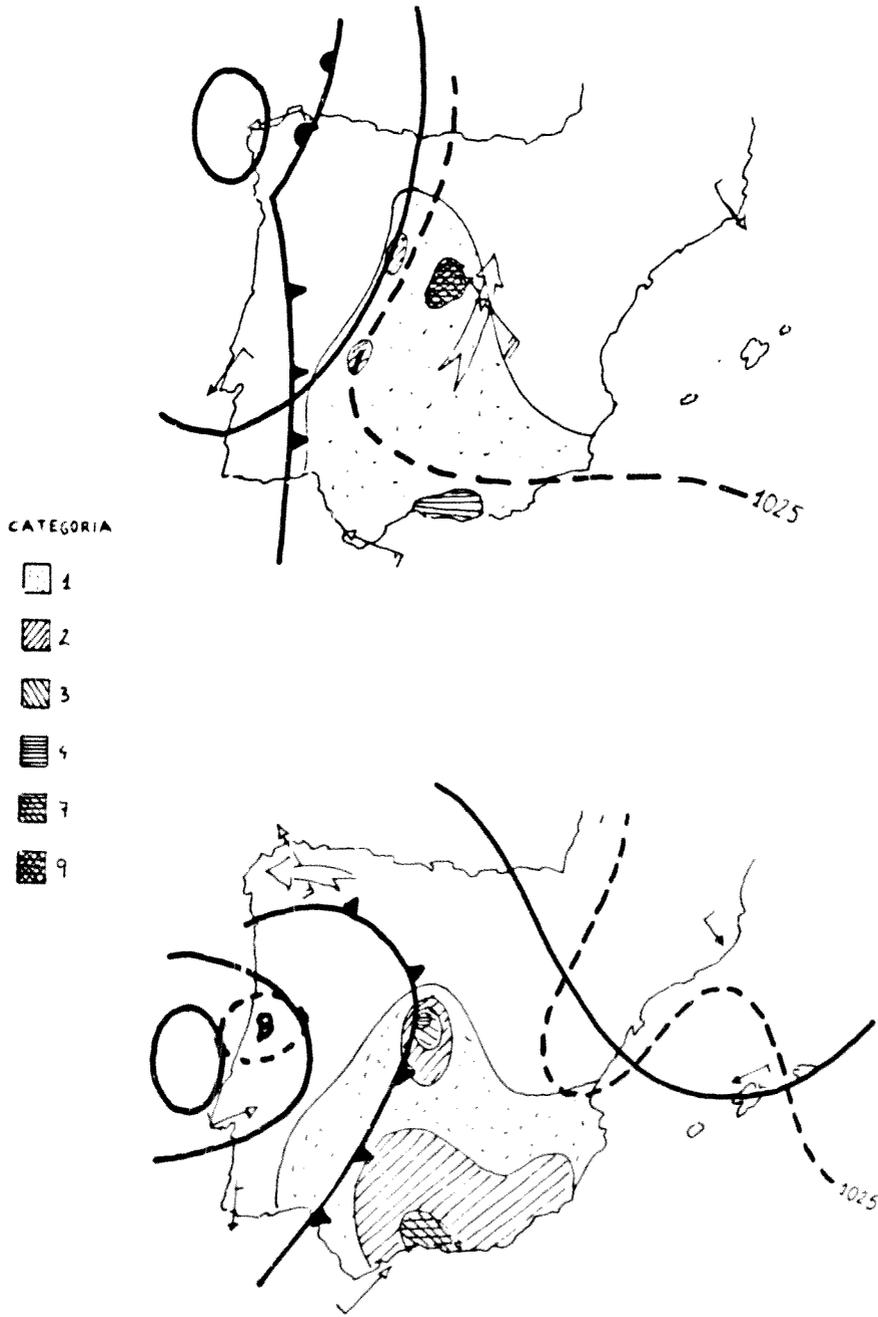


Fig.II.3.32. Episodio del 9 al 10 de Noviembre de 1978,

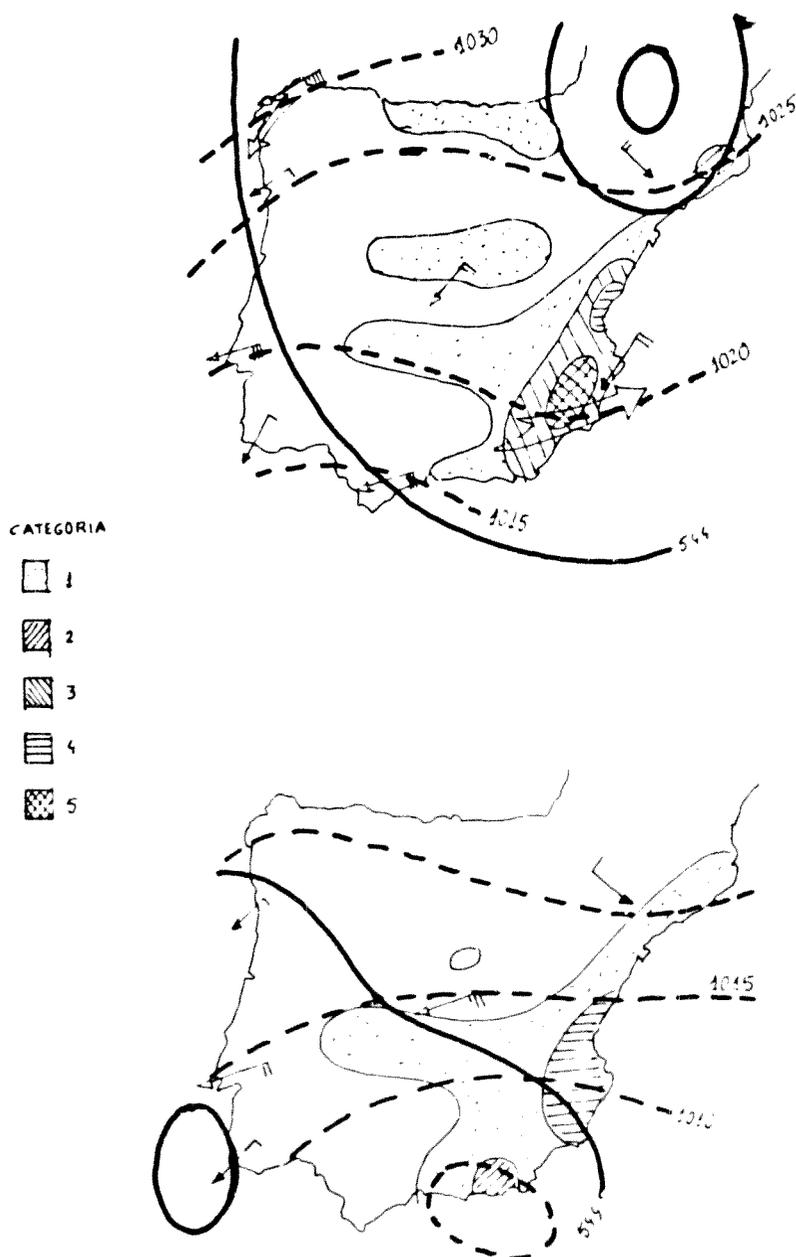


Fig.II.3.33. Episodio del 13 al 14 de Enero de 1980.

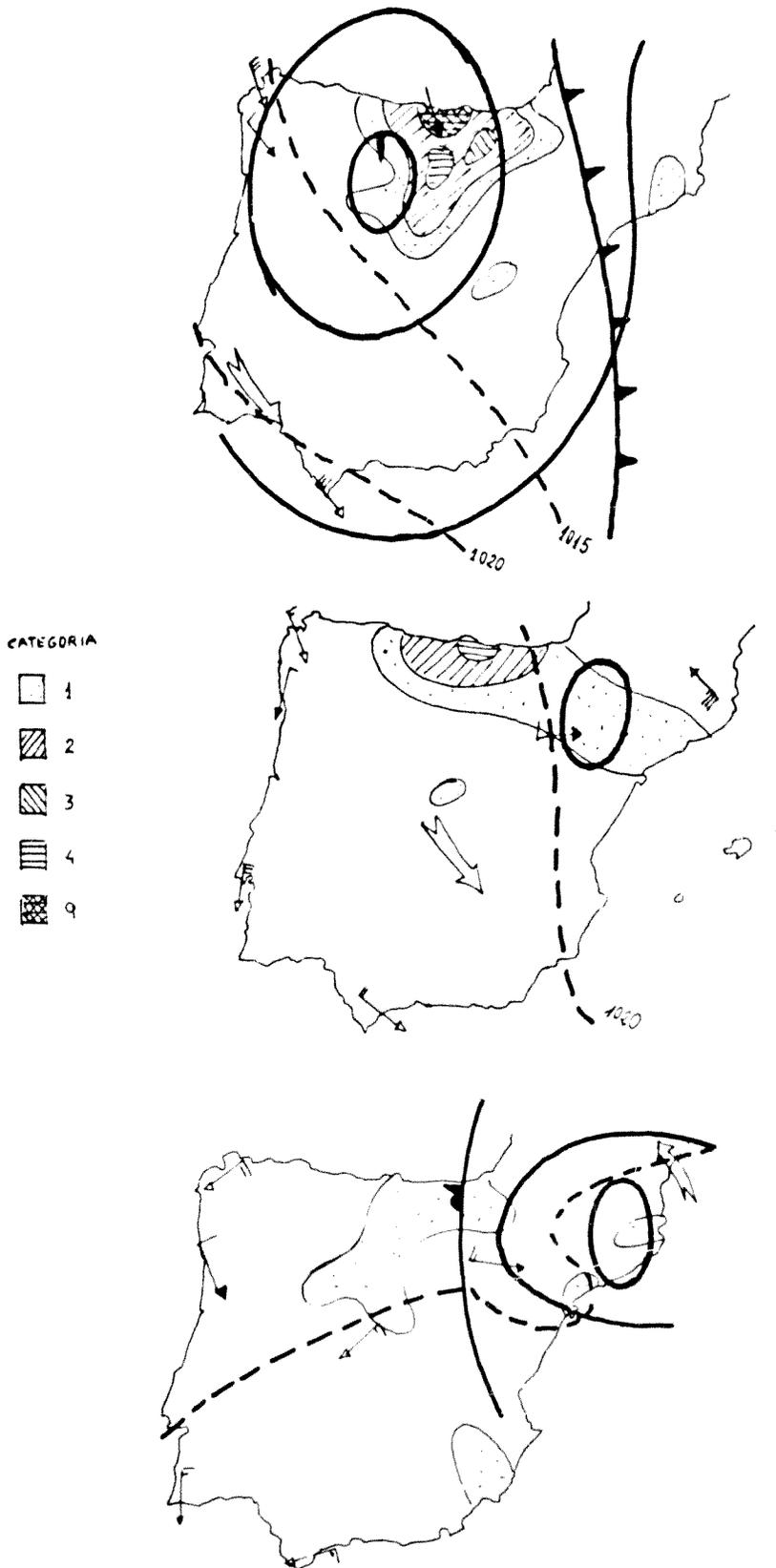


Fig.II.3.34. Episodio del 15 al 17 de Abril de 1980

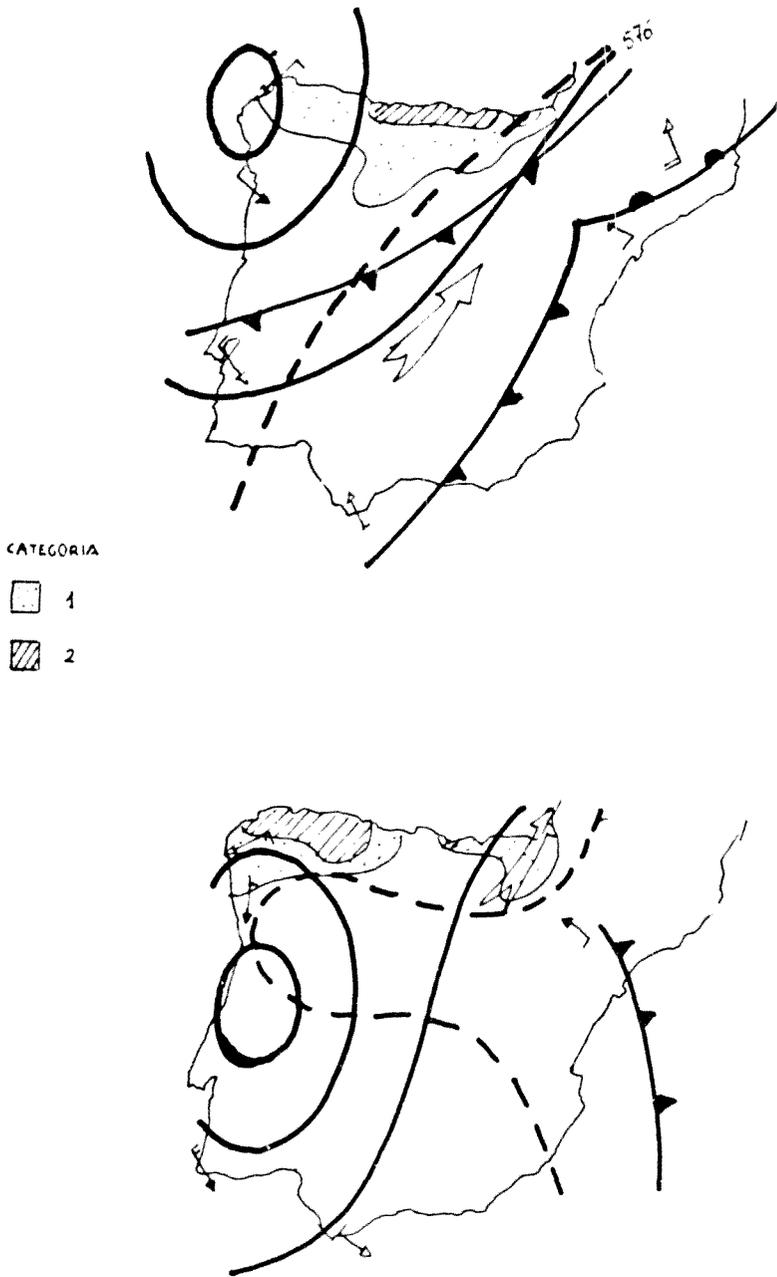


Fig.II.3.35. Episodio del 25 al 26 de Julio de 1983.

ocurre es porque se está moviendo hacia el Este o Noreste. En numerosas ocasiones los flujos en superficie y en altura se cruzaban determinando un ángulo considerable, lo que implicaba la existencia de una notable cizalladura.

Es muy difícil distinguir la contribución de la gota fría en la precipitación registrada, ya que influye también en numerosas ocasiones la presencia de un frente. La orografía juega un papel decisivo (en general los máximos registrados en la zona B corresponden a Navacerrada), de ahí que las zonas B y C sean las que más altos índices presentan. Si bien se dispone de pocos datos de viento, en 22 casos se observó en la zona afectada una intersección ya entre el flujo en superficie y 850 hPa, ya entre 850 hPa y 500 hPa. De éstos, en 13 casos el ángulo determinado entre la dirección del viento en superficie y a 500 hPa era considerable, lo que comportaría una fuerte cizalladura.

En tres de las cuatro gotas frías que estuvieron asociadas a precipitaciones superiores a 120 mm se produjo simultáneamente el paso de un frente (el caso en que esto no ocurrió corresponde a las inundaciones de Octubre de 1982 en Valencia). De los seis días en que se mantuvo tal precipitación, en cuatro se registró fuera de la gota y en cinco la temperatura en el centro de la gota fue inferior a -23°C .

Sin embargo, dada la diversidad de circunstancias en que estos episodios tuvieron lugar (zona afectada, época del año, situación en superficie, etc), cada caso debería ser estudiado detalladamente por separado. Más adelante se vuelve a comentar el episodio de Octubre de 1982 por ser el que comportó consecuencias más catastróficas. Los otros tres se dejan para un estudio posterior, conjuntamente con los restantes casos en que se produjeron precipitaciones notables hallándose presente una gota fría.

II.4 Características del aire superior en una gota fría

Para la elaboración del radiosondeo medio de una gota fría se han utilizado 14 radiosondeos efectuados en el mismo centro de la gota y 4 más cercanos a la periferia. En la siguiente tabla se indican las fechas, la estación de radiosondeo y algún comentario particular sobre el episodio. Todos los análisis se han hecho para las 00 y las 12 TMG.

Tabla II.4.1

12 Octubre	1970	Madrid	Inundaciones en Gerona
13 Octubre	1970	Madrid	Fin de las lluvias
* 19 Septiembre	1971	La Coruña	Inicio de las lluvias en Cataluña
20 Septiembre	1971	Madrid	Inundaciones en Barcelona
24 Octubre	1974	Madrid	Precipitaciones débiles en Andalucía y en el Norte de la Península
15 Abril	1980	La Coruña	Lluvia superior a 120 mm en Santander
15 Abril	1980	Madrid	
19 Octubre	1982	Madrid	Inundaciones en Levante
• 22 Octubre	1982	Palma	Fin lluvias Levante. Lluvias por encima de 50 mm en las Baleares.

(Los casos señalados con asterisco corresponden a la periferia de la gota y no se incluyen en el radiosondeo medio. Para una mayor facilidad de comprensión se denominarán "casos tipo B", en tanto que si el radiosondeo corresponde al centro de la gota será "tipo A".)

En las figuras II.4.1 a II.4.8 se representan los correspondientes radiosondeos. En el radiosondeo de las 12 TMG del día 13 de Octubre se observa claramente el calentamiento de la parte inferior de la gota, alcanzándose entre 800 y 400 hPa las máximas temperaturas de entre todos los casos del tipo A a las 12 TMG, y entre 250 y 150 hPa los mínimos, es decir, experimenta un considerable enfriamiento advectivo en la parte superior.

Entre el radiosondeo tipo B de las 00 TMG de La Coruña, el día 19 de Septiembre de 1971 y el de 24 horas después, tipo A, en Madrid, hay una disminución de temperatura entre 700 y 300 hPa de unos 2°C, mientras que la diferencia de temperatura entre el centro de la gota y su periferia varía de 6°C a 10° C.

El 24 de Octubre de 1974 es el único caso en que disponemos de radiosondeo para una gota tal que ese día apenas llovió en la Península. No se observa ninguna característica especial que la diferencie de los otros radiosondeos, si bien la temperatura entre 850 y 200 hPa está entre las más bajas siendo los valores a 600 y 400 hPa los mínimos hallados a esos niveles entre los examinados en este estudio. Asimismo el aire es bastante seco, no alcanzando en ni-

vel alguno el 65%. Lo que sí es importante recalcar es que esta gota procede de la estrangulación de un surco orientado zonalmente.

El sondeo del 15 de Abril de La Coruña es entre 900 y 700 hPa el más frío que se registra, así como a 300 hPa. Sin embargo, el centro de la gota está mucho más próximo a Madrid, donde la temperatura es inferior a 600 y 500 hPa (a partir de 250 hPa no hay radiosondeos en La Coruña). En ambos sondeos se observa una inversión de subsidencia en torno a 700 hPa.

Por lo que respecta al 19 de Octubre de 1982, día en que se registraron importantes inundaciones en Murcia y Alicante, la temperatura es entre 300 y 200 hPa la más alta de los casos correspondientes al centro de la gota y a 100 hPa la más baja. Mientras que a las 00 TMG 500 hPa presentaba una humedad del 81% (la mayor de todos los niveles) a las 12 TMG era tan sólo del 21% (precisamente la menor de todos los niveles). El sondeo del día 22 a las 00 TMG, realizado hasta la periferia de la gota en Palma, es el más cálido entre 850 y 400 hPa y el más frío a 100 hPa. Este día el episodio ya había finalizado por completo en Levante, zona que queda bajo la gota, si bien se produjeron lluvias notables en las islas Baleares.

En la figura II.4.9 se representa el radiosondeo medio así como los radiosondeos máximo y mínimo (construidos a partir de los valores máximo y mínimo de T a cada nivel independientemente de la fecha) y el diagrama de humedad, distinguiéndose entre las 00 TMG y las 12 TMG. En general, sólo hay inestabilidad condicional (por el método de la partícula) y convectiva en las capas próximas al suelo y, si bien las únicas inversiones se hallan entre 300 y 250 hPa, parece ser bastante estable a todos los niveles (de todas formas, en los sondeos medios es difícil hablar de estabilidad o inestabilidad dado el proceso de suavizado que lleva consigo el promediado). La máxima humedad se alcanza a las 00 TMG a 800 hPa, decreciendo a partir de este nivel hasta 500 hPa.

Comparando estos sondeos con el construido para Gärnersdorf a partir del corte vertical (Malberg, loc.cit) (fig.II.4.10) el 7 de Junio de 1973, se observan tres aspectos fundamentales: por debajo de 450 hPa el sondeo coincide prácticamente con el sondeo más frío para las 00 TMG; la tropopausa está muy marcada situándose a 450 hPa, es decir, mucho más baja; a partir de la tropopausa el aire es mucho más cálido, aproximándose al sondeo y rebasando el sondeo ficticio más cálido de las 12 TMG. Todo ello indica una gota de aire frío muy marcada en la troposfera media, mientras que en los casos aquí estudiados, la gota suele llegar a 300 hPa y a veces más arriba, en tanto que su temperatura en

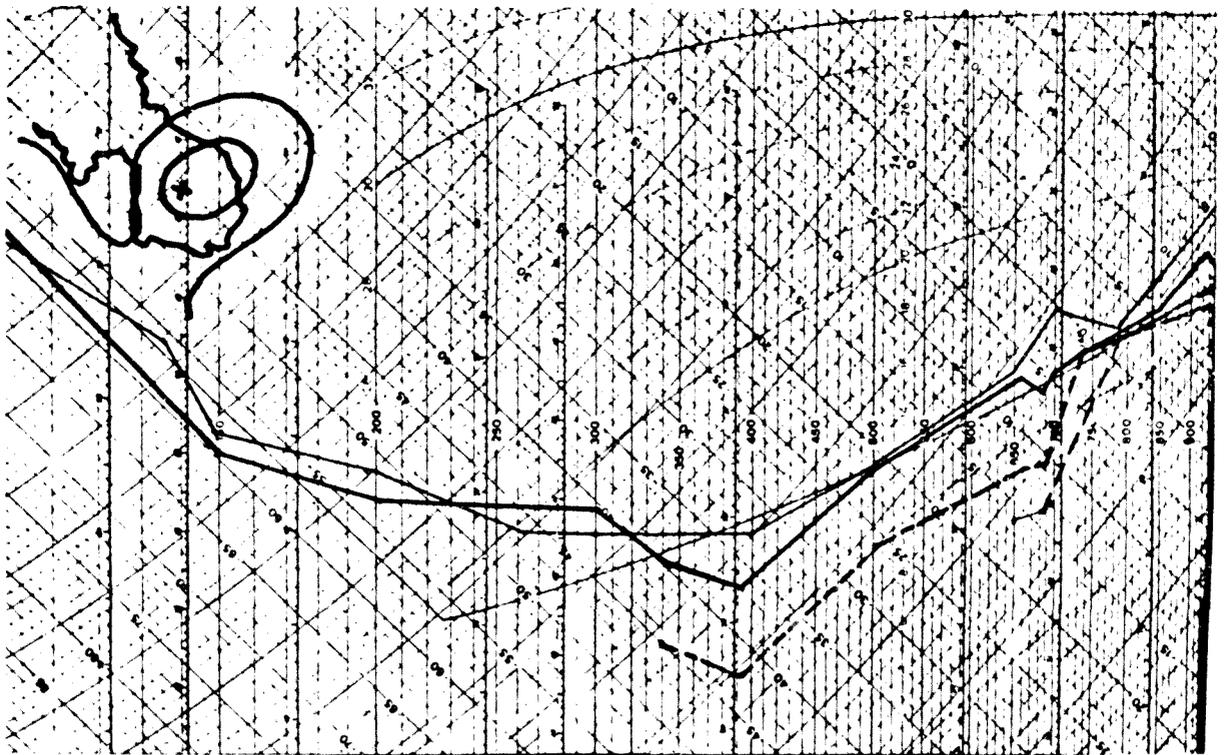


Fig. II.4.1. Radiosondeo del 12-X-1970. Madrid

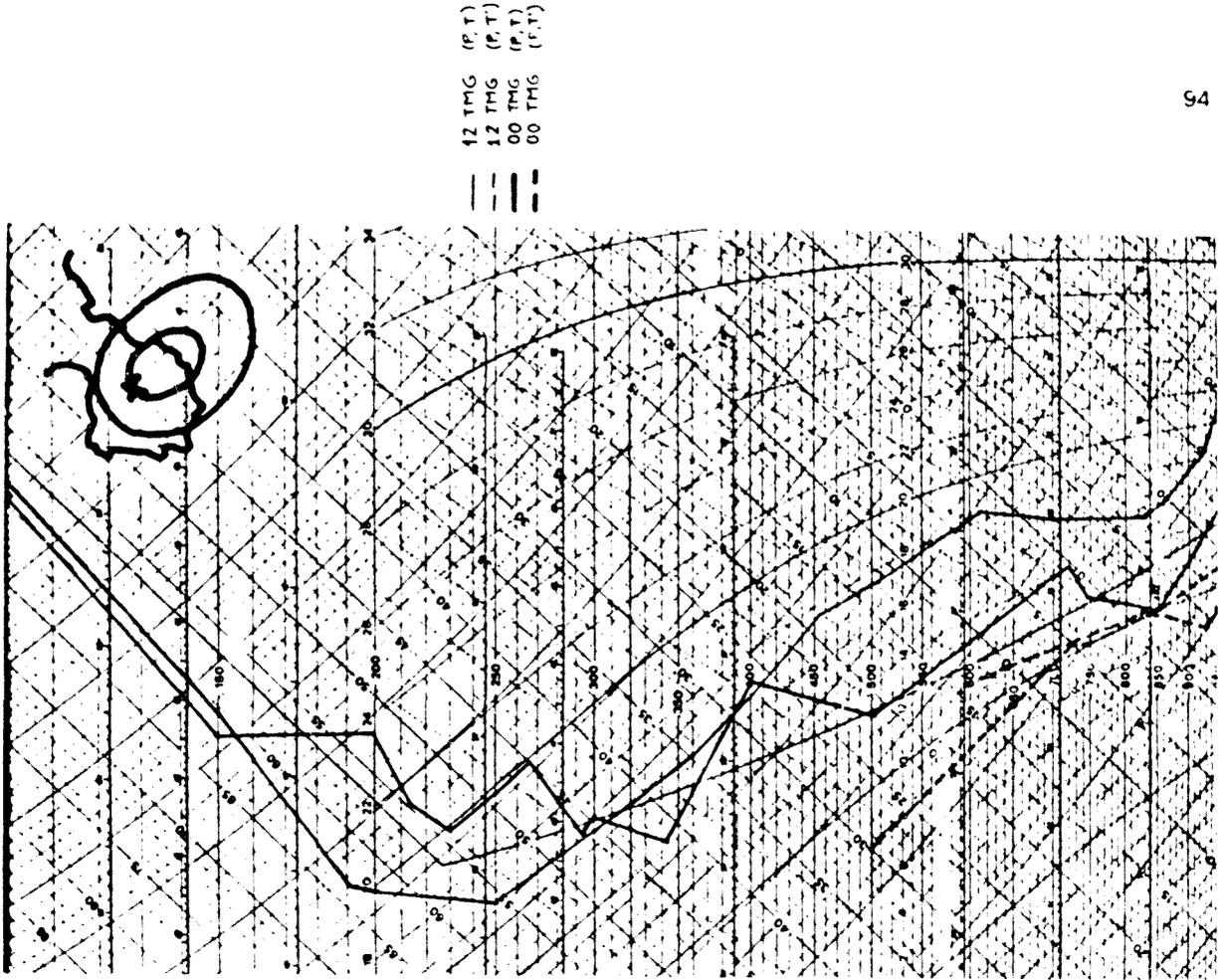


Fig. II.4.2. Radiosondeo del 13-X-1970. Madrid

- 00 TMC (P.T)
- 00 TMC (P.T)
- 12 TMC (P.T)
- 12 TMC (P.T)

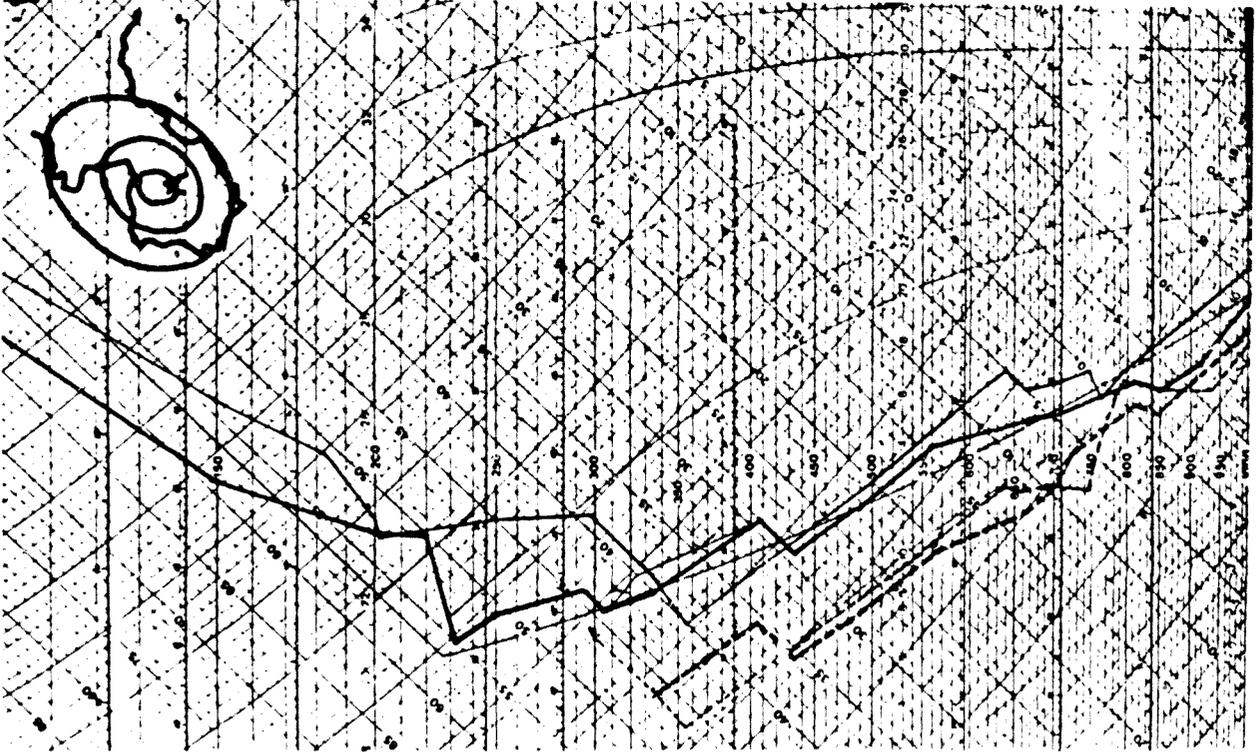


Fig.II.4.4. Radiosondeo del 20-IX-1971. Madrid

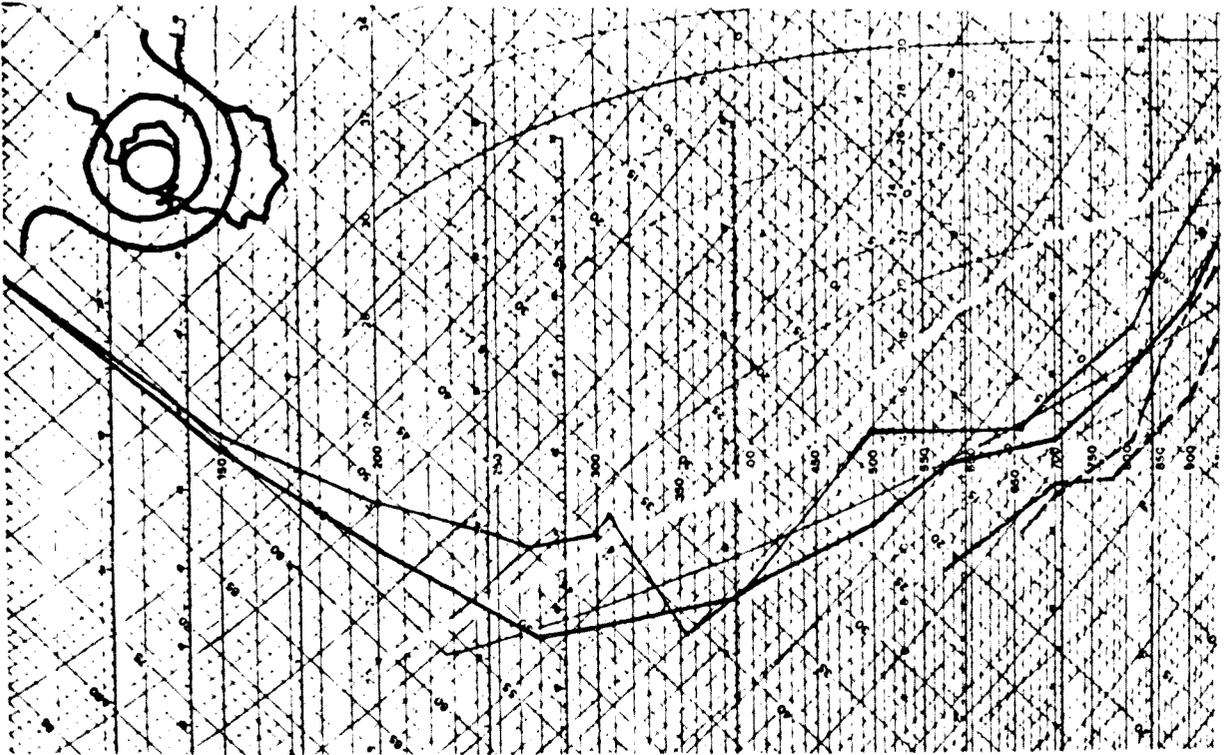


Fig.II.4.3. Radiosondeo del 19-IX-1971. La Coruña

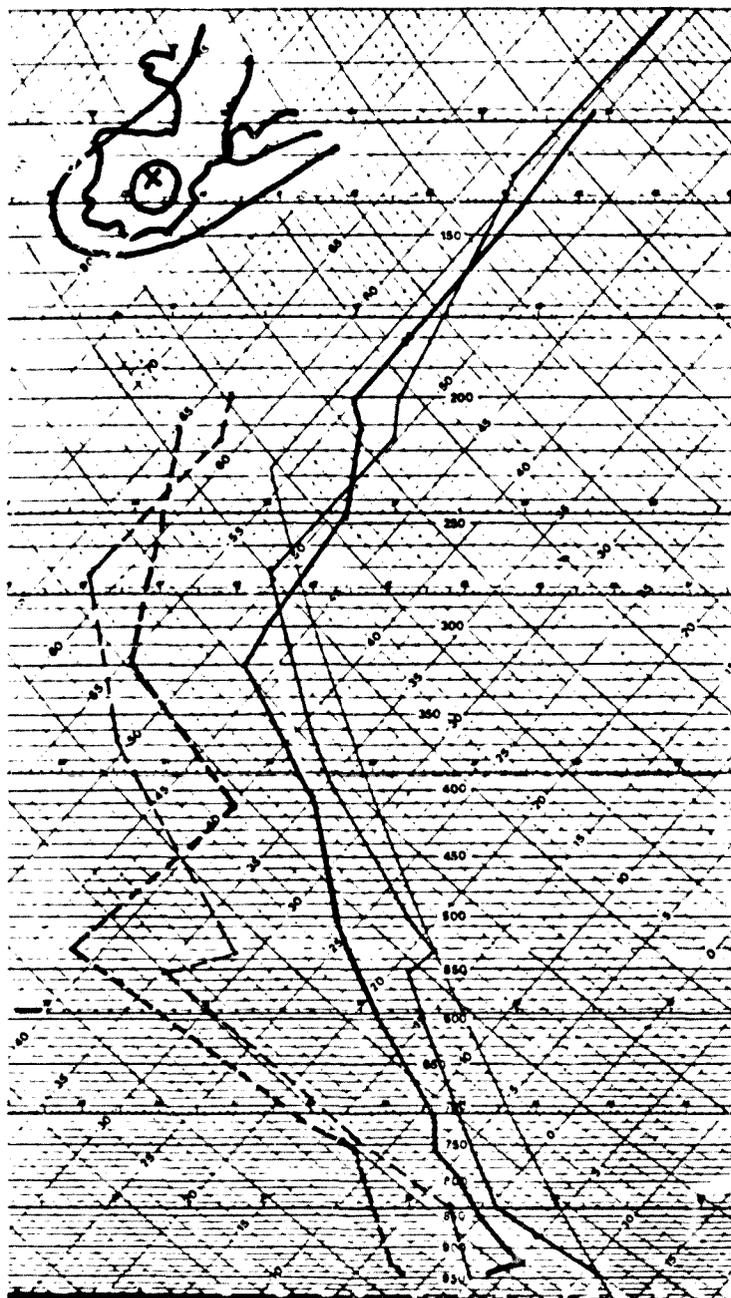


Fig.II.4.5. Radiosondeo del 24-X-1974. Madrid

— 00 TMG (P.T) - - - 12 TMG (P.T)
 - - - 00 TMG (P.T) - - - 12 TMG (P.T)

00 TMG (P,T)
00 TMG (P,T)
12 TMG (P,T)
12 TMG (P,T)

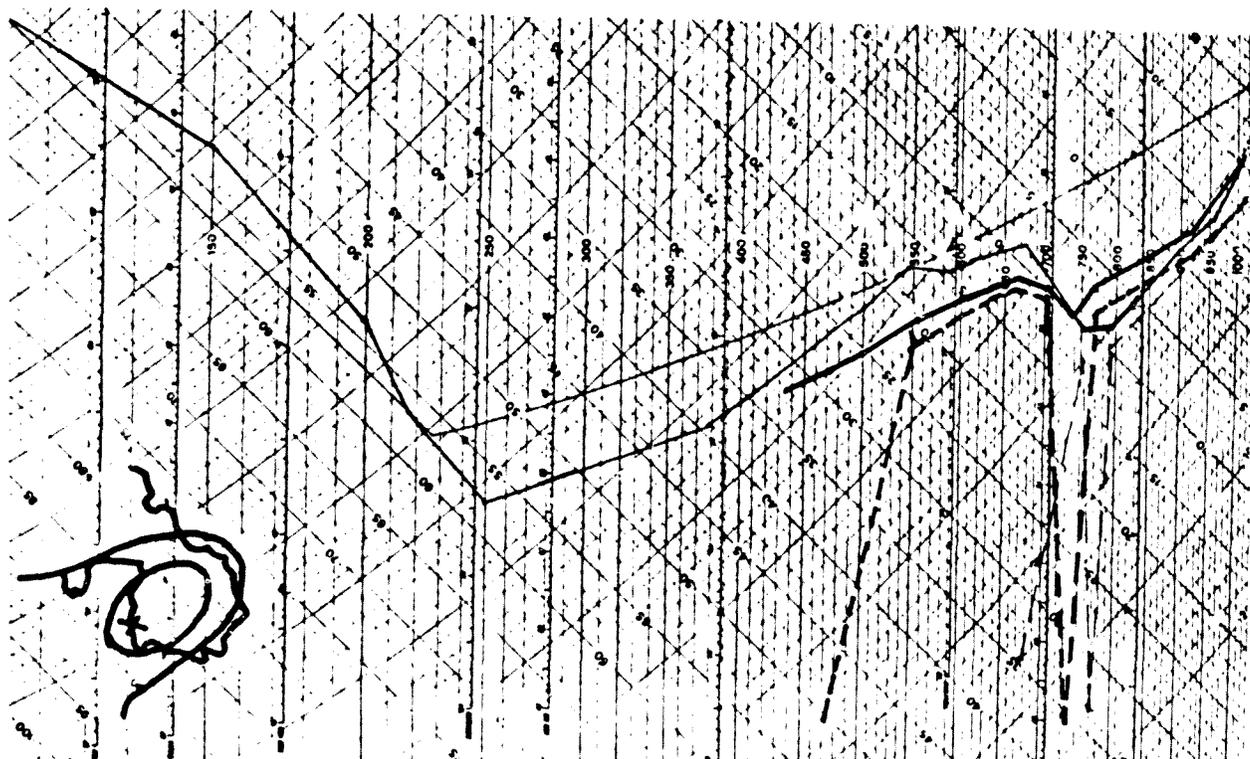


Fig. II.4.7. Radiosondeo del 15-IV-1980. La Coruña

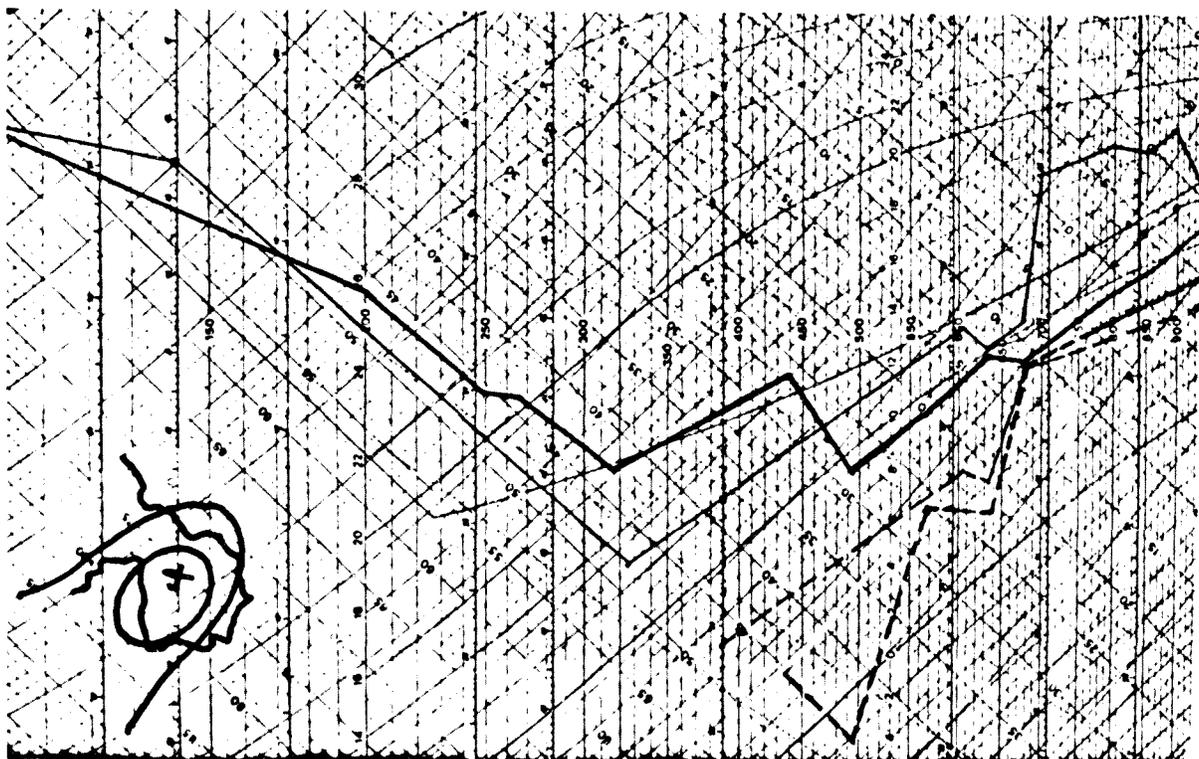


Fig. II.4.6. Radiosondeo del 15-IV-1980. Madrid

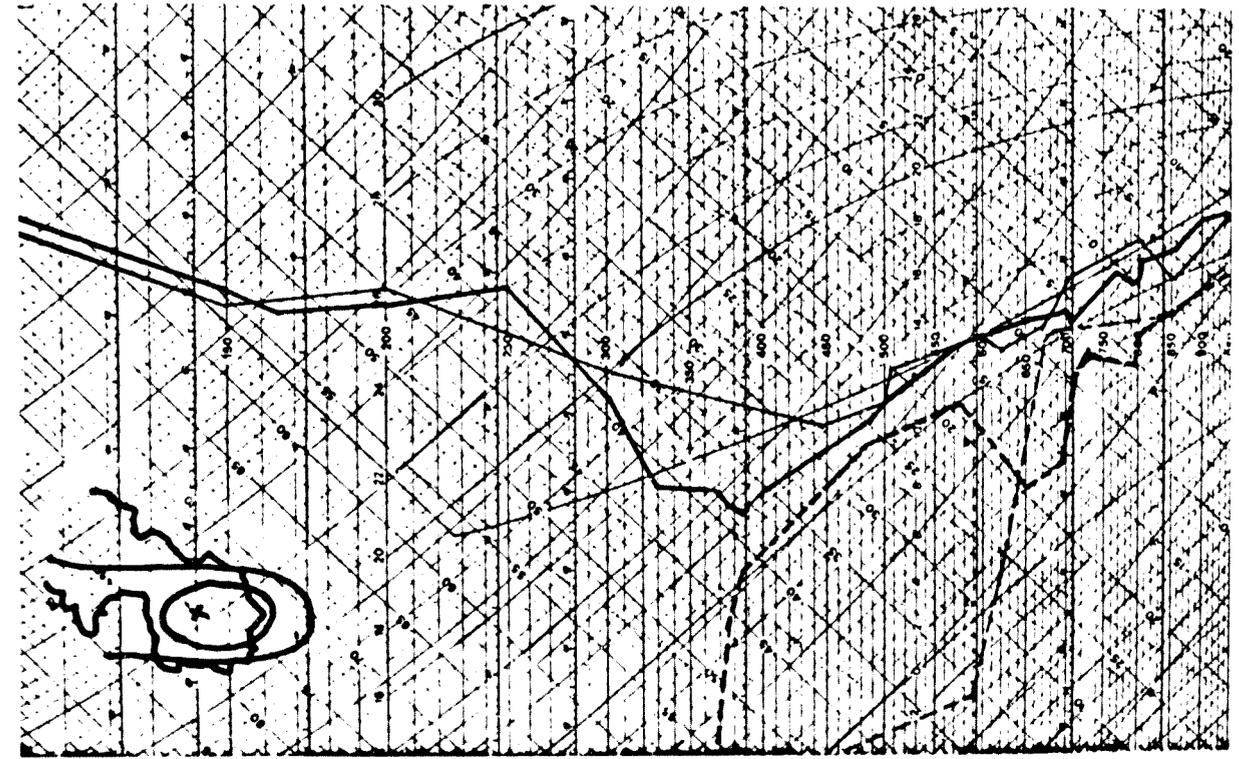


Fig. II.4.8. Radiosondeo del 19-X-1982. Madrid

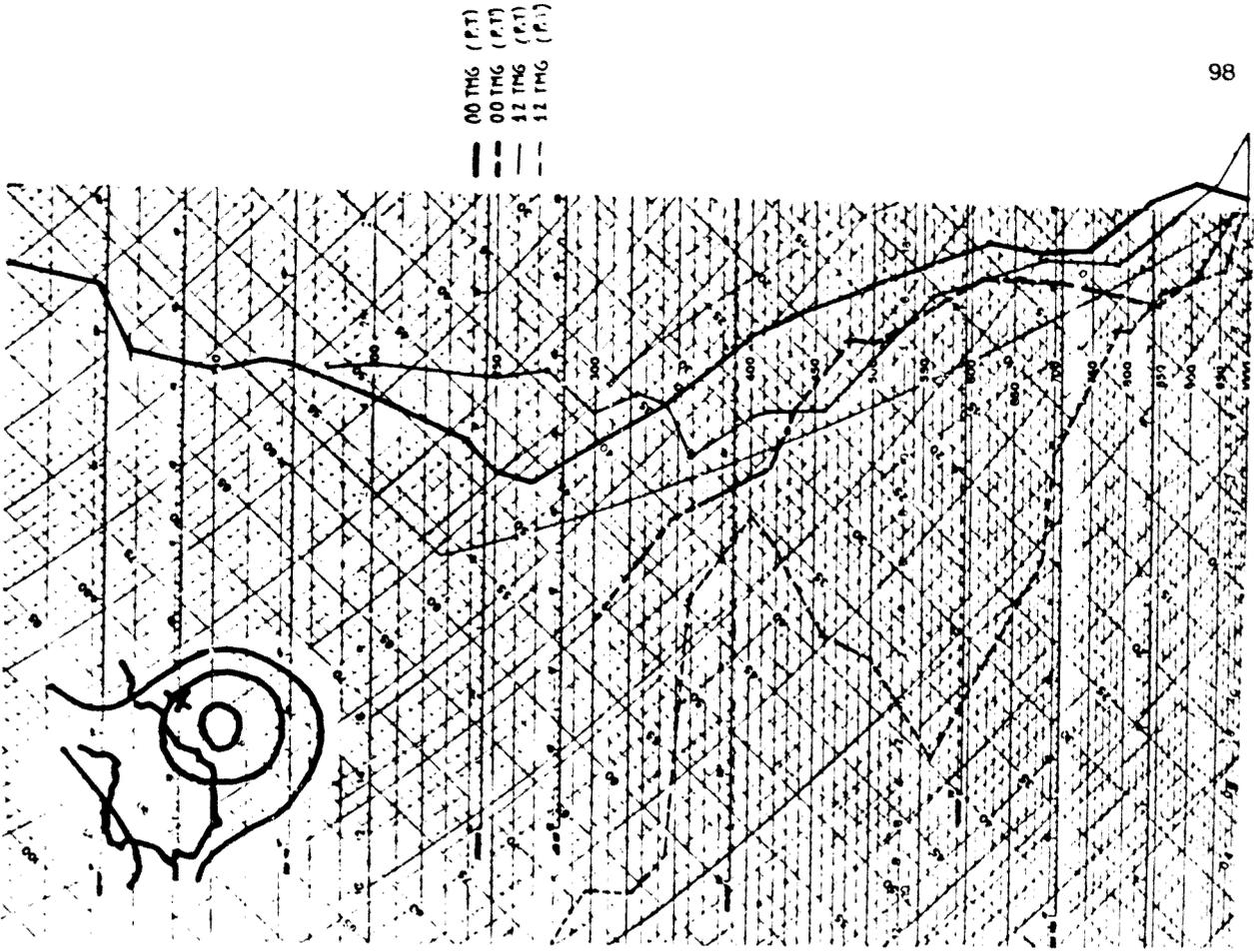


Fig. II.4.9. Radiosondeo del 22-X-1982. Palma

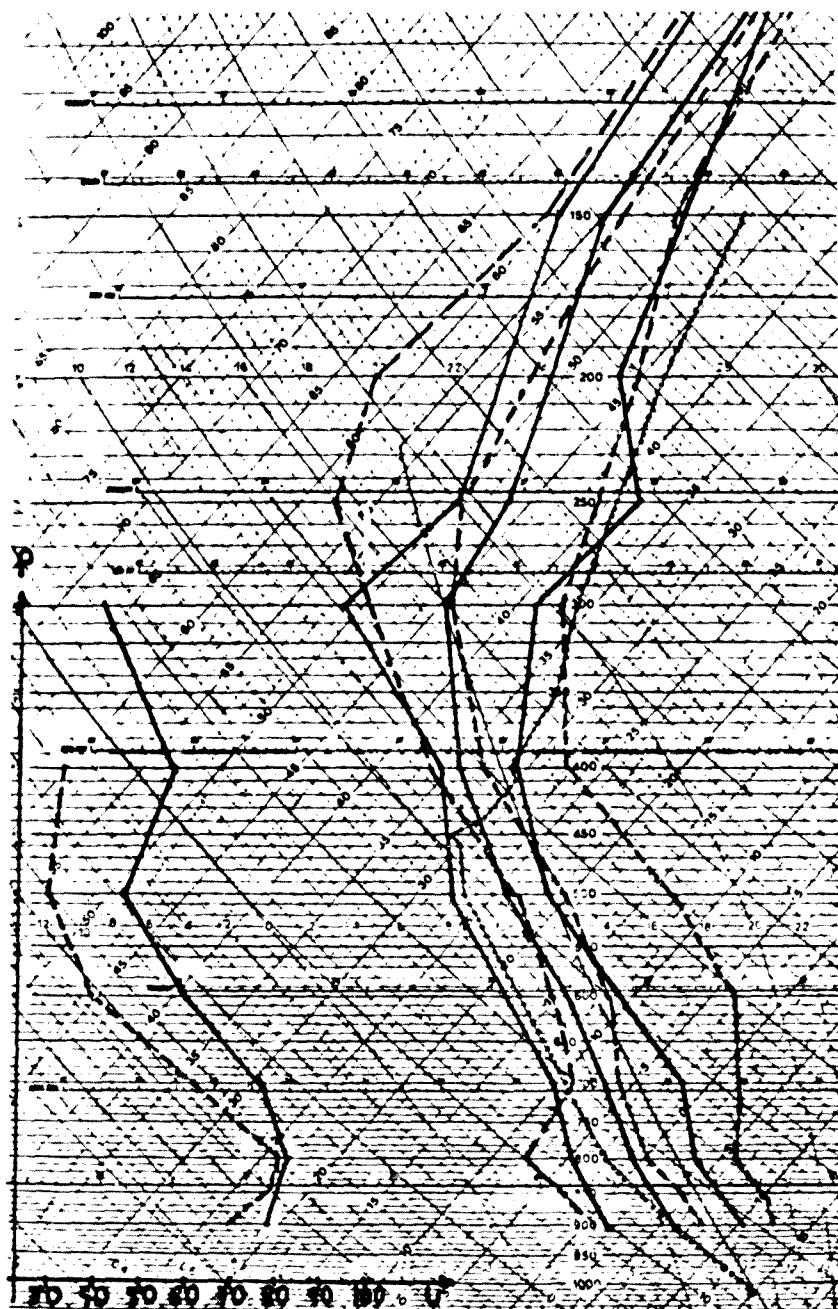
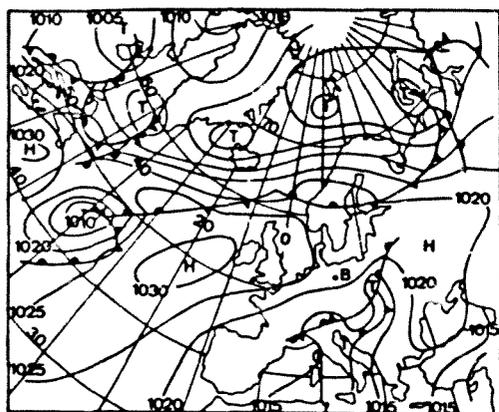
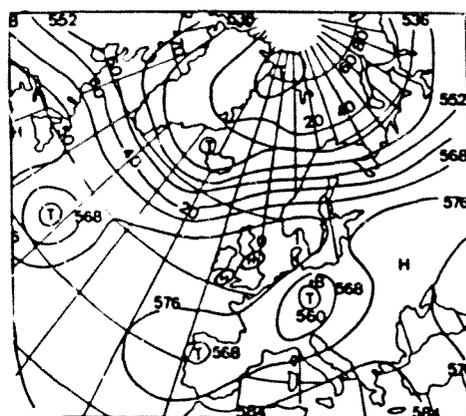


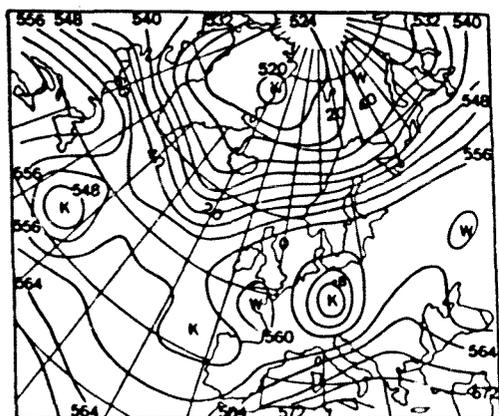
Fig.II.4.10. Radiosondeos máximo, medio y mínimo en el centro de una gota, a las 00 TMG (línea continua) y a las 12 TMG (línea de trazos). La curva de puntos corresponde al radiosondeo de Gärnersdaf. A la izquierda se representan las curvas medias de humedad.



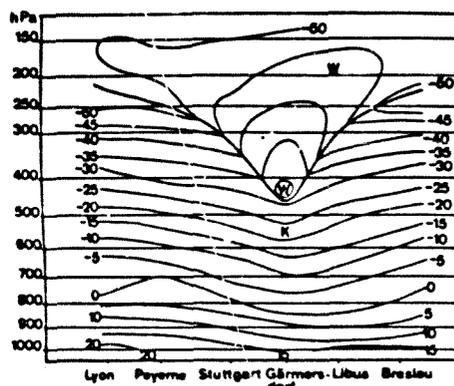
a. Mapa de superficie



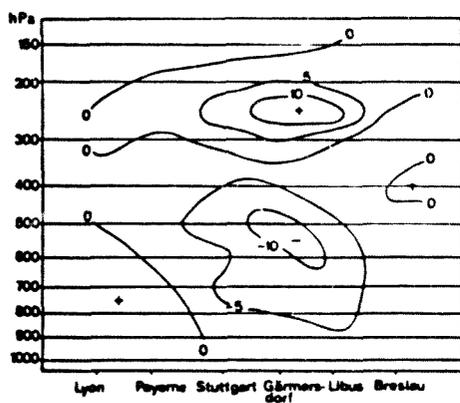
b. Superficie de 500 hPa



c. Topografía relativa 500/1000



c. Corte vertical de la atmósfera mostrando las isotermas



e.

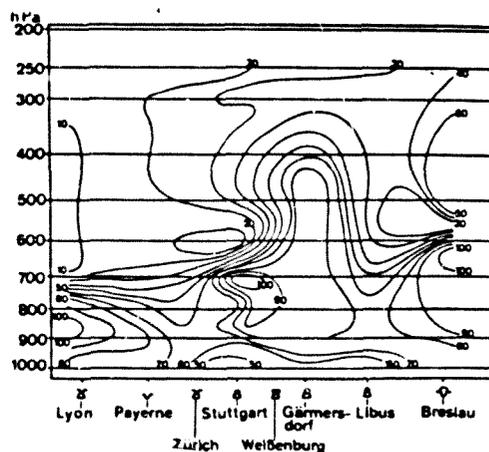


Fig.II.4.11. Análisis efectuados para el 7 de Junio de 1973 (Malberg, 1985).

la troposfera media no se diferencia tanto de la del entorno como en Gärners-darf.

II.5 Configuración de las líneas de corriente en gotas de aire frío

II.5.1 19 y 20 de Septiembre de 1971

El día 19 se observa a 500 hPa una corriente esencialmente zonal sobre Cataluña siendo el viento flojo. En este mismo nivel se aprecia el día 20 una bifurcación de la corriente en chorro que da lugar a una circulación del Sur sobre Cataluña; el viento es mucho más fuerte, especialmente en la parte próxima al centro de la gota, en tanto que en la loma y en la silla hay un cinturón de vientos flojos.

A 700 hPa el día 19 ya se empieza a tener viento del Sur que se vuelve del Sureste al día siguiente, sobre todo al Norte de Cataluña.

Mientras que el día 19 el flujo a 850 hPa era principalmente del Sur, el día 20 se observa el mismo viraje que a 700 hPa, incidiendo perpendicularmente a la costa catalana (el flujo del SE es más acentuado que a 700 hPa).

El día 20 se produjeron inundaciones en Cataluña, la única región en donde la penetración de aire marítimo fue perpendicular a la línea de costa y cadenas montañosas litorales y prelitorales. Este aire debía ser muy húmedo, no sólo por su paso sobre el Mediterráneo, sino también por su procedencia atlántica (únicamente roza el Norte de Africa). (Figs. II.5.1-11.5.6 y 11.7.8).

II.5.2 25 y 26 de Octubre de 1974

Esta gota procede de la estrangulación de un surco de origen zonal. La gota, situada en el Golfo de Cádiz, crea una marcada circulación ciclónica a 500 y 700 hPa, apenas insinuada a 850 hPa. El día 25 se sitúa cerca de Cataluña un punto de silla a todos los niveles, mientras que sobre Levante y Andalucía Occidental se tiene viento del Sur a 500 y 700 hPa y del SE a 850 hPa. En este caso, sin embargo, el aire arrastrado no procede del Atlántico, y su recorrido sobre el Mediterráneo es menor.

Aunque el día 26 se registra un máximo de vientos en el sector Sur de la gota (60 kt) a 500 hPa, el viento sobre Cataluña y Levante es flojo, pues se sigue manteniendo el punto de silla. A 700 y 850 hPa adquiere componente Oeste sobre Cataluña y, si bien más abajo incide en algunos puntos perpendicu



Fig.II.5.1. Líneas de corriente a 500 hPa. 19-9-71

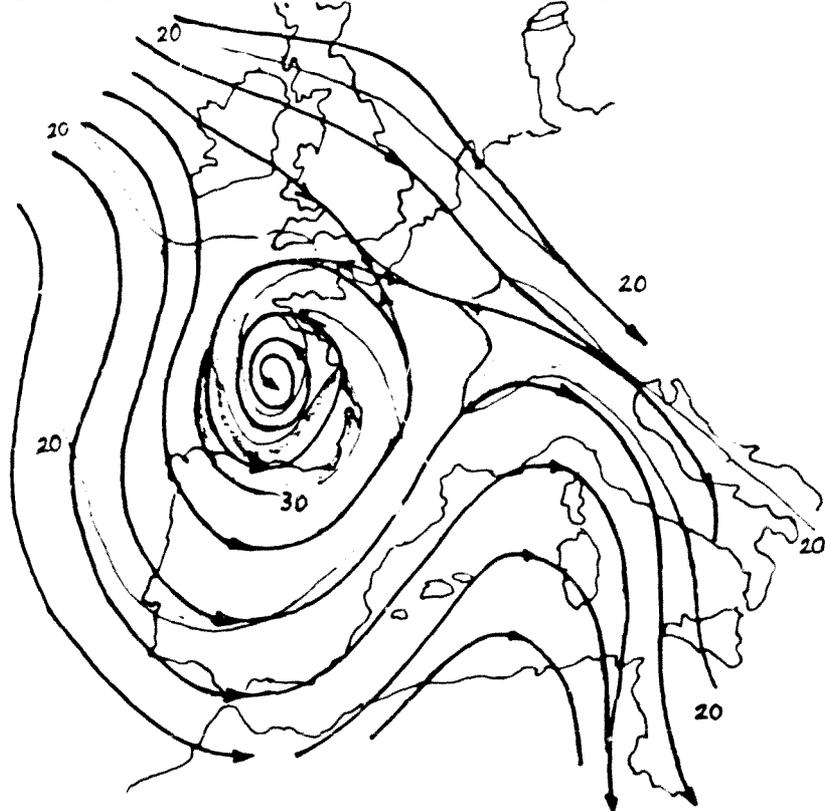


Fig.II.5.2. Líneas de corriente a 700 hPa. 19-9-71

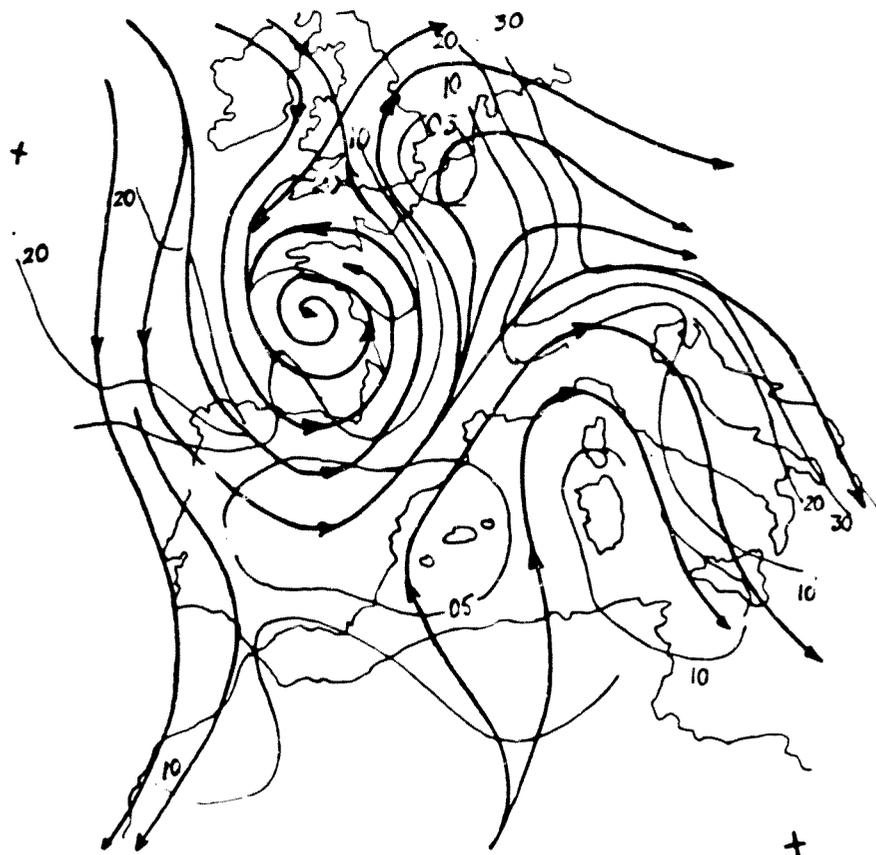


Fig.II.5.3. Líneas de corriente a 850 hPa. 19-9-71

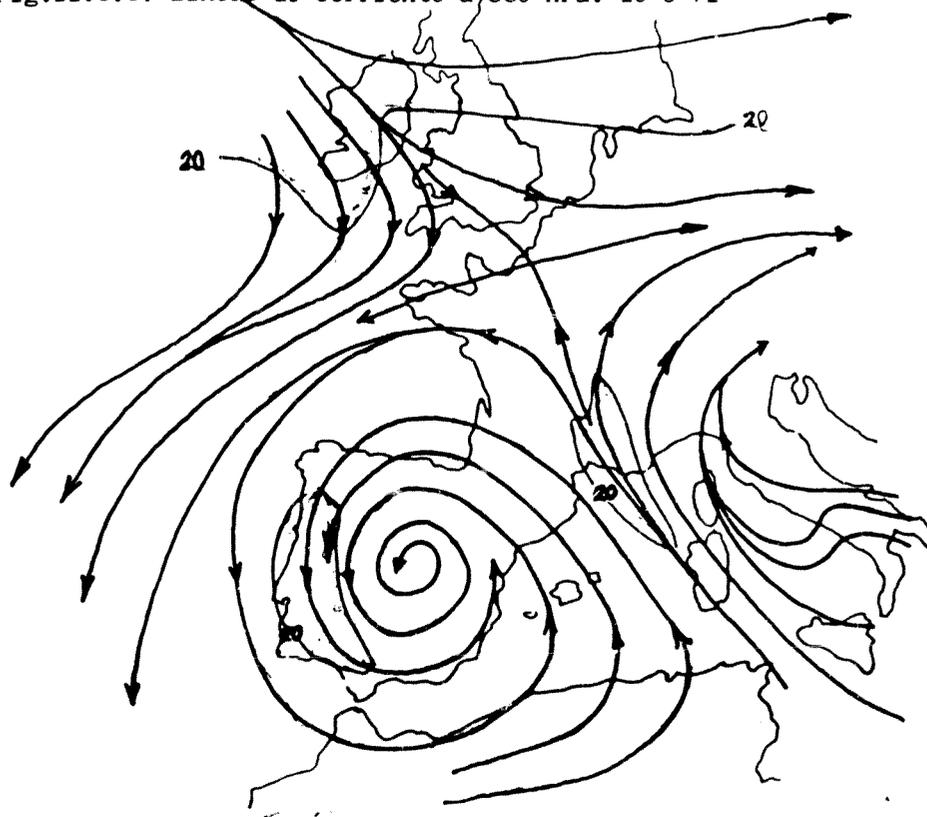


Fig.II.5.4. Líneas de corriente a 850 hPa. 20-9-71



Fig.II.5.5. Líneas de corriente a 700 hPa. 20-9-71

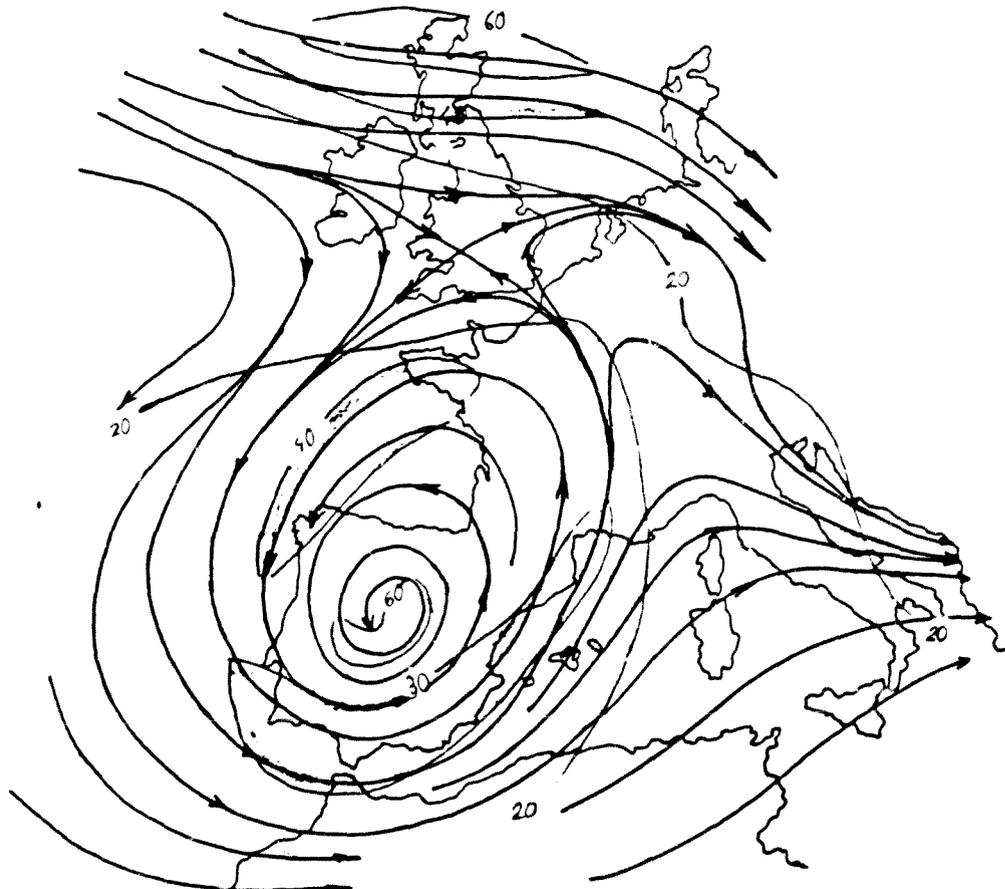


Fig.II.5.6. Líneas de corriente a 500 hPa. 20-9-71

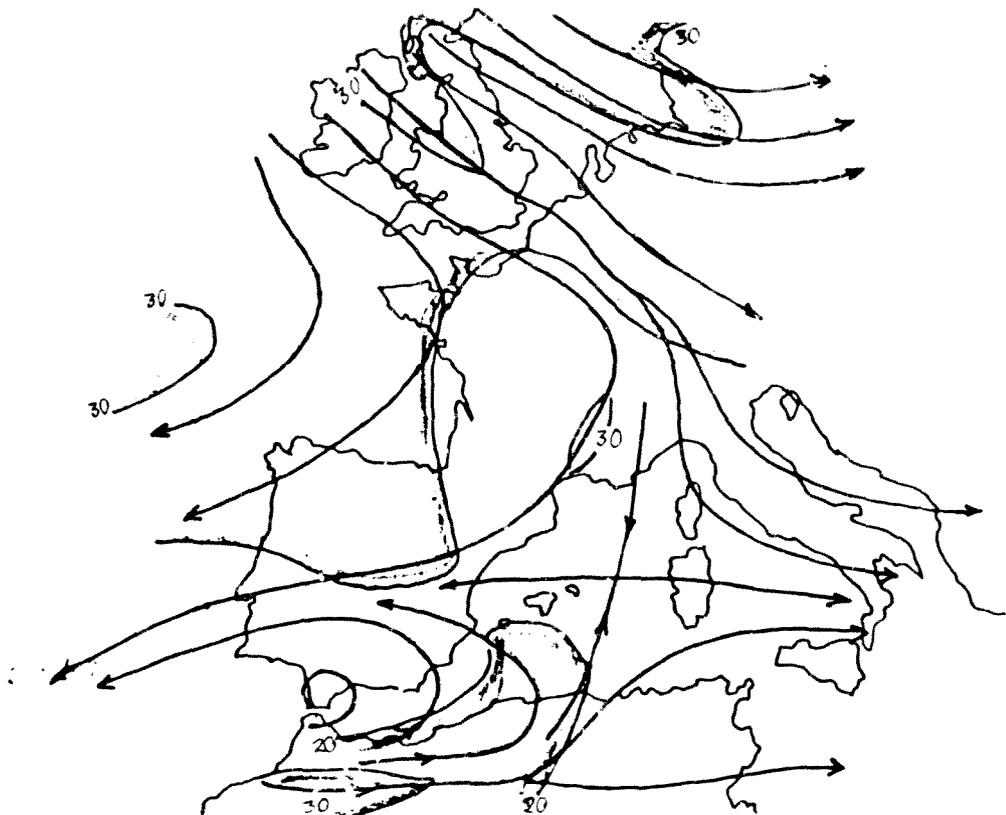


Fig.II.5.7. Líneas de corriente a 850 hPa. 25-10-74

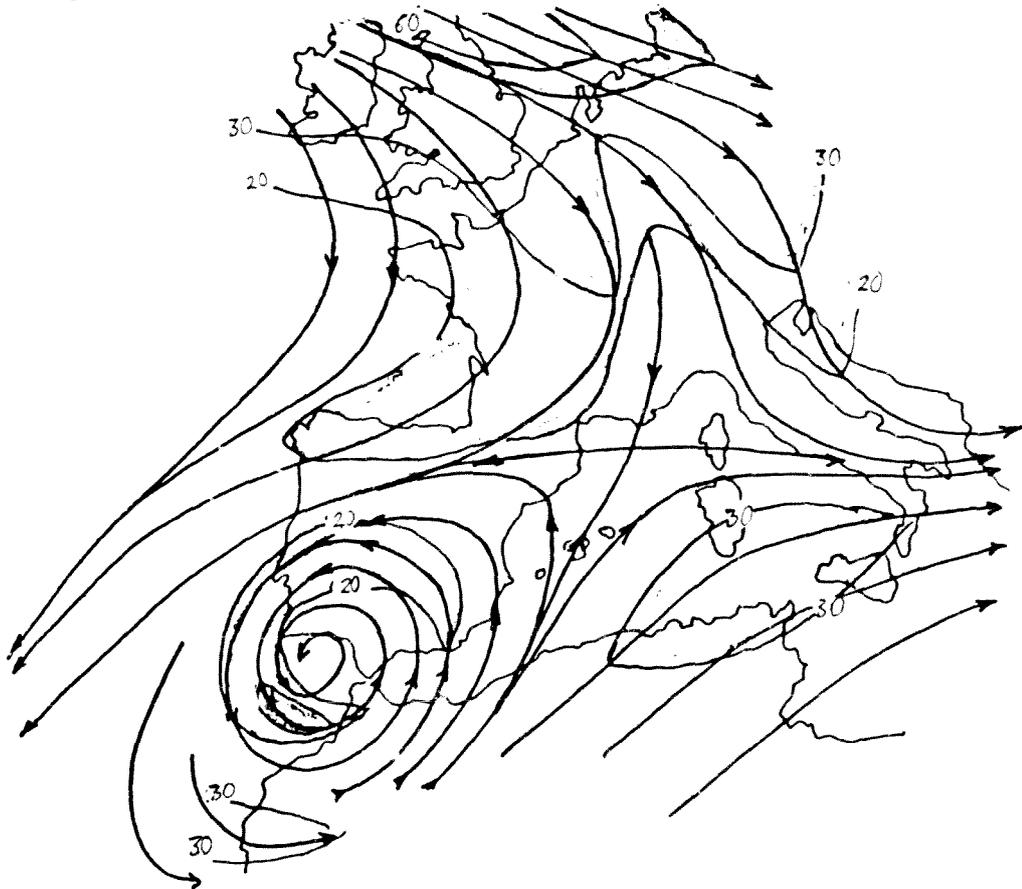


Fig.II.5.8. Líneas de corriente a 700 hPa. 25-10-74

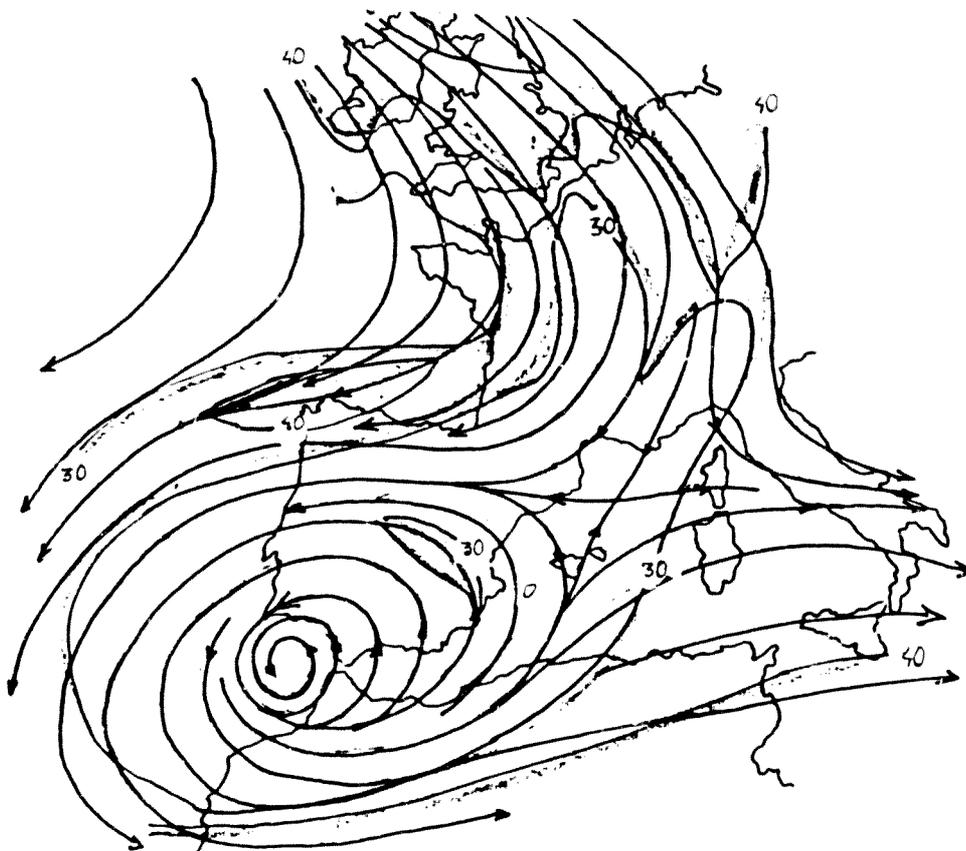


Fig.II.5.9. Líneas de corriente a 500 hPa. 25-10-74

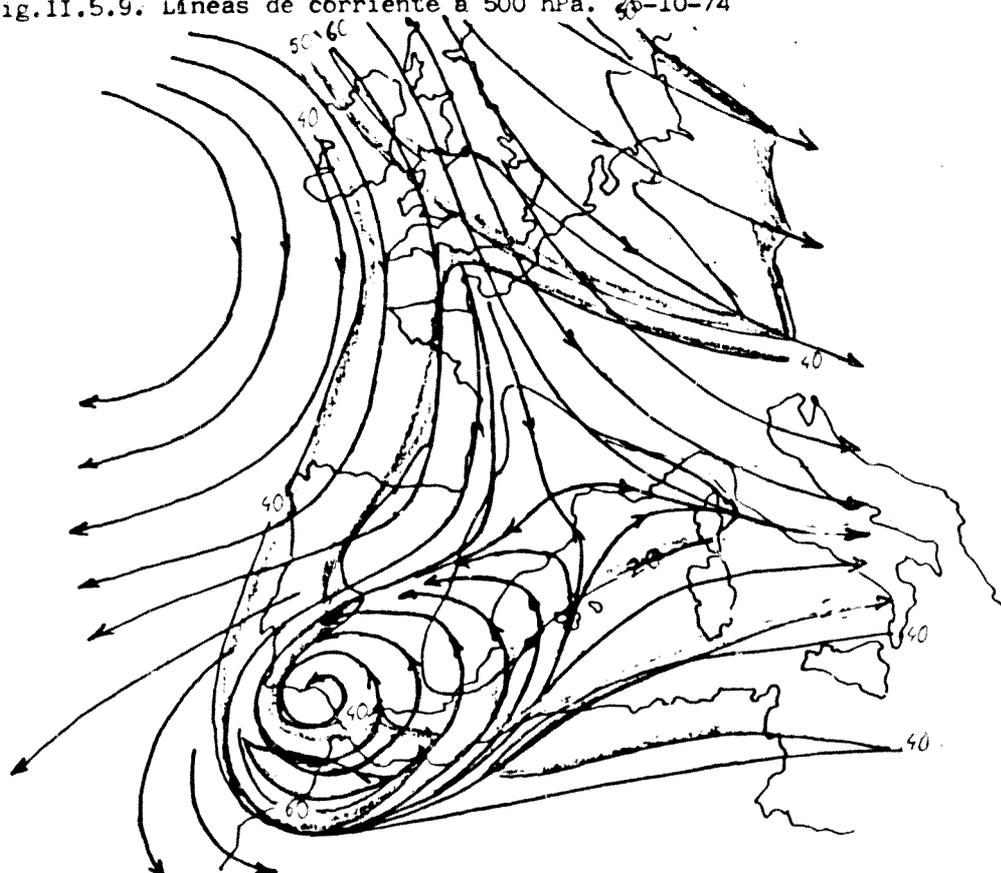


Fig.II.5.10. Líneas de corriente a 500 hPa. 26-10-74

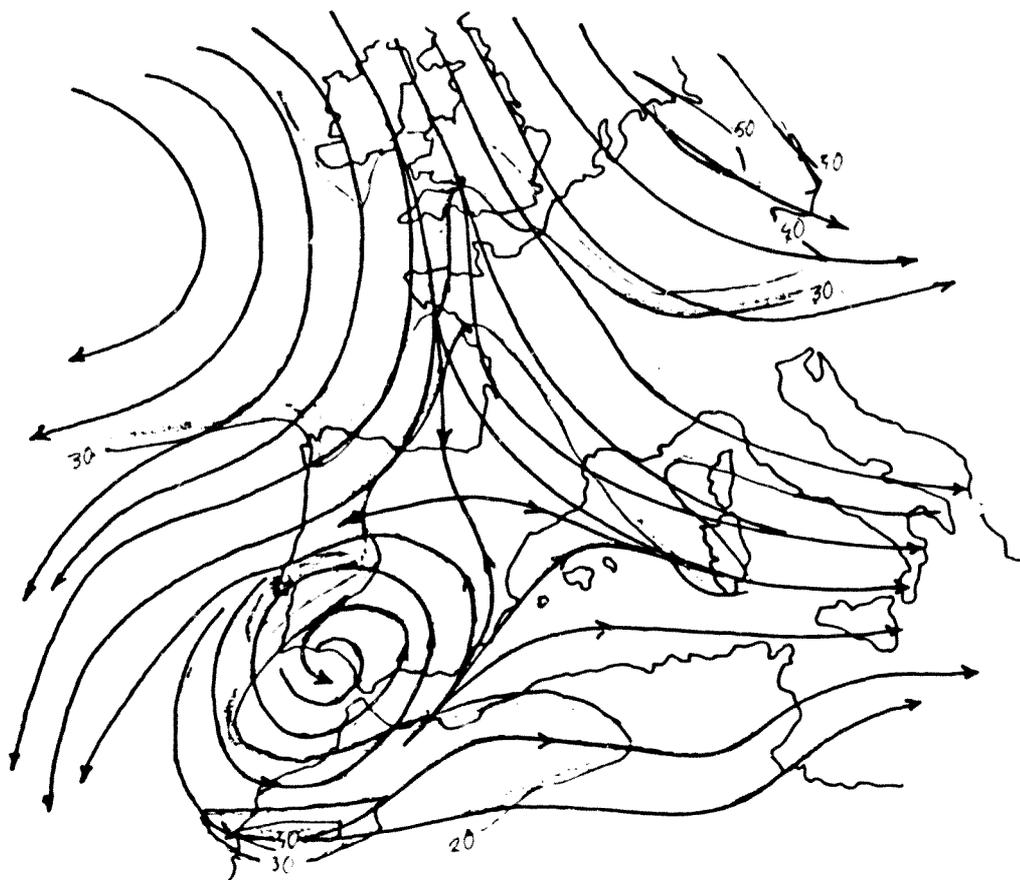


Fig.II.5.11. Líneas de corriente a 700 hPa. 26-10-74

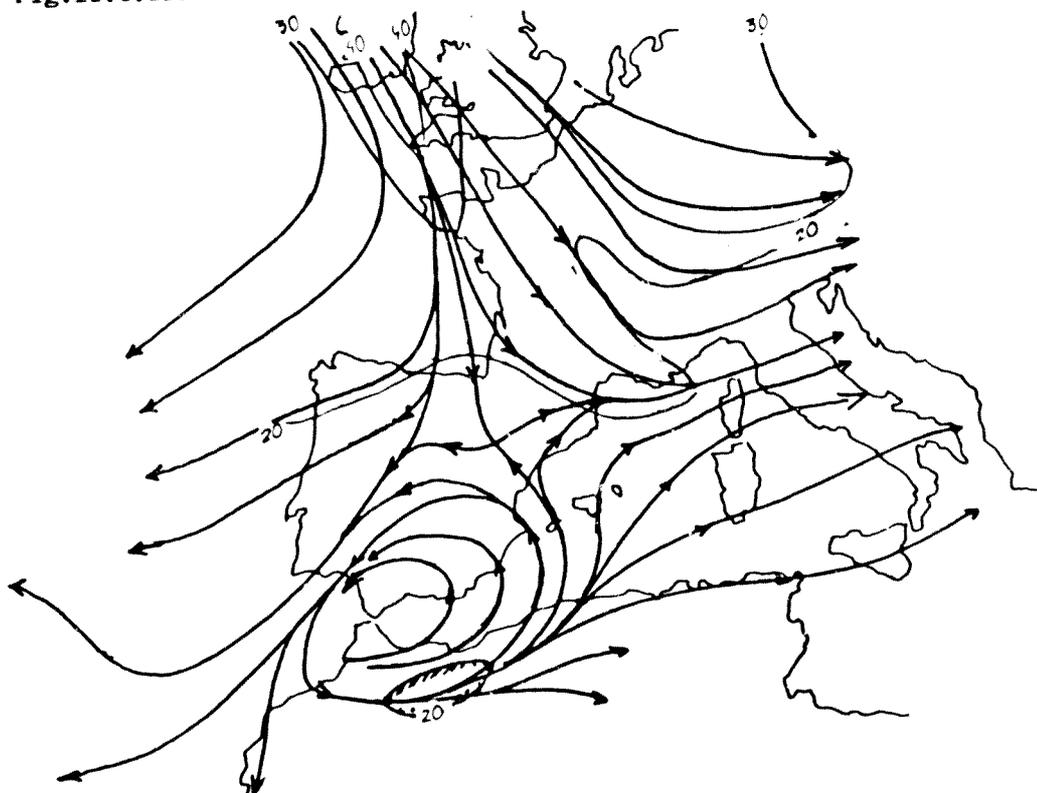


Fig.II.5.12. Líneas de corriente a 850 hPa. 26-10-74

larmente a la costa, se trata de viento muy débil y seco.

En estos días se registraron lluvias débiles en algunos puntos del Norte de la Península, aunque el área donde se recogieron las mayores precipitaciones fue Levante, con 57 mm en Valencia, cantidad muy inferior a la de Octubre de 1986. En Cataluña no llovió nada en esta ocasión. (Figs. II.5.7 a II.5.12)

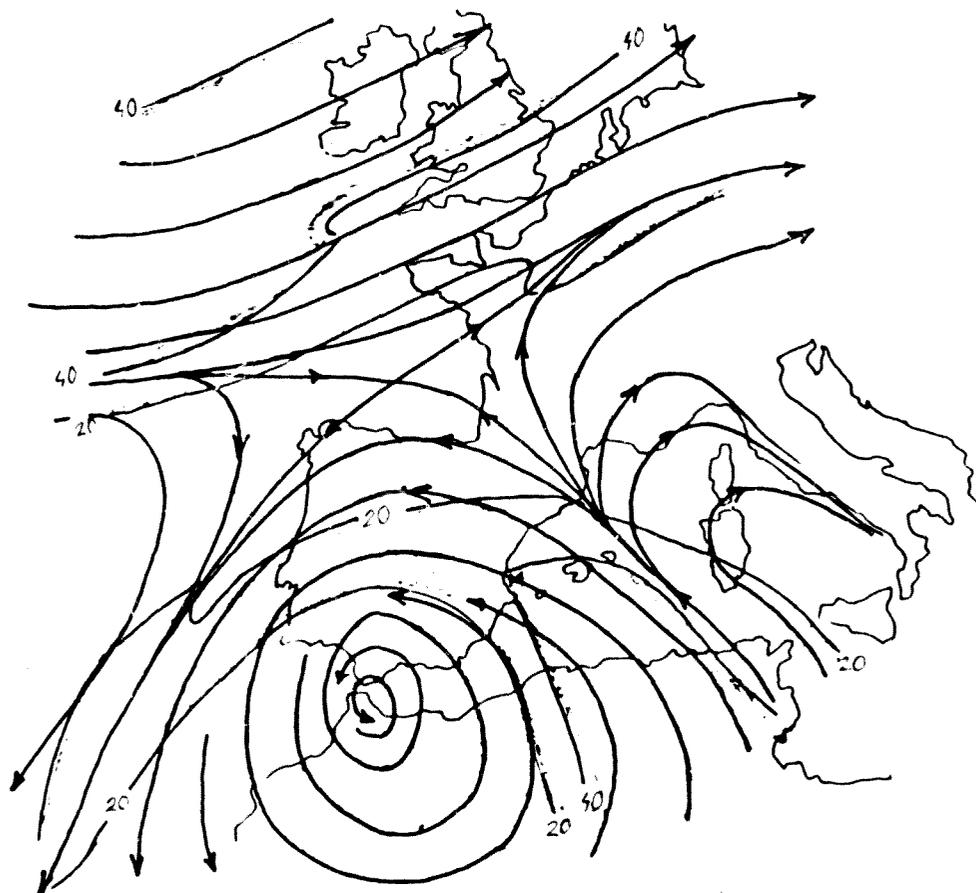


Fig.II.5.13. Líneas de corriente a 850 hPa. 20-10-82

II.5.3 20, 21 y 22 de Octubre de 1982

Corresponde este episodio al de las famosas inundaciones de Levante. El día 20 la gota estaba claramente definida sobre Gibraltar. A 500 hPa se produce una penetración de viento fuerte del Sureste sobre Levante, lo que también se observa a 850 hPa. Se trata de aire procedente del Atlántico arrastrado sobre el Norte de Africa y luego sobre el Mediterráneo. En Cataluña hay difluencia a 850 hPa, mientras que en los otros niveles el flujo mediterráneo apenas la roza. Fue en este día cuando se produjeron las máximas lluvias.

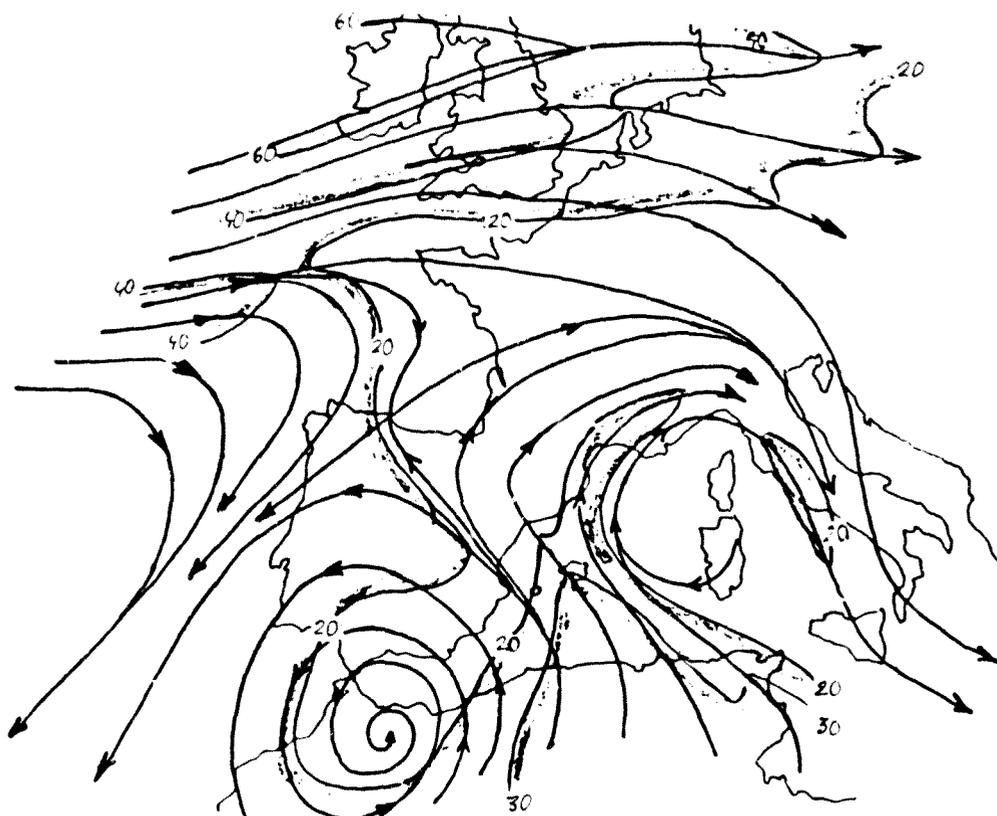


Fig.II.5.14. Líneas de corriente a 700 hPa. 20-10-82

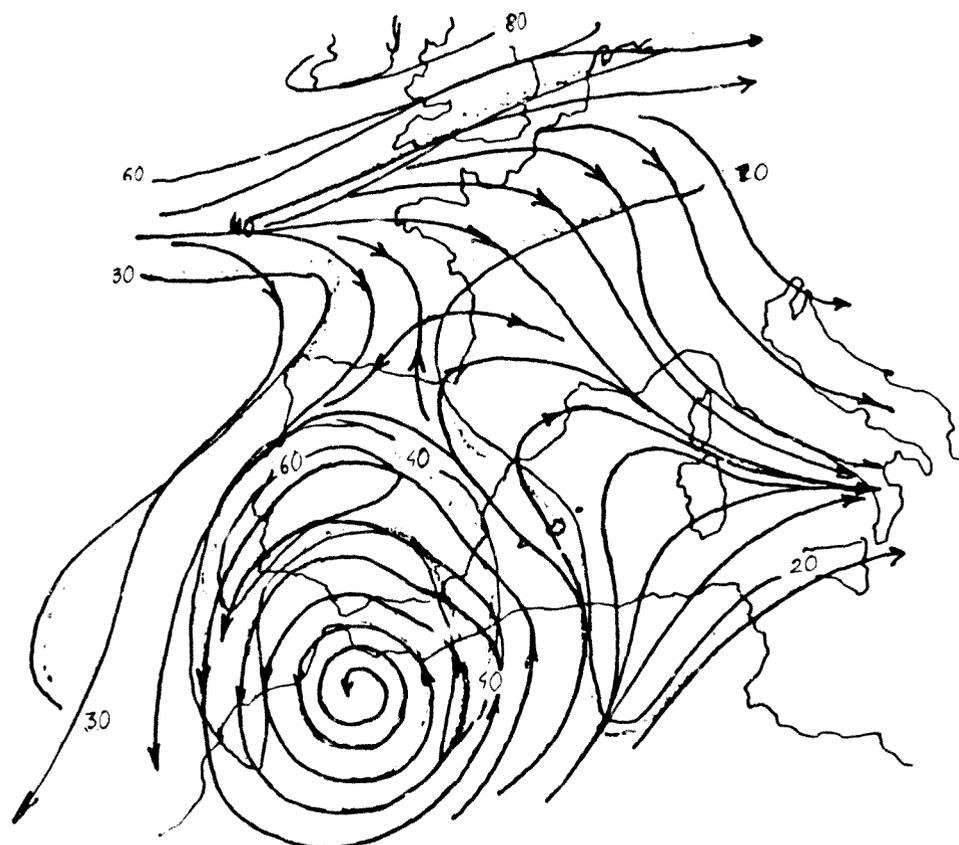


Fig.II.5.15. Líneas de corriente a 500 hPa. 20-10-82

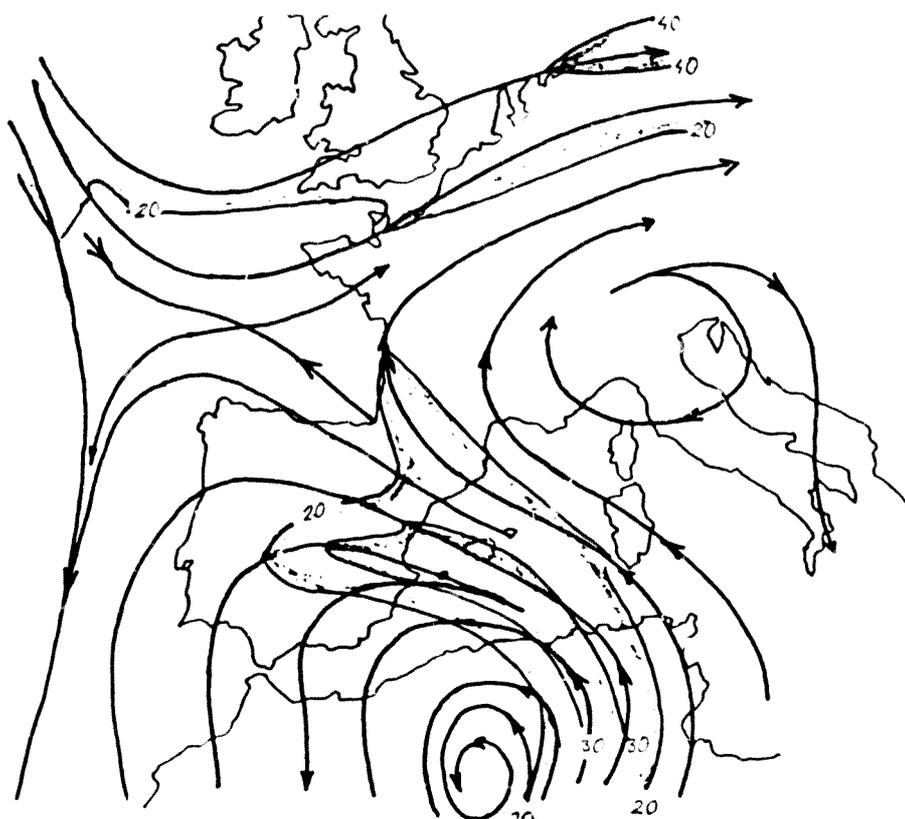


Fig.II.5.16.. Líneas de corriente a 850 hPa. 21-10-82

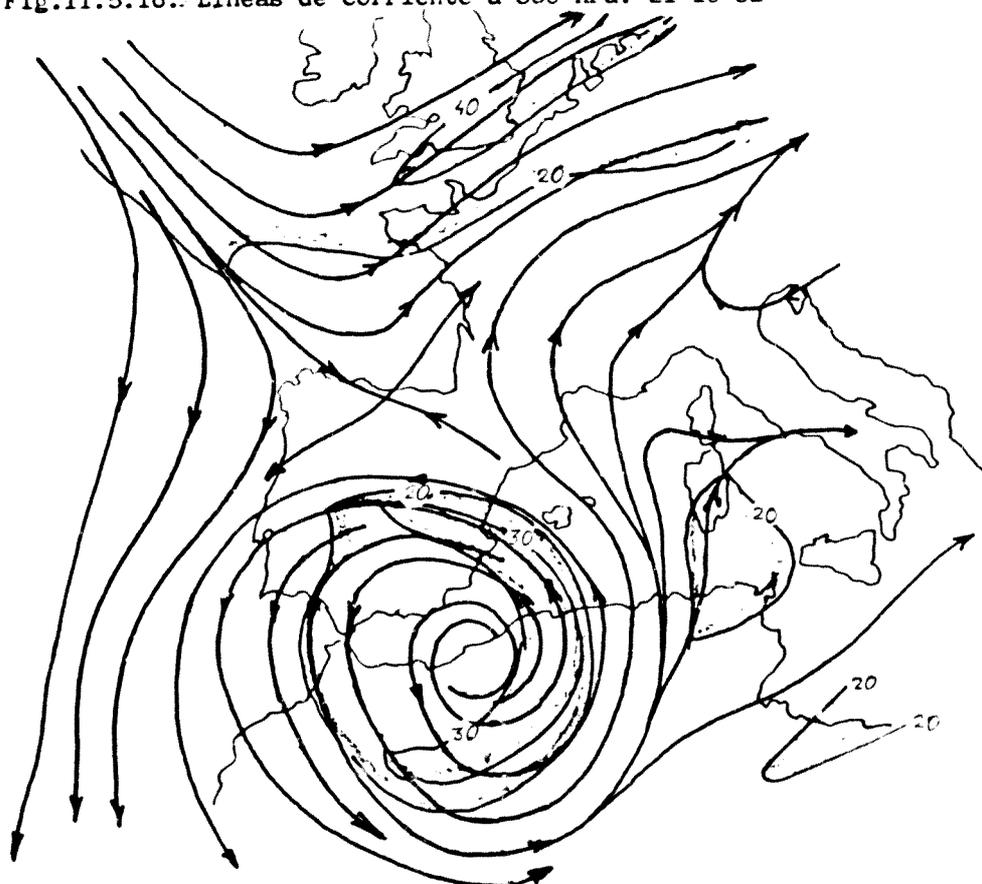


Fig.II.5.17. Líneas de corriente a 700 hPa. 21-10-82

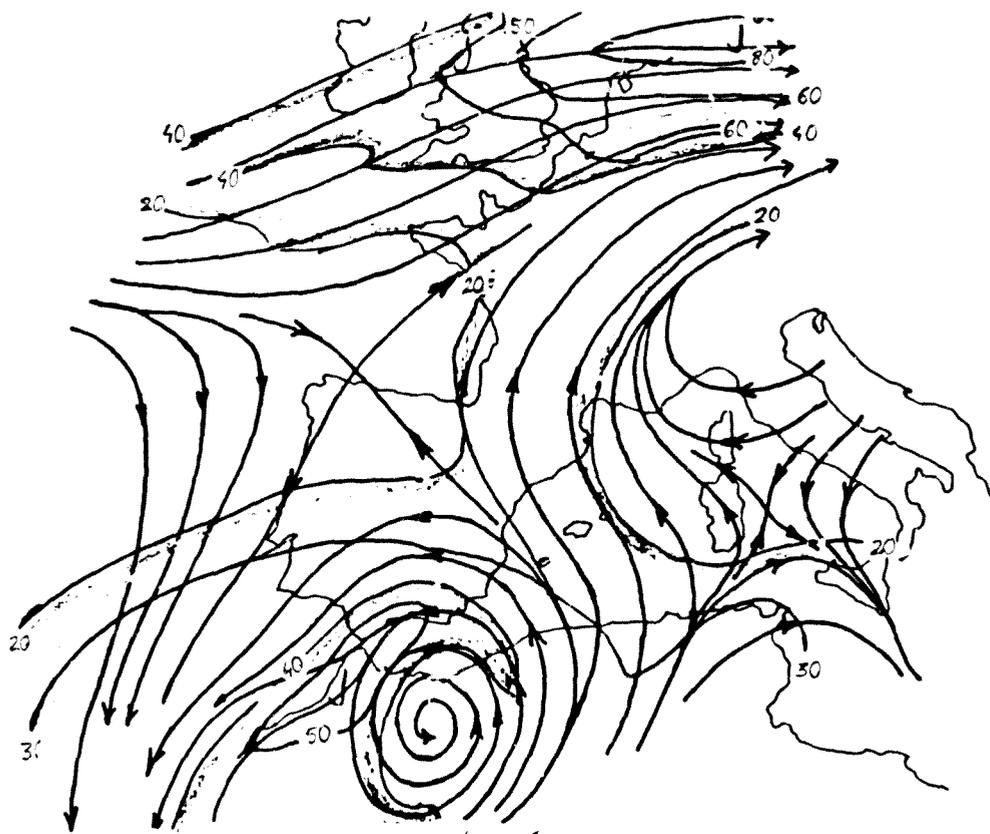


Fig.II.5.18. Líneas de corriente a 500 hPa. 21-10-82

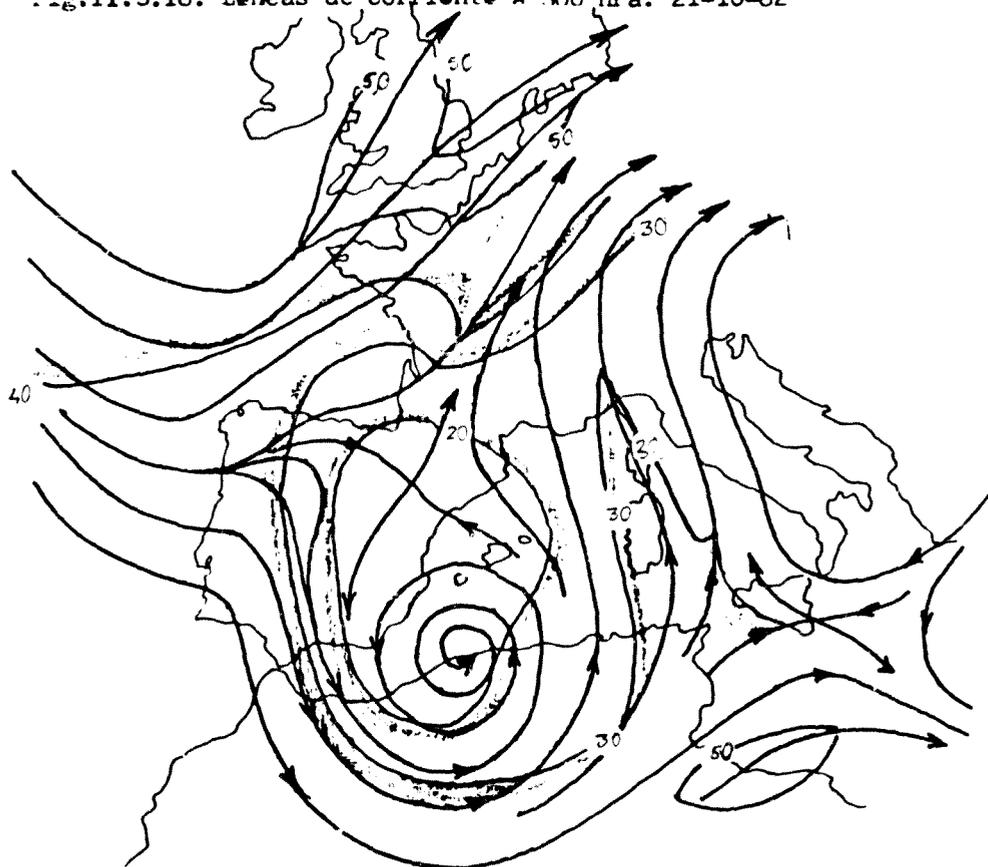


Fig.II.5.19. Líneas de corriente a 500 hPa. 22-10-82



Fig.II.5.20. Líneas de corriente a 700 hPa. 22-10-82

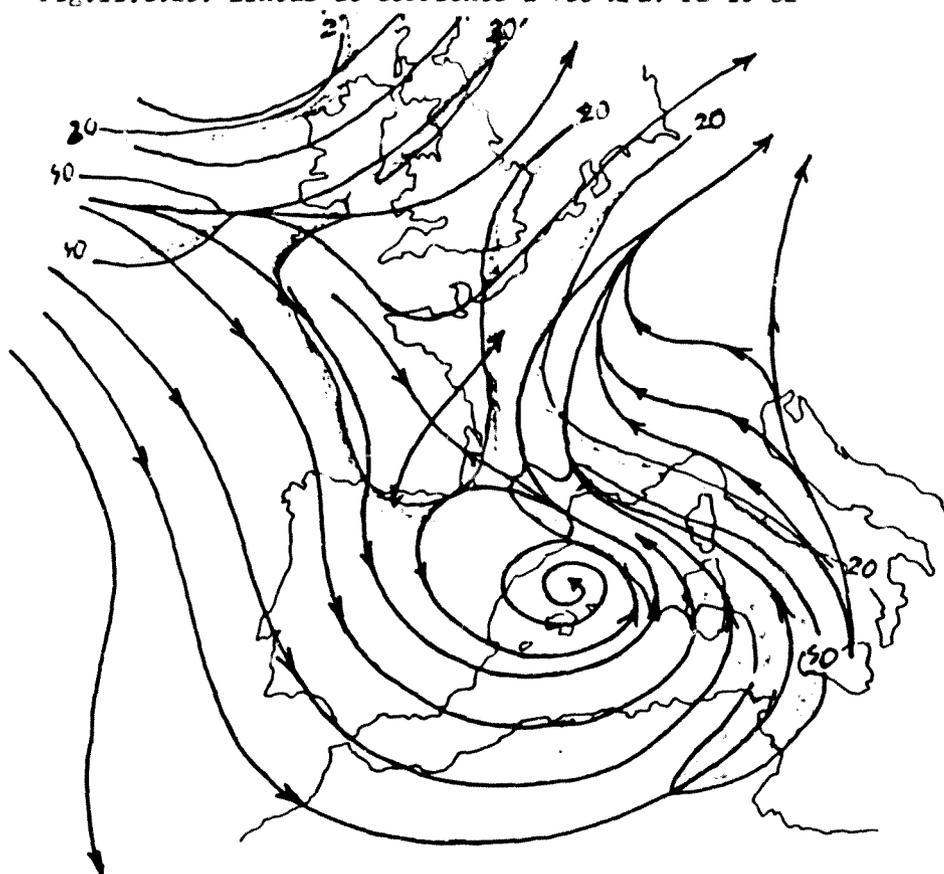


Fig.II.5.21. Líneas de corriente a 850 hPa. 22-10-82.

El día 21, a 850 hPa aún hay penetración del SE sobre Levante, aunque el viento se ha debilitado; asimismo, se empieza a insinuar una cierta difluencia. En Cataluña se ha producido un viraje que facilita la penetración de aire mediterráneo. En los restantes niveles sigue manteniéndose el flujo del SE, pero a 500 hPa también empieza a marcarse la diferencia. Durante este día siguió lloviendo débilmente en Levante, si bien la máxima precipitación se registró en Cataluña, en donde se superaron los 120 mm en el Montseny.

El día 22 llovió justo debajo del vórtice a 850 hPa, en las Baleares. A este nivel, en Levante el viento era ya del Oeste, mientras que a 700 y 500 hPa era del Norte. Obsérvese la notable inclinación del eje de la gota, así como su rápido movimiento en las últimas 24 horas. En esta ocasión, la gota llegó a producir una baja en superficie (probablemente responsable de la lluvia en Baleares). (Figs. II.5.19 a II.5.21 y II.7.18 a II.7.20).

II.6 Algunos comentarios sobre la distribución de gotas frías en Europa

Al mismo tiempo que se buscaban las gotas que afectaban a la Península Ibérica, se consideró oportuno analizar su distribución y características en el resto de Europa. El estudio detallado de éstas últimas rebasaría los límites del presente trabajo, quedando abierto el camino para un análisis posterior. Sin embargo, es interesante comentar aquí algunos aspectos notables referidos principalmente a su distribución, tanto espacial como temporal, obtenidos estudiando el período 1974-1983.

En las figuras II.6.1 a II.6.10 se representan las posiciones aproximadas de los centros de las gotas, así como las trayectorias que siguieron. Cada color corresponde a una estación del año. En la figura II.6.11 se indica el lugar de origen de todas las gotas registradas en los diez años. Del análisis de tales figuras se llega a las siguientes conclusiones:

II.6.1 Posición

En invierno suelen situarse al Sur del paralelo 45°N, predominando en el Mediterráneo Oriental y en la Península de los Balcanes y Turquía. En primavera se encuentran más dispersas, siendo en el Atlántico donde más se registran, y disminuyendo en cambio en todo el área mediterránea. En verano la dispersión es mayor, por lo que es difícil hablar de una zona privilegiada. Por último, en otoño empiezan a descender en latitud, siendo en el Sur de Europa donde más abundan, especialmente en el Mediterráneo y en el Egeo.

Obsérvese que en invierno y otoño las gotas se forman en su mayoría por debajo de 45° de latitud, principalmente en el Mediterráneo, así como en mares y costas adyacentes. También debe indicarse que las gotas tienen en muchas ocasiones tendencia a formarse en lugares preferidos, como pueden ser el Mar Egeo, la isla de Cerdeña, las proximidades de los golfos de Venecia, Génova y Vizcaya o el Noroeste de la Península Ibérica. Por el contrario, apenas se forman en el Centro y Noreste de Europa (parece existir una relación notoria con la proximidad del mar), así como al Norte de los 60° de latitud, resultado este último que ya era de esperar dado el mecanismo de formación de las gotas. Llama la atención, sin embargo, el escaso número de gotas formadas en el Mediterráneo Occidental. En Levante no se registra la formación de gota alguna en los diez años, lo que sólo en parte puede ser justificado por la falta de radiosondeos.

II.6.2 Movimiento

Aunque muchas realizan un movimiento de zig-zag, domina en todas las estaciones del año la componente este y en menor grado la componente Sur. La trayectoria en dirección sureste llega, en la zona italiana, a ser en numerosos casos paralela a su costa.

Si bien la distancia entre la posición inicial y la posición final de la gota está muy ligada a su duración, se observan los mayores recorridos en gotas formadas al Norte de Europa, no siendo extraño que lleguen a atravesar el continente. Por el contrario, en el Sur de Europa, una gota que dure tres días puede trasladarse entre 5° y 15° de longitud y unos 5° de latitud, o incluso no salir de un círculo de unos 5° de diámetro.

En algunas ocasiones una gota puede dividirse en dos, que siguen luego trayectorias opuestas (figuras 1977, 1979). Este fenómeno se ha observado principalmente al Norte de Francia.

II.6.3 Duración

En general tienen una vida de uno a tres días, siendo usualmente más duraderas en primavera y otoño. En casos excepcionales se han alcanzado los 9 días, lo que ha ocurrido con gotas formadas al Norte de Europa. Si en altura se produce una situación de bloqueo, la duración de la gota también es mayor.

II.6.4 Tamaño

Normalmente se trata de elipses de poca excentricidad con el eje mayor

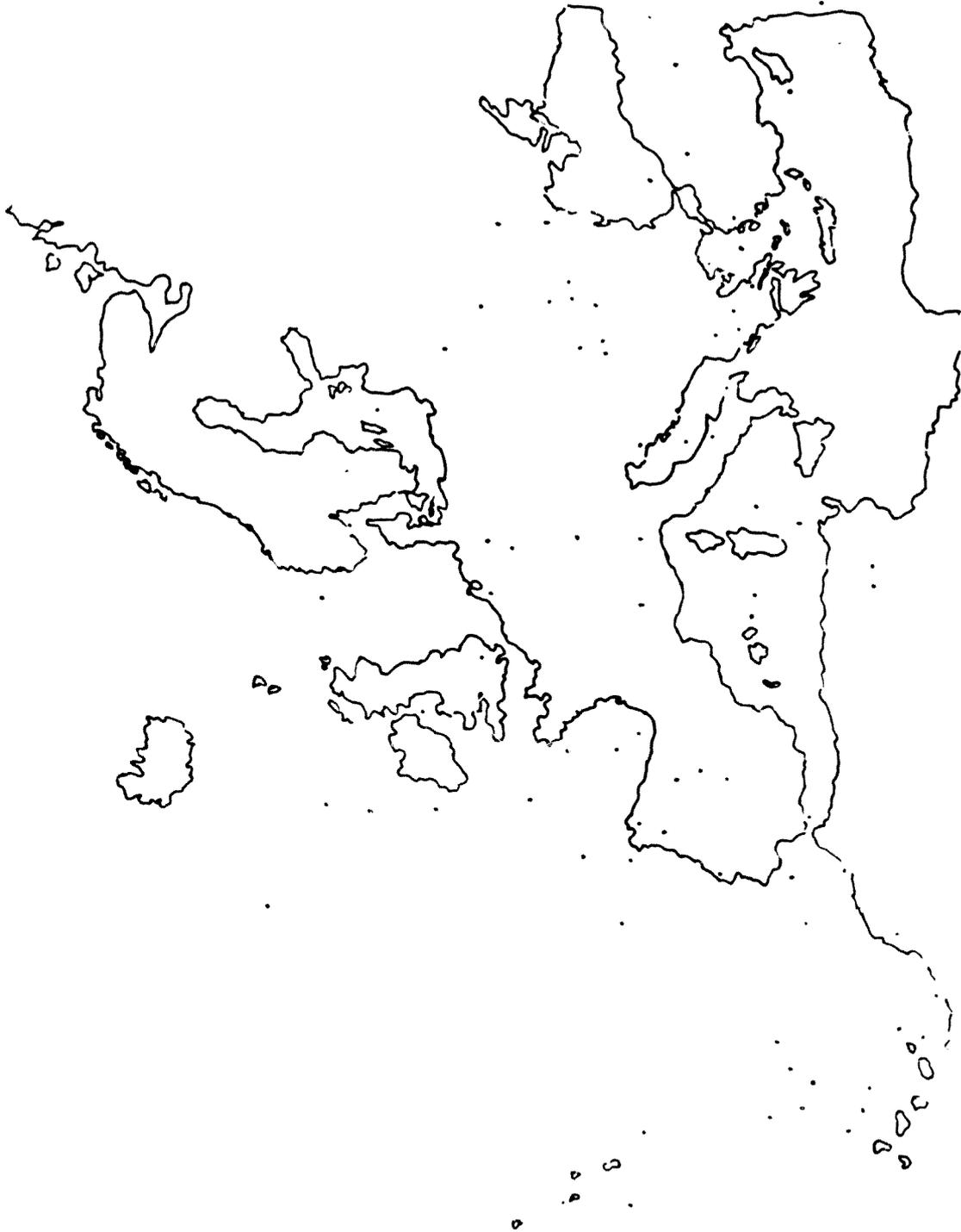


Fig.II.6.1.1. Posición y movimiento de las gotas frías registradas en Europa en 1974



Fig.II.6.2. Posición y movimiento de las gotas frías registradas en Europa en 1975

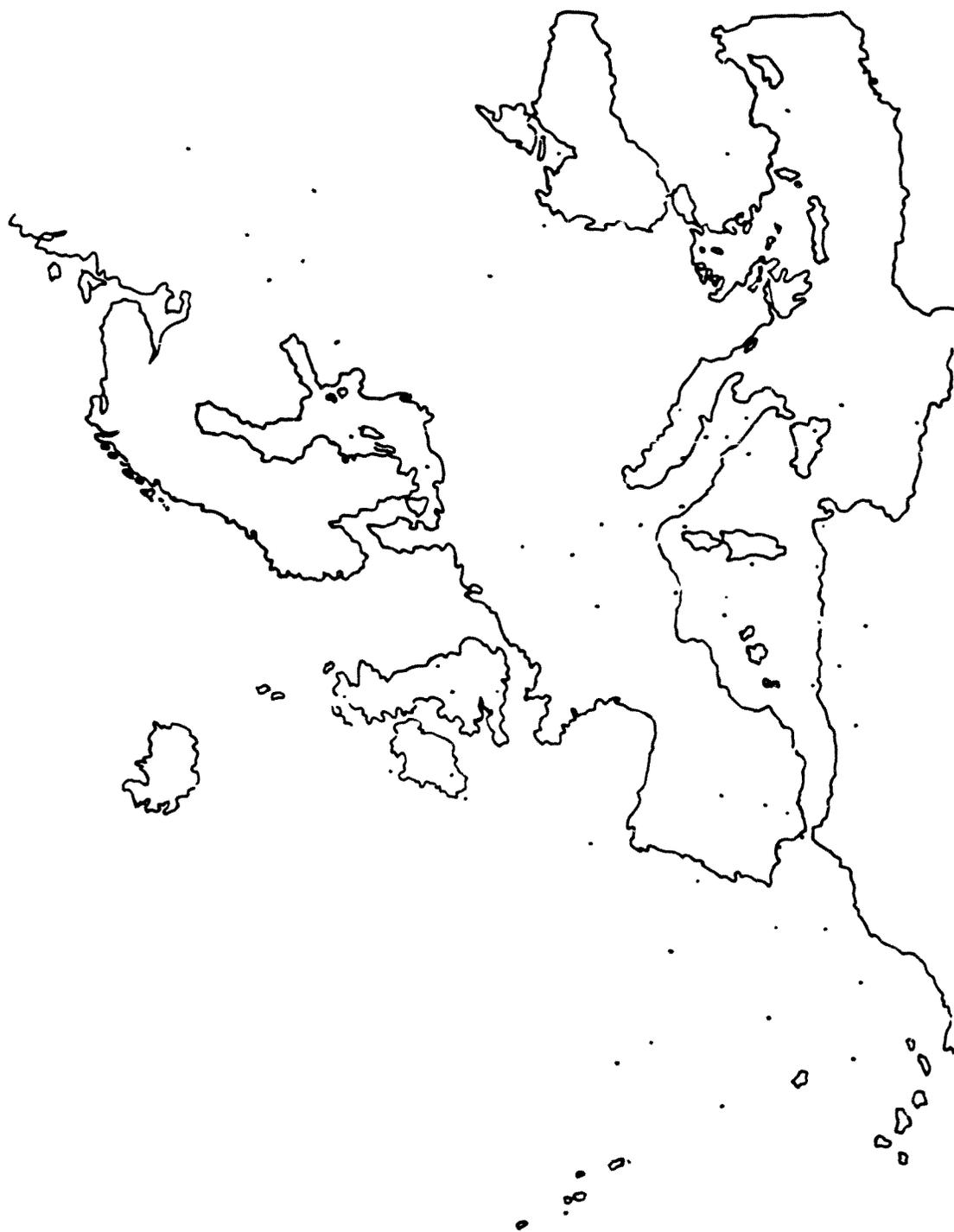


Fig.II.6.3. Posición y movimiento de las gotas frías registradas en Europa en 1976

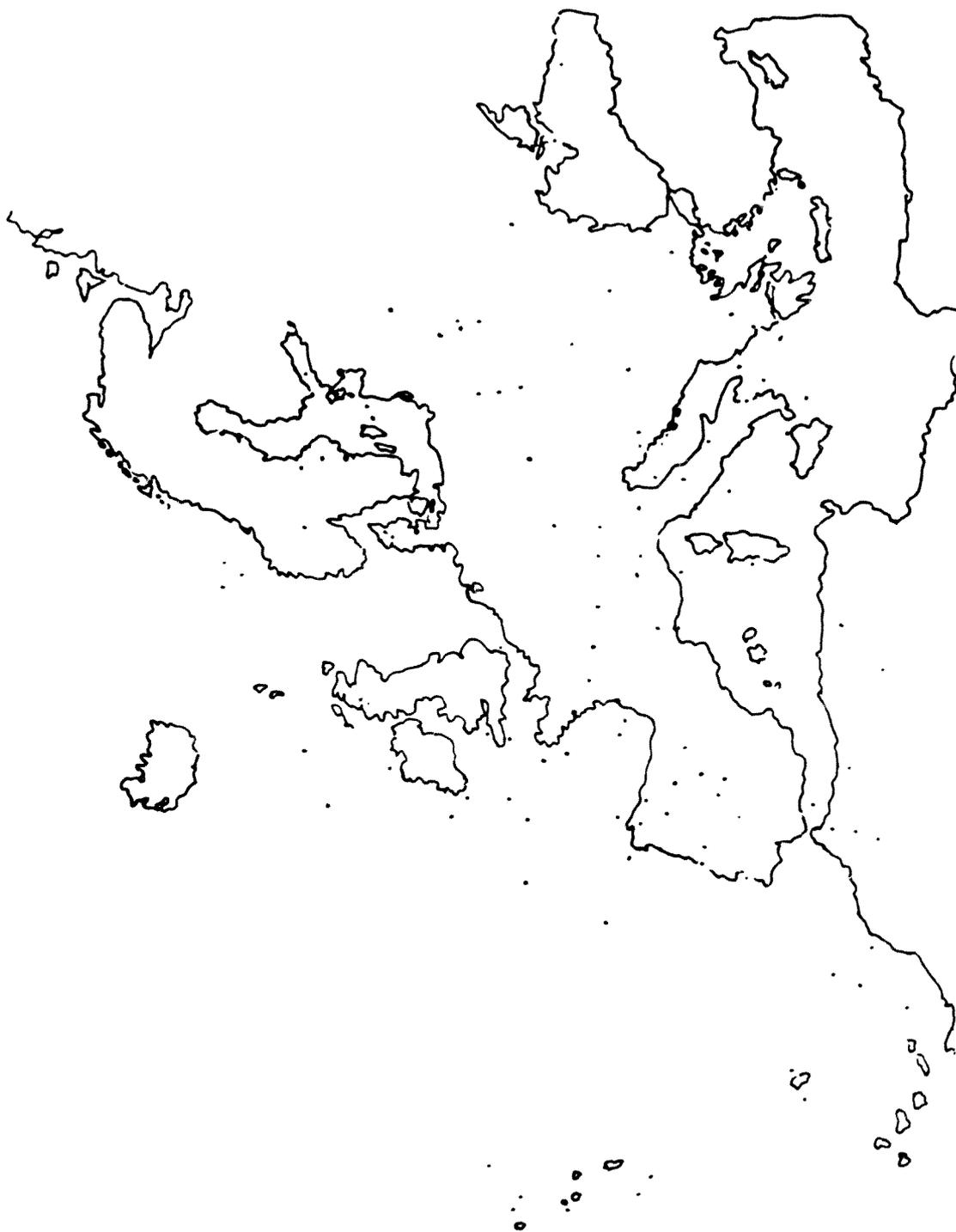


Fig.II.6.4. Posición y movimiento de las gotas frías registradas en Europa en 1977.



Fig.II.6.5. Posición y movimiento de las gotas frías registradas en Europa en 1978



Fig.II.6.6. Posición y movimiento de las gotas frías registradas en Europa en 1979