



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA GENERAL Y DE LA ATMÓSFERA

TESIS DOCTORAL

Identificación y caracterización de las precipitaciones
intensas en la vertiente peninsular del mar de Alborán.

Autor: Jesús Riesco Martín

**Co-Directores: Dr. D. Luis Jesús Rivas Soriano
Dr. D. Fernando de Pablo Dávila**

Salamanca, 2012



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA GENERAL Y DE LA ATMÓSFERA

Identificación y caracterización de las precipitaciones
intensas en la vertiente peninsular del mar de Alborán.

Memoria presentada para optar al Grado de Doctor

Jesús Riesco Martín

Salamanca, 2012



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

LUIS JESÚS RIVAS SORIANO Y FERNANDO DE PABLO DÁVILA, PROFESORES
DEL DEPARTAMENTO DE FÍSICA GENERAL Y DE LA ATMÓSFERA DE LA
UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

CERTIFICAN: Que la presente Memoria de Tesis Doctoral, *Identificación y caracterización de las precipitaciones intensas en la vertiente peninsular del mar de Alborán*, ha sido realizada bajo su co-dirección, en el Departamento de Física General y de la Atmósfera de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca por el Licenciado D. Jesús Riesco Martín.

Consideramos que la citada Memoria, por sus características de originalidad en la elección del tema tratado así como por la metodología empleada en su desarrollo, cumple satisfactoriamente los requisitos de calidad científica exigibles para la obtención del título de Doctor que se pretende. Por ello, se autoriza su presentación para ser defendida públicamente.

Salamanca, de de 2012

Fdo.: LUIS JESÚS RIVAS SORIANO

Fdo.: FERNANDO DE PABLO DÁVILA

DEDICATORIA

A mi familia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin la colaboración directa e indirecta de muchas personas. Es un honor por tanto realizar este justo reconocimiento, expresando humildemente mis agradecimientos.

Por supuesto mi gratitud más sentida va para toda mi familia. Muchas gracias a mi mujer Mercedes por su cariño y comprensión, a mis hijos Diego y Cristina por la ilusión que transmiten, a mis padres Basilio y Pilar por toda la ayuda y educación que me han brindado y a mi hermano Javier por su generosidad. También quiero expresar mil gracias a todas las personas que han influido e iluminado mi vida en diversas facetas, tales como el resto de la familia, amigos, profesores, compañeros, etc.

Muchísimas gracias de manera muy especial a los doctores Fernando de Pablo y Luis Rivas por haberme tutelado y asesorado durante la realización de esta tesis. Y también a la Universidad de Salamanca por todo lo que ha significado para mi. No puedo olvidarme tampoco de la Agencia Estatal de Meteorología, institución a la que pertenezco y que me ha apoyado en la realización de la tesis a través de un programa específico y por la disponibilidad de los datos necesarios para el desarrollo del trabajo. También un agradecimiento efusivo a los compañeros de AEMET que me han ayudado a crecer profesionalmente durante el paso de los años, o han tenido una influencia especial en el desarrollo de esta tesis. En primer lugar cabe mencionar a los compañeros de AEMET en Valencia, tanto por los gratos momentos vividos como porque me introdujeron en el aprendizaje de la meteorología operativa, entre los que merece ser destacado Víctor Alcover. Asimismo agradecerles a mis compañeros del Centro Meteorológico de Málaga su magisterio en la meteorología de la zona de Alborán a partir de trabajos previos y enseñanzas diarias. Gracias específicas en este sentido a José María Sánchez-Laulhé y Fausto Polvorinos. Y finalmente un extraordinario agradecimiento a dos colegas que me han ayudado de manera muy especial: a Manuel Mora por haberme impulsado y apoyado en la realización de esta tesis, y también muchísimas gracias a Jesús Ariza por su impagable asesoramiento estadístico y por su paciencia en el enfoque y revisión de varios apartados del trabajo.

Y ya por último, y no por ello menos importante sino todo lo contrario, darle muchas gracias a Dios, por ser el impulsor y guía de mi peregrinaje, por haberme acompañado en los momentos de debilidad y por regalarme una vida llena de aprendizajes, experiencias y sobre todo felicidad.

“Aunque tuviera el don de profecía, y
conociera todos los misterios y toda la ciencia;
aunque tuviera plenitud de fe como para
trasladar montañas, si no tengo amor, nada
soy”. San Pablo.

LISTA DE ACRÓNIMOS

- AEMET: Agencia Estatal de Meteorología
- ADT: ADvección de Temperatura
- CAPE: Convective Available Potencial Energy
- CCL: Convective Condensation Level (NCC en español)
- CCM: Complejo Convectivo de Mesoescala (MCC en inglés)
- CCS: Consorcio de Compensación de Seguros
- CIN: Convective INhibition
- CIZ: CIZalladura
- CONH: Convergencia del flujo de humedad
- DANA: Depresión Aislada en Niveles Altos
- dBZ: deciBelios de Reflectividad
- DEF: Diciembre Enero Febrero
- Div: divergencia
- dvil: densidad de vil
- ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (CEPPM en español)
- Ecotop/ Eco top / Echo Top: Topes de ecos de valor igual o superior a 12 dBZ.
- EL: Equilibrium Level (Nivel de Equilibrio en español)
- ERA-Interim: ECMWF Reanalysis (desde Enero de 1989)
- h.l.: hora local
- hPa: hectoPascuales
- INM: Instituto Nacional de Meteorología
- IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change
- ISOC: ISOCero
- J: Julio (unidad de trabajo)
- JJA: Junio Julio Agosto
- KI: K-Index
- Kt: Knots (nudos)
- LCL: Lifted Condensation Level (NCA en español)
- LI: Lifted Index
- MAM: Marzo Abril Mayo
- MGA: Málaga Granada Almería
- MDI: Mediterranean Index
- MSG: Meteosat de Segunda Generación
- N/S/E/W: Norte /Sur /Este /Oeste
- NCEP/NCAR: National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research
- NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
- Pcp: Precipitación

- PPI: Plan Position Indicator
- PSL: Pressure at Sea Level
- PVOR: Potencial Vorticity (Vorticidad potencial en español)
- PW: Precipitable Water (agua precipitable)
- q: humedad específica
- qv: flujo húmedo
- r: coeficiente de correlación lineal
- radar: radio detection and ranging
- RH: Relative Humidity (HR: humedad relativa, en español)
- SCM: Sistema Convectivo de Mesoescala (MCS en inglés)
- SON: Septiembre Octubre Noviembre
- SPSS: Statistical Package for the Social Sciences
- SST: Sea Surface Temperatura
- Td: Temperatura de rocío
- TT: Total de Totales
- u/v: Componentes del viento horizontal en la dirección x e y, respectivamente
- UTC: Universal Time Coordinated
- VIL: Vertical Integrated Liquid
- Vor: vorticidad
- Z: reflectividad o geopotencial.
- Zmax: reflectividad máxima

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS DEL TEMA	3
2.1 Aspectos generales	3
2.2 Sistemas nubosos conducentes a precipitaciones intensas	13
2.3 Antecedentes sobre precipitaciones intensas en el Mediterráneo español	15
2.4 Situaciones atmosféricas sobre la Península Ibérica.	20
3. CLIMATOLOGÍA	24
3.1 Localización de la zona de estudio	24
3.2 Orografía e Hidrología	24
3.3 Rasgos climáticos de la zona	27
3.4 Régimen Pluviométrico	27
3.5 Temperatura del agua del mar	32
3.6 Actividad eléctrica durante el periodo 2006-2010	34
4. DATOS UTILIZADOS Y PATRONES ESPACIALES DE PRECIPITACIÓN	40
4.1 Precipitaciones intensas y selección de un umbral	40
4.2 Días que superaron 100 mm de precipitación	44
4.3 Muestra de episodios seleccionados	47
4.4 Patrones espaciales asociados a la muestra de estudio	51
4.4.1 Metodología utilizada	51
4.4.2 Descriptiva de los patrones seleccionados	54
5. CARACTERIZACIÓN DINÁMICA Y METEOROLÓGICA	68
5.1 Aspectos generales	68
5.2 Extracción de la información y episodios seleccionados	69
5.3 Campos básicos medios de los episodios seleccionados	72
5.4 Configuraciones medias por provincias	77
5.5 Características diferenciales	81
5.5.1 Diferentes tipos de configuraciones	81
5.5.2 Trayectorias de las perturbaciones causantes de los episodios seleccionados	82
5.5.3 Reparto estacional	85
5.5.4 Actividad eléctrica	85
5.5.5 Intensidades horarias de precipitación	86
5.5.6 Tipos de perfiles termodinámicos	88
5.6 Otros parámetros físicos de interés en la muestra seleccionada	90
5.6.1 Parámetros dinámicos	90
5.6.2 Viento	92
5.6.3 Temperatura	93

5.6.4 Humedad relativa	93
5.6.5 Humedad absoluta	94
5.6.6 Flujo de humedad	95
5.6.7 Índices de inestabilidad	96
5.7 Tipos de sistemas nubosos	98
5.7.1 Sistemas nubosos no convectivos	99
5.7.2 Sistemas nubosos convectivos	100
6. CLASIFICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS EPISODIOS SELECCIONADOS	102
6.1 Duración Intensidad y extensión	102
6.2 Ingredientes y peculiaridades de la zona de Alborán	105
6.3 Metodología utilizada en la clasificación y discriminación de los episodios utilizados	108
6.3.1 Selección de variables	108
6.3.2 Método de clasificación y tipos de situaciones	110
6.4. Características de cada tipo de situación	115
6.4.1 Situaciones Tipo I (flujo húmedo “fuerte” e inestabilidad “débil”)	115
6.4.2 Situaciones Tipo II (predominio de flujo húmedo “moderado” o inestabilidad “moderada”)	124
6.4.3 Situaciones Tipo III (predominio de flujo húmedo “débil-moderado” e inestabilidad “fuerte”)	148
6.5 Situaciones con ingredientes extra e inhibiciones	162
6.5.1 Ingredientes extra	162
6.5.2 Inhibiciones	167
7. CONCLUSIONES	170
7.1 Características de la muestra seleccionada	170
7.2 Principales patrones espaciales de precipitación	170
7.3 Características meteorológicas fundamentales de los episodios	172
7.4 Clasificación de los tipos de situaciones	174
BIBLIOGRAFÍA	176

1. INTRODUCCIÓN

Una de las características específicas de la meteorología española la conforman las precipitaciones intensas que cada final de verano y otoño se producen fundamentalmente en la zona de Levante y que se han relacionado con el fenómeno comúnmente denominado "gota fría". Estas importantes precipitaciones han ocasionado inundaciones en estos últimos años originando grandes daños y la repercusión económica es sin duda destacable. En el periodo 1971-2010, el 73,4% de los siniestros que ha tenido que hacer frente el Consorcio de Compensación de Seguros correspondieron a casos de inundación, lo que ha supuesto unas pérdidas equivalentes a 4.500 millones de euros, con una media anual de 420 expedientes abiertos, cifra nada desdeñable. A lo anterior hay que añadir las pérdidas humanas que han ocasionado, 191 personas fallecidas y una de serie de eventos llamativos entre los que caben destacar los acaecidos en la Comunidad Valenciana y en Murcia en noviembre de 1987, con más de 18.000 personas afectadas o en octubre de 2000 con más de 8.000 (CCS, 2011). Finalmente, existe también un indudable daño medioambiental por su contribución a la erosión y consiguiente tendencia a la desertización de esta zona.

El territorio español presenta unas condiciones climáticas irregulares en cuanto a las precipitaciones, tanto en su sentido geográfico como en su aparición temporal. Las áreas que suelen verse afectadas por las inundaciones son las correspondientes a las Comunidades de Valencia, Murcia, Baleares y Cataluña, que representan el 25% de la siniestralidad por este fenómeno. En ocasiones ha llegado a afectar hasta Andalucía Oriental, Golfo de Vizcaya y los Pirineos y suele extenderse durante los meses de septiembre, octubre y noviembre. La distribución característica de estas lluvias hace que se encuentren lugares con registros superiores a los 120 mm mientras que en sus proximidades hay otros en los que apenas llovió. Sirva como ejemplo el día 19 de octubre de 1993, en el que en Cartagena se recogieron 123 mm y en San Javier o Murcia, localidades cercanas, se recogieron cantidades inapreciables. El corto período de tiempo durante el que se registra el fenómeno -en algunos casos se recoge el 75% de la precipitación total en un par de horas- hace que sus efectos sean aún más devastadores tanto por el proceso de erosión que originan sobre el terreno como por los daños materiales que producen.

Estos fenómenos se verían también afectados por un hipotético cambio climático. La principal preocupación de los científicos no es el aumento relativo de las temperaturas medias globales que indican las predicciones, sino la alteración de los sistemas atmosféricos y oceánicos que regulan el clima. Estudios recientes indican que en un mundo sometido a calentamiento, las situaciones climáticas extremas serán más comunes (IPCC, 2012). Aunque un clima mundial más cálido tenderá a fomentar las precipitaciones y la evaporación, los modelos atmosféricos sugieren que los efectos podrían ser desiguales. Tales vinculaciones no han sido confirmadas de modo

definitivo, pero un estudio efectuado por la Administración Oceánica y Atmosférica Nacional (NOAA) de Estados Unidos, indica un "constante aumento de las precipitaciones derivado de fenómenos de precipitaciones de un sólo día" en EE UU en las últimas décadas (Karl et al., 1995).

En Europa, las tormentas severas son más frecuentes en los últimos años, y sólo en 1990 causaron daños por valor de más de 6.000 millones de euros (Berz, 1992). Aquí se produce un efecto colateral en las grandes compañías aseguradoras. Los ejecutivos de seguros están preocupados porque, si las situaciones climáticas extremas aumentan, la frecuencia de los desastres relacionados con estos cambios también lo hará, viéndose sus compañías obligadas a absorber los impactos financieros resultantes. En este sentido, desde 1990, el sector del seguro ha abonado en todo el mundo 48.000 millones de dólares por pérdidas relacionadas con fenómenos atmosféricos extremos, frente a unas pérdidas de 14.000 millones de dólares durante todo el decenio de 1980 (Berz, 1993). Como primera medida, muchas de estas empresas están reduciendo su nivel de riesgo en valles donde las inundaciones son posibles. Pero si el sector resuelve el problema abandonando ciertas formas de protección, los gobiernos tendrán que afrontar permanentemente las indemnizaciones y gastos derivados.

Estudios realizados también en Estados Unidos establecen que la anticipación en unas horas a la materialización de unas lluvias que provoquen graves inundaciones permite ahorrar al menos un 10% del coste total -al margen del coste en vidas humanas- en relación al caso en que no se adopten las medidas correspondientes (Berz, 1993).

Por lo tanto parece claro que, aunque sólo sea desde un punto de vista meramente económico, queda justificado un análisis en profundidad del fenómeno de las "*precipitaciones severas*"; de forma que sea entendido de manera más precisa y que sirva para intentar predecir con antelación suficiente este tipo de fenómenos meteorológicos.

2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS DEL TEMA

2.1 Aspectos generales

En la sucesión de distintos estados atmosféricos que conforman la evolución del tiempo, desde siempre el ser humano se ha encontrado ante eventos meteorológicos extremos, algunos de los cuales se producen de manera súbita. Entre los fenómenos más destacables se pueden citar las precipitaciones intensas, normalmente con un marcado carácter convectivo, y a veces con rasgos de torrencialidad. En realidad algunos de ellos son por su relevancia calificados de extraordinarios, aunque casi nunca excepcionales por cuanto con diversa frecuencia se manifiestan en las zonas climáticas donde se desarrollan (Olcina, 1994). En no pocas ocasiones las lluvias intensas provocan inundaciones de gran magnitud que lamentablemente pueden generar importantes pérdidas económicas, y lo que es aún peor, víctimas mortales.

Para comenzar parece lógico afrontar aquí la comparativa de dos conceptos que normalmente van íntimamente ligados, aunque presentan connotaciones realmente diferentes. Se trata de lluvias intensas (*“heavy rainfall”*) e inundaciones repentinas (*“flash floods”*). Las precipitaciones intensas, mejor esta expresión que la de lluvias intensas, llevan asociadas elevadas cantidades de precipitación en cortos periodos de tiempo. Se trata pues de un concepto puramente meteorológico. Las importantes cantidades de agua recogidas en este tipo de episodios puede ser fruto bien de una intensidad moderada a fuerte pero con gran persistencia, o bien consecuencia de eventos de relativa corta duración pero grandísima intensidad. Por el contrario las inundaciones repentinas se producen como consecuencia de precipitaciones intensas, siendo una respuesta del terreno a las precipitaciones que caen sobre él o por la escorrentía del agua que llega desde la zona donde se produjeron realmente aquéllas. Por tanto en el concepto de inundaciones repentinas se aúnan dos ingredientes o factores: por un lado el meteorológico y por otro el hidrológico. Precisamente la respuesta hidrológica de una zona va a depender a su vez de diversos condicionantes, tales como la orografía, tipos y usos del suelo, edificaciones, antecedentes de lluvia en una cuenca o zona en los días anteriores, presencia de maleza en cauces de ríos, etc. Una nota importante también a tener en cuenta es que en la mayoría de los trabajos se considera que las inundaciones repentinas tienen lugar en periodos de tiempo inferiores a unas 6 horas. Doswell (1994) ya puso de manifiesto que efectivamente el problema de las inundaciones repentinas afecta a gran parte del planeta, desde zonas en los trópicos, hasta áreas subpolares. Se distinguen de las inundaciones usuales por la corta duración, ya que mientras que éstas ocurren durante periodos de varios días y es posible actuar para mitigar los daños, las inundaciones repentinas aparecen de forma muy rápida y la forma más eficaz de actuar para salvar vidas es la de estar preparados y emitir avisos.

De hecho en Estados Unidos las inundaciones repentinas son los fenómenos relacionados con el tiempo que producen anualmente el mayor número de víctimas.

Existen numerosos trabajos en la bibliografía mundial, principalmente estadounidense, que tratan de explicar los patrones y mecanismos conducentes a lluvias intensas e inundaciones repentinas desde diversos puntos de vista dependiendo de las escalas meteorológicas. Es bien conocido que estos fenómenos se pueden producir en muchos lugares a lo largo de la superficie del planeta, atribuyéndose a distintos sistemas meteorológicos de diferente génesis y características. A continuación se hace un repaso somero de los principales aspectos recogidos sobre esta materia, fundamentalmente en latitudes medias, para encontrar una mayor similitud con los procesos que ocurren en el entorno mediterráneo del mar de Alborán, objeto de esta tesis doctoral.

El pronóstico de precipitaciones intensas es una de las tareas críticas más apasionantes en meteorología operativa, tal como pone de manifiesto Fritsch et al. (1998). La determinación de las condiciones atmosféricas que generan precipitaciones intensas puede llevar a conocer mejor este tipo de eventos y su pronóstico. Como muchos autores han constatado (Maddox 1979; Doswell et al., 1996) los ingredientes principales típicos de las precipitaciones intensas en cualquier lugar son (i) elevado contenido de humedad de la masa de aire de la zona o de la masa que ha sido advectada hasta el lugar de estudio, (ii) movimientos verticales en los sistemas de presión en una o más escalas, y (iii) existencia de inestabilidad estática. Numerosos artículos sugieren que el peso de cada uno de estos ingredientes es muy variable, y han sido enfocados básicamente desde dos perspectivas diferentes: casos de estudio de eventos individuales y trabajos climatológicos sobre diferentes muestras de tales episodios.

Uno de los trabajos de referencia mundial es el realizado por Maddox et al. (1979), en el que se realiza una clasificación de las inundaciones repentinas en Estados Unidos, obteniéndose cuatro tipos y describiéndose los patrones atmosféricos comunes y los lugares más proclives a las precipitaciones intensas e inundaciones. Hay otros casos de estudio muy relevantes como son el de Schwartz et al. (1990), en el que se proporcionan detalles de la evolución del entorno convectivo durante episodios de lluvias extremadamente intensas o los relacionados con la climatología sinóptica que revelan los escenarios típicamente asociados a precipitaciones muy intensas (Winkler, 1988). Por tanto existe la necesidad de identificar los entornos sinópticos con potencial para producir precipitaciones muy intensas capaces de generar inundaciones repentinas, y diferenciarlos de los que apenas presentan esta capacidad a priori. Resulta conveniente citar algunos rasgos clásicos de los episodios de precipitaciones intensas, puestos de manifiesto en distintos trabajos en los que se caracterizan por ejemplo valores de agua precipitable (Hoxit et al., 1978), inestabilidad (Funk, 1991) o contenido de humedad en la baja

troposfera (Winkler, 1988). También suelen existir importantes valores de temperatura potencial equivalente y advección de humedad en capas bajas (Maddox et al., 1979; Winkler, 1988). Otros estudios han corroborado la ocurrencia de elementos de escala sinóptica que favorecen el ascenso dinámico en las proximidades de los eventos de precipitaciones intensas. Estos forzamientos contemplados en la ecuación omega cuasigeostrófica (Holton, 1979), como la advección diferencial positiva de vorticidad, el calentamiento diabático y la laplaciana de la advección cálida, promueven movimientos ascendentes. Maddox et al. (1979) descubrió en episodios de tipo sinóptico y frontal, la existencia de ondas cortas inmediatamente corriente arriba de la zona de precipitaciones intensas. Esto también fue documentado en otros trabajos como los de Giordano y Fritsch (1983) y Winkler (1988), que hablaban de la presencia de una débil vaguada de onda corta en 500 hPa, corriente arriba o exactamente sobre la zona de precipitaciones fuertes. También las lluvias intensas se pueden localizar en el entorno de frentes donde la convergencia en niveles bajos provoca el ascenso de aire que muestra destacables valores de temperatura potencial equivalente. Funk (1991) y Wilson (1992) pusieron de manifiesto la ligazón entre esta zona de convergencia asociada a zonas frontales y las precipitaciones intensas. Por otra parte, también se ha constatado el ascenso forzado de tipo dinámico debido a la presencia de máximos de viento en la alta troposfera (Ma y Bosart, 1990; Funk, 1991). Otros estudios sugieren que las precipitaciones intensas ocurren con frecuencia cerca de la dorsal de determinados campos termodinámicos, como por ejemplo el de humedad en 850 hPa (Maddox, 1979).

Como ya se ha mencionado, una de las primeras referencias relacionadas con las *lluvias intensas e inundaciones* la encontramos en Maddox et al. (1979). En este trabajo se analizan 151 casos significativos de precipitaciones intensas, agrupándolos en 4 tipos fundamentales, describiendo las características de mesoescala-alfa asociados a cada uno. Los principales rasgos comunes a las situaciones fueron las siguientes.

- Las inundaciones repentinas estaban asociadas a tormentas en zonas con altos valores de punto de rocío en superficie.
- Alto contenido de humedad en una capa profunda de la troposfera.
- Cizalladura débil a moderada de viento horizontal a lo largo de la zona nubosa.
- Tormentas o células convectivas formadas repetidamente y moviéndose sobre la misma zona.
- Una débil vaguada en niveles medios, de escala meso-alfa que ayuda en el disparo y focalización de las tormentas
- La zona tormentosa estaba muy cerca de la posición de una dorsal de onda larga en capas medias.
- Las tormentas tenían lugar frecuentemente en horas nocturnas.

Maddox y Doswell (1982) analizaron tres casos de convección intensa, extensa y persistente que no encajaban con los patrones típicos existentes sobre tormentas severas. Los hallazgos encontrados sugerían que la advección cálida en la baja troposfera era más importante que la advección diferencial de vorticidad en niveles medios, en el forzamiento del movimiento vertical que disparaba y organizaba la convección. A raíz de esto plantearon la hipótesis de la necesidad de desviar la atención del nivel de 500 hPa hacia la advección cálida en niveles bajos observada y prevista, para poder anticiparse en la determinación de las zonas propicias, aun en ambientes “benignos” a escala sinóptica. Precisamente una tarea muy importante en la anticipación de las lluvias intensas e inundaciones consiste en la identificación de la zona más probable para que tales eventos sucedan. Así Bohl and Junker (1987) propusieron una serie de umbrales para el espesor 1000-500 hPa que servían para determinar el área de mayor riesgo de cara a las precipitaciones más intensas.

Funk (1991) estudió las técnicas operativas utilizadas para cuantificar las precipitaciones en 6 y 24 horas, que a partir de modelos de predicción reconocían de forma subjetiva algunos patrones respecto al comportamiento de diversas variables, tales como humedad disponible, flujo en niveles bajos, advección térmica, corrientes en chorro, temperatura potencial equivalente en niveles bajos, difluencia, saturación, espesores y varias reglas al respecto. Destacó la relevancia de algunos campos y valores recomendables, tales como importante cantidad de agua precipitable, convergencia en niveles bajos y divergencia en altura, elevados valores de ciertos índices de inestabilidad (K, CAPE y otros), posición del chorro en niveles bajos y de la dorsal de la temperatura potencial equivalente en los niveles inferiores, etc. Lapenta et al., (1995) estudiaron las precipitaciones intensas e inundaciones repentinas en el Este y Sureste de Estados Unidos. Obtuvieron conclusiones basadas en la importancia del conocimiento de episodios recientes de inundaciones y del reconocimiento de los patrones meteorológicos conducentes a esos eventos, a partir del análisis de datos observados y salidas de campos numéricos que consideraban relevantes. La conjunción de ciertas combinaciones meteorológicas, sinópticas y mesoescalares, junto con factores topográficos, contribuyen a intensificar las precipitaciones intensas de tipo convectivo y las inundaciones asociadas. Se citan como las más típicas, configuraciones mesoescalares con gran humedad en toda la troposfera, o bien sistemas con cierta sequedad en niveles medios y altos pero con suficiente humedad en capas bajas y vigorosos ascensos, al mismo tiempo que larga duración y movimiento lento de las tormentas, la presencia de vientos que giran en la baja y media troposfera, difluencia en niveles medios y una zona frontera en superficie.

Opitz et al. (1995) propusieron un árbol de decisión para precipitaciones intensas e inundaciones, a usar en la oficina de predicción de Filadelfia, así como técnicas para la identificación de la intensificación de las precipitaciones debido a efectos derivados del terreno y climatología locales. También el acceso a información de alta resolución proporcionada por sistemas como el radar doppler, perfiladores de

viento, red de descargas eléctricas y satélites meteorológicos, proporcionan una mejora importante en la predicción de precipitaciones intensas. En cuanto a las características comunes a este tipo de episodios sobre la zona del Centro-Este de los Estados Unidos, se encontraron con las siguientes: una zona frontera en superficie o área de convergencia en niveles bajos en el entorno, vientos del E o SE que advectan una masa de aire húmedo procedente del Atlántico, flujo de viento en los 2,5 primeros kilómetros con giro anticiclónico (advección cálida) pero sin cambios importantes en la velocidad. Más arriba los vientos suelen ser débiles, aunque esporádicamente aparecen precipitaciones intensas con vientos más intensos en células convectivas que se mueven sucesivamente sobre la misma zona. Hay también factores adicionales a menudo necesarios, como espesores 1000-500 hPa superiores a determinados umbrales según la estación del año, valores de agua precipitable por encima del 150 % de lo normal, existencia de tormentas durante las 24 horas anteriores, y puntos de rocío en superficie igual o por encima de 20° C.

Pero quizás uno de las referencias bibliográficas mas importantes del tema sea la de Doswell et al. (1996), en el que describen los ingredientes meteorológicos típicos presentes en episodios de precipitaciones intensas e inundaciones repentinas. Asocian lluvias intensas con importantes tasas de precipitación sostenidas en el tiempo. Estas altas tasas son resultado de rápidos ascensos de aire rico en vapor y también dependen de la eficiencia de la precipitación. La duración de un evento está relacionada con la velocidad del movimiento y el tamaño de los sistemas respecto la dirección del movimiento. Todo esto lleva a pensar que estamos frente a un análisis de distintos ingredientes que se pueden combinar en mayor o menor medida en cada situación. Los autores describen los procesos y tipos de precipitaciones intensas de características tormentosas. Como los ingredientes pueden encontrarse en una amplia variedad de tipos de escala sinóptica y mesoescalar, es necesario conocer los aspectos críticos de cada caso. Por último presentaron algunos tipos de sistemas amparándose en la información aportada por los satélites geoestacionarios y los radares meteorológicos. Son los siguientes: convección multicelular, supercélulas, líneas de turbonada (según radar), sistemas convectivos de mesoescala, sistemas de precipitación no convectiva (sin tormenta).

Por su parte Konrad (1997) estableció relaciones entre precipitaciones intensas y una amplia variedad de configuraciones y parámetros, a partir del estudio de 312 casos de lluvias intensas en el sureste de Estados Unidos, y construyó una climatología sinóptica que relaciona 14 tipos de situaciones atmosféricas con la ocurrencia y cantidad de precipitación. Usó un análisis cluster y obtuvo 5 grupos diferentes, en cuatro de los cuales se manifestó un alto contenido de humedad en 700 hPa. Otro rasgo común fue la concurrencia de una manifiesta advección cálida en 850 hPa en el área de las precipitaciones intensas de cada episodio.

Harnack et al. (1999) analizaron 81 casos de precipitaciones intensas durante el periodo 1958-1993 en una zona de New Jersey, utilizando variables en los niveles atmosféricos estándar en distintas épocas del año. Los valores se escogieron sobre la zona próxima de cada evento y en el entorno temporal del inicio de los episodios de intensa pluviometría. Se calcularon las medias y desviaciones estándar de los campos seleccionados y se compararon con los valores climatológicos normales, aplicándose un test estadístico para estimar la diferencia entre la muestra de días con precipitaciones intensas y los días sin adversidad pluviométrica. Los hallazgos más importantes en los mapas de anomalías de las situaciones de lluvias intensas frente a la climatología normal fueron el alto contenido de humedad desde 850 hasta 400 hPa, convergencia de humedad en la baja troposfera, convergencia de viento en capas bajas y divergencia en capas altas, advección cálida en la baja y media troposfera, advección positiva de humedad (salvo durante el verano), y temperaturas más altas en casi todos los niveles (excepto en la época estival).

Junker et al. (1999) construyeron una climatología sinóptico-dinámica a partir de eventos de precipitaciones superiores a 2 pulgadas (50.8 mm) que tuvieron lugar de Junio a Septiembre de 1993 en nueve Estados de Norteamérica, empleando datos de análisis numéricos y de satélite. Cada uno de los 85 eventos fue asignado a una categoría entre 0 y 4 a partir del área afectada por más de 3 pulgadas (76.2 mm) de precipitación. Se llegó a la conclusión de que las mayores cantidades de precipitación se recogieron al norte (sotavento) del eje de los vientos y flujos de humedad más intensos en 850 hPa, dentro de un área de advección cálida de temperatura y temperatura potencial equivalente a ese nivel. La intensidad de las lluvias estaba ligada con la magnitud de la advección, la humedad relativa media 1000-500 hPa, la amplitud del eje de valores más altos de la alimentación húmeda en la capa límite, la intensidad de la convergencia del flujo de humedad en niveles bajos y la longitud de dicha convergencia a lo largo del flujo medio corriente arriba de la localización de la máxima tasa de precipitación. Hall et al. (1999) usaron redes neuronales para estimar la probabilidad y la cantidad de precipitación previstas, obteniendo resultados razonables frente a la verificación a partir de una red de 36 pluviómetros.

Lin et al. (2001) pusieron de manifiesto las características comunes de los entornos atmosféricos sinópticos y mesoescalares conducentes a precipitaciones intensas de tipo orográfico que se habían observado en distintas partes del mundo. Obtuvieron básicamente cuatro características comunes: la existencia de una corriente de aire con inestabilidad condicional o potencial obligada a ascender por la presencia de un área montañosa, un chorro húmedo en niveles bajos, una montaña escarpada y un sistema sinóptico cuasiestacionario que hacía que los sistemas nubosos convectivos permanecieran sobre la misma zona. En general (en Estados Unidos y Europa aunque no en el este de Asia), encontraron la presencia de una vaguada profunda de onda corta cerca de la zona afectada. Además, en muchos casos, la geometría de la montaña desempeñaba un rol destacable en el desencadenamiento de la convección. La ocurrencia de precipitaciones intensas

inducidas orográficamente puede medirse a partir de un índice en el que aparecen 3 factores: la velocidad del flujo en niveles bajos perpendicular a la barrera montañosa, la pendiente de la montaña en sentido paralelo al flujo básico, y la proporción de mezcla en los niveles inferiores.

Grumm et al. (2002) seleccionaron a lo largo de Estados Unidos los días de precipitación superior a 150 mm en un periodo de 10 años y encontraron algunas características típicamente regionales dentro de las condiciones a gran escala. En la mayoría de los casos se advertían anomalías elevadas de agua precipitable y convergencia de humedad, mientras que el comportamiento de los vientos tenía variaciones regionales. Aunque todos los episodios de precipitaciones intensas estaban relacionados con condiciones anómalas, las mayores desviaciones respecto a los valores normales ocurrían en zonas afectadas por la costa. Otro tipo de estudios basados en estadísticas sobre sondeos termodinámicos próximos a precipitaciones intensas o tormentas severas son reseñables. Así por ejemplo Brooks y Craven (2002) analizaron las condiciones atmosféricas en la vertical de la atmósfera asociadas con tiempo severo. Craven et al. (2002) realizaron una climatología de varios parámetros relacionada con convección profunda, usando una muestra de observaciones de sondeos durante tres años en 48 estados continentales en Norteamérica. Estos datos les permitieron clasificar distintos tipos de sondeos y obtener categorías de condiciones representativas de entornos atmosféricos no tormentosos, de tormenta usual, tormenta severa, granizo o viento significativo y tornado. Estudiaron varios parámetros y los intercompararon, entre ellos el CAPE y el LCL, así como la cizalladura en niveles bajos, obteniendo conclusiones prácticas para diferenciar varios tipos de fenómenos convectivos. Moore et al. (2003) tuvieron en cuenta 21 casos de precipitaciones intensas en el centro de Estados Unidos producidos por Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) que se desarrollaron por encima y al norte de una zona frontera en superficie. Se emplearon numerosos campos cinemáticos y termodinámicos que revelaron que las zonas de precipitaciones más intensas asociadas a SCM de convección elevada, se localizaban aproximadamente a unos 160 km al norte de una zona frontal cuasiestacionaria, en una región de convergencia del flujo de humedad que se prolonga hacia el oeste desde el lado frío de la zona frontera. El SCM se sitúa dentro de la zona de salida de un chorro del suroeste en niveles bajos y en la zona derecha de entrada de un chorro en capas altas posicionado bastante al norte del SCM. El chorro en niveles bajos se dirige hacia un máximo de divergencia en 250 hPa que coincide con la posición del sistema convectivo. Cerca de la superficie los vientos son débiles del sureste dentro de una capa límite que es estáticamente estable y fría. El viento gira anticiclónicamente con la altura desde 850 hasta 250 hPa, en consonancia con una advección cálida. El SCM se posiciona en una zona de máximos de advección positiva de temperatura potencial equivalente, humedad y convergencia y de advección térmica positiva en 850 hPa. Los campos en 500 hPa muestran que los sistemas convectivos se forman en una región de débil curvatura anticiclónica. Aunque los campos indican la presencia de aire estable en niveles bajos, hay una capa de aire con inestabilidad convectiva con valores de CAPE

de más de 1000 J/kg en las proximidades del sistema convectivo. El CIN, por el contrario, suele ser bajo (menos de 40 J/kg) en el centroide del sistema y mayor (superior a 60 J/kg) en la zona sur. Entre superficie y 500 hPa la humedad relativa está en torno al 70% y el agua precipitable alrededor de 32 mm.

Banacos y Schultz (2005) muestran que la convergencia del flujo de humedad en capas bajas puede ser muy efectiva en la intensificación de las fronteras mesoescalares entre diferentes masas de aire cerca de superficie, aunque éstas son eficaces en la producción de convección profunda en combinación con otros factores tales como presencia de CAPE, etc. Los chorros en niveles bajos, la frontogénesis y otros mecanismos de forzamiento pueden provocar convergencia horizontal de masa (dinámica) sobre superficie. Esta convergencia es la que confiere la energía necesaria para llevar a las partículas a ascender hasta el nivel de convección libre, y por tanto se erige en elemento importante en la iniciación de la convección. Por ello es interesante el estudio la convergencia horizontal sobre zonas donde existe convergencia de flujo de humedad en niveles cercanos al suelo.

Jessup (2006) analizó un conjunto de variables meteorológicas del modelo NCEP/NCAR así como datos de sondeos de estaciones relevantes, para identificar los campos determinantes asociados a inundaciones repentinas en el Estado de Nueva York y distinguirlas de las de lluvias intensas que no producen inundaciones. En el estudio no se consideraron las precipitaciones asociadas a eventos de características tropicales, y se añadieron a la muestra días benignos para poder precisar la discriminación a partir del estudio estadístico posterior en el que se utilizó un análisis discriminante. Asimismo se relacionaron los días de la muestra con sus correspondientes mapas medios de diversas variables. Se llegó a la conclusión de que la diferencia principal entre días de lluvias intensas con inundación y días sin inundación, estriba en la precipitación y la humedad del suelo debido a lo acontecido en los días previos. Las inundaciones tienden a ocurrir preferentemente en periodos de precipitaciones superiores a lo normal. Asimismo se compararon diversos parámetros meteorológicos en días de lluvias intensas sin inundación frente a los días de inundaciones repentinas y días sin precipitaciones, obteniéndose conclusiones significativas. Entre ellas destaca la prevalencia del vector velocidad de la tormenta o de los vientos en 850 hPa, de dirección SE.

Nishiyama et al. (2006) desarrollaron un método objetivo que trataba de poner de manifiesto las relaciones complejas entre campos sinópticos y situaciones de lluvias intensas en las islas Kyushu en el suroeste de Japón, durante la estación húmeda. Para ello emplearon un método de clasificación de campos sinópticos basado en un proceso de auto-organización de mapas que permite convertir relaciones complejas no lineales en relaciones simples bidimensionales. Las variables utilizadas fueron el flujo de viento en 850 hPa y el contenido de agua precipitable, a las que aplicaron la técnica de clustering de las k-medias, obteniendo 8 clusters. El

conglomerado asociado a los casos de precipitaciones más intensas estaba vinculado con altos valores de agua precipitable e intensos vientos en 850 hPa.

Teixeira y Satyamurty (2007) caracterizaron las diferencias entre los episodios de lluvias fuertes y no fuertes en el sur de Brasil, hallando que en el periodo previo de 1 a 3 días se producían varios hechos clave: la profundización de una vaguada en niveles medios en la zona suroccidental del Pacífico 1 día antes, la presencia de una baja en superficie con centro en el norte de Argentina 1 día antes, un máximo de viento en niveles bajos del norte sobre Paraguay durante los dos días previos y una fuerte convergencia del flujo de humedad sobre el sur de Brasil 1 día antes.

Chen et al. (2007) analizaron las variaciones estacionales de lluvia fuerte sobre Taiwán, estudiando datos horarios durante un periodo de 6 años, teniendo en cuenta también la asociación de los días con presencia o ausencia de tifón. De Mayo a Octubre las características eran de abundante humedad, inestabilidad potencial e influencia montañosa. Además durante la estación húmeda las lluvias fuertes afectaban a mayor territorio. En invierno los días de precipitaciones intensas son poco frecuentes debido a la estratificación estable de la atmósfera y al bajo contenido de humedad.

Junker et al. (2008), afirmaban que las precipitaciones intensas en las montañas del Norte de California estaban típicamente asociadas con ríos atmosféricos con valores anómalamente elevados de agua precipitable y flujo de humedad en 850 hPa. Schumacher y Johnson (2009) investigaron las características de los sistemas convectivos de mesoescala que se desarrollaban durante la noche en latitudes medias cerca de vórtices convectivos de mesoescala o bajas aisladas, propagándose de manera retrógrada y permaneciendo cuasiestacionarios durante 6 a 12 horas, provocando precipitaciones muy intensas de más de 200 mm en 12 horas y generando inundaciones repentinas. Las conclusiones a las que llegaron fue que se formaban en entornos de gran humedad relativa en capas bajas, CAPE moderado y muy débil CIN, intenso chorro en niveles bajos y viento débil en capas medias. La mayoría de estos sistemas aparecían sin ninguna frontera en niveles bajos en el entorno.

Además de las fuentes bibliográficas habituales y estructuradas, también en internet se pueden encontrar interesantes documentos relacionados con precipitaciones intensas y mecanismos conducentes a su aparición. En la web http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/presentations/heavy_rainfall_forecasting.pdf, de Ted Funk, se presenta de una manera esquemática pero exhaustiva una recopilación de las características de los procesos de precipitaciones intensas de carácter convectivo. En primer lugar comenta que los entornos favorables son regiones de alta humedad, importante inestabilidad, ascensos mesoescalares y movimientos lentos. Para la identificación de tales escenarios debe disponerse de habilidades de reconocimiento de patrones, tales como buena perspectiva

climatológica local sobre zonas y épocas favorables, determinación de la cantidad y el momento de las precipitaciones máximas, entendimiento de los procesos atmosféricos y sus interacciones, uso de técnicas numéricas y diagnósticos mesoescalares apropiados, identificación del movimiento de los sistemas, y experiencia acumulada en este tipo de situaciones. Un aspecto llamativo es que los procesos asociados a la propia escala de la tormenta pueden distorsionar totalmente los esperados respecto a un patrón mesoescalar previamente reconocido. Por cierto, estos patrones pueden variar en función de la época del año, de la zona geográfica y de la escala espacial. La eficiencia de las precipitaciones, así como los movimientos de los sistemas juegan un papel preponderante a la hora de cuantificar la gravedad de los episodios. El autor hace asimismo hincapié en las distintas escalas a evaluar. Primero debe realizarse una visión sinóptica, reconociendo los aportes de humedad, zonas extensas favorables para ascensos e inhibiciones, etc. Posteriormente hay que ir a la mesoescala donde se deben identificar, mediante modelos numéricos o técnicas de teledetección, la existencia de fronteras, frentes, zonas de convergencia o frontogénesis, etc. Por último hay que estudiar los fenómenos de escala tormentosa, investigando cambios temporales, fusión de células, zona de depósito frío convectivo, área de desarrollo de nuevas células, propagación, etc.

Federico et al. (2008) estudiaron los patrones de circulación atmosférica en eventos de lluvias intensas en Calabria (sur de Italia), utilizando los campos de geopotencial en 925 y 500 hPa y un análisis cluster previa reducción de variables mediante el método de análisis de componentes principales. Encontraron 11 asociaciones nítidas entre los tipos de circulación y los patrones de precipitación, explicadas por la interacción entre la compleja orografía reinante en la zona, el mar y el flujo de escala sinóptica.

Cohuet et al. (2011), investigaron la iniciación de un episodio de tormenta severa en el Mediterráneo, asociado a convección profunda. Lo particular de esta tormenta es que no se formó en una zona costera, como suele ser habitual, sino que surgió mar adentro frente al litoral de Murcia, una línea de turbonada que afectaría posteriormente a la isla de Mallorca. Estudios numéricos confirman que el disparo y desarrollo del sistema surgió fruto de la existencia de una zona con inestabilidad condicional, caracterizada por una depresión aislada y flujo del sur a lo largo de una línea frontal con aire cálido y húmedo. Además, un área de convergencia en niveles bajos asociada con el frente y realizada por la baja a sotavento del Atlas, fue crucial durante la fase inicial de desarrollo. El aire seco en la media troposfera y la fuerte cizalladura fueron también elementos importantes en la generación de la línea de turbonada que generó tornados en Palma de Mallorca el 4 de Octubre de 2007.

2.2 Sistemas nubosos conducentes a precipitaciones intensas

En la bibliografía mundial, se viene destacando, a partir del estudio de las imágenes de satélite, la presencia de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) organizados, que se erigen comúnmente en responsables de muchas de las situaciones de lluvias intensas o inundaciones repentinas en gran parte del mundo, especialmente en zonas de latitudes medias. Los SCM son de menor orden de magnitud en tamaño y duración que los complejos convectivos, aunque superiores a las tormentas usuales. Su rasgo más sobresaliente es su alto grado de organización y estructura interna dentro de la mesoescala. Son elementos que disponen de un ciclo de vida evolutivo y que interactúan con el ambiente sinóptico que los rodea, llegando incluso a modificarlo.

Entre los primeros trabajos sobre complejos convectivos cabe citar el de Maddox (1980), en el que se identifican y definen estas estructuras. A partir de imágenes de satélite observó que ocurrían preferentemente en la zona central de Estados Unidos, ocupando áreas de gran extensión, y con una duración que sobrepasaba las 12 horas. Aparte de precipitaciones intensas generaban también otros tipos de fenómenos severos. En este trabajo Maddox caracterizaba a los Complejos Convectivos de Mesoescala (CCM) en función de las temperaturas de brillo de los topos nubosos en el canal infrarrojo del satélite GOES. A partir de una climatología estableció unos umbrales muy restrictivos en cuanto a duración, apariencia y tamaño.

Posteriormente se atribuyó a un tipo de sistemas llamados SCM (Sistemas Convectivos de Mesoescala), de características menos exigentes en principio que los complejos convectivos aunque englobándolos, gran parte de las situaciones de lluvias intensas en diversas zonas del mundo. Trabajos muy interesantes en este sentido fueron los de Fritsch (1986) y Zipser (1992). Houze (1993) describe de manera sencilla los Sistemas Convectivos de Mesoescala como las tormentas más grandes que se forman cuando las nubes originadas por inestabilidad convectiva se fusionan y organizan en un único sistema nuboso con una estructura cirriforme muy extensa y un área grande de precipitaciones. Remarca que los SCM de movimiento lento y larga duración son la principal causa de inundaciones repentinas tanto en latitudes tropicales como templadas, aparte de poder producir granizo, vientos intensos e incluso tornados. Presentan gran variedad de formas, aunque en general producen un área de precipitaciones de al menos 100 km en una dirección. Además incidía en que disponían de una dinámica más compleja que la de cumulonimbos individuales. En general, un SCM a menudo posee una amplia región de precipitación estratiforme y circulaciones mesoescalares inducidas por el conglomerado de nubes precipitantes de tipo convectivo y estratiforme. Los SCM muestran diversos tipos de estructuras nubosas y precipitantes. Un caso especial de SCM es el Complejo Convectivo de Mesoescala definido por Maddox, el cual es un Sistema Convectivo de larga duración, casi circular, y con topos extremadamente fríos. Posteriormente Houze (2004) profundizaría en la dinámica y las circulaciones internas en un SCM. En 1996,

Corfidi et al. desarrollaron un método operativo para predecir el movimiento de los elementos convectivos de escala mesobeta responsables de las lluvias intensas en los complejos convectivos de mesoescala. Se estudió el comportamiento de 103 SCM, de los cuales 99 eran CCM. Así el movimiento de los sistemas convectivos puede ser considerado como la suma de un término advectivo marcado por el viento medio de las células que componen el sistema y de un término de propagación caracterizado por la localización de las nuevas células que van generándose. Encontraron que la componente advectiva estaba directamente relacionada con el flujo medio en la capa nubosa, mientras que la componente de propagación era similar aunque de signo opuesto al viento del chorro en niveles bajos.

También se fue introduciendo el radar en el estudio de la organización de los SCM. Es el caso del trabajo de Parker y Johnson (2000), que usaron la composición nacional radar de reflectividad (2-km) en la zona central Estados Unidos entre Mayo de 1996 y Mayo de 1997. Estudiaron las imágenes radar correspondientes a 88 SCM lineales, clasificándolos en tres grupos bien diferenciados en función de la posición de la región de precipitación estratiforme: en la parte trasera, delantera o paralela. La variante más común que se encontró en este sentido fue la trasera, mientras que entre la delantera y la paralela se encontraban el 40% del total. Aparte los autores hicieron un estudio sobre las características de cada tipología usando datos de superficie y en la vertical para describir sus entornos respectivos, en particular sobre los flujos asociados a cada una de las variedades. En 2005, Schumacher y Johnson encontraron que el 66% de los episodios de lluvia extrema en la zona centro-este de Estados Unidos y el 74% de los eventos de la estación cálida, estaban asociados a SCM. Un patrón recurrente de precipitaciones extraordinarias era el llamado de propagación retrógrada-cuasiestacionaria. En estos sistemas las nuevas células se formaban sucesivamente corriente arriba de sus predecesoras, y pasando sobre una misma zona, acumulándose grandes cantidades de precipitación. En algunos de estos tipos de SCM, las zonas fronteras de los flujos de salida, interactuaban con la cizalladura del viento en niveles bajos, provocando el ascenso necesario para el desarrollo continuado de células convectivas. Sin embargo en otros casos era difícil identificar cualquier zona frontera en superficie, y entonces la convección se organizaba de modo que el sistema permanecía casi estacionario.

Schumacher y Johnson (2006) estudiaron 184 episodios de lluvia extrema en la parte este de Estados Unidos durante un periodo de 5 años, encontrando que eran más comunes en el mes de Julio, y estaban mayoritariamente asociados a presencia de Sistemas Convectivos de Mesoescala, especialmente en la estación cálida. En cambio en la fría, casi todos los eventos estuvieron causados por tormentas con intenso forzamiento sinóptico. En la parte sur, los sistemas sinópticos y tropicales jugaron un papel relevante. Los SCM comúnmente se originaban en torno a las 18 hora local, con actividad máxima precipitante entre las 21 y las 23 h.l., y disipándose o desplazándose del área de estudio alrededor de las 3 h.l. del día siguiente.

El propio Schumacher (2009), realizó simulaciones numéricas para identificar los procesos responsables de la iniciación, organización y mantenimiento de los sistemas convectivos cuasi-estacionarios, responsables de las precipitaciones más intensas, resultando que ocurrían cerca de vórtices convectivos de mesoescala y otras circulaciones de niveles medios. La convección profunda surgía dentro de una región de ascensos mesoescalares, en zonas que mostraban un abrupto cambio en la cizalladura vertical de viento, en concordancia con los máximos de viento observados en niveles bajos, estando la capa troposférica inferior, prácticamente saturada. En los casos más adversos, cuasiestacionarios, es importante la aparición de una onda de gravedad responsable de la organización lineal con propagación retrógrada mantenida durante varias horas. Nuevas células iban formándose y se observaba, en el estado de madurez, la presencia del típico represamiento de aire frío en superficie.

Molini et al. (2009) desarrollaron un procedimiento para clasificar los eventos de precipitaciones intensas en Italia en función de los siguientes factores:

- Duración
- Extensión espacial
- Mecanismo de disparo de pequeña o gran escala

Y encontraron dos clases de episodios:

Tipo I:

- De larga duración (más de 12 horas)
- Extensión superior a 50 x 50 km².

Tipo II:

- De corta duración (menos de 12 horas)
- Espacialmente poco extensos, con extensiones menores a 50 x 50 km².

Resultados análogos fueron encontrados por Comellas et al. (2011).

2.3 Antecedentes sobre precipitaciones intensas en el Mediterráneo español

El Mediterráneo occidental, compuesto básicamente por el área que afecta a España, Francia, Italia y norte de África, es una zona que se ve frecuentemente afectada por lluvias intensas e inundaciones, especialmente durante el periodo otoñal. Ha habido y siguen existiendo trabajos muy interesantes al respecto en toda Europa, aunque conviene centrarse en la zona del Mediterráneo español.

Jansá (1966), ya insinuaba la importancia en la génesis de precipitaciones intensas, de sistemas no frontales que mostraban un embolsamiento de aire frío en

niveles altos, generalmente sólo detectables a partir de las observaciones de los radiosondeos. Asimismo ha habido un buen número de trabajos como por ejemplo el de Miró-Granada (1974) en el que se presenta un modelo conceptual aproximado sobre las situaciones de lluvias extraordinarias. En él se determina la importancia, para Andalucía, de la existencia de altas presiones en superficie en Europa central y una baja sobre la costa de Argelia con advección cálida sobre las costas en las capas inferiores. En niveles medios y altos, existía una depresión aislada centrada en el Golfo de Cádiz y zona de difluencia sobre el litoral andaluz que favorecía los ascensos verticales, apoyados por la orografía que hacían en conjunción que las partículas húmedas alcanzaran el nivel de convección libre. De forma similar se han realizado estudios sinópticos de situaciones de este tipo, algunas de las cuales han sido realizadas por geógrafos, entre los que destaca Capel Molina (1980, 1989, 1990), que puso de manifiesto algunas características fundamentales de precipitaciones intensas en el sur del levante peninsular y mar de Alborán. A mediados de los ochenta se empezaron a utilizar operativamente las imágenes del satélite Meteosat y se pudieron confirmar algunas hipótesis que no eran fáciles de corroborar con los mapas rutinarios. Rivera (1990) propuso algunos rasgos fundamentales sobre el origen y localización de las lluvias torrenciales mediterráneas:

- La singularidad térmica del mar Mediterráneo hace que exista una masa de aire («mediterránea») relativamente cálida, muy húmeda y con marcada inestabilidad.
- La presencia al sur o suroeste de la península Ibérica de una depresión de niveles altos (llamada inicialmente “gota de aire fría”) origina el escenario sinóptico más adecuado. La parte delantera de la depresión (zona de difluencia) suele ser un área favorable para desarrollos ciclónicos en niveles bajos. Si este desarrollo ocurre sobre el área mediterránea, normalmente aparece un flujo cálido y húmedo del sureste, que al chocar contra los relieves del litoral provoca la liberación de la inestabilidad y la aparición de grandes masas de cumulonimbos que a su vez dan lugar a las lluvias torrenciales.
- La estructura orográfica a pequeña escala juega un papel relevante condicionando el flujo cálido y húmedo de niveles bajos y provocando potentes convergencias locales donde dos o más de estas corrientes confluyen. Allí las precipitaciones son más abundantes y duraderas y por consiguiente se alcanzan los máximos de precipitación.

Un trabajo relevante y pionero, al intentar desgranar los criterios básicos de predicción en una situación histórica como la pantanada de Tous de Octubre de 1982, fue el de García Dana et al. (1982). Asimismo el análisis detallado de las imágenes de satélite hizo que Rivera y Martínez (1983) asociaran las precipitaciones más intensas a un sistema muy compacto de escala meso-alfa, con nubosidad en general convectiva, desarrollado durante la madrugada y anclado en la misma zona del Golfo de Valencia durante más de 10 horas, ocasionando precipitaciones máximas superiores puntualmente a 400 mm en 24 horas. Finalmente se identificó esta estructura como un complejo convectivo de mesoescala como los propuestos por Maddox (1980). Riosalido (1990) demostró que la mayoría de los episodios de

lluvias intensas en el Mediterráneo Occidental pueden ser atribuidos a SCM, aunque significativamente más pequeños y sin cumplir los criterios dados por Maddox (1980). Riosalido et al (1998) realizaron una caracterización climatológica de los SCM a partir de las imágenes infrarrojas del satélite Meteosat. Para ello identificaron, archivaron y generaron un banco de datos objetivos extraídos de las imágenes infrarrojas, con información de 119 SCM durante el periodo 1989-1993. Se estudió el ciclo de vida, distribución geográfica, movimiento, tamaños, formas de evolución, etc., derivando en un modelo conceptual que sirvió para diseñar una herramienta de diagnóstico e identificación de la fase del ciclo de vida en que se encontraba cada sistema (formación, crecimiento, madurez, etc.) con una aplicación directa en el nowcasting automático a tres horas vista. Se concluye que los SCM son estructuras convectivas típicas del Mediterráneo occidental, organizados en la mesoescala, de un orden de magnitud superior a las tormentas ordinarias, pero menores que los CCM. Los SCM que afectan a los alrededores de la península Ibérica tienen tamaños medios superiores a 300 km y duraciones en torno a las 12 horas, siendo Septiembre el mes más propicio para su formación.

Romero et al. (1999 b), pusieron de manifiesto que las lluvias torrenciales son muy frecuentes en el Mediterráneo, especialmente durante el otoño. La topografía acusada que rodea al mar y la alta insolación recibida durante el verano aumenta la temperatura superficial del agua y por tanto favorece el incremento de contenido de humedad y de inestabilidad estática del aire que lo sobrevuela. Así el aire mediterráneo posee inestabilidad convectiva durante el otoño que puede materializarse y organizarse sobre las costas en entornos de forzamiento sinóptico favorable. Jansá et al. (2001) realizaron un estudio estadístico en el que trataban de relacionar las lluvias intensas y los centros ciclónicos en el Mediterráneo Occidental, concluyendo que la localización, disparo y focalización de las precipitaciones fuertes están asociadas en general a la presencia de un ciclón aunque no sea profundo ni intenso, ya que éste organiza el flujo y por ende el fortalecimiento de una advección cálido-húmeda en niveles bajos. Obtuvieron que aproximadamente el 90% de los episodios de lluvias intensas están relacionadas con la presencia de un centro ciclónico en sus proximidades, ocurriendo lo mismo con los SCM. Ramis et al. (2009) atribuye la mayoría de los casos de lluvias intensas en el Mediterráneo Occidental a manifestaciones convectivas, aunque la convección no fuera dominante en todos los casos. Corroboraron el modelo conceptual básico de la inestabilidad del aire marítimo Mediterráneo durante el otoño y la presencia de una depresión aislada en niveles altos predominantemente situada sobre el Golfo de Cádiz, y la ciclogénesis de Argelia en niveles bajos que produce vientos de levante reforzados por la presencia del anticiclón centroeuropeo.

También ha habido estudios en España sobre el análisis de SCM a través del radar. Uno de los trabajos más relevantes es el de Rigo y Llasat (2007), en el que llevó a cabo una clasificación y caracterización de SCM a partir de estructuras 2D y 3D detectadas por el radar de Barcelona (AEMET) en 43 episodios de precipitaciones

intensas entre 1996 y 2000 en Cataluña. Además se tuvieron en cuenta datos de 126 estaciones meteorológicas automáticas, así como datos de temperatura, humedad y viento junto al suelo, bajas en superficie y perfil vertical de viento. Aproximadamente el 70% del total de eventos tuvieron lugar en otoño y verano. Se detectaron 57 SCM y se clasificaron dependiendo de la posición relativa de su región estratiforme y de la organización de la zona convectiva. El 39% tenía la zona estratiforme de tipo trasera, el 18% delantera y el 43% sin zona estratiforme. Los SCM compuestos de grupos de estructuras convectivas totalizaron el 51%. Los valores medios encontrados de algunos parámetros fueron los siguientes: área de 25000 km², Z_{max} de 47 dBZ, Ecotop de 12 km, frecuencia máxima a las 12 UTC y horas siguientes, y un desplazamiento hacia el E-NE. Los factores mesoescalares eran muy importantes en la evolución de los SCM. Una de las características más destacables es la presencia de una zona de bajas presiones en capas bajas que ayude a provocar cuasiestacionariedad en el sistema, incrementando la probabilidad de que se totalicen grandes cantidades de precipitación. El desplazamiento de las células convectivas en relación con el SCM puede provocar el efecto de tren convectivo. Los tipos más interesantes de SCM son probablemente los conocidos como cuasiestacionarios (Doswell et al., 1996), y que normalmente son los que ocasionan precipitaciones intensas e inundaciones repentinas. Este tipo de sistemas está compuesto de diferentes células individuales que pueden encontrarse en distintas etapas de sus ciclos de vida, y se mueven sobre una región reducida, produciendo en un periodo temporal corto, varios episodios de elevada intensidad pluviométrica.

Rigo y Llasat (2004) asocian en general, eventos de inundaciones repentinas en la vertiente mediterránea española, a diversas situaciones donde destacables cantidades de precipitación se acumulan en bastantes puntos de una zona concreta. Durante los días previos se forma una masa de aire mediterránea con gran cantidad de vapor de agua, que suele ser advectada sobre el área de interés debido a la presencia de un anticiclón. Usualmente la presencia de una baja mediterránea o una zona de convergencia organiza el flujo y provoca zonas frontera. Si la situación permanece cuasi-estacionaria las cantidades de precipitación pueden ser muy altas (Ramis et al., 1994). También puede suceder que la zona de convergencia sea reemplazada por una barrera montañosa que bloquee y fuerce el ascenso del flujo húmedo. Frecuentemente ambas posibilidades aparecen de manera conjunta y es difícil de establecer la contribución de cada factor que contribuye a los efectos sinérgicos.

Los episodios de precipitaciones intensas e inundaciones en la España mediterránea, suelen ocurrir al final del verano y durante el otoño (Doswell et al. 1998; Homar et al. 1999; Ramis et al. 2001). Sin embargo se han estudiado algunos casos producidos durante el invierno y primavera (Doswell et al. 1998; Riesco et al., 2002). Como es bien conocido, durante el otoño la cuenca mediterránea en España se ve sometida a importantes inundaciones que producen graves pérdidas económicas e incluso humanas. Popularmente este tipo de situaciones

meteorológicas se ha venido llamando “gotas frías”. Técnicamente son episodios asociados a depresiones aisladas en niveles altos (DANA) que generan flujos inestables de origen marítimo en capas bajas. Ha habido numerosos estudios en la península Ibérica sobre este tipo de eventos, en los que se ha puesto de manifiesto una serie de características comunes. Entre ellos destacan por ejemplo los trabajos de García-Dana et al. (1982), Ramis et al. (1994), Doswell et al. (1998), Homar et al. (2002).

Una zona peninsular especialmente afectada por las precipitaciones intensas es la Comunidad Valenciana. En diversos artículos y trabajos se han sintetizado algunos de los principales factores a tener en cuenta en los episodios pluviométricos intensos, como por ejemplo Armengot et al. (1992), Tamayo (1996), Riesco y Alcover (2000), Riesco et al. (2002) y Riesco y Alcover (2003a). Básicamente estos episodios se producen en general a finales de verano o durante el otoño, cuando la temperatura del agua del mar es elevada, al mismo tiempo que se produce la llegada de perturbaciones en niveles altos que provocan inestabilidad termodinámica. Con estos condicionantes de partida, basta con débiles mecanismos de disparo para que aparezca convección. Entre ellos podemos encontrar forzamiento orográfico, zonas de convergencia de diversa génesis, etc. Posteriormente el aporte continuo de humedad en capas bajas es requerido para ocasionar la acumulación de importantes cantidades de precipitación. Realmente sólo cuando las perturbaciones son capaces de generar en superficie un flujo marítimo mediterráneo inestable sobre el Este de la Península, es cuando dependiendo de los ingredientes atmosféricos en capas bajas, se pueden esperar precipitaciones intensas en la zona. La aparición de una advección con largo recorrido marítimo, es por tanto fundamental. Las situaciones de precipitación intensa requieren necesariamente de tal advección que las alimente en los niveles atmosféricos inferiores. En estos niveles los vientos de origen marítimo se encauzan o por un anticiclón situado en el continente europeo, con lo que la advección es relativamente fría, bien por un centro de bajas presiones en el sur de la Península o norte de África, con lo que la advección resulta relativamente cálida; o bien, por ambos centros de acción acoplados. Los episodios tienen normalmente naturaleza convectiva, o en forma de convección somera (lluvias cálidas) o bien en forma de convección profunda. Riesco y Alcover (2003 b) implementaron un índice termodinámico sobre el mar Mediterráneo (MDI) que trata de mostrar el grado de inestabilidad exclusivamente termodinámica a partir de varios parámetros básicos de temperatura y humedad, entre los que juega un papel importante la temperatura del agua del mar, tan influyente sobre las masas de aire en capas bajas que sobrevuelan el Mediterráneo.

Si nos centramos en el litoral mediterráneo andaluz, no se pueden perder de vista los trabajos de Capel Molina (1980, 1990), en los que se hace énfasis sobre las condiciones comunes de los episodios de destacable pluviometría en esa demarcación. Entre ellos destaca la temperatura del agua del mar, que a través de la intensa evaporación principalmente en las épocas más cálidas del año, lleva a elevadas

cantidades de tensión de vapor, factor necesario para los aguaceros. Las cadenas Béticas así como las montañas que rodean el mar de Alborán son responsables del ascenso forzoso de las masas de aire. También es frecuente la existencia en este tipo de situaciones, de una “gota fría” normalmente al sur o suroeste de la península que en su zona de difluencia provoca una fuerte succión de la masa superficial, acelerando su ascenso, forzando el efecto de disparo, desencadenando pues inestabilidad convectiva. Suele estar también presente una advección cálida en niveles bajos. La naturaleza convectiva mesoescalar de las precipitaciones torrenciales escapan a un adecuado control sinóptico.

Riesco (2010 a) recopila algunas características previamente conocidas, entre las relaciones de las depresiones aisladas y las precipitaciones intensas de origen marítimo en Andalucía Oriental. También en esta zona los aportes continuados de humedad en capas bajas debidos a distintas configuraciones más la influencia de la orografía suelen ser dos puntos importantes en la génesis de episodios de gran cantidad de precipitación acumulada. En capas medias altas suele aparecer una baja o vaguada aislada al sur o suroeste de la península ibérica. Se distinguen varios tipos de sistemas convectivos conducentes a precipitaciones intensas, con o sin actividad eléctrica. Pero no siempre, ni mucho menos, son los SCM los responsables de todos los episodios de precipitaciones intensas en la zona del mar de Alborán. De cualquier modo los SCM sí son relativamente frecuentes y generan intensas precipitaciones e incluso inundaciones repentinas. Uno de los tipos de tales sistemas locales que suelen formarse son los SCM atrapados en costa (Sánchez-Laulhé, 2006). Son pequeños sistemas que se forman en el mar de Alborán, frecuentemente durante la noche en otoño e invierno, y se mueven hacia la costa, permaneciendo durante un buen número de horas junto a la franja costera donde la interacción orografía ejerce una influencia fundamental en la evolución de los mismos.

2.4 Situaciones atmosféricas sobre la Península Ibérica.

Para la península Ibérica y específicamente también para su vertiente mediterránea se han realizado diversos trabajos de clasificaciones de tiempo atmosférico, tanto objetivas como subjetivas, catalogando los patrones meteorológicos asociados a precipitaciones. A continuación se revisarán algunos de los más significativos.

Ribalaygua y Borén (1995) obtuvieron mediante un proceso automático, una clasificación de patrones de tiempo asociados a precipitaciones. Utilizaron una técnica de agrupación por conjuntos de los campos de precipitación diaria, clasificando los días en grupos según las precipitaciones en superficie y obteniendo luego como tipos sinópticos, los campos medios de las configuraciones atmosféricas de los días pertenecientes a cada patrón. Para ello se basaron en el banco de datos de precipitaciones diarias del antiguo INM en más de 7000 observatorios durante el

periodo 1961-1990. Finalmente, mediante esta técnica encontraron 18 patrones de precipitación y sus 18 tipos sinópticos de tiempo asociado en virtud de los campos promedios diarios de geopotencial en 500 hPa y presión al nivel del mar.

Romero et al. (1999) obtuvieron una clasificación de situaciones de precipitaciones significativas en el Mediterráneo español. En primer lugar seleccionaron los días de precipitación significativa para el periodo 1984-1993 (1275 días) y aplicaron un análisis cluster sobre las componentes principales extraídas, obteniendo 19 patrones, a los que asociaron los correspondientes campos medios de geopotencial en 925 y 500 hPa procedentes del análisis del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo. Los tipos de circulación atmosférica mostraron diferencias entre las influencias de sistemas atlánticos y mediterráneos, así como distintos patrones según la época del año. La última parte del análisis se centró en el establecimiento de relaciones entre los patrones de circulación y los días de precipitación torrencial durante el periodo 1984-1993, encontrándose que la mayoría de los eventos torrenciales en el Mediterráneo español están asociados con perturbaciones situadas cerca o al sur de la península Ibérica. También Romero et al. (1999 c), utilizaron la técnica estadística de análisis cluster previo, análisis de componentes principales, para realizar una catalogación objetiva de patrones espaciales de precipitación en el área mediterránea española. Para ello usaron datos de 30 años de precipitaciones diarias en 410 estaciones, restringiendo la muestra a días de precipitación significativa (aquellos en que al menos el 5% de las estaciones superaron el valor de 5 mm) y torrenciales (los que superaron 50 mm en al menos el 2% de las estaciones). A pesar de las características predominantemente convectivas de los días seleccionados, los conglomerados obtenidos son bastante identificables y muestran claramente la influencia clave ejercida por la compleja orografía y su incidencia sobre los flujos de aire presentes en cada zona, destacando las precipitaciones torrenciales en la franja costera. Asimismo mostraron gráficamente la variabilidad interestacional de la diferente incidencia de las precipitaciones significativas respecto a las torrenciales. Los patrones del oeste con flujos atlánticos muestran máximas frecuencias en invierno para las precipitaciones en general, pero incidencia similar en invierno y otoño para precipitaciones torrenciales. En cambio los patrones del este, fuertemente dependientes de la dinámica mediterránea, exhiben diversos tipos de comportamiento dependiendo de la zona para las precipitaciones significativas, pero existe una preferencia clara por el otoño para las precipitaciones torrenciales.

Spellman (2000) aplicó un sistema objetivo de tipo de tiempo a la península Ibérica, mediante el uso de la técnica automática de Jenkinson y Collinson (1977), mediante el uso de 8 variables derivadas de la presión atmosférica en superficie: presión media en superficie, componente zonal del viento, componente meridiana del viento, dirección del viento, intensidad del viento, componente zonal de la vorticidad, componente meridiana de la vorticidad y vorticidad total. A partir de estos campos se utilizan cinco reglas para la obtención de la clasificación final. Dicha

clasificación presenta algunos problemas ya que aproximadamente un 18 % de los días resultan inclasificables, siendo la cifra mucho más elevada en los días de verano, cuando suele reinar un débil gradiente de presión en superficie, lo que hace insuficiente el utilizar la presión y los campos derivados de ella para la catalogación, siendo necesario recurrir además a otros como el geopotencial en 500 hPa.

Martín-Vide (2002) aplicó esta clasificación automática de Jenkinson y Collison pero esta vez para catalogar los días de precipitación torrencial en la costa este peninsular, resultando adecuada para la clasificación de los 25 días del periodo 1975-1990 en los que se registraron más de 200 mm en los observatorios de la Comunidad Valenciana. Obtuvo 9 tipos de configuraciones sinópticas a partir de este método que puede fallar para clasificaciones generales, pero no para situaciones de precipitaciones significativas.

Peñarrocha et al. (2002) identificaron los patrones espaciales de distribución de las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana. Este dominio presenta una zona especialmente significativa en cuanto a la frecuencia de precipitaciones excepcionalmente intensas, y es la parte situada en el sur del Golfo de Valencia. Realizaron un estudio espacial desde dos puntos de vista. El primero consistió en caracterizar los eventos torrenciales en el periodo 1971-95, obteniendo una clasificación basada en la distribución geográfica de las precipitaciones máximas. El segundo consistió en la aplicación de técnicas estadísticas, análisis de componentes principales y análisis cluster, para clasificar los patrones de lluvias torrenciales en el periodo 1981-90. Los resultados de ambos métodos son muy similares y reflejan las principales características y subtipos de la distribución espacial de las precipitaciones diarias, ligadas directamente a factores topográficos en situaciones atmosféricas con flujos húmedos del este.

Pero no sólo se han realizado trabajos para clasificación explícita de lluvias, sino de otros fenómenos. Tudurí y Ramis (1997) presentan la caracterización del entorno ambiental de 313 eventos de convección significativa en el Mediterráneo Occidental a partir del estudio del radiosondeo de Mallorca. Los eventos se distribuyeron en 5 grupos, basados en la observación de diversos fenómenos (granizo, precipitaciones intensas, tormentas secas, tormentas con precipitación intensa y tornados). Para la clasificación de cada grupo se tuvieron en cuenta índices clásicos de inestabilidad, energía potencial convectiva disponible y helicidad. Para poder clasificar cada entorno, los sondeos se caracterizaron por las medias respectivas de 24 variables capaces de describir la estructura térmica y de humedad en la vertical, la inestabilidad, el agua precipitable y la helicidad. Un análisis cluster demostró que aparecían cuatro diferentes tipos de estructura vertical. Cada tipo de evento convectivo citado previamente muestra preferencia por algún entorno definido por un cluster, por lo que finalmente obtienen un método para la clasificación de los sondeos en cuatro categorías obtenidas del análisis cluster.

Armengot (2000) analizó los episodios de precipitaciones superiores a 100 mm en 24 horas en la Comunidad Valenciana durante el periodo 1976-1990. Caracterizó la distribución espacial estacional e interanual y su aportación pluviométrica, estableciendo correlaciones entre los máximos y las áreas y volúmenes de precipitación, definiendo un índice de focalización. También realizó una clasificación estadística por conglomerados, de los días considerados y estableció los contextos favorables a lluvias intensas en función de la presencia de baja aislada en 500 hPa, estudiando el carácter potenciador o inhibidor de una serie de variables sinópticas en los distintos niveles troposféricos, estudiando especialmente advecciones en capas bajas y el gradiente de presión en superficie, efectuando una climatología de las bajas en 500 hPa y su eficiencia pluviométrica. Por último desarrolló un modelo estadístico de regresión logística para predecir la ocurrencia de lluvia intensa a través de la precipitación máxima puntual y el volumen totalizado, proponiendo un sistema de alerta para la predicción de lluvias intensas en tiempo real.

3. CLIMATOLOGÍA

3.1 Localización de la zona de estudio

La zona de estudio del presente trabajo abarca las provincias andaluzas bañadas por el mar de Alborán: Málaga, Granada y Almería (figura 3.1).

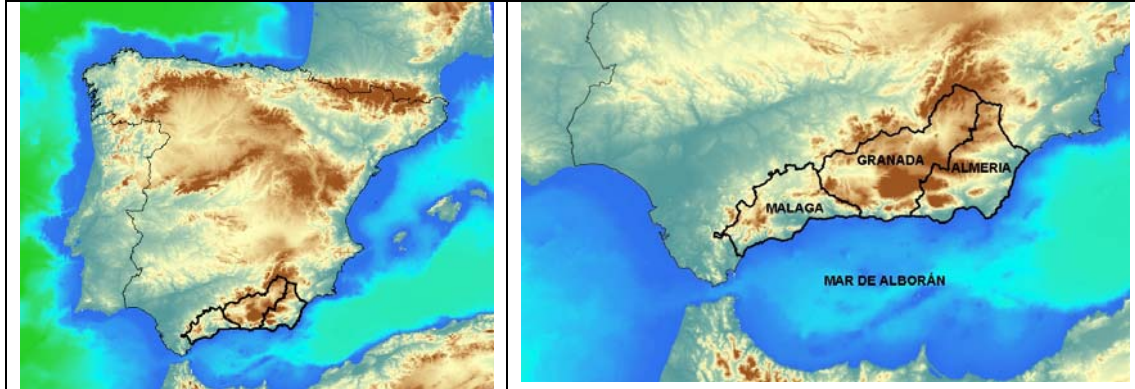


Figura 3.1. Izda: Localización de la zona de estudio en la península Ibérica.
Dcha: Detalle de las provincias del mar de Alborán: Málaga, Granada y Almería.

El mar de Alborán se encuentra en la zona más occidental del mar Mediterráneo, y limita con la península Ibérica al norte, África al sur, y el Estrecho de Gibraltar al oeste, que lo conecta con el océano Atlántico. Presenta unos 180 km de ancho en dirección N-S y unos 350 km de longitud en la dirección W-E. Su profundidad media es de 1000 metros aproximadamente, aunque hay zonas en las que la profundidad llega hasta los 2200 metros en la parte oriental. La isla principal de este mar se llama Isla de Alborán y está localizada aproximadamente en el centro. El mar de Alborán está rodeado por una orla montañosa muy próxima al mar, de altitud variable, que supera con frecuencia los 1500 metros. La complejidad de la orografía afecta de modo importante a los campos de viento y presión en las proximidades del suelo, generando circulaciones mesoescalares que dependerán de la estabilidad y de la velocidad y dirección del viento incidente, que harán que el aire salte, rodee o se bloquee ante las montañas (Sánchez-Laulhe et al., 1996).

3.2 Orografía e Hidrología

La Andalucía Penibética, más o menos la abarcada en este estudio, está formada por diferentes cadenas montañosas en alineación paralela y relativamente cercana al litoral mediterráneo. También existen destacables depresiones formadas alrededor de los principales ríos. Por último se encuentra la franja costera, que en algunos lugares es muy estrecha al estar pegada a las alineaciones montañosas prelitorales. La cordillera Penibética está constituida por dos alineaciones de sierras, una de ellas más próxima al litoral mediterráneo (sierras Bermeja, de Tejeda,

Almijara, Contraviesa y de Gádor), y otra más hacia el interior (Serranía de Ronda, Sierra Gorda, Sierra Nevada, Sierra de Baza, Filabres y Estancias), dentro de la cual se alcanzan las cotas más elevadas de la España peninsular (picos Mulhacén y Veleta, con 3487 y 3392 metros de altitud, respectivamente, ambos en el macizo de Sierra Nevada. El Sistema Penibético ejerce de barrera entre el litoral mediterráneo y el interior. La no existencia de pasillos transversales hace que los cursos fluviales individualicen el territorio en grandes unidades aisladas: Altiplanicie de los Vélez, Desierto de Tabernas, Alpujarras, Tierra de Alhama, Montes de Málaga y Serranía de Ronda-Grazalema. En la figura 3.2 se presenta la orografía de la zona de estudio.

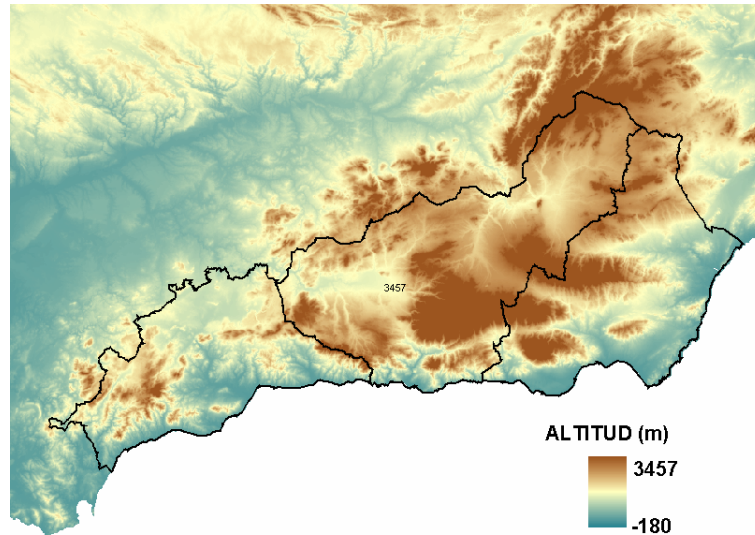


Figura 3.2. Mapa topográfico de las provincias de Alborán.

Aparte de las costas, zonas entre 100 y 200 metros aparecen en el Campo de Níjar y en el Valle del Almanzora en Almería. Entre 400 y 600 metros destaca el Surco Intrabético (Hoyas de Antequera y Granada), y Campo de Tabernas en Almería. De 600 a 1.000 sobresalen Los Vélez en Almería, Montes de Granada, Serranía de Ronda en Málaga, etc. Por encima de 1.000 se encuentran las cimas de las cordilleras más relevantes. En la Serranía de Ronda, localizada en el extremo nororiental de la provincia de Málaga, son bastante más abundantes, llegando a los 2.000 m (Torrecilla - Sierra de las Nieves 1.919 m). Estas altitudes también son habituales en las cordilleras más próximas a las costas: en Málaga en la sierra Tejeda-Almijara (con el pico de la Maroma a 2.065 metros), en Granada en la Sierras de Loja, Lújar, Contraviesa, y en Almería en Gádor (con la Punta del Sabinar a 2.235 metros), llegándose a superar en todas ellas los 2.000 en picos puntuales. Por último las cotas superiores se alcanzan en cordilleras situadas más hacia el interior: Sierra Nevada (Granada) y los Filabres (Almería). En la primera, el Mulhacén (3.481 metros) supone el techo de la Península, mientras que en la segunda los 2.000 metros se superan con asiduidad (figura 3.3).

En cuanto a la hidrografía cabe señalar que uno de los ríos más importantes de la zona de estudio es el Genil, afluente del Guadalquivir, que nace en Sierra Nevada y riega entre otras comarcas, la Vega de Granada (figura 3.3). En el litoral mediterráneo desembocan varios ríos de pequeña longitud y gran pendiente, que tienen su nacimiento en las diferentes sierras Penibéticas y muchos de los cuales riegan vegas que, en virtud de condiciones climáticas propicias, permiten el desarrollo de cultivos tropicales: ríos Guadalhorce, Guadalmedina y Vélez (Málaga), Guadalfeo (Granada) y Adra, Andarax y Almanzora (Almería).

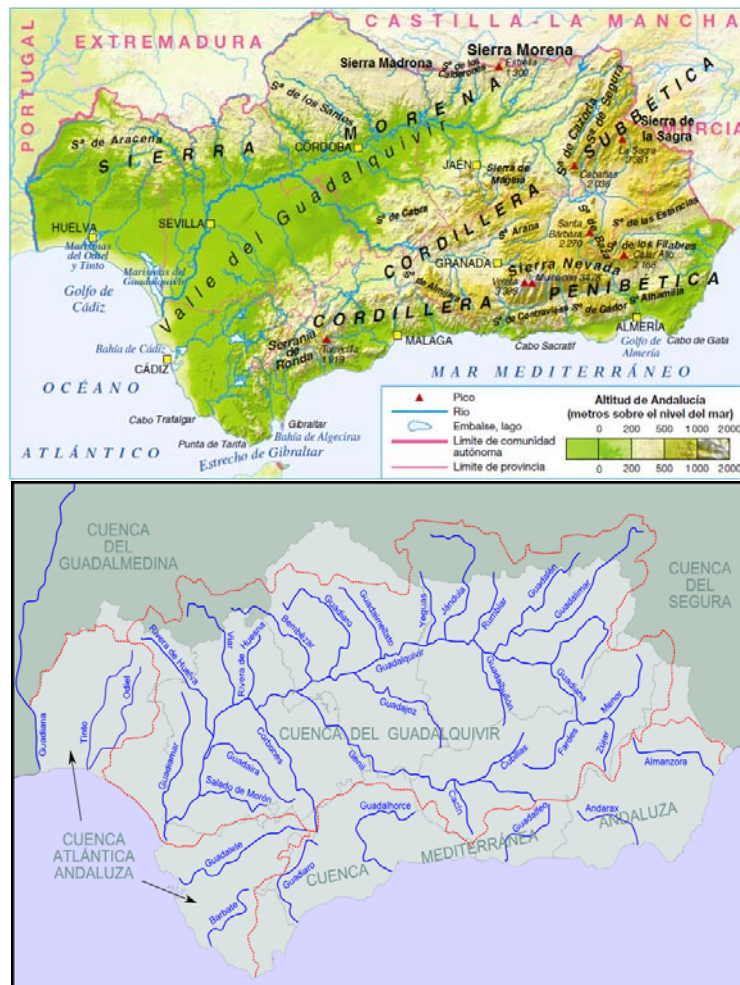


Figura 3.3. Mapas con las principales cordilleras (arriba) y ríos debajo de Andalucía. Extraídos de la URL <http://ceipntrasdelapiedad.wordpress.com/2010/07/26/el-relieve-de-andalucia/>

3.3 Rasgos climáticos de la zona

Ateniéndonos a la clasificación climática de Koppen en Andalucía Oriental (INM, 1999), nos encontramos que en las provincias de Málaga, Granada y Almería coexisten fundamentalmente dos tipos climáticos, el B (clima seco) y el C (clima templado-cálido).

Dentro de estos existen varios subtipos:

- 1- clima desértico (BW): tercio suroccidental de la provincia de Almería
- 2- Clima estepario caluroso (BSh): temperatura media anual superior a 18° C, incluyendo zonas litorales de Málaga y Granada y extremo occidental del de Almería, prolongándose hacia el interior de esta provincia, donde ocupa una franja que la atraviesa en dirección SW-NE.
- 3- Clima estepario frío (BSk), con temperatura media anual inferior a 18° C. Incluye la zona central de la provincia de Málaga, áreas de la de Granada (Vega, Alpujarra y Hoya de Baza) y parte del interior de la de Almería.
- 4- Clima templado lluvioso con verano seco y caluroso (CSa), con temperatura media del mes más cálido superior a 22° C. Comprende las zonas más interiores de la provincia de Málaga, zonas montañosas del oeste, centro y norte de la de Granada, y áreas del oeste y norte de la de Almería.
- 5- Clima templado lluvioso con verano seco y cálido (Csb), con temperatura media del mes más cálido inferior a 22° C. Pertenecen a este subtipo la zona más montañosa limítrofe entre las provincias de Granada y Jaén, y una pequeña área de la provincia de Málaga situada entre su límite con la de Cádiz y la Serranía de Ronda.

Otras características son las abundantes insolaciones de las zonas próximas al litoral de las tres provincias mediterráneas, con más de 3.000 horas anuales. Los veranos son largos, especialmente secos y calurosos, en contraste con la relativa suavidad de la estación invernal. Un rasgo curioso es la aparición de las típicas calimas caracterizadas por la presencia del aire con partículas de polvo en suspensión, arrastradas por vientos cálidos del sur, procedentes de regiones áridas (lluvias de barro: mezcla del agua precipitante con polvo suspendido en el aire).

3.4 Régimen Pluviométrico

En Andalucía las precipitaciones disminuyen de oeste a este, teniendo su punto más lluvioso en la Sierra de Grazalema (2.138 mm anuales) y el menos lluvioso de Europa en Cabo de Gata (117 mm anuales). La Andalucía húmeda coincide con los puntos más altos de la comunidad (las tres Sierras), sobresaliendo especialmente el área de la Serranía de Ronda y la Sierra de Grazalema. La Andalucía semiárida se encuentra representada por gran parte de la provincia de Almería y la Hoya de Guadix-Baza. El valle de Guadalquivir presenta pluviometría media.

A partir de banco de datos climatológicos de AEMET, a continuación se muestran unos mapas y gráficos de elaboración propia con los que se intentan poner de manifiesto algunas características relevantes de la pluviometría de las provincias del mar de Alborán. Así en la figura 3.4 se observa que los valores máximos anuales se encuentran en la Serranía de Ronda (entre 800 y 1.200 mm), seguidos por Sierra Bermeja (suroeste de la provincia de Málaga), Sierras de Tejeda y Almijara (suroeste de la provincia de Granada), Sierra Nevada, Alpujarras, Sierra de Alhama y Contraviesa (sudeste de Granada). Junto a ellas, hay que señalar al mismo tiempo, una zona situada en el noroeste de la provincia de Málaga y otra, comprendida entre el extremo oriental de la Sierra de los Filabres y la costa oriental almeriense. Por el contrario los valores mínimos se sitúan en las hoyas de Guadix y Baza, y en toda la mitad este de Almería, donde no se llega a los 300 mm anuales. En algunos puntos próximos al litoral almeriense, la precipitación anual se reduce a 130 mm, valor mínimo de España y probablemente de Europa, característico de las condiciones extremadamente áridas de esa zona.

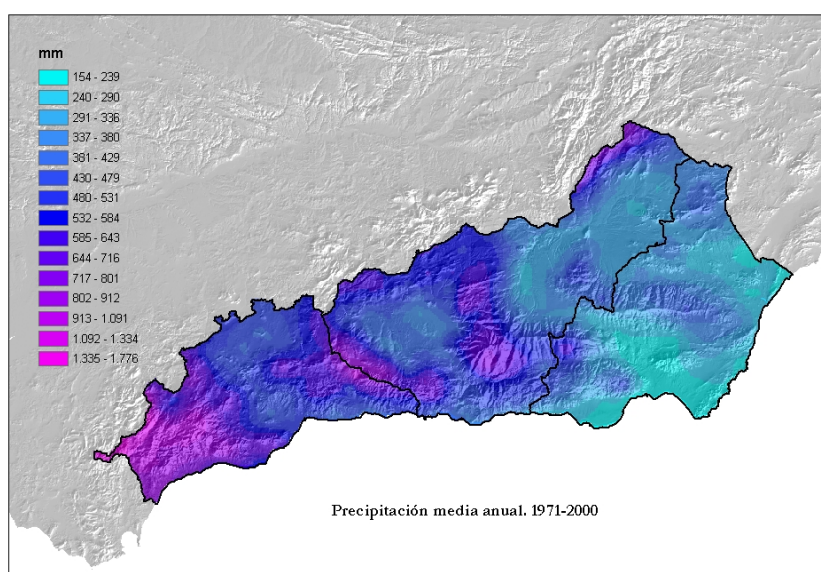


Figura 3.4. Precipitación media anual (mm) en la zona de estudio.

Una característica fundamental es que las estaciones más lluviosas son el invierno y el otoño. Durante el verano las precipitaciones son muy escasas en todas las áreas. A continuación se presentan los mapas de precipitación media en cada una de las estaciones, donde la escala de valores es común para todas de modo que se facilite su comparación (figuras 3.5 a 3.8).

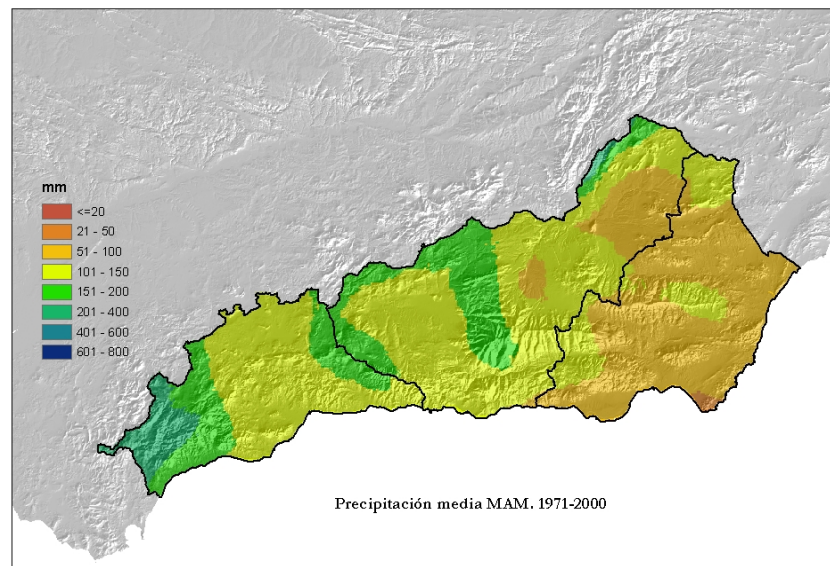


Figura 3.5. Precipitación media (mm) en primavera (Marzo, Abril, Mayo).

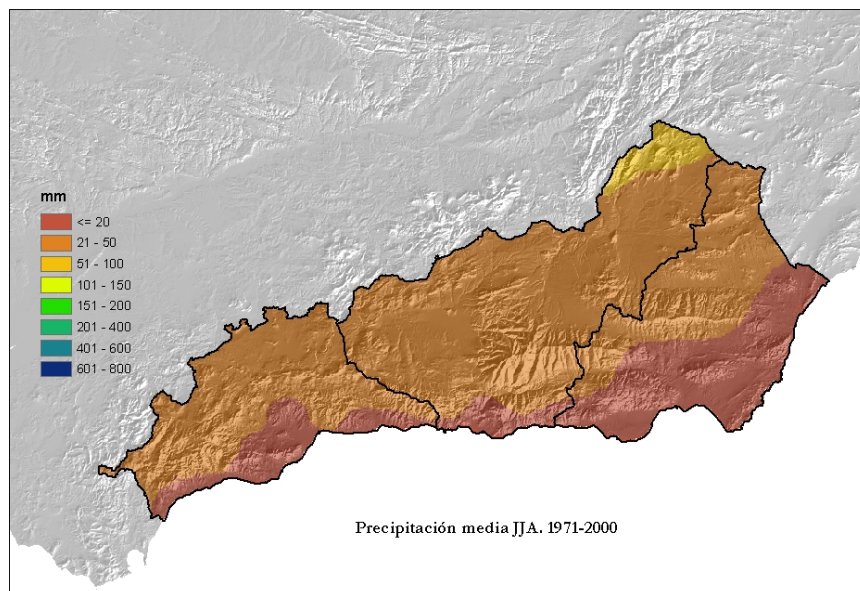


Figura 3.6. Precipitación media (mm) en verano (Junio, Julio, Agosto).

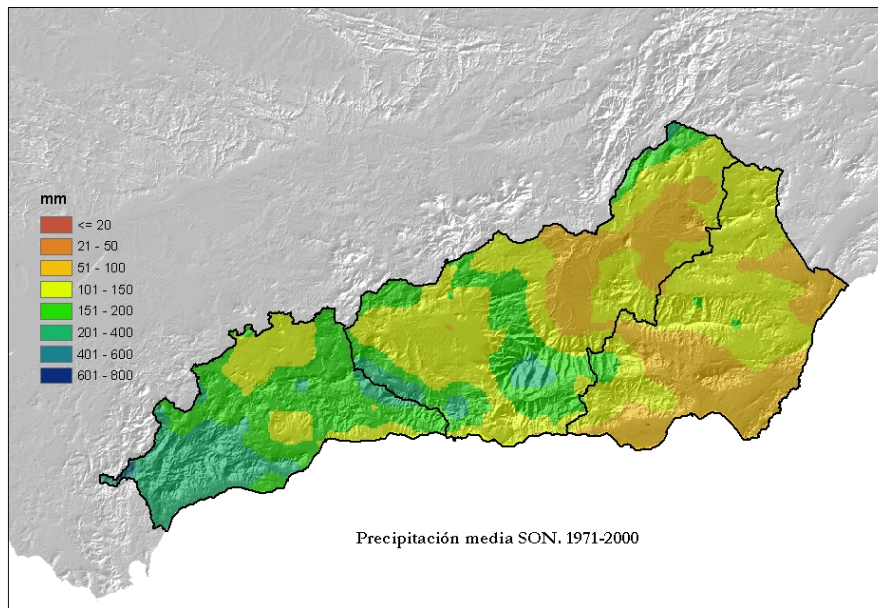


Figura 3.7. Precipitación media (mm) en otoño (Septiembre, Octubre, Noviembre).

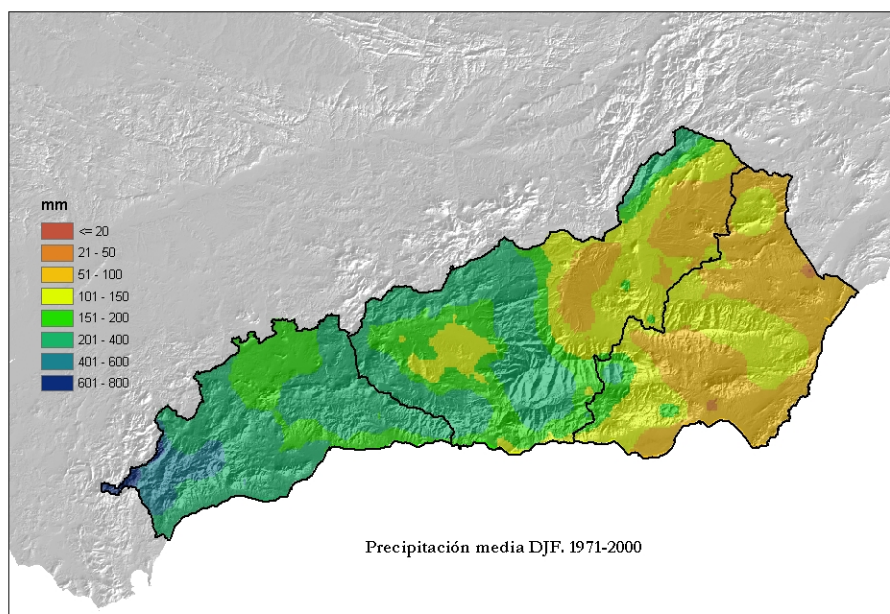


Figura 3.8. Precipitación media (mm) en invierno (Diciembre, Enero, Febrero).

Los meses más lluviosos en cuanto a valores medios son Diciembre, Noviembre y Enero, tal y como refleja la figura 3.9.

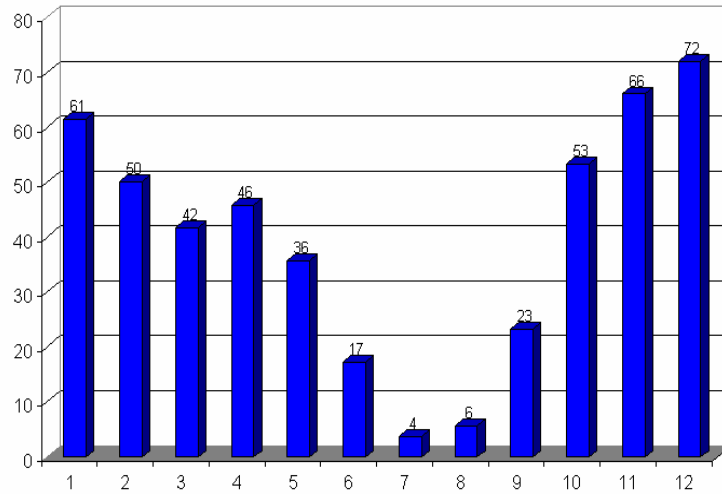


Figura 3.9. Precipitación media mensual (mm) en las provincias de Alborán.

Como ya se ha comentado anteriormente, es en la provincia de Málaga donde se recoge más cantidad de precipitación en la zona de estudio, seguida de la de Granada y Almería (figura 3.10). Esto ocurre en casi todos los meses, salvo en los de finales de primavera y durante el verano, que es cuando gran parte de las precipitaciones proceden de tormentas que se desarrollan en áreas del interior.

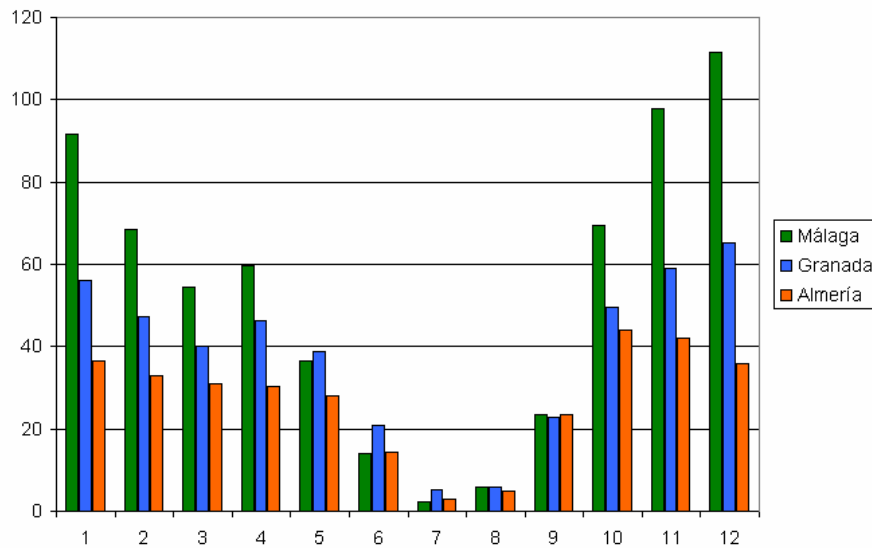


Figura 3.10. Comparativa de precipitaciones medias mensuales (mm) por provincias.

Por otro lado es destacable la gran irregularidad de las lluvias y su variabilidad interanual, siendo también reseñable la alta correlación entre la distribución orográfica y la pluviometría. Existen elevadas cantidades de precipitación en 24 horas, claro ejemplo del carácter torrencial de las precipitaciones que con frecuencia presentan los episodios, principalmente en otoño, recogándose en algunas zonas litorales, en tan sólo unos pocos episodios, gran parte del total de la precipitación anual. En la tabla 3.1 se muestran las mayores cantidades recogidas en 24 horas en la zona durante el periodo 1976-2005. Se observa que se superan 200 mm de valor máximo entre los meses de Septiembre y Marzo, donde frentes muy activos y persistentes o depresiones aisladas en niveles altos pueden generar cantidades muy elevadas de precipitación, generalmente asociadas a flujos cálido-húmedos e inestables en capas bajas. En el resto del año ya suelen predominar tormentas terrestres ligadas al interior de la zona, sin precisar necesariamente de advección marítima.

Mes	Pcp máxima (mm)	Observatorio	Provincia
Enero	222	Cortes de la Frontera	Málaga
Febrero	230	Cortes de la Frontera	Málaga
Marzo	229	Rincón de la Victoria	Málaga
Abril	96	Comares	Málaga
Mayo	159	Vélez Rubio	Almería
Junio	124	Vélez Blanco	Almería
Julio	97	Vélez Rubio	Almería
Agosto	123	Villanueva del Rosario	Málaga
Septiembre	201	Alhama	Almería
Octubre	230	Jayena	Granada
Noviembre	320	Otívar	Granada
Diciembre	300	Cortes Frontera	Málaga

Tabla 3.1. Precipitación máxima en 24 horas durante el periodo 1976-2005 en las provincias de Alborán.

3.5 Temperatura del agua del mar

La mayoría de los observatorios afectados por las precipitaciones intensas de más de 100 mm/día en las provincias de Alborán están próximos a la costa, por lo que la presencia del mar, entre otros factores, se convierte en determinante. Así en casi todos los episodios de este tipo existe un flujo de aire cálido y húmedo, de procedencia marítima en los niveles bajos de la troposfera.

La masa de aire intercambia calor y humedad con el mar a través de las capas inferiores. Éste puede hacer que dicha masa de aire en su contacto se inestabilice o estabilice, dependiendo de la diferencia de temperatura existente entre la superficie marina y la capa atmosférica baja. Un nivel isobárico suficientemente representativo de los niveles inferiores es el de 850 hPa. Valores de diferencia de temperatura

superiores a 9 ó 10° C, entre la superficie marina y la masa de aire a unos 1.500 metros, se tornan suficientes para la inestabilización térmica, a expensas de la existencia de otros ingredientes meteorológicos necesarios para desencadenar episodios pluviométricos relevantes previa saturación de la masa de aire en niveles bajos (Riesco y Alcover, 2003 a). De ahí la importancia de la temperatura superficial del agua del mar, *SST* (*Sea Surface Temperature*), en la posible inestabilización de las masas de aire en las capas bajas de la troposfera. A pesar de existir una gran variabilidad espacio-temporal de la variable SST en el mar de Alborán, la figura 3.11 pretende representar con cierto grado de aproximación, la evolución mensual de la temperatura media del agua en esa zona. Además, y debido a las características de este mar, presenta menor diferencia térmica entre invierno y verano que otras zonas del Mediterráneo.

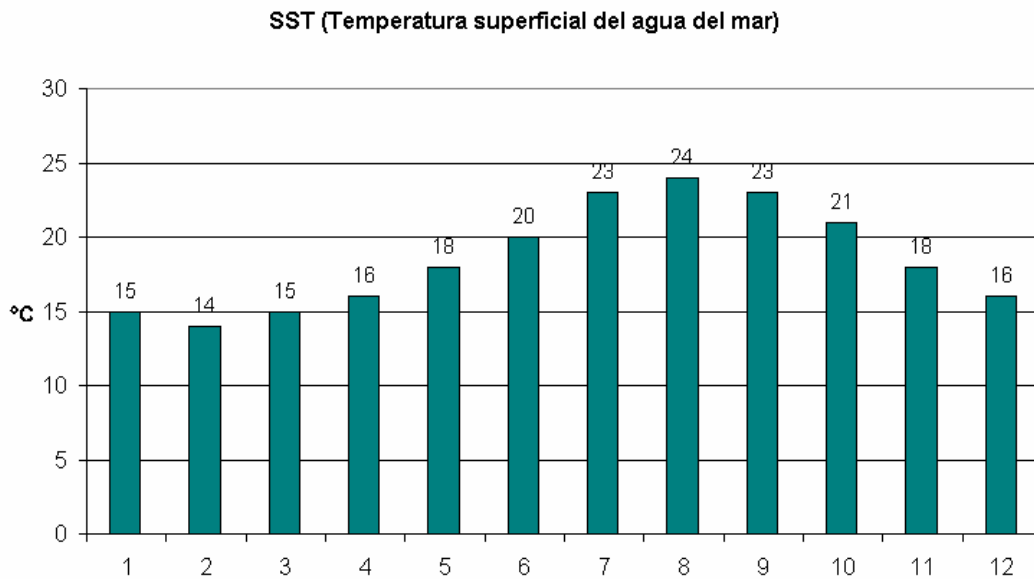


Figura 3.11. SST: Temperatura media mensual aproximada de la superficie del agua del mar de Alborán.

De cara a estimar las épocas más peligrosas relacionadas con la inestabilización térmica de la capa baja atmosférica en su contacto con el mar, se muestra en la tabla 3.2 la diferencia $SST - T_{850}$. Teniendo exclusivamente en cuenta este ingrediente de inestabilidad que es la diferencia térmica vertical entre la superficie del agua del mar y la masa de aire en la superficie de 850 hPa, vemos que los meses más peligrosos a priori, en este sentido, son los comprendidos entre Octubre y Enero, seguidos por Septiembre, Febrero, Marzo y Abril. Por el contrario el mes de Julio es el más estable según este criterio.

	SST	T ₈₅₀ Gibraltar	SST-T ₈₅₀
Ene	15	6	10
Feb	14	6	8
Mar	15	8	7
Abr	16	8	8
May	18	11	7
Jun	20	15	5
Jul	23	20	3
Ago	24	20	4
Sep	23	15	8
Oct	21	11	10
Nov	18	9	9
Dic	16	7	9

Tabla 3.2. Diferencias medias mensuales (° C) entre la temperatura del agua del mar y la temperatura de la superficie isobárica de 850 hPa. Los valores máximos aparecen en rojo.

3.6 Actividad eléctrica durante el periodo 2006-2010

No todas las situaciones generadoras de precipitaciones que deparan más de 100 mm en 24 horas en algún punto de las provincias de Alborán, llevan asociadas descargas eléctricas. Sin embargo sí ocurre con un número destacable de ellas, por lo que parece conveniente extraer unas conclusiones sobre la distribución de rayos, a pesar de que no existe una correlación entre actividad eléctrica y cantidad total de precipitación recogida.

Aunque existen episodios de precipitaciones intensas ligadas a flujos húmedos con reducida inestabilidad que no suelen generar rayos, en bastantes ocasiones las situaciones de gran inestabilidad con precipitaciones copiosas pueden provocar destacable actividad eléctrica, especialmente en casos de convección profunda. Como es bien conocido, en casos de tropopausa baja o con inestabilidad muy concentrada en las capas bajas junto a superficie, especialmente en casos de flujo marítimo, pueden generarse rayos nube-tierra aunque en escasa cantidad, con anomalía de descargas positivas respecto al comportamiento normal. También es importante desglosar los rayos según las épocas, ya que en verano el predominio de rayos es absoluto en zonas del interior, alejadas de la costa, y en invierno y otoño existe una preferencia por el mar y la franja litoral y prelitoral que además posee una destacable orografía que facilita los ascensos.

Si nos fijamos directamente en el mapa de densidad de rayos nube-tierra en la zona de estudio durante el periodo 2006-2010 (figura 3.12), en general los máximos relativos de actividad eléctrica aparecen vinculados a áreas marítimas del litoral y prelitoral montañoso de las provincias de Málaga y Granada, levante almeriense y zonas montañosas del interior de todas las provincias, como la Serranía de Ronda, áreas nororiental y noroccidental de Granada y zonas interiores de la mitad norte de Almería, con especial incidencia en Filabres. También en la cercanía, aunque fuera de la zona de estudio, son reseñables las zonas montañosas del norte de las provincias de Jaén y Córdoba, así como el área conformada por el sur de Cádiz, el Estrecho y Ceuta.

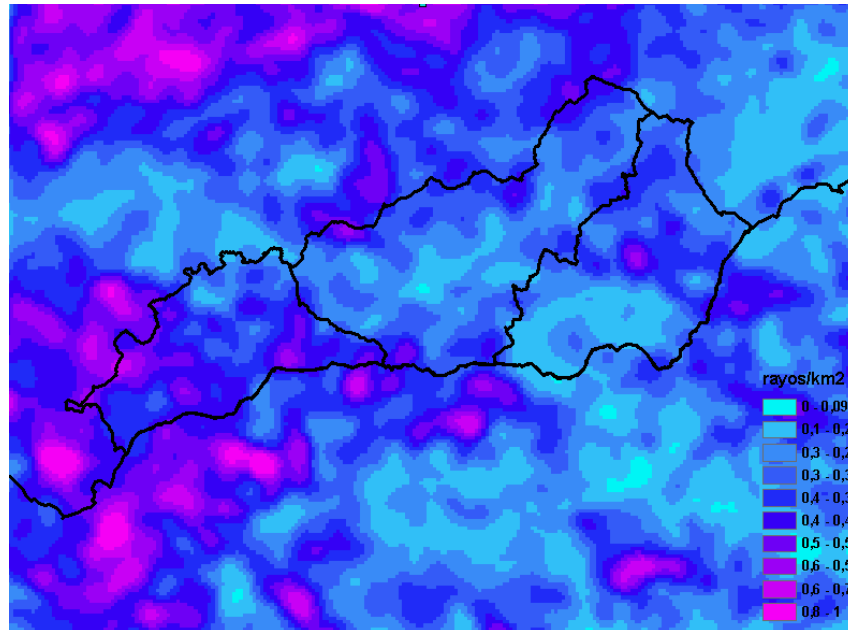


Figura 3.12. Distribución espacial anual de la densidad de rayos nube-tierra obtenida a partir de los datos del periodo 2006-2010 en la zona de Alborán.

De todos modos hay que discriminar los rayos en función de la época del año. Dos meses completamente diferentes en este sentido son junio y noviembre. Durante el mes de junio predominan las tormentas en zonas interiores, fuera de la protección de la capa de aire en contacto con el mar que al enfriarse sufre una inhibición de los movimientos convectivos.

Es en esta época cuando las tormentas se desencadenan en la mayoría de los casos por inestabilidad termodinámica, pero apoyadas de manera decisiva por las convergencias dinámicas en zonas como la parte norte de las provincias de Granada y Almería. Durante el día surge una configuración de bajas presiones en el interior, y altas en zonas costeras, lo que provoca una entrada de vientos del Oeste por el Valle del Guadalquivir, del Sur por el Valle del Guadalhorce y Valle de Lecrín, y desde el

Este por el Valle de Almanzora, fundamentalmente. Aunque la zona de convergencia en capas bajas varía dependiendo de la disposición de los flujos (con circulación de levante queda más al oeste que con poniente), normalmente la más significativa tiene lugar en la provincia de Granada (Sánchez-Laulhé et al., 1996).

Usualmente la inestabilidad es fruto de situaciones que en altura presentan flujo débil del oeste y vaguada térmica. Con ello las tormentas pueden formarse en la provincia de Granada e inmediaciones, y desplazarse hacia el Mediterráneo por los pasillos Oeste-Este (Sánchez-Laulhé et al., 1996). De ahí que los rayos nube-tierra presenten un máximo en la zona norte de Granada y Almería y un máximo relativo en otras zonas montañosas del área de estudio, destacando Sierra Nevada en sentido inverso por su escasa actividad (figura 3.13).

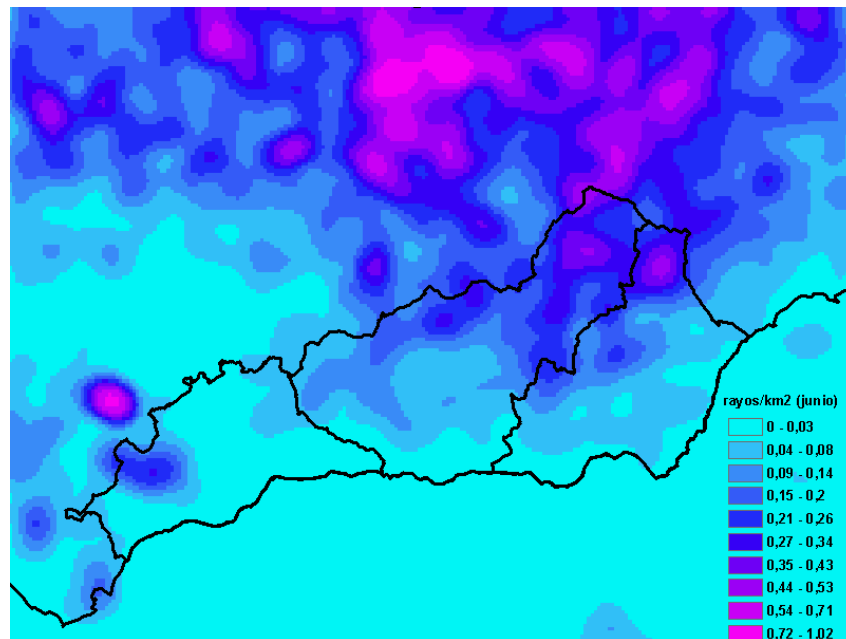


Figura 3.13. Distribución espacial del mes de junio de la densidad de rayos nube-tierra, obtenida a partir de los datos del periodo 2006-2010 en la zona de Alborán.

Es de destacar la importante actividad convectiva interior también durante los meses de primavera, especialmente en los meses de abril y mayo. Cuando más nos acercamos al verano, menor es la probabilidad de que las tormentas se produzcan en zonas litorales o cerca de la franja costera, siendo por el contrario las zonas más interiores las más proclives debido a la lejanía a un mar inhibidor de precipitaciones en la época estival, y al disparo convectivo en zonas de convergencia dinámico-orográfica.

Por lo que respecta al mes de noviembre, tenemos una distribución muy distinta, con rayos que surgen preferentemente en zonas marítimas y franja litoral, tanto de día como de noche, y con máximos relativos de mucha menor importancia en el interior debido a horas diurnas en las que han existido perturbaciones generadoras de importante inestabilidad.

Como se adivina en la figura 3.14, las zonas más afectadas son las del litoral de Málaga y el entorno marítimo del levante almeriense, seguidas por el litoral sur de Granada y en menor medida la parte occidental de la costa sur almeriense. En la representación sólo estamos considerando los rayos nube-tierra disponibles en la red de AEMET. Si hubiésemos considerado también los rayos nube-nube e intranube, hubiésemos dispuesto de valores mucho más elevados de densidad espacial.

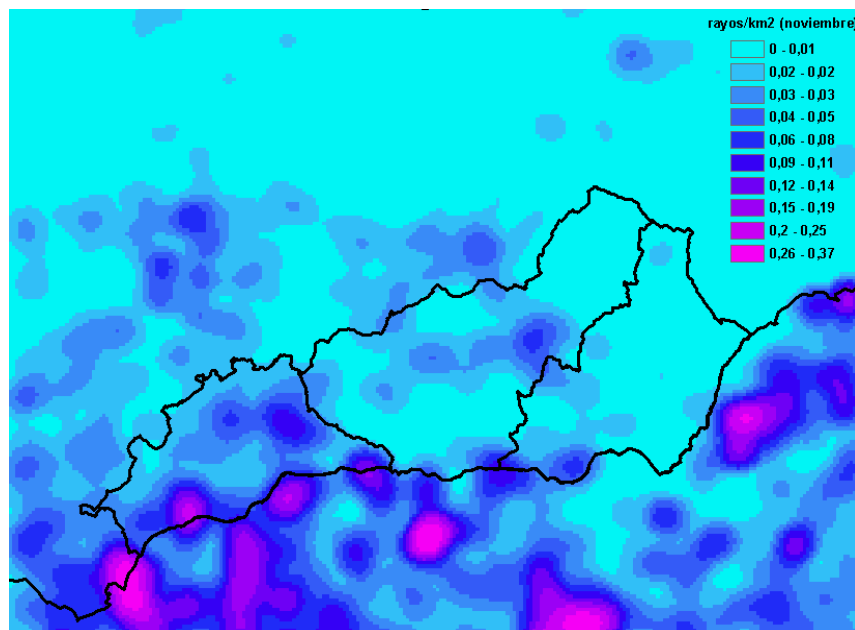


Figura 3.14. Distribución espacial del mes de noviembre de la densidad de rayos nube-tierra obtenida a partir de los datos del periodo 2006-2010 en la zona de Alborán.

Finalmente se procede a presentar una estadística simple de rayos nube-tierra en la zona referida en la figura 3.15.

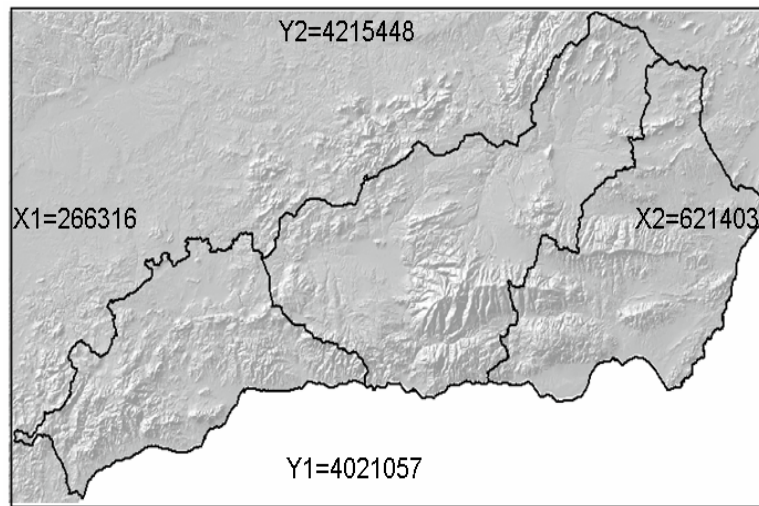


Figura 3.15. Área de estudio para la estadística de rayos. X, Y: coordenadas UTM.

Se observa que los meses más activos son septiembre y octubre (figura 3.16), precisamente aquéllos en los que se registra actividad eléctrica tanto en tierra como en mar. Le siguen, diciembre y agosto. En cambio es julio el mes en que menor es el número de descargas, debido sobre todo a la ausencia de rayos sobre el mar (salvo alguno que puede generarse en tormentas de niveles medios por encima de la capa límite), y a la escasa frecuencia del descuelgue de perturbaciones hasta las latitudes de la zona de estudio que impide por tanto la aparición de tormentas en el interior. Hay que hacer constar que en septiembre de 2007 se produjo el día con mayor actividad eléctrica de todo el periodo 2006-2010, con 8.100 rayos, principalmente concentrados en el día 21. De ahí en parte ese valor acumulado tan destacable que aparece en la gráfica en el mes de septiembre.

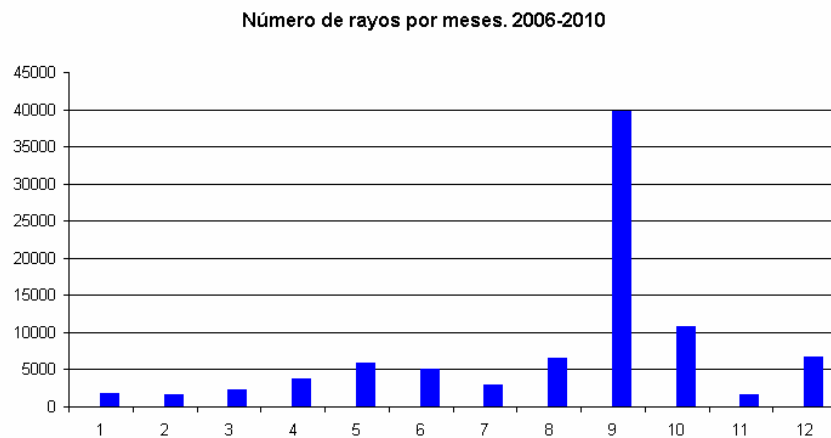


Figura 3.16. Reparto mensual del número de rayos nube-tierra.

En cuanto a la distribución horaria, destaca lógicamente la hora del caldeoamiento solar más acusado (entre las 14 y 16 UTC), con un máximo relativo durante la madrugada debido a las tormentas nocturnas marítimas de épocas principalmente “frías” (figura 3.17).

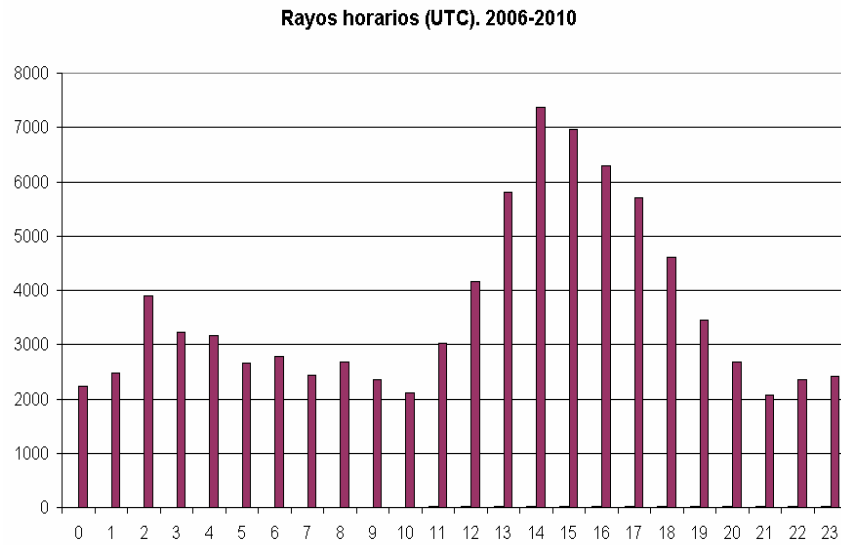


Figura 3.17. Reparto mensual del número de rayos nube-tierra por meses.

Por último, en cuanto se refiere a la polaridad, comentar que existe una abrumadora mayoría de rayos negativos frente a los positivos (figura 3.18), en una proporción aproximada de 6 a 1, aunque obviamente esto no es así en todas las fases de las tormentas.

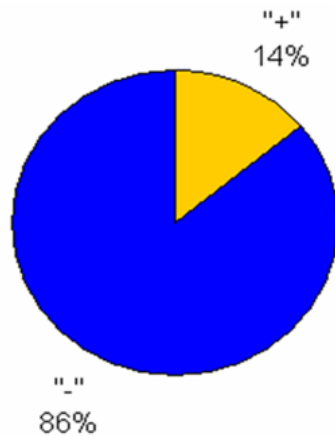


Figura 3.18. Porcentaje de rayos nube-tierra negativos y positivos en el periodo 2006-2010.

4. DATOS UTILIZADOS Y PATRONES ESPACIALES DE PRECIPITACIÓN

4.1 Precipitaciones intensas y selección de un umbral

La expresión precipitaciones intensas conlleva ciertas dosis de ambigüedad y no hay una uniformidad al hacer una calificación de las mismas, debido sobre todo al intervalo temporal de medida.

Según el léxico operativo de predicción en AEMET, este intervalo es de una hora, y por ello califica a las precipitaciones como débiles cuando se registran cantidades de hasta 2 mm en 1 hora, moderadas para precipitaciones entre 2 y 15 mm en 1 hora, fuertes cuando se recojan entre 15 y 30 mm en una hora, muy fuertes entre 30 y 60 mm en una hora, y finalmente torrenciales para precipitaciones que acumulen más de 60 mm en 1 hora.

Dentro del plan de avisos las precipitaciones fuertes generan alerta amarilla, las muy fuertes, naranja, y las torrenciales, roja. Con esta definición surgen ciertos inconvenientes. Uno de ellos es que cantidades de 14 mm recogidas en 10 minutos sin que llueva nada en los siguientes 50 minutos, serían entendidas como precipitaciones moderadas, y sin embargo alguien que haya sufrido las precipitaciones no dudaría en calificarlas como muy intensas aunque de corta duración.

Otro problema está relacionado con los casos, por ejemplo, en que se superan más de 100 mm en 24 horas, pero a un ritmo constante durante todo el periodo, lo que daría una intensidad media horaria de algo más de 4 mm/hora, lo que sería considerado como un caso de precipitaciones moderadas, a pesar del altísimo valor acumulado. No obstante también se usa otro intervalo para avisos de precipitaciones intensas, y es el de 12 horas. Así, AEMET emite alerta amarilla para precipitaciones que se espera que acumulen entre 40 y 80 mm en 12 horas, naranja para cantidades entre 80 y 120 mm en 12 horas, y roja para más de 120 mm en 12 horas.

Por otra parte la gran fuente de información disponible de precipitaciones en España, proviene fundamentalmente de la base de datos climatológica de AEMET, en la que hay registros pluviométricos de un gran número de estaciones (figura 4.1).

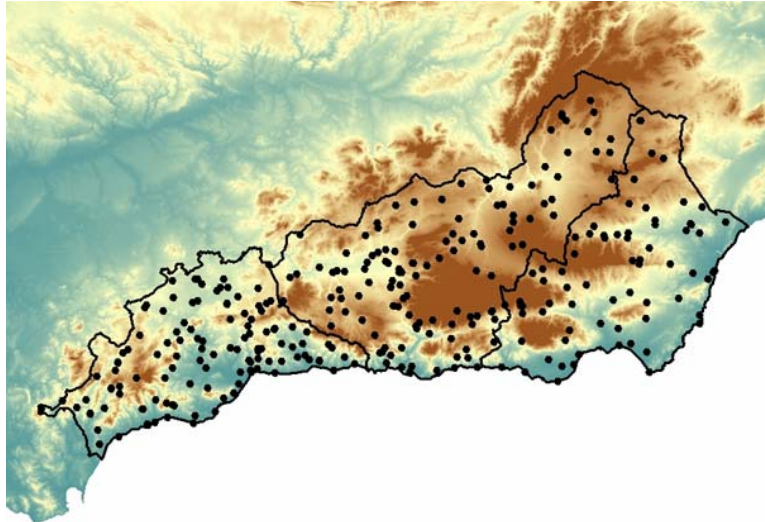


Figura 4.1. Estaciones pluviométricas disponibles en AEMET (más de 250), en las provincias de Alborán, durante el periodo 2006-2010

El problema es que sólo un reducido porcentaje de las mismas presenta información pluviométrica horaria. Por tanto habrá que recurrir a datos diarios (en 24 horas) para poder extraer una cantidad de datos suficientemente representativos de la zona y periodo seleccionados. De ahí que finalmente se haya optado por extraer información de precipitaciones en 24 horas, concretamente en el periodo denominado día pluviométrico, que va desde las 7 UTC del día considerado hasta las 7 UTC del día siguiente, debiéndose tener en cuenta este desfase respecto al día civil.

Por todo lo anterior, parece apropiado a continuación, seleccionar situaciones de precipitaciones intensas, en función de la superación de un valor umbral en 24 horas. Una vez hemos definido el día como el intervalo temporal para el estudio de lluvias intensas, se debe fijar la cantidad mínima de precipitación a considerar para identificar las precipitaciones intensas. Para la obtención de este umbral apropiado se ha escogido un periodo temporal de 5 años de datos, **entre los años 2006 y 2010**, ambos inclusive. Se puede considerar este intervalo suficientemente representativo tanto por el número de días incluidos como por la cercanía en el tiempo y la disponibilidad de información de distintos sensores para la caracterización meteorológica de los episodios seleccionados. De cara a fijar el umbral definitivo de precipitaciones intensas a considerar en el estudio, en primer lugar veremos el reparto de número de días para precipitaciones superiores a distintos valores (figura 4.2), destacando en este aspecto los meses de otoño e invierno sobre el resto.

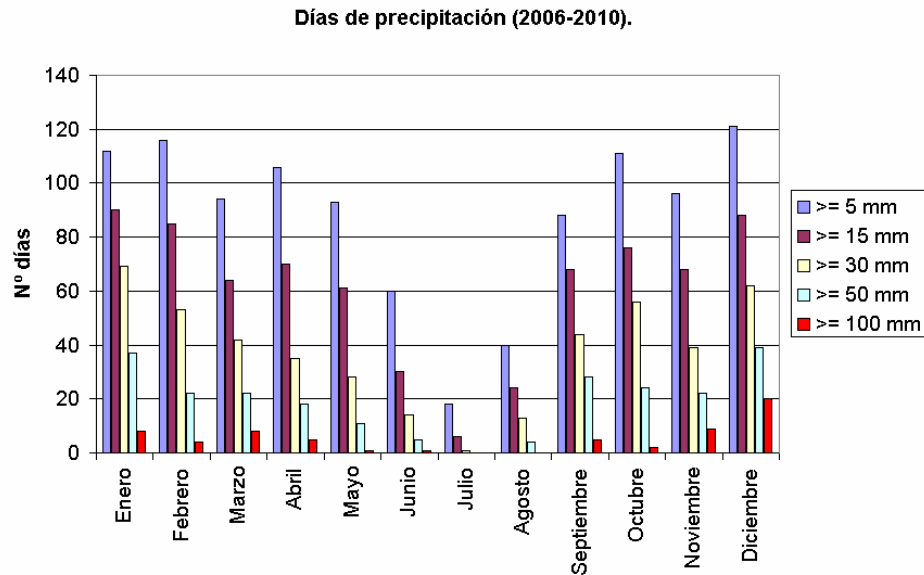


Figura 4.2. Número mensual de días de precipitación superior a 5, 15, 30, 50 y 100 mm en alguna estación pluviométrica de AEMET, en las provincias de Málaga, Granada y Almería, durante el periodo 2006-2010.

Lógicamente el número de días decrece muy rápidamente conforme aumentamos el umbral de precipitación en 24 horas (figura 4.3). Se aprecia que el porcentaje de días en que se ha superado en alguna estación el valor de 40 mm es de 18%, mientras que el umbral de 80 mm se supera en el 5,2% de los días, el de 100 mm en un 3,3% y el de 120% en un 2,0%.

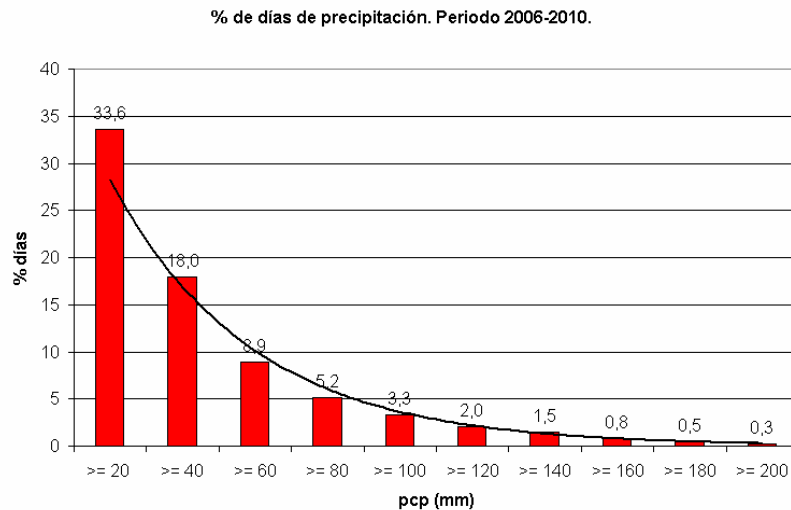


Figura 4.3. Porcentaje de días de precipitación superior a distintos valores umbrales en alguna estación de las provincias de Alborán durante el periodo 2006-2010.

En AEMET el intervalo para aviso amarillo en periodos largos de precipitación se encuentra entre 40 y 80 mm en 12 horas, mientras que el de naranja va desde 80 a 120 mm en 12 horas, quedando el rojo para cantidades superiores a 120 mm en 12 horas. Como en la red climatológica se dispone de valores en 24 horas en un gran número de estaciones, debemos tomar este intervalo temporal como referencia. Se ha escogido el **umbral de 100 mm en 24 horas**, al ser una cantidad que se produce en un escaso porcentaje de días (3,3% durante el periodo 2006-2010) y aproximadamente puede englobar bastantes episodios de aviso naranja (e incluso rojo) según el criterio de AEMET. También hay que tener en cuenta que existe cierta correlación lineal entre los valores de la precipitación diaria en 24 horas y la máxima precipitación en 1 hora, para cada una de las estaciones que registró más de 100 mm en 24 horas durante el periodo 2006-2010. El coeficiente de correlación lineal r , es en este caso de 0,62 (figura 4.4).

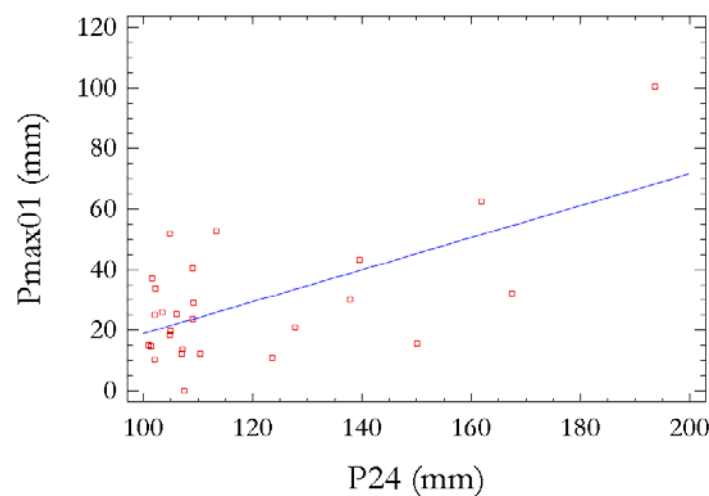


Figura 4.4. Correlación lineal entre el valor de la precipitación diaria (mm), en casos de más de 100 mm, y la precipitación máxima en una hora (mm) en estaciones con registros pluviométricos horarios.

Por tanto, extrapolando este resultado a todas las estaciones, en general existirá una cierta relación entre la cantidad de precipitación diaria en 24 horas (para valores superiores a 100 mm), y la precipitación máxima en 1 hora de ese día, pudiendo en bastantes casos calificar las precipitaciones como intensas no sólo a escala diaria sino también a escala horaria. Sin embargo no todas se comportarán así, y por tanto que aunque las precipitaciones sean intensas a escala diaria, con cantidades superiores a 100 mm, no siempre lo serán a escala horaria. No hay más que pensar en episodios de precipitaciones moderadas y muy persistentes que hayan podido generar en una estación un valor acumulado diario superior a 100 mm, pero con una intensidad máxima horaria que no haya superado el umbral de 15 mm en una hora.

4.2 Días que superaron 100 mm de precipitación

Como ya se ha establecido en el apartado anterior, se van a estudiar los días de precipitaciones intensas en las provincias bañadas por el mar de Alborán (Málaga, Granada y Almería) durante el periodo 2006-2010, entendiendo por días de precipitación intensa aquéllos en que se hayan superado 100 mm en 24 horas en alguna de las estaciones de la base de datos climatológica de AEMET.

De la figura 4.5 se desprende que la mayor cantidad de días de precipitación superior a 100 mm, se produce durante los meses de invierno (32). A continuación le siguen el otoño (16) y la primavera (14). Sin embargo, el verano se quedó con sólo 1 día (en el mes de junio).

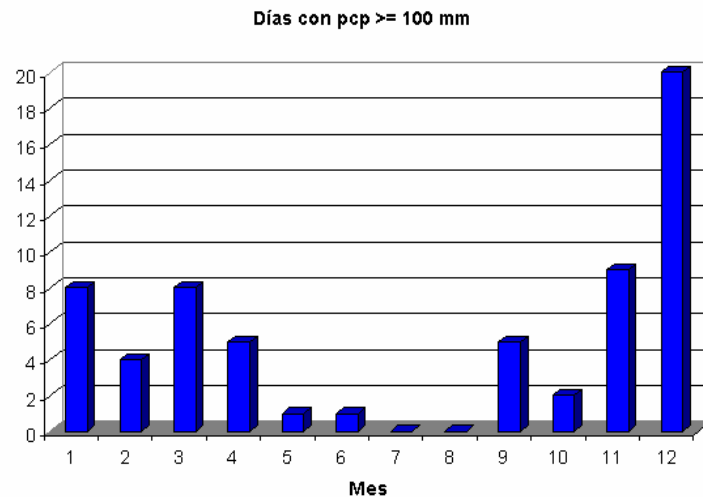


Figura 4.5. Reparto mensual de los días de precipitación superior a 100 mm en alguna estación de las provincias de Alborán durante el periodo 2006-2010.

En cuanto a la distribución espacial del número de días con precipitación superior a 100 mm en cada estación de la base de datos, existe un marcado gradiente oeste-este, sobresaliendo de manera extraordinaria la mitad occidental de la provincia de Málaga, seguida del extremo oriental de la provincia de Málaga y extremo este de Granada (figura 4.6).

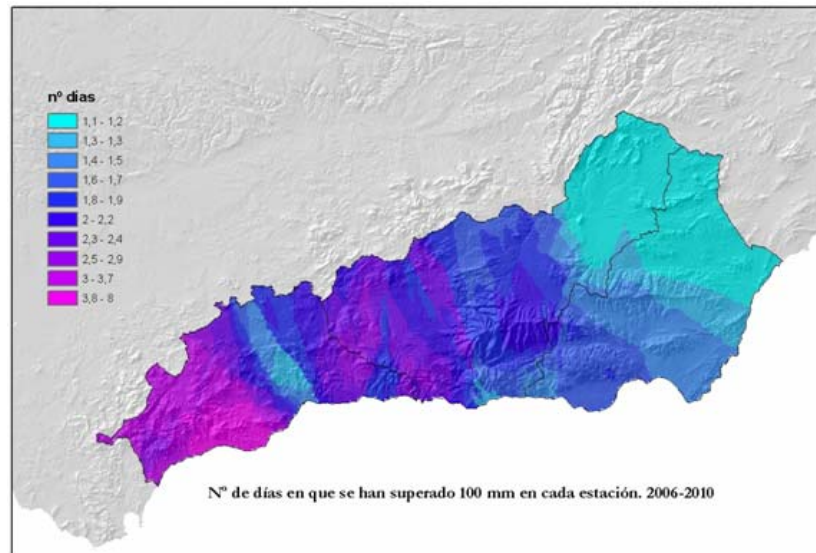


Figura 4.6. Distribución espacial del número de días de precipitación superior a 100 mm

Un rasgo muy interesante es el hecho de que la distribución espacial de las estaciones afectadas por precipitaciones superiores a distintos umbrales, cambia de manera considerable en función de éstos. La influencia de la proximidad del mar y las estribaciones montañosas litorales y prelitorales es determinante (figura 4.7). A la vista de la distribución de zonas afectadas en función de los umbrales de precipitación en 24 horas se pueden realizar las siguientes aseveraciones.

- Si consideramos 30 mm, las estaciones que han superado esa cantidad prácticamente se extienden por todo el territorio de estudio.
- Si tomamos como umbral el de 60 mm en 24 horas, se observa que las estaciones afectadas se reparten entre la franja costera y las estribaciones montañosas del interior, destacando por tanto la presencia marítima y el forzamiento orográfico, este último con o sin influencia de flujos procedentes del mar, como dos factores de gran importancia.
- Finalmente, si se fija el umbral en 100 mm en 24 horas, se aprecia nítidamente cómo casi sólo quedan estaciones emplazadas en el litoral o prelitoral. Apenas aparecen ya observatorios en el interior, salvo alguno puntual. Es por tanto que en este caso la influencia de los flujos marítimos, apoyados en muchas situaciones por el realce orográfico proporcionado por la presencia montañosa litoral o prelitoral, se erige en uno de los principales factores desencadenantes de estas precipitaciones intensas que dejan cantidades diarias superiores a 100 mm. No obstante lo anterior, también puede haber distintos tipos de combinaciones de flujos e inestabilidades que produzcan precipitaciones de más de 100 mm alejados de la franja litoral y montañas del prelitoral.

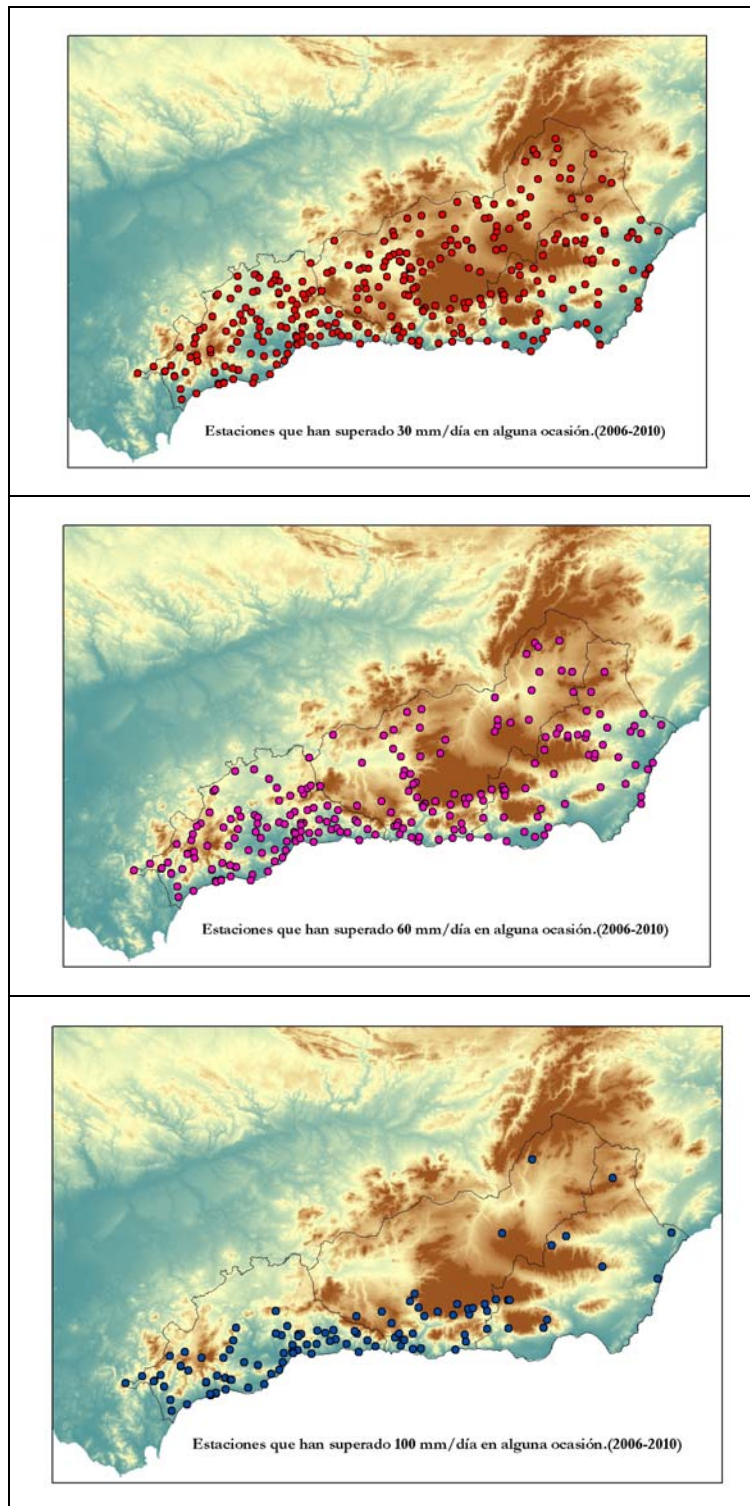


Figura 4.7. Distribución espacial de las estaciones que han recogido durante algún día, precipitaciones superiores a 30 (arriba), 60 (centro) y 100 (abajo) mm en 24 horas, durante el periodo 2006-2010.

Merece la pena reseñar que de las conclusiones obtenidas hasta ahora, y de las que se van a extraer sobre el comportamiento meteorológico de las situaciones que ocasionan más de 100 mm en 24 horas, no se puede realizar una extrapolación a todos los casos. De hecho existen episodios de gran intensidad pluviométrica horaria pero de corta duración, que no totalizan valores demasiados altos de precipitación, los cuales pueden tener otro tipo de genealogía y disparo, como por ejemplo las tormentas terrestres que se desarrollan en determinadas zonas del interior durante primavera-verano, con o sin forzamiento dinámico en capas medias-altas.

4.3 Muestra de episodios seleccionados

Finalmente, tal y como se ha comentado, se ha impuesto el criterio de considerar como precipitaciones intensas, aquéllas en que se superó el valor de 100 mm en 24 horas en alguna estación de la red climatológica de AEMET en las provincias de Málaga, Granada y Almería durante el periodo 2006-2010. Para determinar estos días se ha realizado una depuración espacial de los datos que permita confirmar su validez, al mismo tiempo que se ha contrastado su fiabilidad mediante el uso de información procedente de la red de radares de AEMET y otras fuentes de información de redes de estaciones pluviométricas de otros organismos.

Con el objetivo de caracterizar mejor las situaciones de este tipo de precipitaciones intensas y no tener en cuenta al mismo tiempo varios días seguidos de manera diferente, se han agrupado cada serie de días consecutivos que superan el umbral, en un único episodio representativo de todos ellos. Se persigue por tanto caracterizar diferentes tipos de situaciones sin tener en cuenta días similares consecutivos. Así se dispondrá más bien de **episodios en vez de días de precipitación superior a 100 mm**. Si entre varios días consecutivos de precipitaciones intensas ha habido al menos un día intermedio en el que no se ha superado el umbral, en estos casos se contabilizarán dos episodios: uno el anterior y otro el posterior. No obstante para cada episodio de días continuados con precipitación superior a 100 mm en algún punto, se ha elegido como representante el día en que se registró el valor de máxima precipitación en un punto, surgiendo así finalmente 27 episodios o situaciones de lluvias intensas en las que se ha superado el valor de 100 mm en alguna estación.

Surge así la tabla 4.1 de días pluviométricos (de 7 UTC a 7 UTC del día siguiente) representantes de cada uno de los episodios de precipitaciones superiores a 100 mm/día durante el periodo 2006-2010 en las provincias de Alborán, que se erigen en la muestra de estudio de este tipo de precipitaciones cuyo comportamiento se tratará de pormenorizar. Las columnas incluidas en dicha tabla son: caso, año, mes, día pluviométrico, precipitación máxima (mm), estación donde se registró el valor máximo de precipitación, las provincias en las que en alguna de sus estaciones se superó el valor de 100 mm (Málaga, Granada, Almería), y el número total de estaciones que superaron 100 mm/día.

Caso	Año	Mes	Día	Pcp máx	Estación Máx	MGA	Nº Est. 100
1	2006	1	14	108,0	MIJAS	M	1
2	2006	3	19	125,0	CORTES FRONTERA	M	2
3	2006	5	3	167,0	PULPI	A	1
4	2006	11	6	165,5	OJÉN	M	8
5	2007	1	27	110,0	MARÍA	A	1
6	2007	2	8	100,0	CORTES FRONTERA	M	1
7	2007	9	13	100,2	GOR	G	1
8	2007	9	21	188,2	NERJA	MG	13
9	2007	12	21	145,2	ESTEPONA	M	4
10	2008	3	19	110,0	OLIAS	M	1
11	2008	4	8	115,0	BENAOJAN	M	1
12	2008	9	26	206,0	OJEN	M	2
13	2008	10	10	130,0	ALCONTAR	A	1
14	2008	10	31	145,0	CORTES FRONTERA	MG	20
15	2008	11	28	103,5	FELIX	A	1
16	2008	12	28	153,0	OJEN	M	1
17	2009	2	1	170,0	BENAMARGOSA	M	2
18	2009	12	23	310,0	TREVELEZ	MGA	42
19	2010	1	6	121,0	COMARES	M	1
20	2010	1	23	140,0	BENAHAVIS	M	2
21	2010	1	26	163,5	MOJACAR	A	2
22	2010	2	15	160,0	OJEN	MG	21
23	2010	4	15	121,0	COIN	M	2
24	2010	6	9	117,0	CORTES FRONTERA	M	1
25	2010	11	27	121,0	MIJAS	M	4
26	2010	12	6	105,3	RONDA	M	1
27	2010	12	22	271,0	CASARES	M	3

Tabla 4.1. Días seleccionados correspondientes a cada una de los 27 episodios de la muestra de estudio de situaciones de precipitaciones superiores a 100 mm en alguna estación de las provincias de Alborán, durante el periodo 2006-2010. Explicación en el texto.

Para disponer de la distribución geográfica de las precipitaciones de cada una de las 27 situaciones, se procedió a su representación espacial mediante un sistema de información geográfica, a partir de un método de interpolación tipo “*Krigging*”, destacando las estaciones que superaron el valor de 100 mm. Como ejemplo de cuatro de las situaciones seleccionadas, se muestra la figura 4.8.

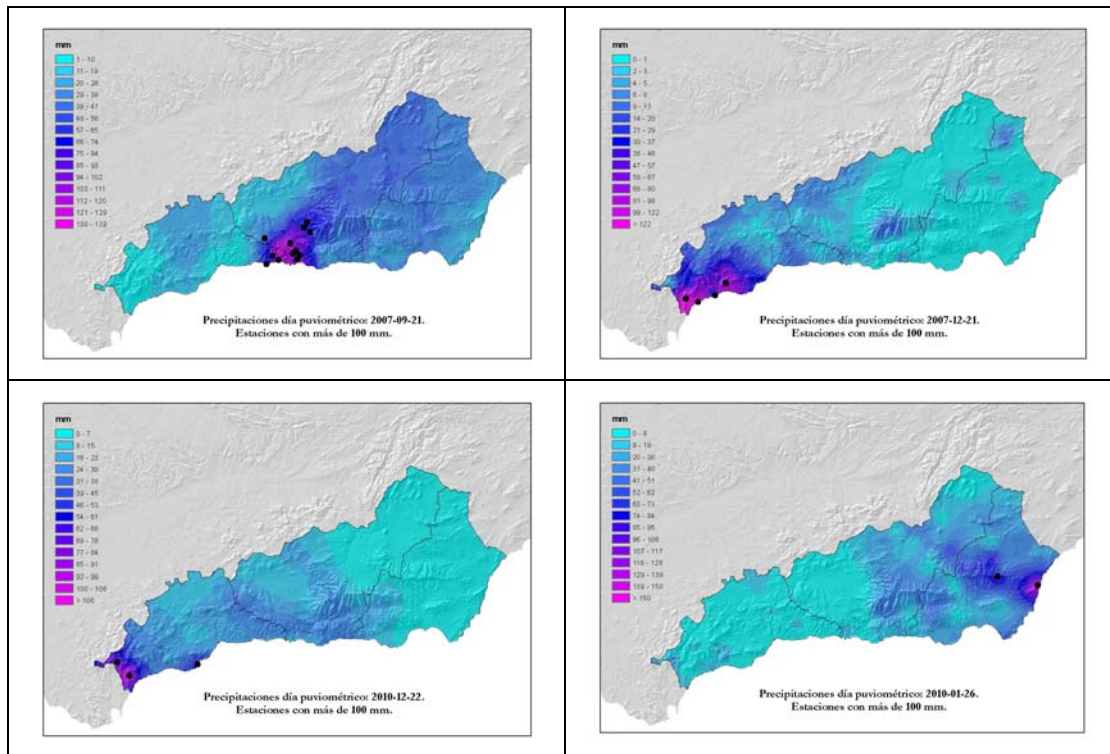


Figura 4.8. Precipitaciones diarias de 4 casos de los 27 episodios seleccionados de precipitaciones de más de 100 mm/día. Se marcan con un circulito negro las estaciones que superaron ese valor umbral.

En cuanto a los episodios resultantes, hay una mayor frecuencia de casos en invierno (meses de DEF) y otoño (SON). En cambio en primavera (MAM) hay bastantes menos, y en verano (JJA) tan sólo uno en junio (figura 4.9).

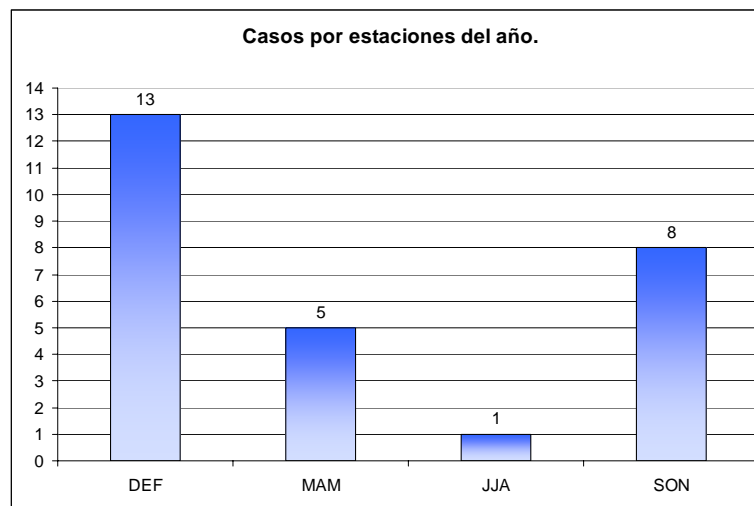


Figura 4.9. Distribución estacional de los casos seleccionados.

La provincia más afectada según los episodios disponibles, fue Málaga con 20, seguida por Granada y Almería, ambas con 7, ya que hubo días en que se vieron afectadas varias provincias al mismo tiempo. En 16 casos se superaron 100 mm/día sólo en la provincia de Málaga, en 1 caso sólo en la provincia de Granada, en 5 casos sólo en la provincia de Almería, en 4 casos en Málaga y Granada, y en 1 día en Málaga, Granada y Almería simultáneamente (figura 4.10).

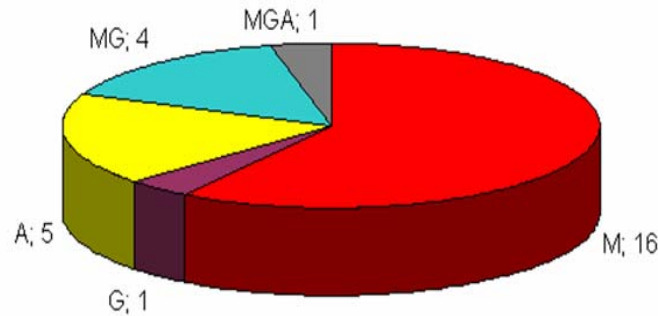


Figura 4.10. Distribución de las provincias (Málaga, Granada y Almería) afectadas en cada caso.

Por último se presenta en la figura 4.11, la localización de las estaciones que registraron el máximo de precipitación en cada uno de los 27 episodios, destacando especialmente las estaciones malagueñas de Cortes de la Frontera (en la Serranía de Ronda) con 4, y Ojén (en el prelitoral, a caballo entre la Costa del Sol y la Sierra de las Nieves), con 3 casos.

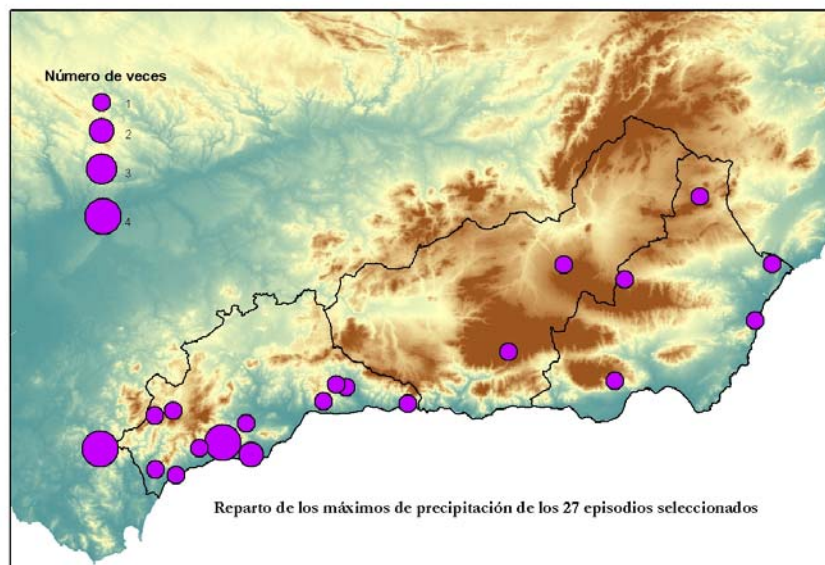


Figura 4.11. Localización espacial de cada uno de los 27 máximos diarios de precipitación.

4.4 Patrones espaciales asociados a la muestra de estudio

4.4.1 Metodología utilizada

Se pretende identificar los patrones de distribución espacial de las lluvias intensas que afectan a las provincias andaluzas bañadas por el mar de Alborán (Málaga, Granada y Almería), a partir de la muestra correspondiente a los episodios de precipitaciones intensas (más de 100 mm en al menos una estación) en la zona anteriormente referida, durante el periodo comprendido entre los años 2006 y 2010. Recapitulando, la información de partida procede de los datos diarios de precipitación, en mm, del periodo que va desde las 7 UTC de un día hasta las 7 UTC del día siguiente, y proceden de la base de datos de AEMET. Se han seleccionado 27 días (tabla 4.1), cada uno representativo de los 27 episodios en los que se superó el valor de 100 mm en 24 horas durante el periodo referido. Se ha escogido un día por episodio, ya que durante algunos episodios se recogieron más de 100 mm en cada uno de varios días consecutivos. Para ello se ha tomado como criterio la selección del día del episodio en el que se registró el mayor valor, siempre por encima obviamente del valor umbral diario determinado de 100 mm. Una vez hecha la depuración de los datos originales, eliminando los registros sospechosamente erróneos, quedan los datos validados correspondientes a las estaciones que tuvieron medición de precipitación durante el periodo considerado. No se ha considerado necesario hacer extrapolaciones para relleno de lagunas en algunas estaciones, por lo que finalmente se opta por seleccionar únicamente 100 estaciones con datos durante todos esos 27 días (figura 4.12). El periodo elegido de 5 años consecutivos, próximos al actual se considera suficiente para este estudio al disponerse de un número adecuado de situaciones, en general representativas de los episodios de precipitaciones de gran relevancia pluviométrica referida a valores totales acumulados en 24 horas.

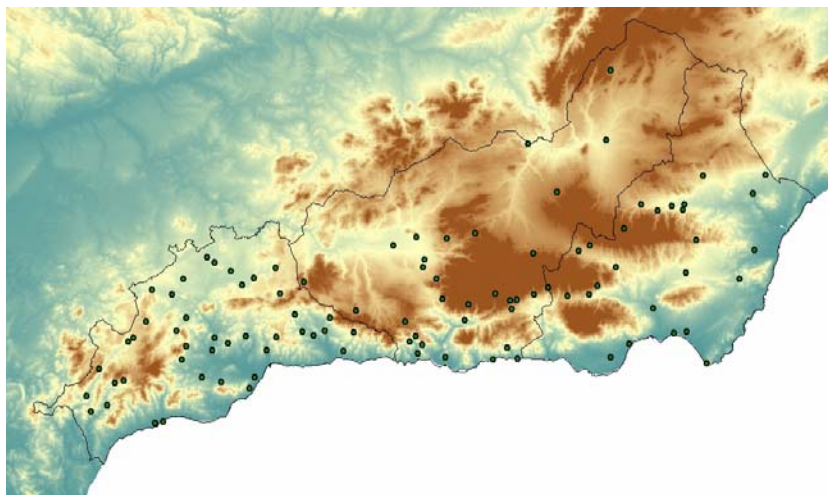


Figura 4.12. Estaciones consideradas para el estudio espacial de las precipitaciones intensas, con la condición de disponibilidad de datos en los 27 casos de la muestra de estudio.

A estos datos se les va a aplicar una técnica estadística objetiva de clasificación como es la de análisis cluster o de conglomerados, que permita considerar espacialmente las distintas áreas generalmente afectadas por este tipo de precipitaciones intensas. Esta clasificación objetiva será interpretada y confrontada con la climatología de lluvias de la zona. Se intenta por tanto la obtención de una serie de grupos que destaquen el papel preponderante de una orografía compleja y su influencia en los principales tipos de flujos húmedos. En resumidas cuentas, el objetivo es agrupar los días que ocasionan distribuciones geográficas similares de precipitaciones intensas.

El método persigue juntar los días con análogo reparto espacial de las lluvias copiosas, independientemente de las cantidades de precipitación en modo absoluto (Romero et al., 1999, 1999b, 1999c; Penarrocha et al., 2002). O lo que es lo mismo, encontrar las preferentes localizaciones y morfologías de los focos de lluvias intensas. Finalmente para cada conglomerado se presentarán los patrones meteorológicos sinópticos medios asociados a cada uno de ellos. A partir de ahí se pueden interpretar las distintas situaciones atmosféricas conducentes a los distintos patrones espaciales. Un método estadístico usual para obtener clasificaciones objetivas es el análisis de conglomerados, que suele ir precedido por otra técnica denominada análisis de componentes principales cuya finalidad es la reducción de datos y de su dimensión, conservando los modos fundamentales de la varianza. Así es posible describir la variación de datos de manera más simple, a partir de un número reducido de combinaciones lineales ortogonales de los mismos (Anderberg, 1973; Hair, 1995). El análisis de componentes principales además de reducir el número de variables, asegura que sólo son considerados los principales modos de variación de los datos.

El método seguido consiste en aplicar un análisis de componentes principales a la matriz de la modalidad T (día a día), y posteriormente un análisis de conglomerados sobre los componentes principales extraídos. Por tanto en primer lugar se utilizan los datos de precipitación de los 27 días y se somete a la matriz de correlación en el modo T (día a día) a un análisis de componentes principales. Esta matriz contiene las correlaciones entre los días seleccionados, calculadas a partir de los valores de precipitación registrados en las 100 estaciones disponibles. Para decidir el número de componentes principales a retener, se utiliza el *Scree test* (figura 4.13), teniéndose en cuenta finalmente los primeros 13 componentes principales no rotados, con autovalores superiores a 1.

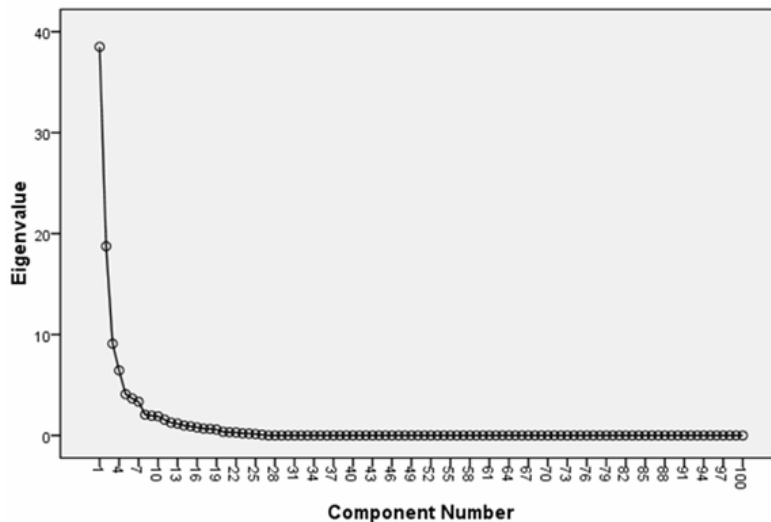


Figura 4.13. Gráfico de sedimentación (*Scree Plot*) obtenido mediante el paquete estadístico SPSS

Estos 13 componentes principales representan el 93,8 % del total de la varianza, que es un valor explicado muy aceptable, mas aún teniendo en cuenta la compleja naturaleza de la precipitación y el número de pluviómetros utilizados. Posteriormente, a las componentes principales retenidas se les aplica un análisis de conglomerados que permite agrupar objetos (en este caso días caracterizados por su precipitación), en un determinado número de grupos de tal manera que los objetos de cada clase guardan cierta semejanza entre ellos y marcadas diferencias con los de otros grupos. Se obtienen así grupos de parecida distribución espacial de la precipitación. Para llevar a cabo esta técnica de análisis de conglomerados se utilizó el método de las k-medias. Tras varias pruebas distintas respecto a la imposición a priori del número de grupos a obtener, se decide finalmente un número de 5 que permite a posteriori una explicación lógica de los patrones en función del conocimiento de la climatología de precipitaciones en la zona de estudio. Por tanto se considera adecuada la obtención de estos cinco grupos para la descripción de los patrones espaciales reales de las precipitaciones intensas en la vertiente peninsular de Alborán. En la figura 4.14 se pueden contemplar las distancias entre los 5 clusters.

Cluster	1	2	3	4	5
1		4257,492	4077,349	5221,253	3172,177
2	4257,492		4296,557	6376,963	4311,133
3	4077,349	4296,557		7856,896	1671,887
4	5221,253	6376,963	7856,896		7343,074
5	3172,177	4311,133	1671,887	7343,074	

Figura 4.14. Distancias entre clusters obtenidas a partir del paquete estadístico SPSS

En cuanto a los miembros de cada cluster, el análisis da como resultado que el cluster E es el más numeroso con 17 miembros, seguido del A y del C con cuatro cada uno. En cambio los clusters B y D cuentan con un único representante, aunque se ha decidido su inclusión por presentar características diferenciales que serán comentadas más adelante. En la tabla 4.2 se realiza el desglose de los miembros de cada conglomerado.

	Casos pertenecientes a cada cluster
Cluster A	14, 17, 22, 25
Cluster B	8
Cluster C	3, 5, 13, 21
Cluster D	18
Cluster E	1, 2, 4, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 15, 16, 19, 20, 23, 24, 26, 27

Tabla 4.2. Composición final de los clusters o conglomerados obtenidos.

Queda comentar que en esta ocasión, y atendiendo a la naturaleza propia de los datos, el análisis cluster realizado a las componentes principales retenidas apenas muestra diferencias significativas con la realización del análisis cluster directamente a los datos originales.

4.4.2 Descriptiva de los patrones seleccionados

Para visualizar las distintas distribuciones de las precipitaciones para cada cluster o grupo, se procede al cálculo de la precipitación promedio para los días incluidos en cada uno de los grupos, obteniéndose la figura 4.15.

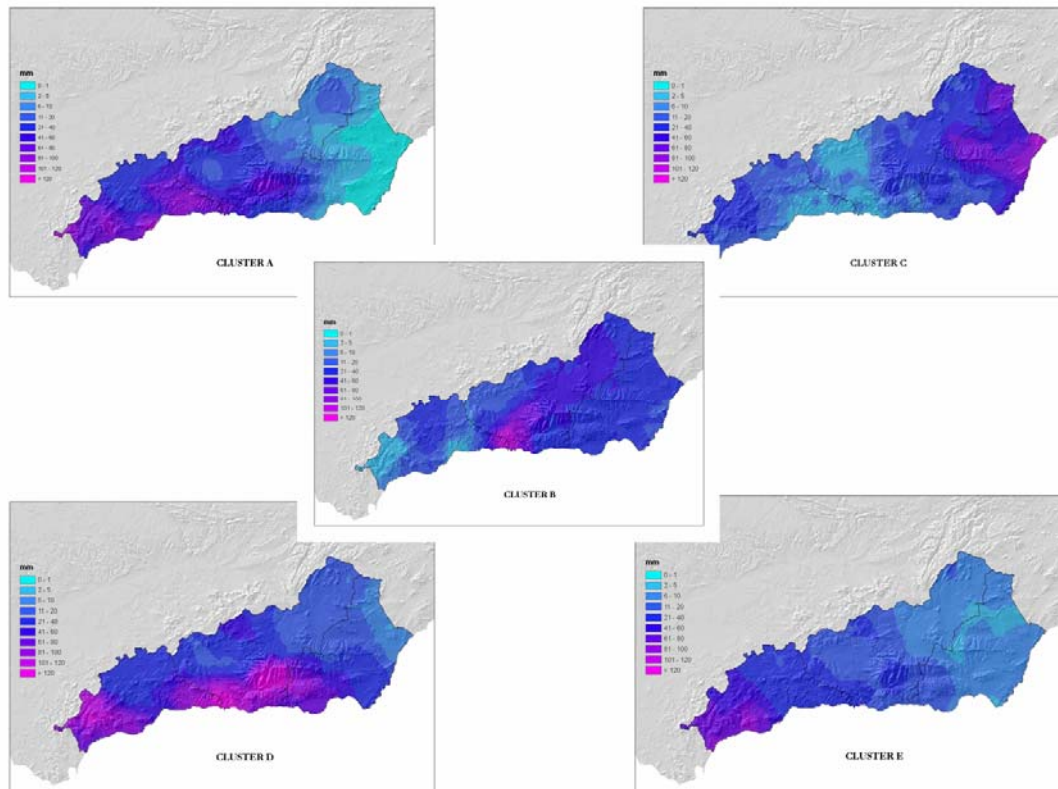


Figura 4.15. Distribución espacial de los 5 clusters obtenidos.

Es importante aclarar que lo reseñable son las distribuciones espaciales de la precipitación de cada grupo o cluster, o sea su configuración geográfica, y no la referencia absoluta de los valores cuantitativos de precipitación.

Cada uno de los grupos aparece relacionado con diversos elementos orográficos locales bien reconocidos. Opcionalmente se podría haber reducido el número de grupos a obtener. Por ejemplo si hubiésemos impuesto la obtención de cuatro grupos, el cluster B (con el caso 8 como único miembro), podría haber desaparecido y pasar a quedar incluido en otro cluster, pero se ha preferido dejarlo para poder explicar un tipo de situaciones excepcionales que se presentan con escasa frecuencia, pero de gravísima repercusión pluviométrica. Asimismo el cluster D también tiene un único miembro, el caso 18, que tiene algunas connotaciones diferenciales de interés. Es por todo lo anterior por lo que se ha convenido en dejar una clasificación con 5 conglomerados, tres realmente bastante numerosos y por tanto muy típicos o representativos, y dos con tan sólo un miembro cada uno, y por tanto de mucha menor representatividad pero indicadores de la existencia de ciertas configuraciones singulares muy peligrosas.

Cada uno de estos cinco patrones espaciales de precipitación se encuentra asociado a una determinada configuración atmosférica de tipo sinóptico. Para poner de manifiesto los distintos patrones meteorológicos fundamentales, se ha obtenido para cada grupo la media de los campos de altitud geopotencial en 500 y 925 hPa, de cada uno de sus miembros (días). Estos campos, aunque básicos, contienen información esencial, explícita o implícitamente, de procesos dinámicos y termodinámicos asociados con el desencadenamiento de precipitaciones (Romero, 1999). Por un lado el flujo en 500 hPa proporciona información sobre el forzamiento dinámico debido a advección de vorticidad en niveles superiores, y el nivel de 925 hPa representa los flujos en niveles bajos que son necesarios para provocar una advección cálido-húmeda procedente de una masa de aire predominantemente con recorrido marítimo y una posterior interacción con las estribaciones orográficas litorales y prelitorales de la zona de estudio. Los datos de las variables atmosféricas han sido obtenidos a partir de los reanálisis del ERA-Interim (Dee et al., 2011) del Centro Europeo para la Predicción de Plazo Medio (*ECMWF*) a 0, 6, 12 y 18 UTC, recuperándose los niveles de superficie y los estándar de presión a 1000, 925, 850, 700, 500, 300 y 50 hPa, interpolados finalmente a una resolución horizontal de 0.25° en latitud y longitud. Los campos finales asociados a cada escenario se han construido a partir de las medias de los diferentes días de la muestra seleccionada de precipitaciones, utilizándose para cada día el análisis del ERA-Interim más cercano a la hora de las precipitaciones más intensas. Para los cálculos y la visualización de las variables de altitud geopotencial, se ha usado el software *Metview* del *ECMWF*.

Veremos seguidamente los patrones de distribución espacial relacionados con cada grupo y las configuraciones asociadas de geopotencial en 500 y 925 hPa, con sus distintas particularidades. El marco preferentemente común de precipitaciones importantes en el Mediterráneo recogida ya en numerosos trabajos del siglo XX (Jansá, 1966; Miró-Granada, 1974; Capel Molina, 1980, 1989, 1990; García Dana et al., 1982; Rivera y Martínez, 1984; Rivera, 1990; Jansá, 1997; Riosalido, 1990; Romero et al., 1999b) se relaciona con la presencia de una perturbación en capas medias-altas de la atmósfera que genera en superficie una configuración que a su vez provoca en los niveles bajos de la troposfera, un flujo cálido-húmedo sobre las costas y estribaciones orográficas litorales. No obstante y a pesar del marco sinóptico, hay mecanismos de menor escala (meso y micro), que condicionan la posición y la intensidad de las precipitaciones intensas. Seguidamente se caracterizan cada uno de los 5 clusters.

○ **Cluster A** (4 miembros)

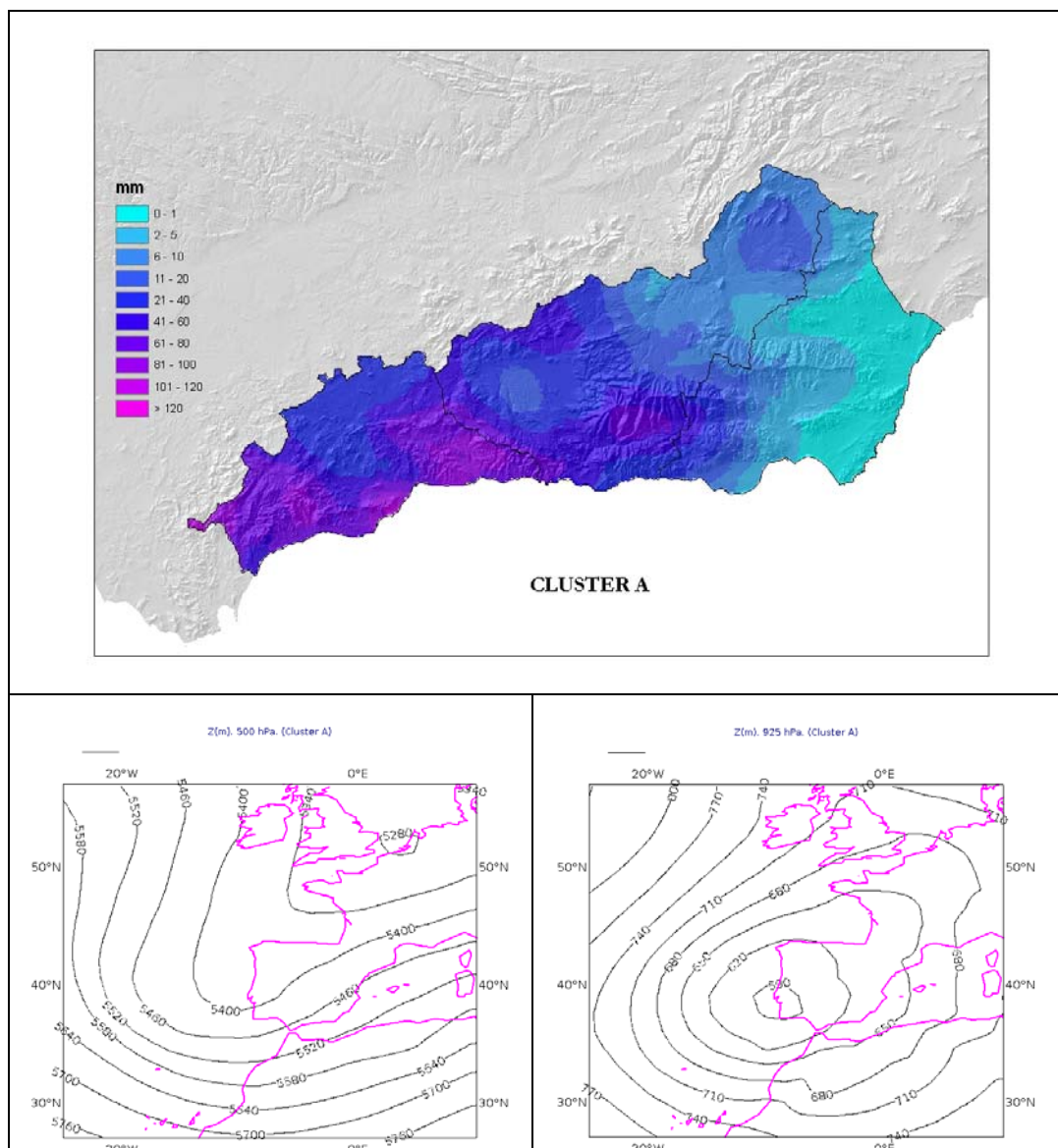


Figura 4.16. Arriba: distribución espacial de precipitación (mm) del cluster A.
Abajo: a la izquierda campo de altitud geopotencial (m) en 500 hPa, y a la derecha el de 925 hPa.

Este grupo que aglutina 4 miembros (figura 4.16), presenta una distribución de precipitaciones con varios máximos relativos situados en varios lugares de las provincias de Málaga y Granada.

En la provincia de Málaga aparece un máximo abarcando parte del litoral y prelitoral occidental de la costa del Sol, desde Fuengirola hasta Marbella, penetrando algo al interior y afectando especialmente a la Sierra de Mijas, Sierra Blanca y Sierra Bermeja. Los términos municipales de Mijas y Ojén a menudo se erigen en los puntos donde se recogen los valores más reseñables. Otro máximo se encuentra en la Sierra de Ronda, zona expuesta a una importante gama de flujos, que en este caso son húmedos del oeste-suroeste. El último de la provincia de Málaga aparece localizado en los montes de Málaga, muy próximos al litoral y a la capital, extendiéndose hacia el este por la costa y penetrando en la comarca de la Axarquía, incidiendo finalmente en las sierras de Almijara y Tejeda. Llama la atención el mínimo relativo muy marcado a lo largo del valle del río Guadalhorce, a sotavento del flujo incidente en estos casos, procedentes del oeste-suroeste en niveles bajos. También se ve afectada la franja litoral del extremo suroccidental de la provincia de Granada, y lógicamente Sierra Nevada, recogiendo precipitaciones menos importantes en la mitad norte de dicha provincia. Por el contrario en Almería las precipitaciones normalmente resultan escasas, especialmente en el tercio más oriental.

En cuanto a la distribución de los sistemas sinópticos, la configuración media evidencia la presencia de una baja, tanto en 500 como en 925 hPa, centrada en la fachada atlántica en un entorno muy próximo a la península, preferentemente localizado cerca de Lisboa. En niveles bajos, el flujo húmedo suele ser nítidamente del oeste-suroeste en las zonas que se ven singularmente afectadas por las precipitaciones, como se puede apreciar en el nivel de 850 hPa de la figura 4.17.

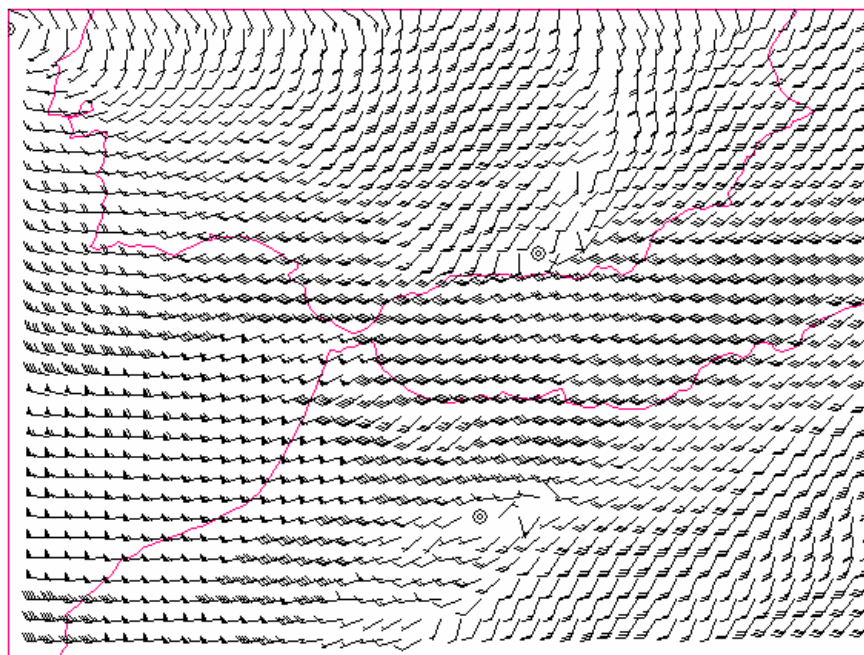


Figura 4.17. Viento (Kt) en 850 hPa, en una situación típica de sur-suroeste propia del cluster A.

○ **Cluster B** (1 miembro)

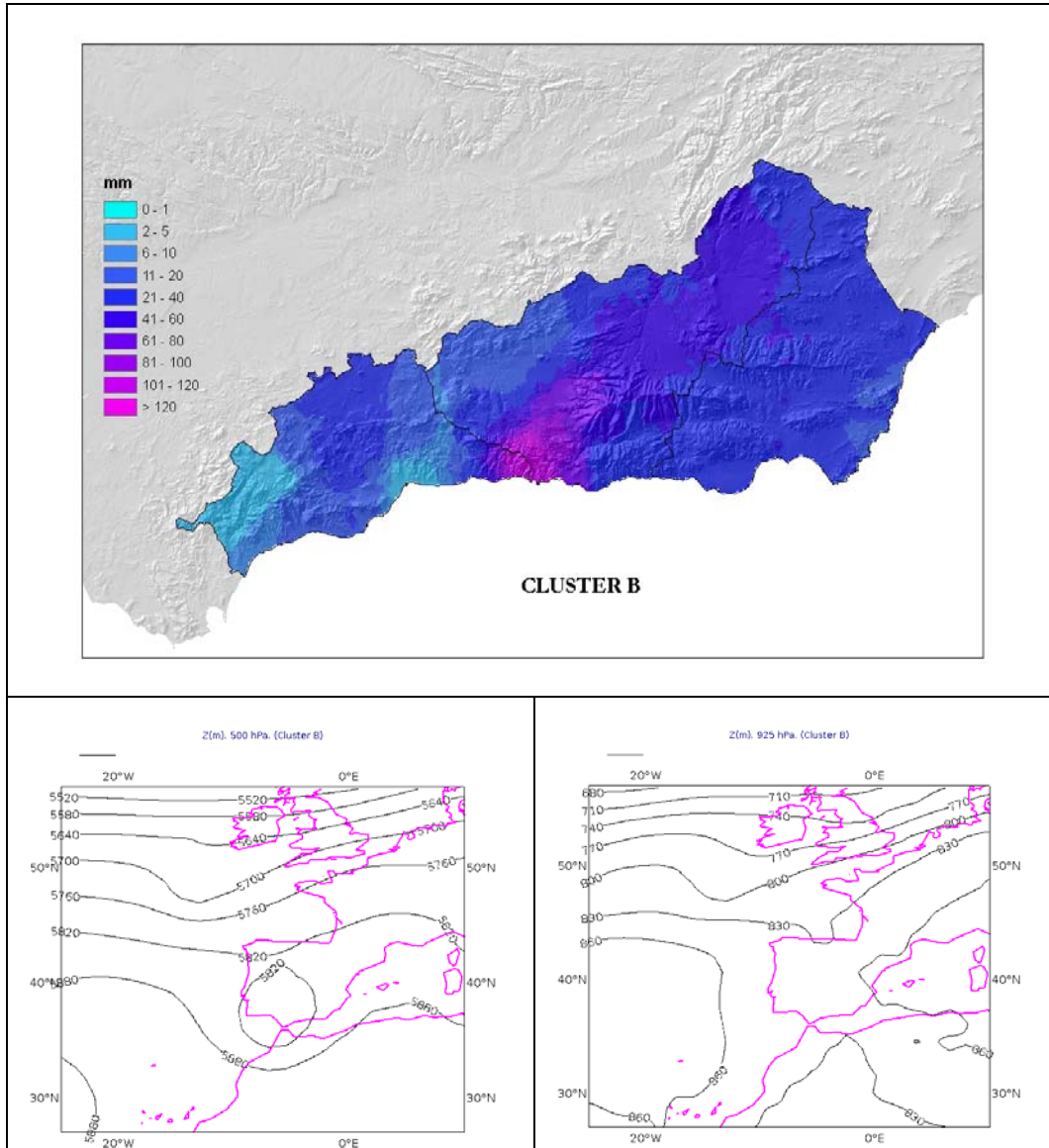


Figura 4.18. Arriba: distribución espacial de precipitación (mm) del cluster B.
Abajo: a la izquierda campo de altitud geopotencial (m) en 500 hPa, y a la derecha el de 925 hPa.

Realmente este grupo está constituido por un solo miembro o situación. Se trata de un cluster singular, donde la precipitación, muy importante, está muy constreñida en una zona de dimensiones relativamente reducidas, localizada en el litoral y prelitoral del este de la provincia de Málaga y oeste de la de Granada. Concretamente los municipios de Nerja, Torrox y Vélez en la Axarquía malagueña, y Cazulas y Otívar algo al interior de la costa Tropical, son los más afectados en este tipo de episodios.

Este cluster no es representativo por sí mismo de un grupo específico de situaciones, sino que ha sido seleccionado objetivamente mediante el análisis de conglomerados, debido a un confinamiento espacial muy acusado de un episodio de precipitaciones de gran intensidad (figura 4.18).

En el análisis sinóptico nos encontramos con una configuración de baja aislada en niveles altos centrada sobre la zona del Gibraltar-Golfo de Cádiz. En 925 hPa ninguna configuración destacable en la zona, marcada más bien por una especie de pantano barométrico.

En 850 hPa el flujo es débil, de componente sur sobre la zona afectada (figura 4.19), apareciendo además una zona de convergencia.

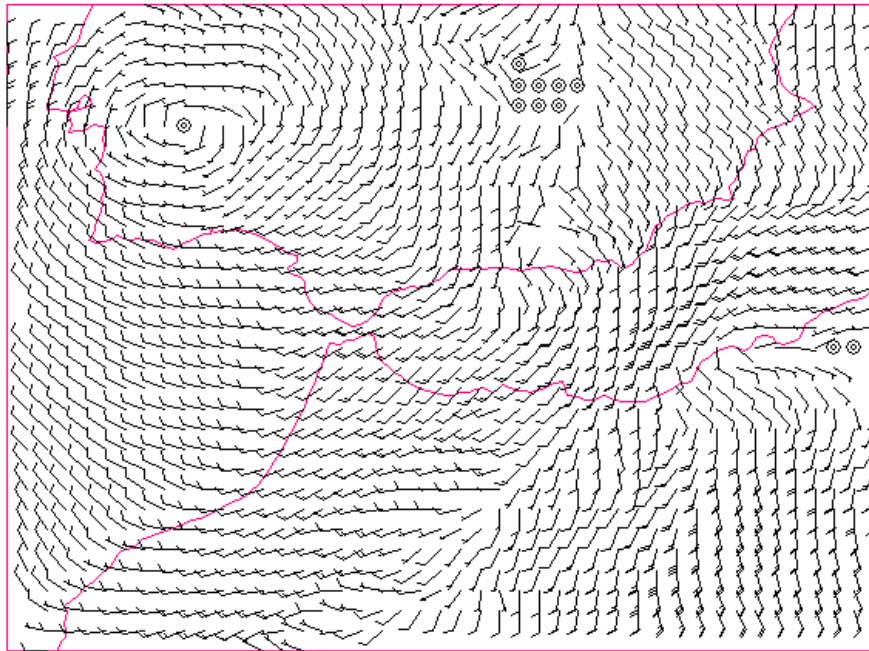


Figura 4.19. Viento (Kt) en 850 hPa, en la situación del cluster B.

Este cluster debe ser entendido de manera especial. Aunque aparece la típica baja aislada en niveles altos situada al sur o suroeste peninsular, generadora de importante inestabilidad sobre Alborán, en esta ocasión y debido al escaso flujo existente en capas medias-bajas y a una interacción orográfica y organización de la convección, se produjo una ralentización de un sistema convectivo que fue directamente responsable de la aparición de precipitaciones muy intensas y persistentes en una zona reducida.

Luego esta configuración espacial de las precipitaciones no sólo tiene connotaciones macroscales sino que su devenir fue de la mano de la mesoescala.

○ **Cluster C** (4 miembros)

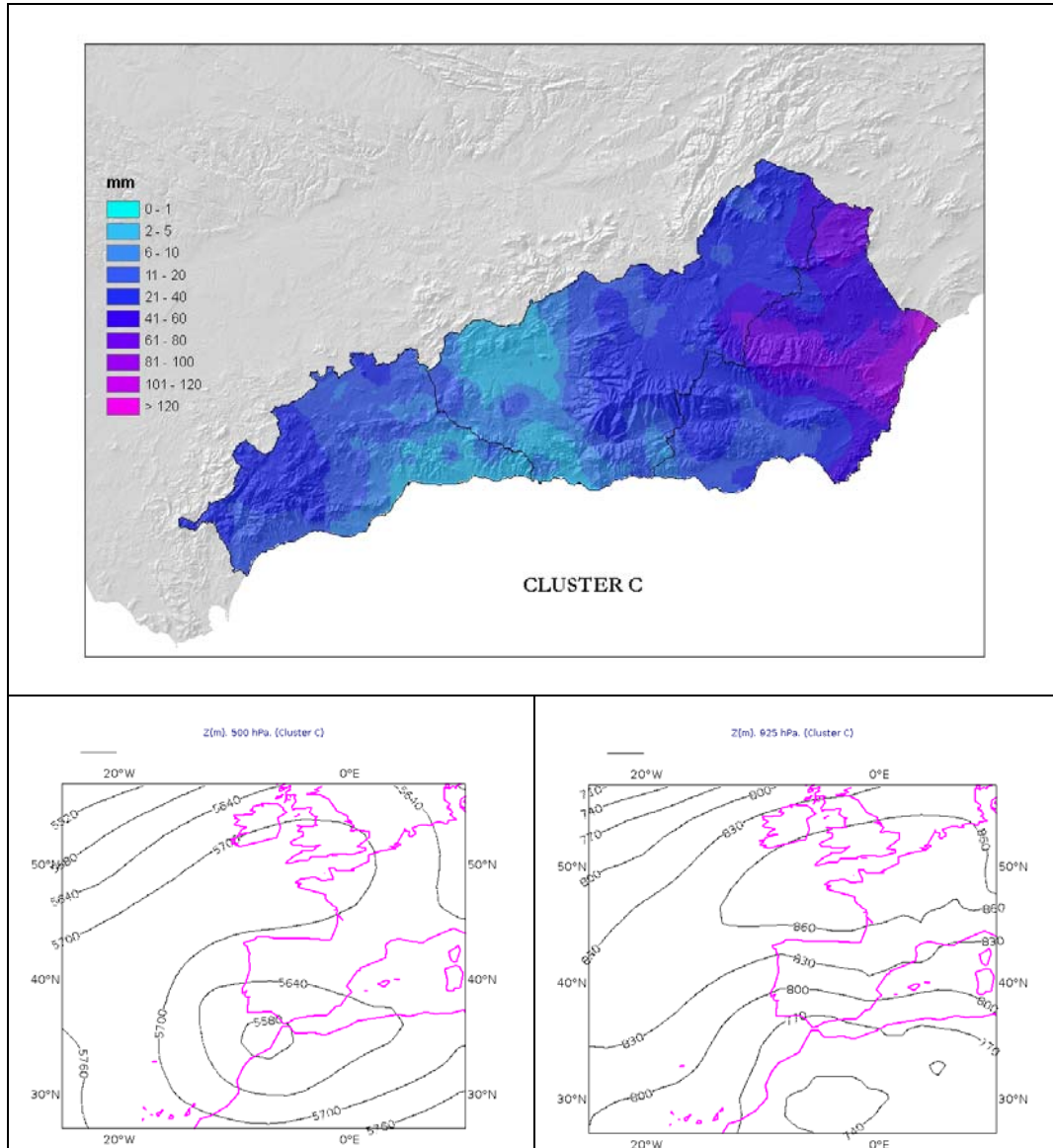


Figura 4.20. Arriba: distribución espacial de precipitación (mm) del cluster C.
Abajo: a la izquierda campo de altitud geopotencial (m) en 500 hPa, y a la derecha el de 925 hPa.

Este cluster está compuesto por 4 días o episodios, y viene a representar a un conjunto de situaciones que afectan especialmente a la provincia de Almería (figura 4.20). El máximo de precipitación se encuentra en la zona costera de la comarca del levante almeriense, fundamentalmente en su mitad septentrional, extendiéndose hacia el interior hasta la Sierra de Filabres, y más al norte hasta la Sierra de María.

Aparece un máximo relativo, aunque de mucho menor calado, en el interior de la mitad norte de la provincia de Granada, disminuyendo nítidamente las precipitaciones hacia el oeste. Por último también existe otra zona sensible en la parte noroccidental de la provincia de Málaga, fruto de la llegada de flujo de levante en esa zona a través del mar de Alborán.

Aunque pueden existir varios tipos de sistemas de presión generadores de este tipo de patrones espaciales de precipitación, la configuración media queda establecida por una depresión en altura (500 hPa) sobre el Golfo de Cádiz-Gibraltar, y una baja en los niveles inferiores situada sobre África que voltea flujo de levante sobre la fachada este de la provincia de Almería. A menudo el viento de levante se ve reforzado en la zona debido a la existencia de un anticiclón europeo usualmente con centro al sur de las islas Británicas.

En 850 hPa el viento suele ser intenso de dirección este (figura 4.21). Cuanto más fuerte es el flujo a ese nivel, más tierra adentro llegan las precipitaciones, alcanzando la provincia de Granada. No todas las situaciones de este tipo, aunque sí gran parte, producen actividad eléctrica, pudiendo formarse trenes convectivos con realce orográfico que descargan en una misma zona.

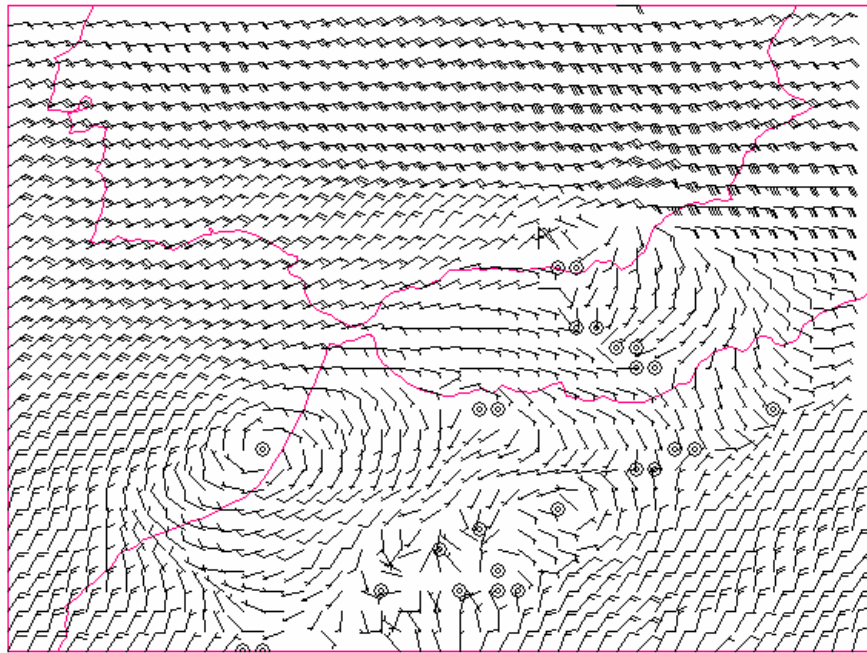


Figura 4.21. Viento (Kt) en 850 hPa, en una situación usual del cluster C.

○ **Cluster D** (1 miembro)

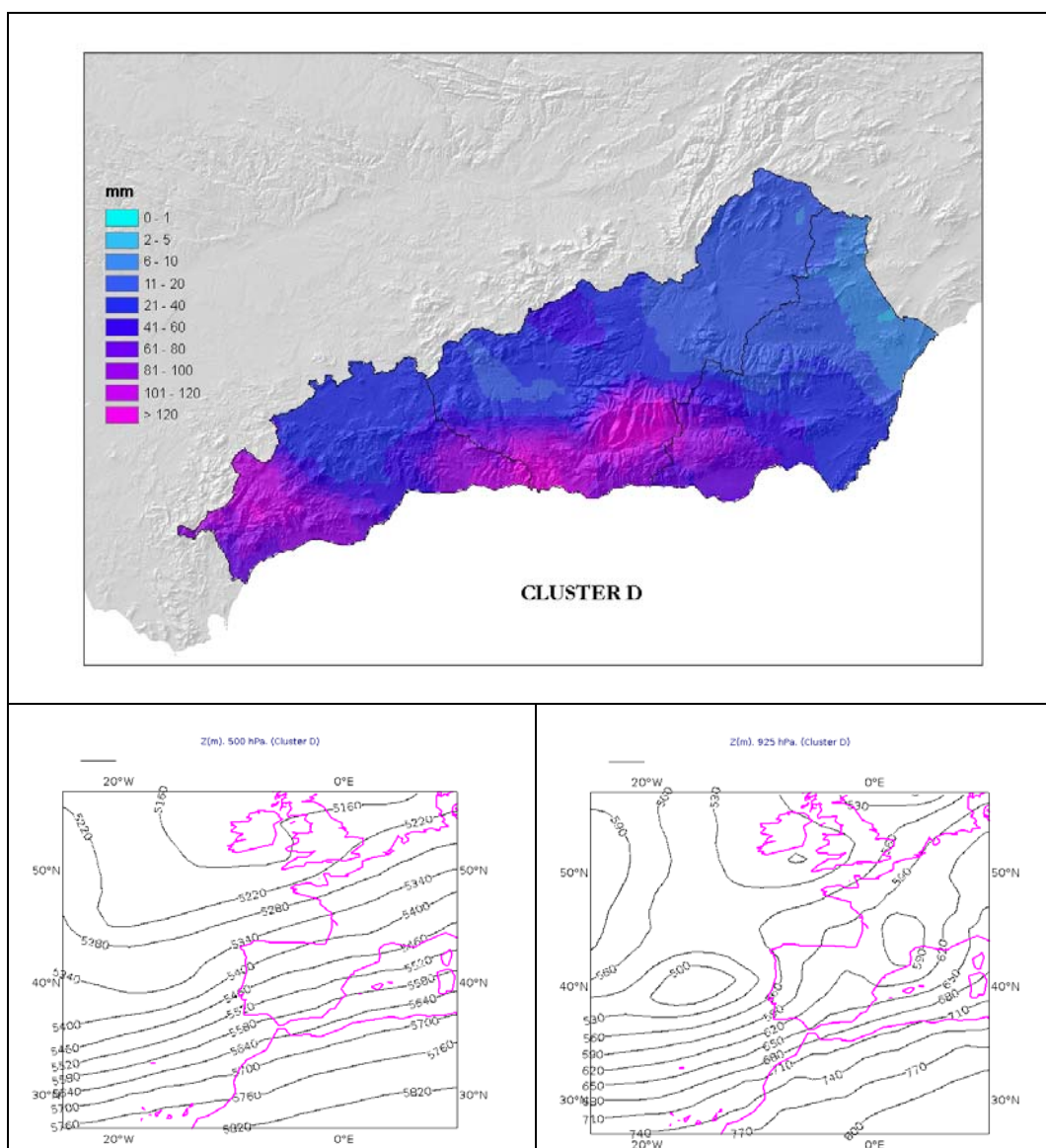


Figura 4.22. Arriba: distribución espacial de precipitación (mm) del cluster D.
Abajo: a la izquierda campo de altitud geopotencial (m) en 500 hPa, y a la derecha el de 925 hPa.

Con el cluster D se representa un tipo particular de situaciones, que surge tras el análisis estadístico, erigiéndose en la única en que los puntos donde se superan los 100 mm en 24 horas, afectan a las tres provincias peninsulares de Alborán (figura 4.22).

Se observa cómo la distribución espacial de este conglomerado destaca por su importante extensión oeste-este a lo largo de gran parte de la franja litoral mediterránea andaluza. Los máximos se reparten por las siguientes zonas: litoral y prelitoral de la parte oriental de la provincia de Málaga, Serranía de Ronda, comarca de la Axarquía en Málaga, tercio sur de la provincia de Granada, y extremo suroccidental de la provincia de Almería.

Quedan libres de lluvias importantes el Valle del Guadalhorce y la comarca de Antequera en Málaga, toda la mitad norte de la provincia de Granada, y gran parte de la de Almería, especialmente el este y el norte.

La configuración típica de este tipo de situaciones suele estar caracterizada por un flujo bastante zonal en todos los niveles sobre la zona de estudio, con una vaguada en altura y borrasca en niveles bajos adentrada un poco en el Atlántico, generadoras de vientos de componente oeste como se observa en la figura 4.23, en la que se muestra la distribución del flujo en 850 hPa.

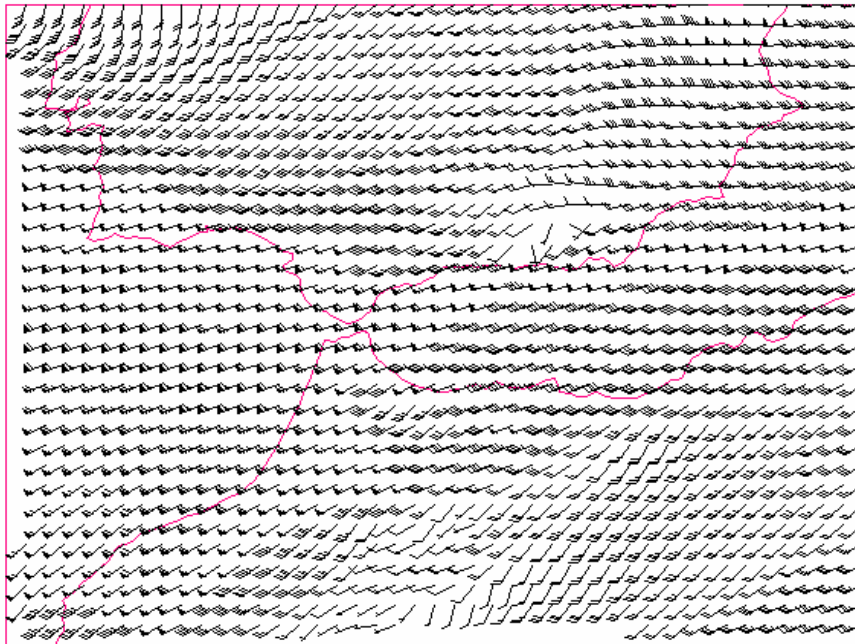


Figura 4.23. Viento (Kt) en 850 hPa, en la situación del cluster D.

○ **Cluster E** (17 miembros)

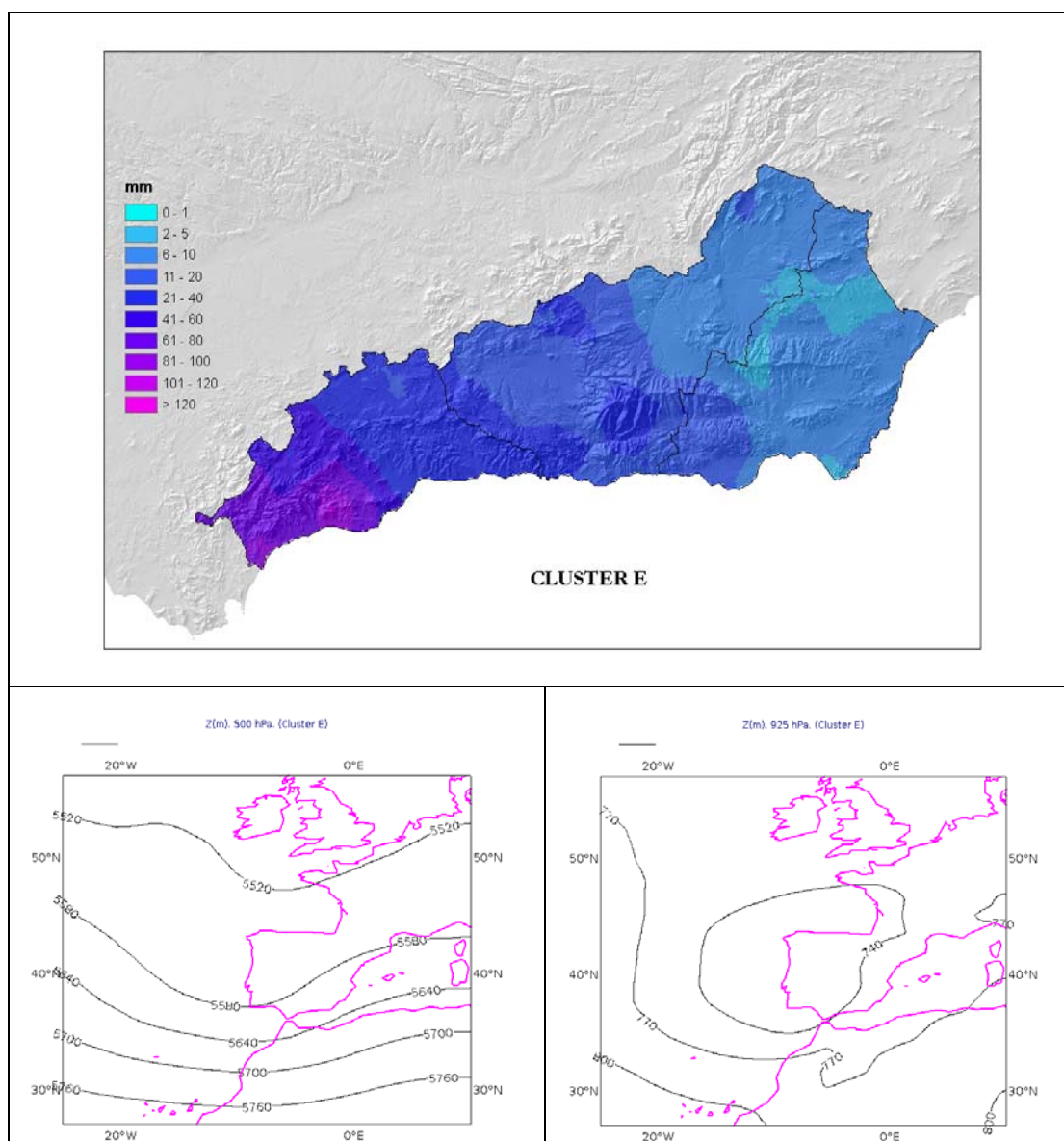


Figura 4.24. Arriba: distribución espacial de precipitación (mm) del cluster E.
Abajo: a la izquierda campo de altitud geopotencial (m) en 500 hPa, y a la derecha el de 925 hPa.

El cluster E es el integrado por mayor número de situaciones (17), representando un 63% de los casos de la muestra de estudio. Por ello se puede considerar como la más usual de las distribuciones espaciales de precipitaciones para casos que han superado en algún punto el valor de 100 mm en 24 horas.

Afecta casi exclusivamente a la provincia de Málaga (figura 4.24), y residualmente en algún caso aislado a Granada y a Almería. Las zonas más significativamente sensibles a las precipitaciones corresponden en este caso a la mitad occidental de la provincia de Málaga, concretamente a las comarcas de la Costa del Sol y Serranía de Ronda.

El patrón atmosférico asociado en la escala sinóptica, responde a una configuración de una vaguada centrada en la fachada atlántica sobre las costas portuguesas, y una perturbación en niveles bajos afectando al oeste de la península Ibérica, existiendo cierta dispersión entre los miembros acerca de la localización latitudinal de aquélla. Un rasgo importante es la presencia de flujo de componente sur sobre las costas de Málaga en niveles bajos como el de 850 hPa (figura 4.25), con una marcada advección cálido-húmeda y una zona de convergencia. Este área convergente es más nítida en superficie y se produce por la interacción en la zona referida, de vientos de levante (al este) y de poniente (al oeste).

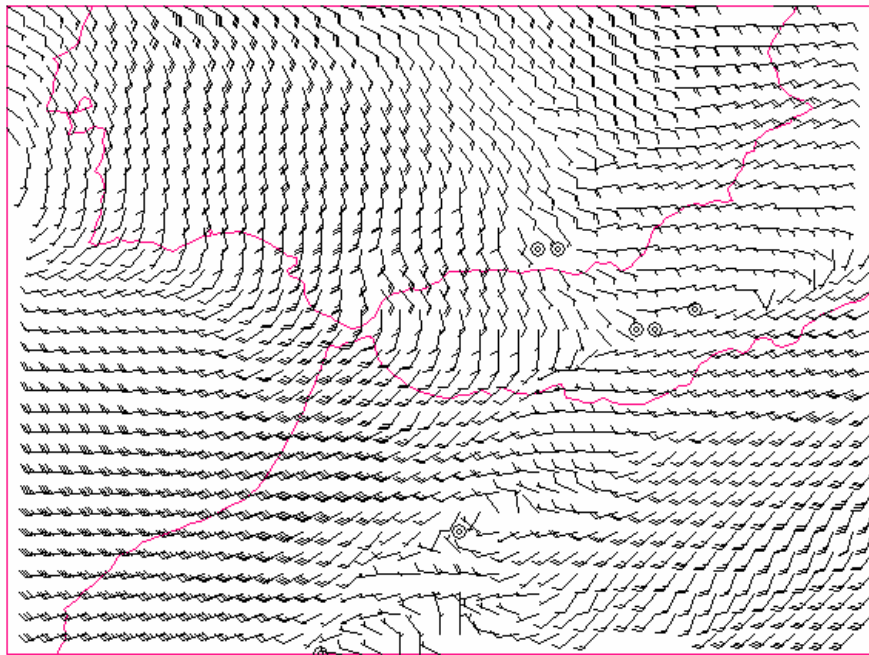


Figura 4.25. Viento (Kt) en 850 hPa, en la situación del cluster E.

Han sido por tanto presentadas las configuraciones espaciales más típicas de entre las situaciones que dejan más de 100 mm de precipitación en algún punto de las provincias de Málaga, Granada y Almería. Los valores cuantitativos en las distribuciones no deben ser tenidos en cuenta de manera categórica, y sí en cambio son fundamentales las formas de distribución espacial de las precipitaciones. Al mismo tiempo se han mostrado los tipos básicos de tiempo sinóptico asociados a cada uno de los clusters de precipitación, a partir de los geopotenciales de 500 y de 925 hPa. Se observa que la zona más frecuentemente afectada corresponde al tercio occidental de la provincia de Málaga, así como al resto del litoral malagueño. Le siguen las zonas limítrofes interior y costera de las provincias de Málaga y Granada, así como la costa tropical granadina. Por último en la provincia de Almería destaca la franja litoral levantina y las sierras del interior de la parte norte de la provincia.

Generalmente el patrón meteorológico macroescalar viene marcado por la presencia de una baja (o vaguada) usualmente aislada que se sitúa al oeste o suroeste de la península Ibérica. El flujo húmedo en niveles bajos normalmente está orientado de sur o suroeste. Otras configuraciones son la de flujo zonal del oeste en todos los niveles, afectando sobre todo a la parte occidental montañosa de la provincia de Málaga y a la franja litoral de las provincias malagueña y granadina. Y por último está la aparición de una baja que se sitúa en niveles altos sobre África, y que en capas bajas voltea una masa de aire inestable sobre la fachada oriental de la provincia de Almería, en algunos casos de manera conjunta con un anticiclón europeo.

Aparte de estas distribuciones, aparece una muy especial, asociada a la generación de una muy destacable cantidad de precipitación en una zona reducida durante unas pocas horas, que tuvo lugar durante un único día que es el integrante por sí sólo del cluster correspondiente. La interacción entre distintas escalas meteorológicas y la orografía de la zona pueden dar lugar, como en ese episodio, a la estacionariedad de algunos de los sistemas convectivos precipitantes, de modo análogo al que se originó en la zona limítrofe entre las provincias de Málaga y Granada.

Por otro lado, en la visualización de las localizaciones espaciales de los centros de acción, de manera simple a partir de los campos de geopotencial en 500 y 925 hPa, no aparece el análisis de ingredientes meteorológicos en el comportamiento de los sistemas precipitantes, por lo que realmente para determinar si una situación es potencialmente peligrosa hay que recurrir a realizar un estudio físico más profundo. Por ello, no todas las situaciones que se parezcan notablemente a las que se acaban de presentar serán generadoras de precipitaciones intensas, pues puede haber inhibiciones en la termodinámica concreta de cada episodio que hagan que no se produzca la eficiencia inicialmente esperada para la configuración macroescalar concreta. Y por supuesto tampoco se recogen en estos 5 clusters, la totalidad de los tipos de situaciones sinópticas, sino tan sólo las más destacables y representativas a partir del análisis estadístico de la muestra disponible.

5. CARACTERIZACIÓN DINÁMICA Y METEOROLÓGICA

5.1 Aspectos generales

Es ampliamente reconocido que las estructuras nubosas ligadas a precipitaciones intensas pueden ser clasificadas como:

- Sistema Convectivo de Mesoescala
- Supercélula de elevada precipitación
- Tren de células convectivas
- Convección realzada orográficamente, y
- Ciclón tropical.

De entre estas clases de sistemas, en nuestra zona de estudio se pueden observar todas, excepto lógicamente los ciclones tropicales, aunque en alguna ocasión esporádica puede aparecer alguna tormenta “subtropical”, alguna transición extratropical o los restos de un antiguo ciclón tropical. En este trabajo sólo se considerarán las situaciones que han producido más de 100 mm en 24 horas en el área de Alborán, las cuales tienen en general carácter convectivo. Un aspecto muy importante es que para la acumulación de tales cantidades acumuladas de precipitación, es necesaria la ralentización o estacionariedad de los sistemas precipitantes.

Veremos que aunque gran parte de los episodios presentan sistemas convectivos con abundante número de rayos, hay algunos que aunque sustentados por intensas corrientes verticales, no llegan a generar actividad eléctrica alguna (al menos en forma de descargas nube-tierra). Por otra parte son destacables tanto la presencia inestabilizadora del mar de Alborán en determinadas épocas y situaciones, como la existencia de alineaciones montañosas litorales y prelitorales que ejercen un forzamiento dinámico sobre la masa de aire en capas bajas que incide sobre ellas. Principalmente en medio del verano y a finales de primavera, la capa baja atmosférica en contacto con el mar se estabiliza notablemente e impide la aparición de precipitaciones convectivas intensas en toda la franja litoral e interior del mar de Alborán, salvo algunas precipitaciones que pueden surgir por disparo convectivo de base muy alta (inestabilidad en niveles medios con inversión en capas bajas). Pueden aparecer en cambio tormentas en el interior durante julio y agosto, desvinculadas totalmente de la influencia marítima, generadas a partir de inestabilidad termodinámica y convergencias en capas bajas, que no suelen, salvo en algún caso absolutamente excepcional, generar precipitaciones superiores a 100 mm en 24 horas.

En definitiva en la muestra de estudio encontraremos fundamentalmente situaciones generadas por una baja o vaguada en altura que va a generar un flujo inestable, cálido y húmedo en los niveles inferiores de la troposfera. En bastantes casos esta baja en altura será una depresión aislada de la circulación general atmosférica que presenta un movimiento lento y un tanto errático, y en otras se tratará de una baja fría no descolgada o de un proceso ciclogénico de tránsito rápido.

La peligrosidad a priori en cuanto a la totalización de precipitaciones copiosas se puede estimar como fruto de dos contribuciones básicas: la eficiencia de las intensas corrientes verticales húmedas y la duración de la precipitación en un área determinada. Los sistemas más comunes que dan lugar a precipitaciones de gran acumulación en 24 horas, son sistemas convectivos que en bastantes ocasiones no llegan a ser propiamente SCM según la bibliografía norteamericana, pero que pueden agravar su peligrosidad si se anclan en una zona, bien por efecto de tren convectivo, bien por ralentización dinámico-topográfica. También en un destacado número de ocasiones, estos eventos de gran pluviosidad pueden ser generados por sistemas frontales de importante flujo de humedad en capas bajas, con o sin convección embebida, pero que normalmente discurren con lentitud sobre una zona, lo que en muchas ocasiones ocurre por disponer de un movimiento paralelo a la propia alineación del sistema nuboso.

5.2 Extracción de la información y episodios seleccionados

Con objeto de definir y caracterizar los rasgos físicos (dinámicos y meteorológicos) más importantes de los episodios de precipitaciones superiores a 100 mm en 24 horas, que dan origen a los 27 casos seleccionados en el periodo comprendido entre 2006 y 2010, se ha dispuesto básicamente de dos fuentes de información.

Por un lado se encuentra el **ERA-Interim** (Dee et al., 2011) del *ECMWF* (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), el cual consiste en un reanálisis de las condiciones atmosféricas realizadas con una asimilación “4-D Var” de 12 horas, con una resolución horizontal T255 (unos 80 km) y 60 niveles verticales, con el uso de un amplio conjunto de fuentes de observación, cuyos campos están disponibles en el servidor del Centro Europeo. Se han empleado determinados campos básicos del modelo cada 4 horas (0, 6, 12 y 18 UTC) con una interpolación espacial a resolución 0.25° en los niveles estándar de presión, eligiendo para cada día la hora del análisis más próxima en el tiempo al momento en que se produjeron las precipitaciones máximas de cada episodio.

Por otra parte se dispone de información complementaria de diversas variables meteorológicas procedentes de los datos diarios de los **radiosondeos de Gibraltar y Murcia a 0 y 12 UTC** (figura 5.1), separados unos 430 km. El valor de cada variable ha sido extraído del radiosondeo más próximo en distancia, a la hora (0 ó 12 UTC) más cercana en el tiempo a la ocurrencia de las precipitaciones más intensas de cada uno de los días seleccionados.



Figura 5.1. Emplazamiento de los radiosondeos de Gibraltar y Murcia.

Como ya se ha comentado en apartados anteriores (p. e. epígrafe 4.3), los datos de precipitación diaria corresponden al valor de la precipitación en el día pluviométrico (de las 7 UTC del día nominal hasta las 7 UTC del día siguiente), según los registros correspondientes a las estaciones de la zona, con información disponible en la base de datos climatológica de AEMET. Aparte se han utilizado los datos procedentes de registros horarios en estaciones con medida de pluviometría horaria, para poder fijar la distribución temporal de la precipitación diaria y determinar así el momento de mayor intensidad de precipitación. Subsiste pues la siguiente tabla 5.1, ampliación de la tabla 4.1, que contiene los 27 casos seleccionados.

N	A	M	D	Pcp	N100	Nombremax	Lat (N)	Lon (W)	MGA	Fecha	H	Sond
1	2006	1	14	108	1	MIJAS	36,5	4,7	M	14/01/2006	12	Gib 0,12
2	2006	3	19	125	2	CORTES FRONTERA	36,5	5,6	M	19/03/2006	12	Gib 12
3	2006	5	3	167	1	PULPI	37,4	1,8	A	03/05/2006	18	Mur 12
4	2006	11	6	165	8	OJÉN	36,6	4,9	M	07/11/2006	06	Gib 0
5	2007	1	27	110	1	MARÍA	37,7	2,2	A	27/01/2007	06	Mur 0,12
6	2007	2	8	100	1	CORTES FRONTERA	36,5	5,6	M	08/02/2007	12	Gib 12
7	2007	9	13	100	1	GOR	37,4	3,0	G	13/09/2007	18	Mur 12,0
8	2007	9	21	188	13	NERJA	36,8	3,8	MG	21/09/2007	12	Gib 0,12
9	2007	12	21	145	4	ESTEPONA	36,4	5,2	M	21/12/2007	18	Gib 12
10	2008	3	19	110	1	OLIAS	36,8	4,3	M	20/03/2008	06	Gib 0
11	2008	4	8	115	1	BENAOJAN	36,7	5,3	M	08/04/2008	12	Gib 0
12	2008	9	26	206	2	OJEN	36,6	4,9	M	27/09/2008	00	Gib 0
13	2008	10	10	130	1	ALCONTAR	37,3	2,6	A	10/10/2008	06	Mur 12
14	2008	10	31	145	20	CORTES FRONTERA	36,5	5,6	MG	31/10/2008	12	Gib 12
15	2008	11	28	103	1	FELIX	36,9	2,7	A	29/11/2008	00	Gib, Mu 0
16	2008	12	28	153	1	OJEN	36,6	4,9	M	28/12/2008	06	Gib 0
17	2009	2	1	170	2	BENAMARGOSA	36,8	4,2	M	01/02/2009	18	Gib 12, 0
18	2009	12	23	310	42	TREVELEZ	37,0	3,3	MGA	23/12/2009	18	Gib 12
19	2010	1	6	121	1	COMARES	36,8	4,2	M	07/01/2010	06	Gib 0
20	2010	1	23	140	2	BENAHAVIS	36,5	5,0	M	23/01/2010	12	Gib 12
21	2010	1	26	163	2	MOJACAR	37,1	1,9	A	26/01/2010	12	Mur 12
22	2010	2	15	160	21	OJEN	36,6	4,9	MG	15/02/2010	12	Gib 12
23	2010	4	15	121	2	COIN	36,7	4,8	M	15/04/2010	06	Gib 0
24	2010	6	9	117	1	CORTES FRONTERA	36,5	5,6	M	09/06/2010	12	Gib 12
25	2010	11	27	121	4	MIJAS	36,5	4,7	M	27/11/2010	12	Gib 12
26	2010	12	6	105	1	RONDA	36,7	5,2	M	06/12/2010	18	Gib 12
27	2010	12	22	271	3	CASARES	36,4	5,3	M	22/12/2010	12	Gib 12

Tabla 5.1. Listado de los valores pluviométricos básicos de los 27 casos seleccionados.

Los campos A (año), M (mes), D (día) se refieren a la fecha del día pluviométrico. Pcp indica la precipitación en mm. N100 proporciona el número de estaciones en las que se superaron 100 mm en 24 horas. Nombremax presenta la localidad donde se registró el máximo de precipitación acumulada en el día. Lat y Lon representan las coordenadas geográficas latitud y longitud en grados (norte y oeste respectivamente) de los puntos de precipitación máxima. MGA da cuenta de la provincia o provincias en que se registraron precipitaciones de más de 100 mm (M: Málaga, G: Granada, A: Almería). Fecha es el día civil en el que se produjeron las precipitaciones intensas y H es el valor redondeado a 0, 6, 12 ó 18 del instante del máximo pluviométrico. Por último Sond indica el sondeo y hora utilizados para el uso de los valores de las variables elegidas.

5.3 Campos básicos medios de los episodios seleccionados

Uno de los primeros rasgos básicos que se observa para la gran mayoría de los 27 casos seleccionados es la presencia de un ciclón en la vecindad relativa de la zona de estudio (figura 5.2). Esto ocurre concretamente en el 85 % de los casos en superficie y en menor medida en altura. La zona preferente de localización del centro ciclónico suele ser el sur o suroeste de la península Ibérica (figura 5.3). Aunque no es necesario, en muchos episodios existe una estructura ciclónica marcada a lo largo de la troposfera.

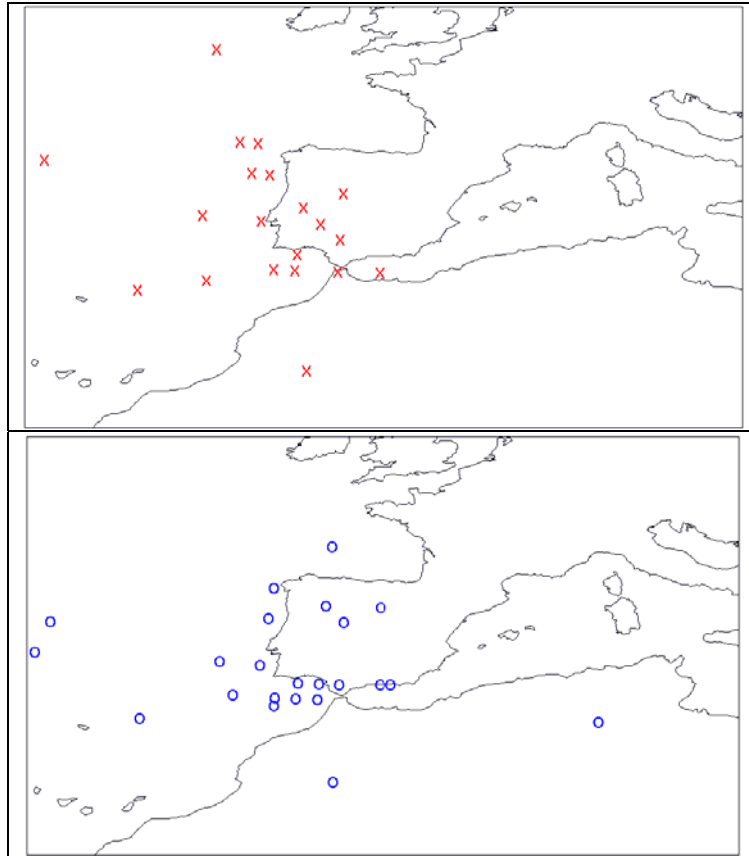


Figura 5.2. Posiciones de los centros ciclónicos de los días seleccionados.
Arriba: 500 hPa. Abajo: Nivel medio del mar.

Sí parece muy marcada, en consonancia con Jansá et al. (2001) la relación entre lluvias intensas y presencia de centros ciclónicos en el Mediterráneo Occidental, concluyendo que la localización, disparo y focalización de las precipitaciones fuertes suelen estar asociadas en general a la presencia de un ciclón en superficie aunque no sea profundo ni intenso, ya que organiza el flujo y por ende el fortalecimiento de una advección cálido-húmeda en niveles bajos.

No obstante tanto de la muestra de estudio como de la experiencia en meteorología local de la zona de Alborán, se desprende que a veces no existe ciclón sino incluso anticiclón, siendo este último patrón el canalizador del flujo inestable en las capas inferiores.

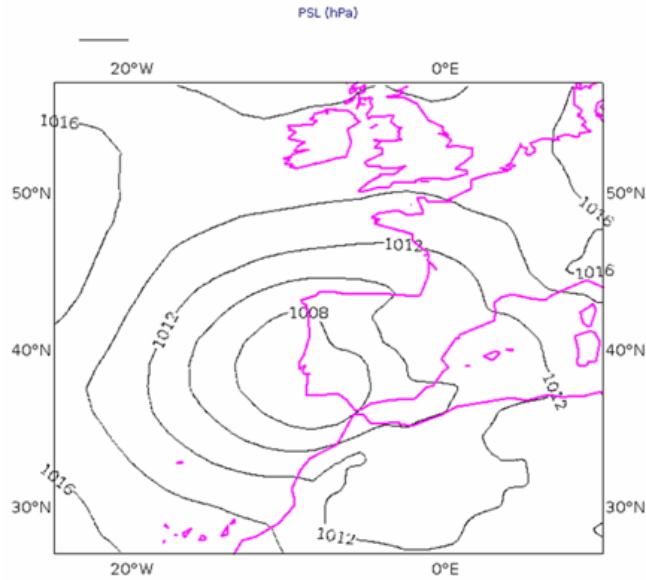


Figura 5.3. Campo medio de presión al nivel del mar, PSL (hPa), durante los días de estudio.

La configuración típica media en 500 hPa de las situaciones que ocupan este trabajo, reafirman la existencia de una zona ciclónica en forma de vaguada (o baja) situada en el flanco suroeste de la península Ibérica. En bastantes casos se llega a esta configuración mediante la formación de una Depresión Aislada en Niveles Altos (DANA) desgajada de la circulación general (Riesco, 2010). En las capas bajas troposféricas, por ejemplo en el nivel de 925 hPa, sí aparece ya cerrada la circulación ciclónica en el campo promedio de geopotencial, en una zona bastante similar a la de 500 hPa. Asimismo se intuye una advección cálida en la parte del sureste peninsular. Estos hechos pueden observarse en la figura 5.4.

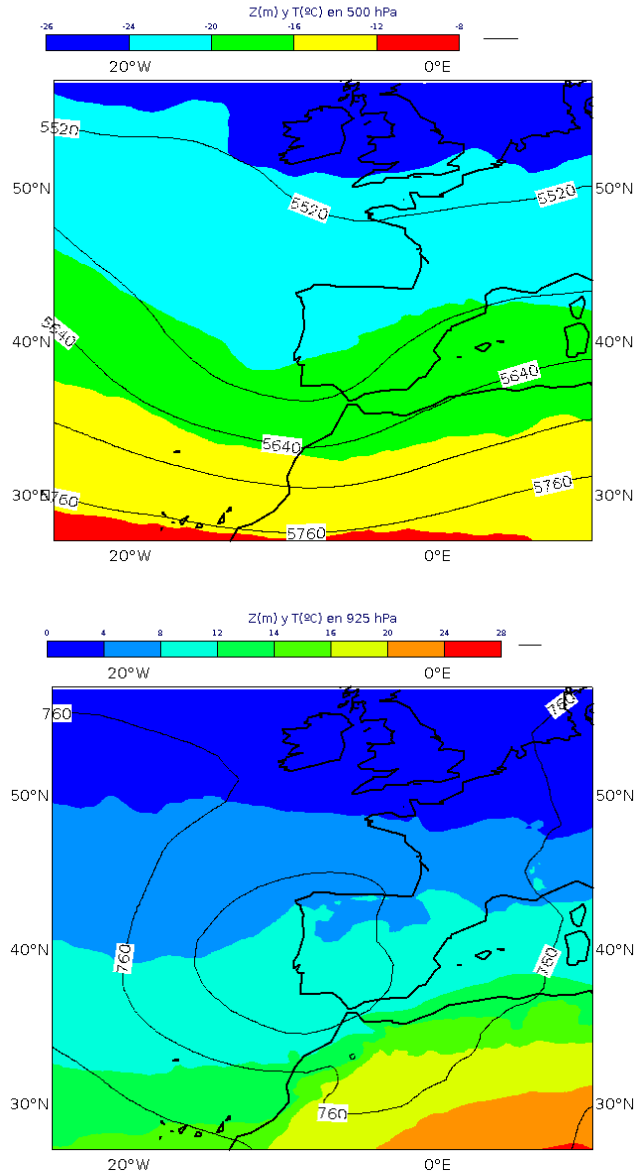


Figura 5.4. Valores medios de Geopotencial (m) y Temperatura (°C) en 500 hPa (arriba) y 925 hPa (abajo) para los días de estudio.

Sin embargo hay que resaltar que estas configuraciones típicas aun siendo mayoritarias no siempre están presentes en este tipo de situaciones. Y por otra parte, no es absolutamente necesaria la existencia de estos patrones sinópticos en cada episodio de precipitaciones cuantiosas en la zona, siendo necesario recurrir en cualquier caso al estudio detallado de los ingredientes meteorológicos, algo que se abordará en otro apartado.

En cuanto a los valores de humedad, lógicamente se aprecian máximos relativos en la zona de Alborán y proximidades. Así el agua precipitable media (PW) muestra los valores más elevados propiamente en el mar de Alborán y entorno próximo, destacando toda la zona litoral de Andalucía Oriental, especialmente la Costa del Sol de Málaga (figura 5.5). Los valores medios no deben ser entendidos en ningún modo de forma absoluta, ya que se han obtenido a partir de situaciones de diferentes épocas del año y dicha variable presenta una variación estacional marcada.

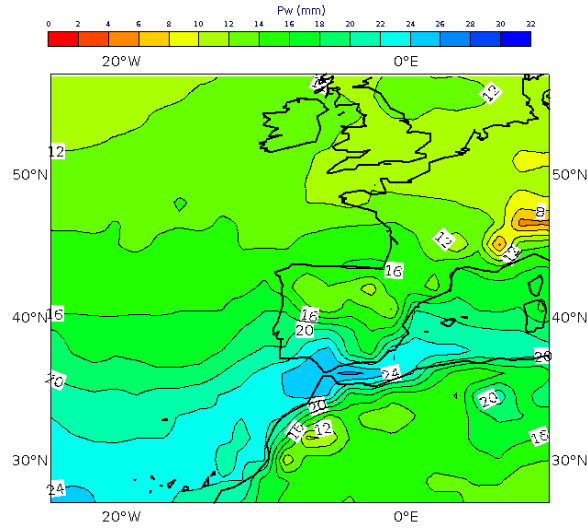


Figura 5.5. Valores medios de agua precipitable, PW (mm) para los días de estudio.

Aseveraciones análogas se pueden realizar respecto al parámetro humedad específica en capas bajas. En la figura 5.6 se observa el máximo relativo de dicha variable en 850 hPa, focalizado sobre nuestra zona de interés y adyacentes.

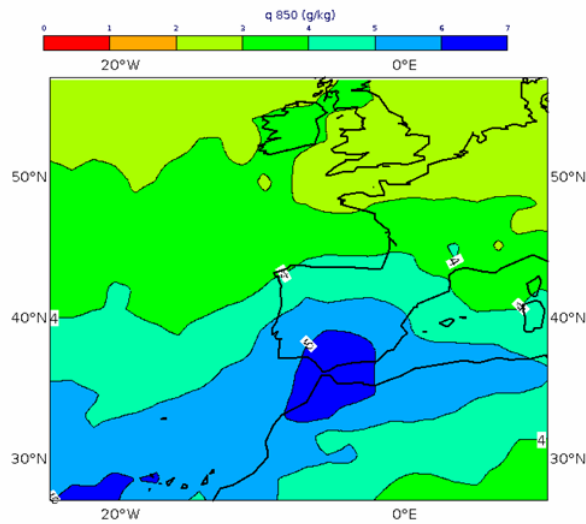


Figura 5.6. Valores medios de humedad específica, q (g/Kg), en 850 hPa, para los días de estudio.

Respecto a la humedad relativa media del conjunto de episodios disponibles, es destacable la presencia de altos valores en toda la vertical sobre Andalucía Oriental. En la figura 5.7 se pone de manifiesto prácticamente una saturación desde 925 hasta 700 hPa. En cambio al elevarnos en altitud, ya descienden los valores de humedad relativa, aunque conservándose altos en general. Este hecho observado en los datos medios viene motivado por la presencia de episodios distribuidos en dos tipos diferentes de situaciones: unas con saturación tan sólo en capas bajas (o bajas-medias), y otras con saturación casi generalizada en toda la vertical.

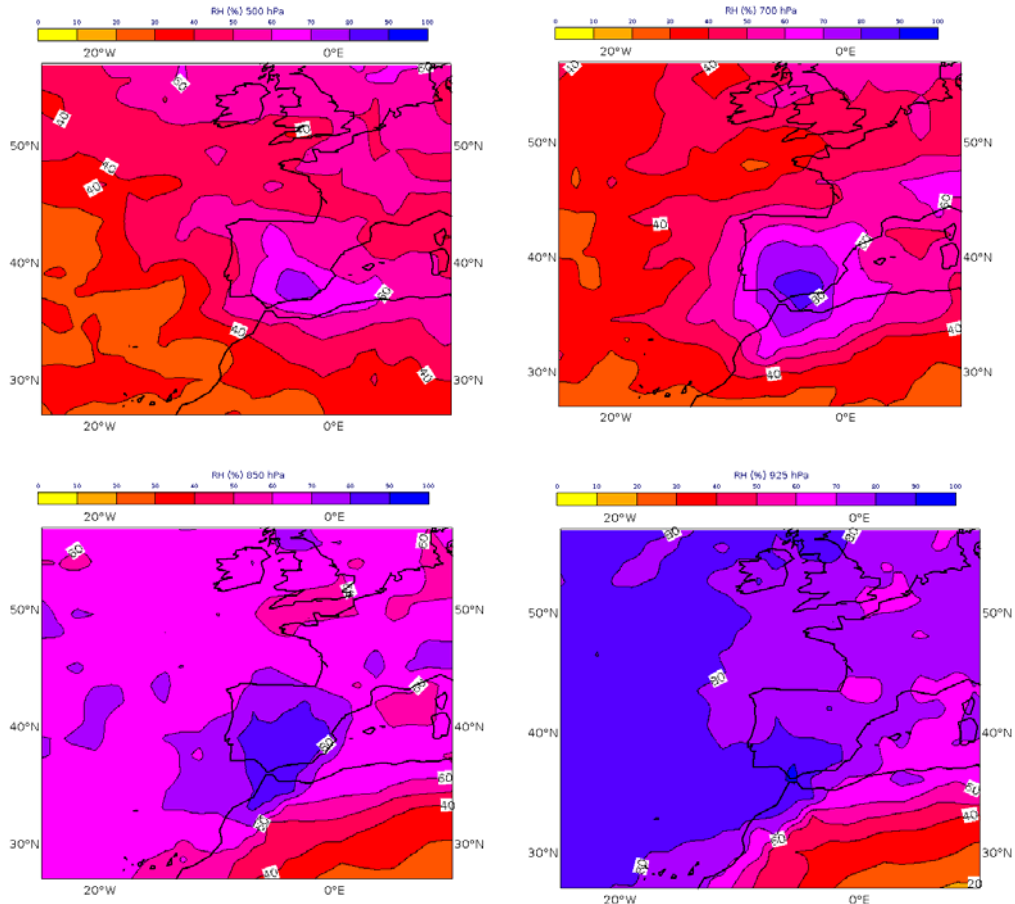


Figura 5.7. Valores medios de humedad relativa media (%) para los días de estudio. Arriba: 500 hPa (izda) y 700 (dcha). Abajo: 850 hPa (izda) y 925 (dcha).

Otro hecho reseñable es que el efecto orográfico resulta determinante como desencadenante y/o intensificador de las precipitaciones. En la figura 5.8 se muestra la dirección del flujo en 850 hPa sobre los puntos de precipitación máxima de cada uno de los 27 casos estudiados, a la hora de reanálisis del modelo más cercana a las precipitaciones de mayor intensidad, observándose cómo el flujo dominante en niveles bajos en su gran mayoría procede del mar e intersecta perpendicularmente las

estribaciones montañosas litorales y prelitorales. En casi todas las zonas la dirección es de componente sur o suroeste, salvo en la parte norte y este de la provincia de Almería, donde aparecen episodios con flujo de componente este en 850 hPa.

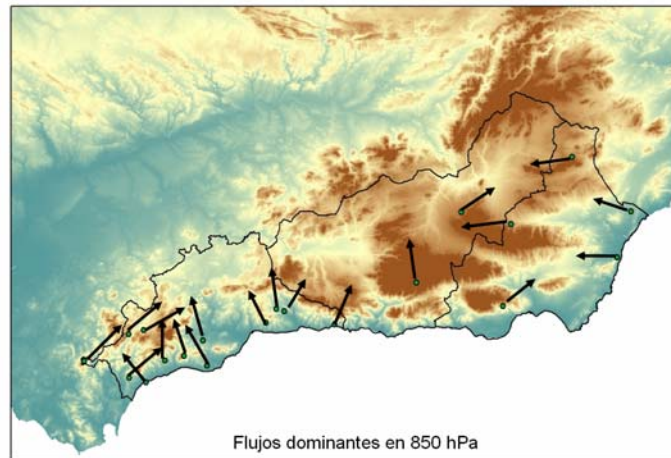


Figura 5.8. Dirección del viento en 850 hPa sobre los máximos de precipitación de cada uno de los días.

5.4 Configuraciones medias por provincias

Aunque se han visto los patrones básicos por provincias, se revisarán algunas diferencias de cierta significación para cada una de las tres provincias, por lo que procede la presentación desglosada de los campos básicos de geopotencial en 500 y 925 hPa. Pero antes se hace necesario comentar que de los 27 casos, 21 afectaron a la provincia de Málaga (M), 5 a la de Granada (G) y 6 a la de Almería (A). Por tanto, tal y como se puede apreciar en la figura 5.9, algunos casos ocasionaron precipitaciones de más de 100 mm en varias provincias a la vez.

Casos y provincias afectadas

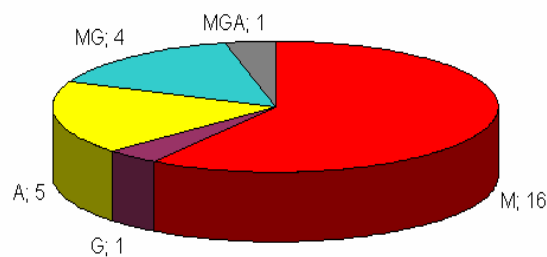


Figura 5.9. Reparto provincial de cada uno de los 27 casos seleccionados.

Provincia de Málaga

La configuración media de las situaciones de la muestra seleccionada que generaron más de 100 mm en 24 horas en algún punto de la provincia de Málaga, se muestra en la figura 5.10. El resultado es la presencia de una perturbación en 500 hPa, baja o vaguada con centro muy próximo a Galicia. En 925 hPa se observa una baja centrada aproximadamente sobre Lisboa, produciendo un flujo de componente Sur-Suroeste en los niveles bajos de la troposfera.

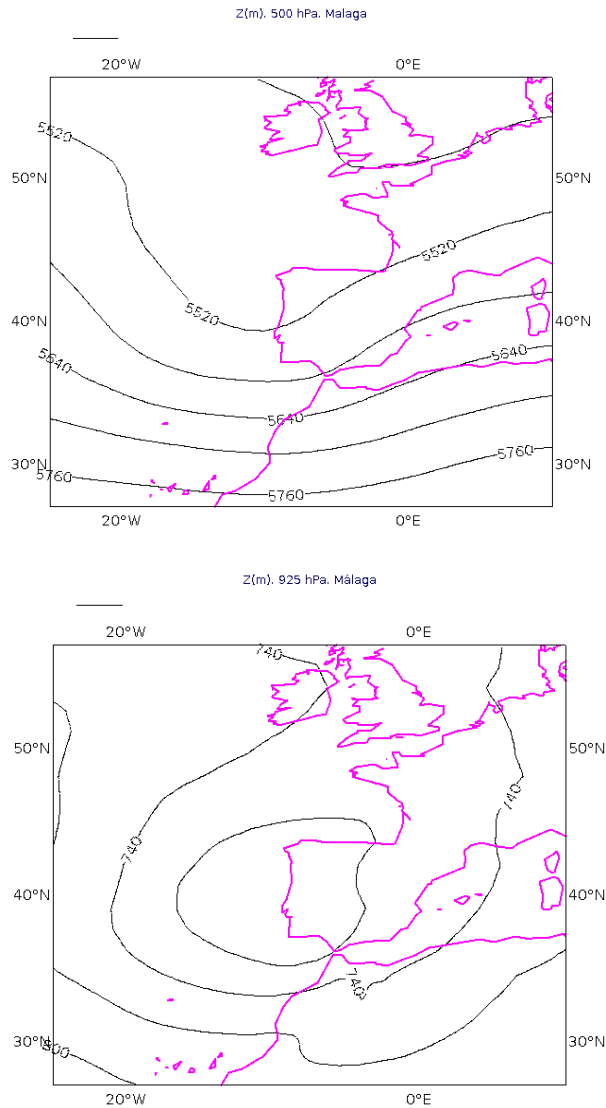


Figura 5.10. Valores medios de los casos de la muestra que afectaron a la provincia de Málaga. Geopotencial (m) en 500 hPa (arriba) y 925 hPa (abajo).

Provincia de Granada

La disposición de los sistemas en este caso es muy similar al de la provincia de Málaga. De hecho de los 5 eventos de la muestra que afectaron a Granada, tan sólo en uno no ocasionaron precipitaciones superiores a 100 mm al mismo tiempo en algún punto de la provincia de Málaga. No obstante existen algunas leves diferencias (figura 5.11). En 500 hPa el centro de la perturbación parece estar un poco más desplazado hacia el sur. En 925 hPa, el centro de la baja se posiciona algo al oeste de Portugal, ocasionando un flujo más tendido, de componente Suroeste sobre la provincia de Granada.

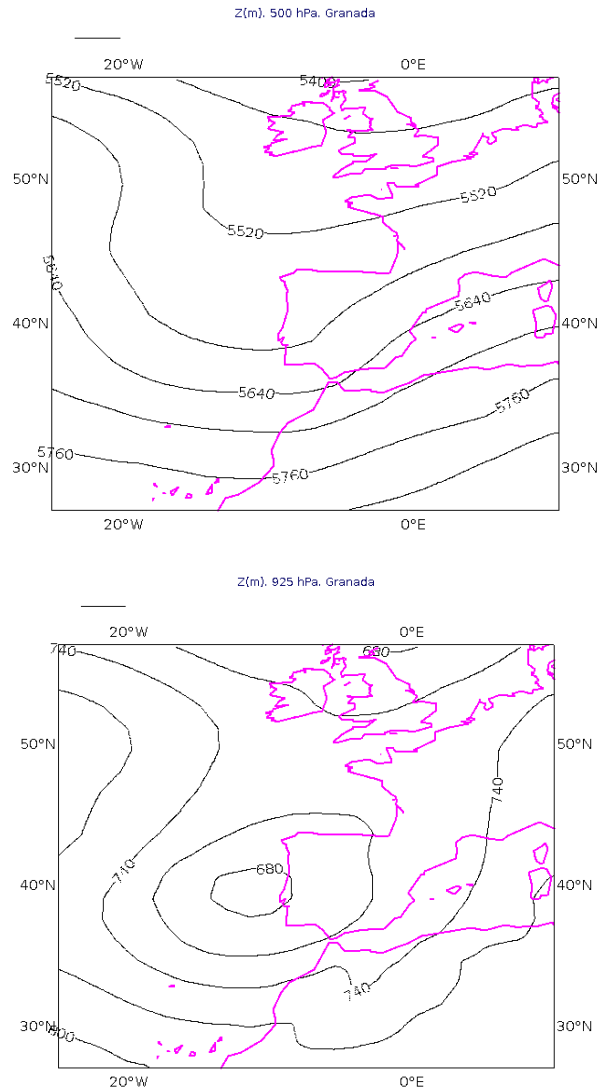


Figura 5.11. Valores medios de los casos de la muestra que afectaron a la provincia de Granada. Geopotencial (m) en 500 hPa (arriba) y 925 hPa (abajo).

Provincia de Almería

Por último para la provincia de Almería se encuentran dos configuraciones medias diferentes que pueden generar en algún punto de la provincia precipitaciones superiores a 100 mm.

En la primera de las variantes (figura 5.12 izquierda), aparece una baja acoplada en 500 y 925 hPa, con centro situado en el Golfo de Cádiz-Cabo de San Vicente, generando en capas bajas flujo del Suroeste sobre la provincia de Almería. En el segundo tipo (figura 5.12 derecha), tenemos una baja centrada sobre Argelia en ambos niveles, siendo responsable de la advección de una masa de aire inestable en niveles bajos, de dirección Este sobre la provincia almeriense.

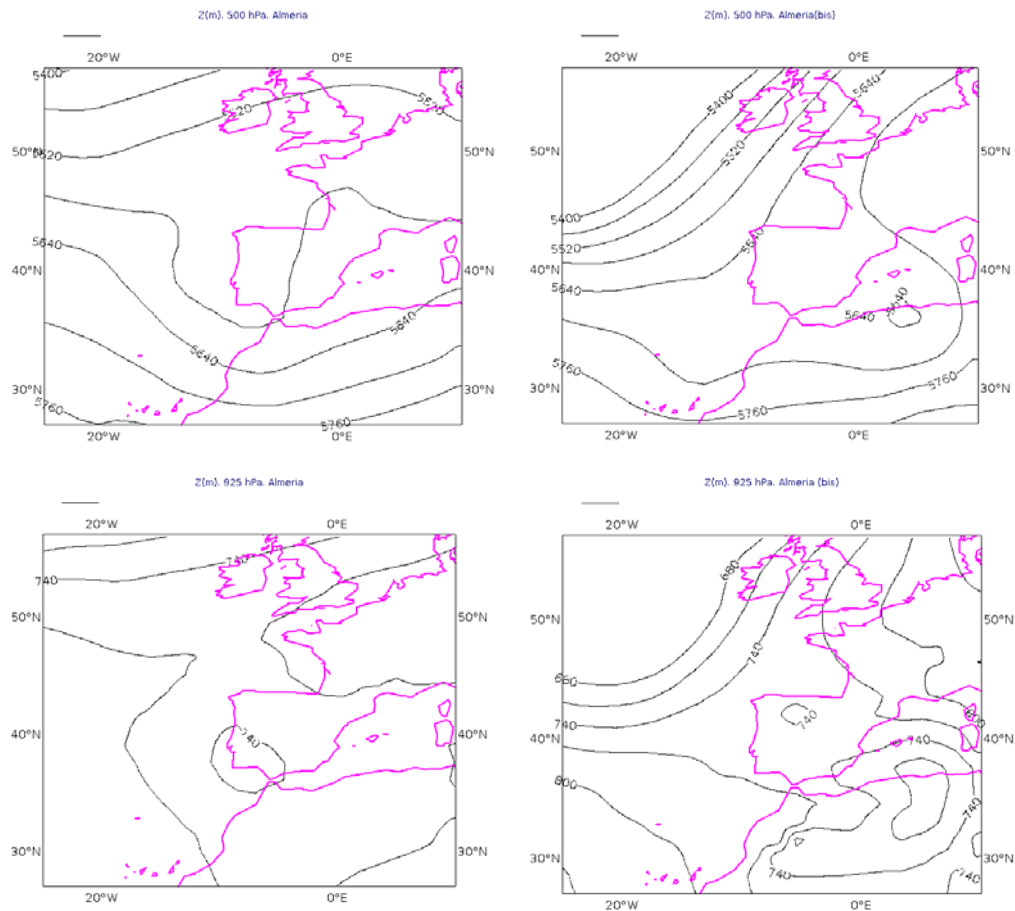


Figura 5.12. Valores medios de los casos de la muestra que afectaron a la provincia de Almería, quedando patente la existencia de dos configuraciones distintas (una a la izquierda y otra a la derecha). Geopotencial (m) en 500 hPa (arriba) y 925 hPa (abajo).

5.5 Características diferenciales

5.5.1 Diferentes tipos de configuraciones

Aunque la mayoría de las situaciones están asociadas a bajas o vaguadas aisladas en niveles altos, no todas son provocadas por estos sistemas de presión. Aunque es compleja la tarea de diferenciar los tipos de eventos, parecen identificarse los siguientes patrones:

- 11 episodios relacionados con el paso de **frentes activos**, con o sin convección embebida, y no todos asociados a una baja en las proximidades de la península.
- 13 situaciones con convección intensa organizada, directamente vinculados a la existencia de una **vaguada o depresión aislada en niveles altos en la zona**.
- 3 casos de **potentes ciclogénesis con rápido desplazamiento de oeste a este**.

En niveles altos el reparto de las posiciones de los sistemas depresionarios en el momento de las precipitaciones máximas es el siguiente:

- 9 casos con baja situada en el **Golfo de Cádiz-Gibraltar**.
- 7 situaciones con perturbación centrada en el **noroeste peninsular**.
- 5 episodios con borrasca localizada en **Lisboa o a parecida latitud pero algo más hacia el oeste, ligeramente adentrada en el Atlántico**.
- 4 casos de **flujo zonal**.
- 2 eventos con el centro de la perturbación sobre **Alborán o Norte de África**.

En cuanto se refiere a los sistemas de presión en superficie, el reparto es similar al de las configuraciones en altura, aunque con algunos matices y diferencias, distinguiéndose diversas variantes (figura 5.13). La más común es la borrasca situada en el Golfo de Cádiz-Gibraltar (7 casos), seguida de la baja centrada entre Lisboa y Madeira (5) o en el noroeste de la península Ibérica (5). Otras disposiciones también habituales son la asociada a flujo zonal (4), y la vinculada a la presencia anticiclónica europea que en este caso se erige en el sistema responsable de la generación del flujo inestable del este en superficie, muchas veces reforzado por la existencia de un sistema de bajas presiones en el norte de África (4). Por último existen casos de configuraciones ciclogénicas que discurren rápidamente de oeste a este por el sur peninsular (2) generando cuantiosas precipitaciones.

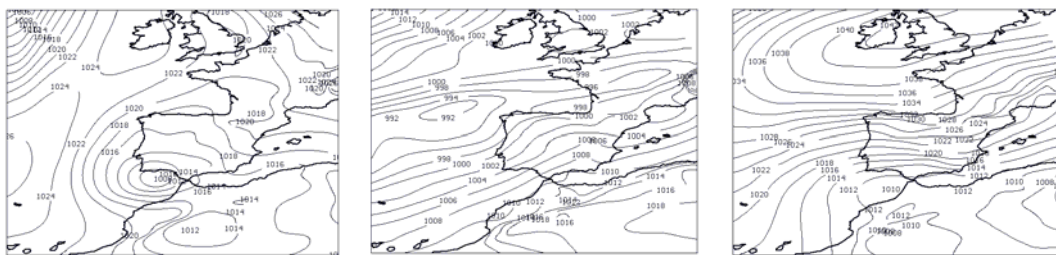


Figura 5.13. Algunos tipos fundamentales de configuraciones de presión en superficie.
Izquierda: borrasca en el Golfo de Cádiz. Centro: flujo zonal de componente suroeste.
Derecha: anticiclón europeo más baja africana.

5.5.2 Trayectorias de las perturbaciones causantes de los episodios seleccionados

En este apartado se trata de poner de manifiesto el movimiento de las perturbaciones hasta llegar a afectar con más de 100 mm en 24 horas a la zona de estudio, y por otra parte definir el tipo de desplazamiento en este área.

5.5.2.1 Formas de llegada de las perturbaciones en los niveles altos

A pesar de las intrínsecas dificultades en la catalogación de las distintas evoluciones de los patrones sinópticos hasta llegar a la zona donde provocan precipitaciones importantes en la vertiente de Alborán, se presentan los caminos más comunes que siguen las configuraciones en niveles altos (figura 5.14).

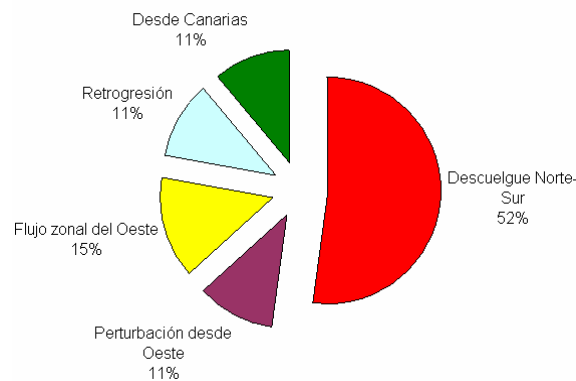


Figura 5.14. Formas típicas de afección de patrones en altura que afectan a las lluvias intensas de Alborán.

El esquema más frecuente responde al **descuelgue de una baja o vaguada** que normalmente tiene su inicio en latitudes altas a partir de la ruptura de la circulación general del oeste, generándose paulatinamente una perturbación que va siguiendo una trayectoria norte-sur por el Atlántico, rozando Galicia y las costas portuguesas hasta llegar a situarse en la zona del Golfo de Cádiz (figura 5.15). No obstante a veces el descuelgue no llega tan abajo, pudiéndose quedar finalmente la baja centrada en Galicia o Lisboa y desde allí provocar copiosas precipitaciones.

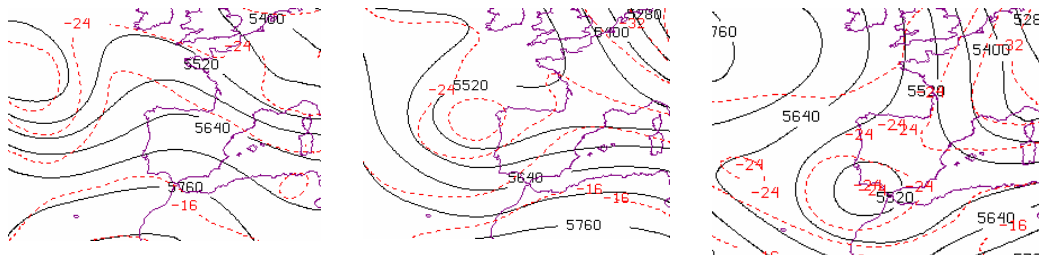


Figura 5.15. Típico descuelgue Norte-Sur de una perturbación hasta situarse en el Golfo de Cádiz. De izquierda a derecha se observa la evolución temporal del geopotencial (m) y la temperatura (°C) en la superficie isobárica de 500 hPa. Episodio del 20/Mar/2008

En otras ocasiones el descuelgue se produce por el interior peninsular hasta llegar al sur peninsular, preferentemente en la zona del Golfo de Cádiz-Gibraltar (figura 5.16).

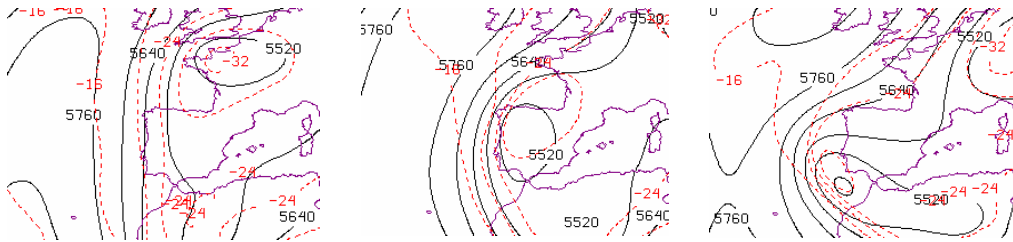


Figura 5.16. Descuelgue Norte-Sur de una perturbación, atravesando el interior peninsular hasta situarse en el Golfo de Cádiz. De izquierda a derecha se observa la evolución temporal del geopotencial (m) y la temperatura (°C) en la superficie isobárica de 500 hPa. Episodio del 26/Ene/2010.

Ya en mucha menor proporción surgen otras evoluciones (figura 5.17), entre las que se encuentran **perturbaciones que llegan directamente desde el oeste**, la existencia de una **retrogresión de una baja** que usualmente desde el interior del continente europeo se desplaza lentamente hasta arribar a un área situada al sur o suroeste peninsular, el **flujo zonal del oeste sin perturbación cercana** a la península Ibérica pero que con su flujo alimentador provoca precipitaciones intensas en Alborán, y por último la **llegada de una baja desde Canarias**.

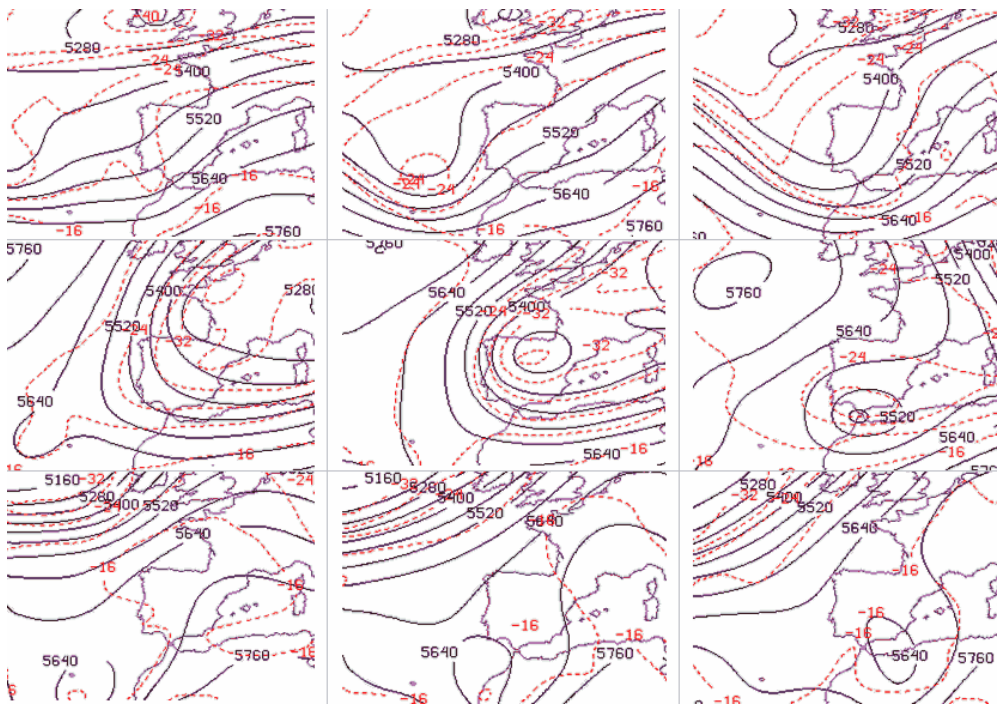


Figura 5.17. Evolución temporal del geopotencial (m) y la temperatura (°C) en 500 hPa, de izda a dcha.

Fila superior: Llegada de una perturbación desde el oeste. Episodio del 22/Dic/2010.

Fila central: Retrogresión de una baja. Episodio del 27/Ene/2007

Fila inferior: Llegada de una perturbación desde Canarias. Episodio del 5/May/2006

5.5.2.2 Evolución sobre la zona de Alborán de los sistemas de presión en superficie

Existen dos tipos de sistemas de presión en cuanto al comportamiento de su movimiento cuando ya han llegado a la zona de generación de precipitaciones intensas en Alborán. De una manera simple podemos distinguirlos en sistemas de paso lento y sistemas de paso rápido.

En los **sistemas de paso lento** el flujo alimentador en capas bajas suele tener bastante persistencia, normalmente asociado a la presencia de una baja cercana situada al suroeste, sur o sureste peninsular, que finalmente acaba por rellenarse o ser absorbida por la circulación general, desplazándose principalmente hacia el este o sur. En algunos casos el flujo alimentador no es exactamente ciclónico (figura 5.18), sino que en la zona de interés coincide con una alimentación del este generadora promovida por un anticiclón estático que viene a reforzar el flujo auspiciado por una baja en Argelia de movimiento lento.

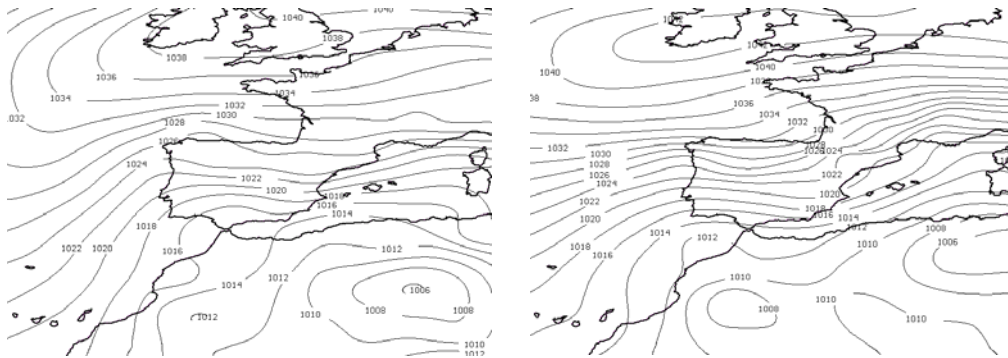


Figura 5.18. Sistema cuasiestático. Anticiclón al norte y baja en la zona de Argelia, que provocan flujo inestable de levante en la zona de Almería. Evolución temporal de la presión al nivel del mar (mb), durante el día 26/Ene/2010.

Por el contrario también nos encontramos con **sistemas de paso rápido** de oeste a este (figura 5.19), que normalmente son perturbaciones profundas, muchas veces ligadas a procesos ciclogénéticos en formación o ya generados.

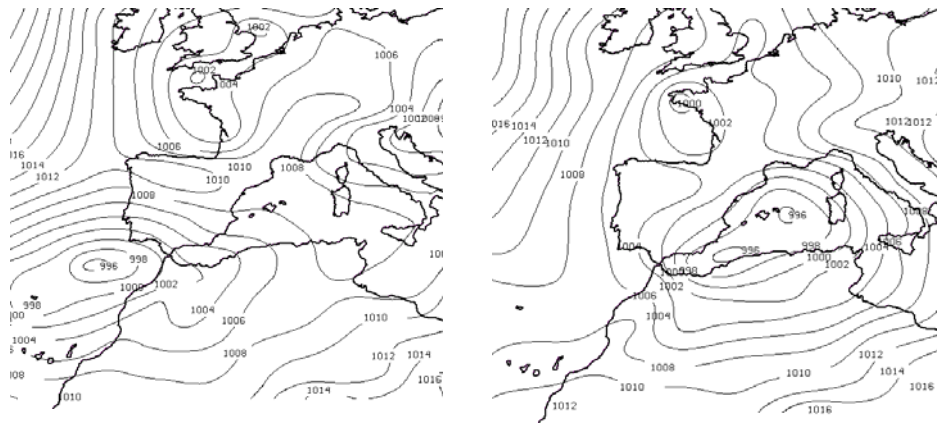


Figura 5.19. Evolución temporal de la presión al nivel del mar (mb), durante el día 27/Nov/2010, asociada al desplazamiento rápido de una borrasca que cruza el mar de Alborán de oeste a este.

5.5.3 Reparto estacional

La distribución de los episodios de la muestra seleccionada por estaciones del año, refleja máximos climatológicos en invierno (13) y en otoño (8). La primavera ya dispone de menor relevancia (5), y el verano (1) presenta un aporte residual con una situación inusual que tuvo lugar en el mes de Junio. Lógicamente en otoño e invierno hay una conjugación de flujos intensos con importantes caudales de humedad y bastante inestabilidad procedente del mar, algo totalmente opuesto a lo que ocurre en verano, donde existen flujos débiles y hay estabilidad en la franja costera. De hecho la convección interior de primavera-verano surge mayoritariamente como respuesta a zonas de convergencia orográfica, a veces apoyada por forzamientos dinámicos en capas altas motivados por paso de ondas, que muy difícilmente logran superar el valor de 100 mm en 24 horas.

5.5.4 Actividad eléctrica

En cuanto a la concurrencia o no de descargas nube-tierra en los episodios cabe destacar que existen rayos en la zona de precipitaciones intensas, en un 59% de los casos (figura 5.20). De cualquier forma el porcentaje de no existencia de rayos es muy destacable: 41%.

La no aparición de rayos se puede deber a situaciones donde la acumulación de grandes cantidades de precipitación viene condicionada por intensos flujos húmedos en capas bajas sin demasiada inestabilidad, o bien en episodios de convección intensa pero sin desarrollo vertical demasiado profundo, lo que impide la formación de descargas nube-tierra.

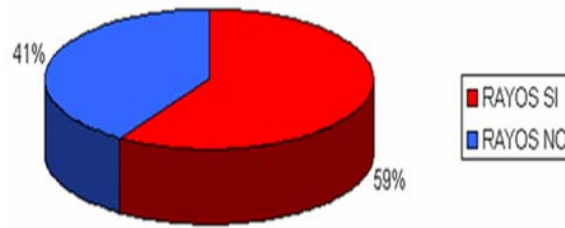


Figura 5.20. Porcentajes de casos de existencia de rayos nube-tierra frente a no existencia, en los episodios de precipitaciones superiores a 100 mm/día en el área peninsular de Alborán durante el periodo 2006-2010.

5.5.5 Intensidades horarias de precipitación

La red pluviométrica de AEMET para la medida de precipitación en 24 horas es bastante densa, mucho más que la de registros horarios. Para obtener los datos de precipitación máxima horaria en cada uno de los episodios, se ha buscado bien el valor de la estación que proporcionó el máximo en 24 horas, o en su defecto el de la estación más cercana con datos horarios disponibles. Por ello algunas de las conclusiones sobre intensidad en cortos intervalos temporales no deben ser interpretadas de manera rigurosa en términos estrictamente cuantitativos. Se observa a partir de la figura 5.21 que no hay una relación estrecha entre la precipitación máxima registrada en una hora y la computada en 24 horas en la zona de estudio durante cada episodio de la muestra. De hecho la relación entre ambas variables no es estadísticamente significativa para un nivel de confianza del 90 % o superior.

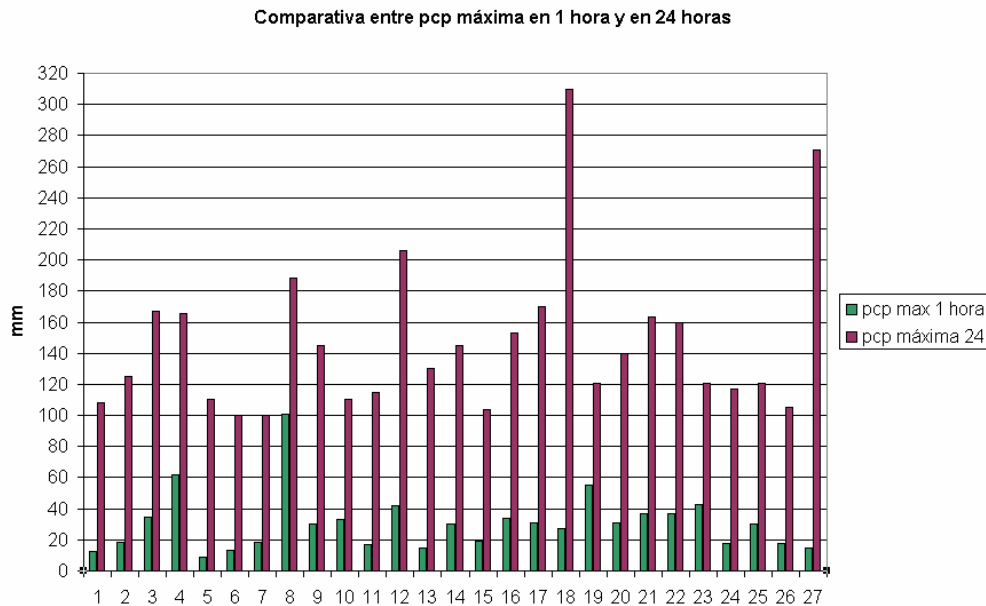


Figura 5.21. Valores de precipitación máxima en 1 hora (verde) y en 24 horas (granate) para cada día de la muestra de los 27 episodios, según la red de estaciones de AEMET.

Otro aspecto a comentar es la gran variabilidad existente en el comportamiento de la intensidad máxima y duración de las precipitaciones intensas de cada día de la muestra seleccionada.

En cuanto a intensidades horarias tenemos, según el léxico de AEMET, que 3 han sido moderadas, 12 fuertes, 10 muy fuertes y 2 torrenciales (figura 5.22).

Reparto de episodios por intensidades horarias

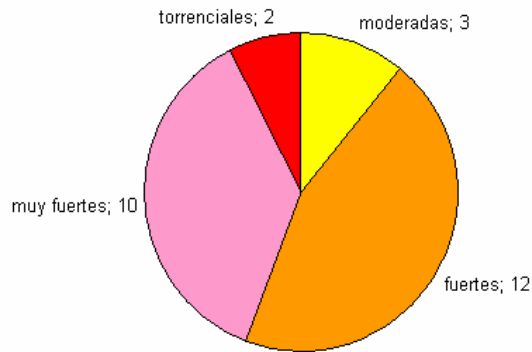


Figura 5.22. Reparto de los 27 episodios según las categorías de intensidades horarias (torrenciales > 60 mm/h, muy fuertes entre 30 y 60 mm/h, fuertes entre 15 y 30 mm/h y moderadas entre 2 y 15 mm/h).

También es importante comprobar la duración aproximada de las precipitaciones intensas, ya que la cantidad total acumulada viene dada por el producto de la intensidad media por la duración. En la figura 5.23 queda patente la importante variabilidad de la duración aproximada de las precipitaciones intensas de los distintos episodios.

Duración aproximada de las precipitaciones intensas

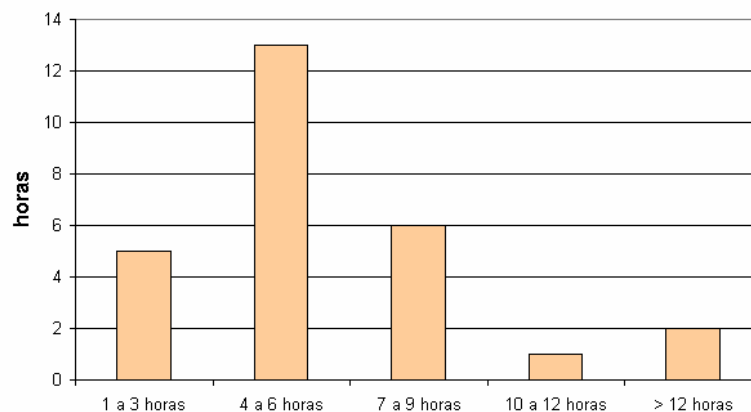


Figura 5.23. Duración aproximada de los 27 episodios de precipitaciones intensas.

Como estamos tratando con 27 días con cantidades de precipitación superiores a 100 mm, a cada uno de estos elevados valores se llegará por distintas combinaciones de intensidad-duración, surgiendo por tanto distintas “formas de llover”, que se pueden englobar en dos tipos de hietogramas representativos. Uno con intensidades moderadas a fuertes y larga duración o persistencia (figura 5.24-arriba), y otro con precipitaciones de gran intensidad (muy fuertes-torrenciales) y de relativamente corta duración (figura 5.24-abajo).

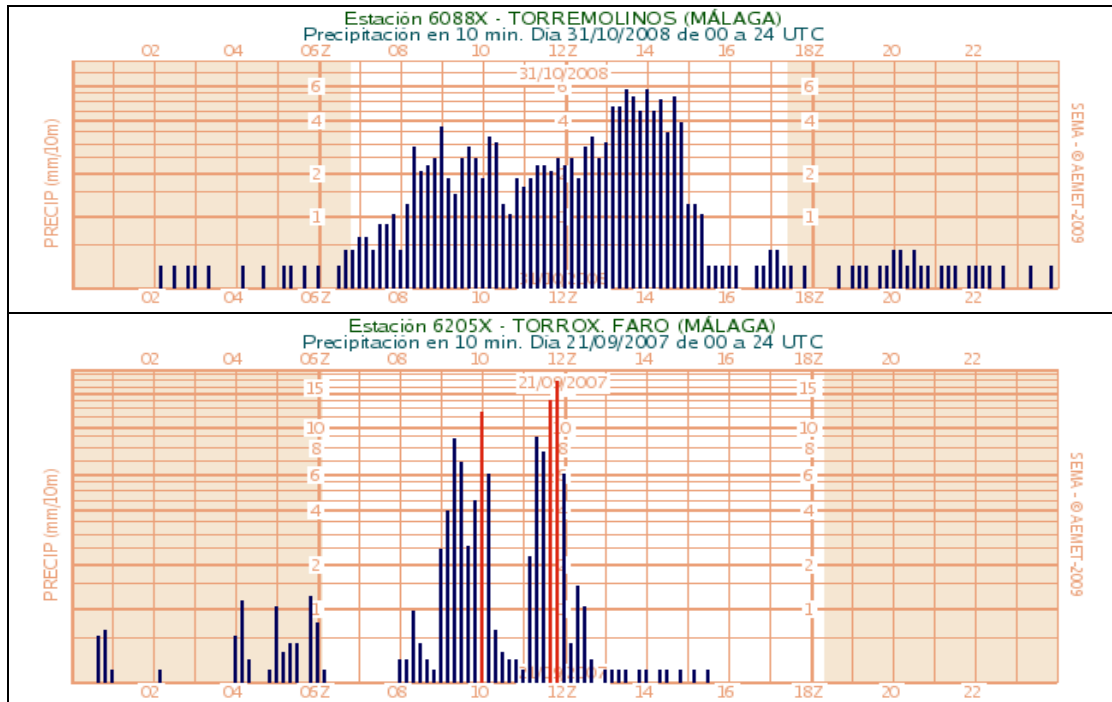


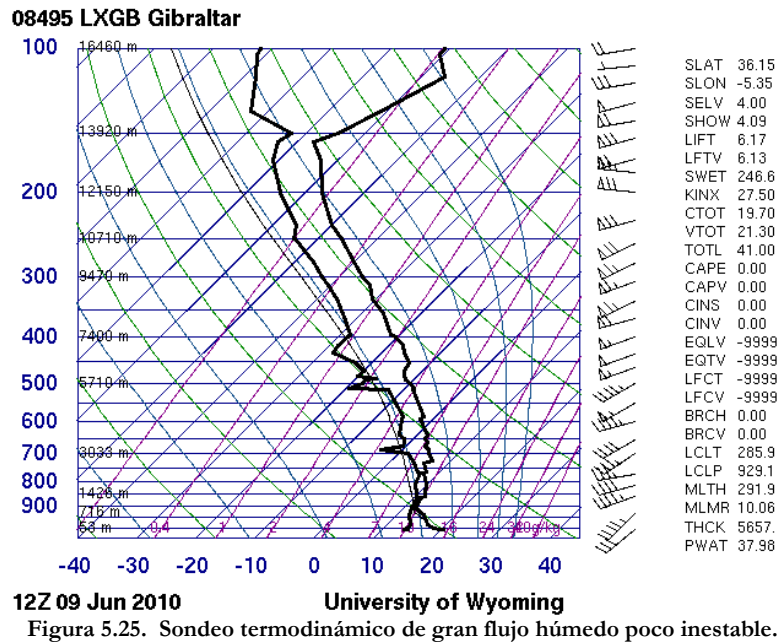
Figura 5.24. Ejemplos reales de dos tipos de hietogramas reales. Cada barra vertical representa la cantidad recogida en la estación, en mm, en un intervalo de diez minutos.

5.5.6 Tipos de perfiles termodinámicos

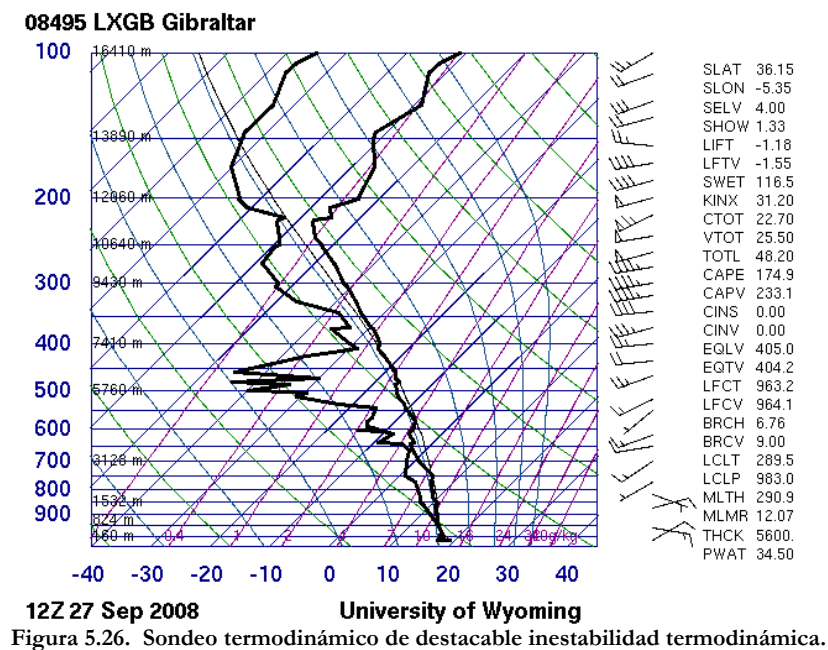
Por tanto para la generación de copiosas cantidades de lluvia en 24 horas, se debe disponer conjuntamente de:

- diversos ingredientes conducentes a producir intensidades elevadas de precipitación y,
- mecanismos que provoquen la persistencia de las precipitaciones.

Una de las formas de conseguir intensidades altas de precipitación en cortos intervalos de tiempo es a partir de un perfil atmosférico bastante húmedo en la vertical, no necesariamente inestable, pero con flujos bastante intensos de origen marítimo en capas bajas, tal y como aparece en el sondeo termodinámico de Gibraltar de la figura 5.25.



Otra de las formas de conseguir destacables intensidades pluviométricas en intervalos horarios es mediante una atmósfera de gran inestabilidad termodinámica, como la que refleja el sondeo de Gibraltar de la figura 5.26. En este caso los flujos en capas bajas no son intensos.



5.6 Otros parámetros físicos de interés en la muestra seleccionada

Parece interesante la descripción estadística básica del comportamiento de algunos parámetros físicos de interés a partir de los datos de los 27 casos seleccionados. A continuación se enumeran dichos parámetros así como sus valores mínimo, mediana, máximo y coeficiente de variación, haciéndose una breve descripción de las características detectadas. Como ya se comentó previamente, el valor de cada variable de los 27 casos ha sido extraído bien por interpolación del análisis del ERA-Interim al punto de mayor intensidad de precipitación, o a partir del sondeo más próximo (Gibraltar o Murcia), en el instante disponible más cercano en el tiempo a las precipitaciones más intensas.

5.6.1 Parámetros dinámicos

En la tabla 5.2 se presentan los valores estadísticos básicos de determinadas variables dinámicas de interés, algunas de cuyas características se comentan a continuación.

La mediana del geopotencial (Z) en 500 hPa es de 5579,2 m. En cuanto a la presión al nivel del mar (PSL), aunque la mediana es de 1009 hPa, el máximo es de 1025. De hecho en una tercera parte de los casos, la presión ha sido superior a la estándar de 1013,25 hPa. Por tanto no es fundamental el valor en sí de la presión al nivel del mar, sino la capacidad de los sistemas de presión para generar flujos que advecten una masa de aire inestable en capas bajas (en este caso al nivel del mar) sobre la zona de interés.

Por w entendemos la velocidad vertical del aire teniendo en cuenta la presión como coordenada vertical. Como w es la variación de la presión con el tiempo, y la presión disminuye con la altura, será negativa para movimientos ascendentes, y positiva para los descensos. Las velocidades verticales (Kt) de los casos de la muestra en distintos niveles como 1000, 925, 850, 700 y 500 hPa tienen en general un marcado comportamiento ascensional (signo negativo de la mediana), especialmente en el nivel de 850 hPa.

Se aprecia asimismo el predominio de existencia de divergencia (Div) negativa, o sea convergencia, en el nivel de 925 hPa. La divergencia se expresa como:

$$div(v) = \frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta x}$$

El valor de la mediana de la divergencia en 925 hPa es de $-76,8 \text{ s}^{-1} * 10^6$. Por el contrario existe predominio de divergencia en 300 hPa, con una mediana de $6,4 \text{ s}^{-1} * 10^6$.

En cuanto a la vorticidad, VOR , ($s^{-1} * 10^5$), existe un predominio de vorticidades positivas (ciclónicas) en 500 y 300 hPa, con medianas de 1,6 y 3,0 respectivamente, algo que es propio de perturbaciones en niveles altos en el entorno de la zona de eventos de precipitaciones intensas. No obstante no siempre se produce este hecho a tenor de los valores mínimos de vorticidad que figuran en la tabla 5.2.

$$VOR = \xi = \frac{\delta v}{\delta x} - \frac{\delta u}{\delta y}$$

En el concepto de ciclogénesis, una anomalía de vorticidad potencial en altura actúa sobre las capas bajas de la troposfera succionando aire hacia arriba desde debajo de la anomalía hasta su parte delantera, depositándolo en su parte posterior después de sufrir un proceso de subsidencia.

$$PVOR = -g[(\zeta + f) \frac{\delta \theta}{\delta p} - \frac{\delta v}{\delta p} \frac{\delta \theta}{\delta x} + \frac{\delta u}{\delta p} \frac{\delta \theta}{\delta y}]$$

En la muestra de estudio, hay en general vorticidad potencial (PVOR) positiva en 300 hPa, con un valor de la mediana de $6,5 \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1} * 10^7$, y un máximo de 99,3.

	Coef. Var (%)	MIN	Mediana	MAX
Z₅₀₀	0,02	5372,4	5579,2	5805,6
PSL	0,01	992,0	1009,0	1025,0
w₁₀₀₀	0,72	-2,4	-0,9	0,1
w₉₂₅	0,90	-8,8	-2,2	1,1
w₈₅₀	0,94	-13,0	-2,5	0,4
w₇₀₀	1,23	-7,7	-1,7	1,6
w₅₀₀	1,63	-5,3	-0,6	1,2
Div₉₂₅	1,07	-538,7	-76,8	49,4
Div₃₀₀	2,14	-56,7	6,4	163,2
VOR₅₀₀	2,55	-7,5	1,6	8,9
VOR₃₀₀	2,24	-8,1	3,0	34,1
PVOR₃₀₀	1,48	-0,5	6,5	99,3

Tabla 5.2. Valores estadísticos (coeficiente de variación, mínimo, mediana y máximo) de la muestra, para determinadas variables “dinámicas”.

5.6.2 Viento

A tenor de las dos componentes horizontales u y v del viento en distintos niveles de presión suficientemente representativos (tabla 5.3), y una vez calculados el módulo (en Kt) y la dirección (en grados) del viento, se obtienen los siguientes valores para la mediana.

En 925 hPa: 146° (11 Kt).
 En 850 hPa: 183° (17 Kt).
 En 700 hPa: 229° (28 Kt).
 En 500 hPa: 233° (31 Kt).
 En 300 hPa: 236 (40 Kt).

Se aprecia un lógico incremento del viento con la altura en cuanto a intensidad. Además el flujo es predominantemente del Este en las capas inferiores (al menos hasta el nivel de 925 hPa, situado aproximadamente a unos 800 metros de altitud). Más arriba comienza a girar en sentido de las agujas del reloj, tendiendo cada vez más hacia el oeste conforme nos elevamos. De hecho es de sur en 850 hPa, y de suroeste en 500 y 300 hPa. La virazón anticiclónica en los niveles bajos confirma la presencia de una advección cálida, determinante en gran parte de las situaciones que nos ocupan.

También son llamativos los elevados valores del coeficiente de variación de las componentes u del viento (dirección longitudinal) en 925 y 850 hPa. Esto es así pues en situaciones de precipitaciones intensas hay unos flujos predominantes que dependen de la zona y de la posición de la perturbación. Por ejemplo en la zona de Málaga el flujo en 850 hPa es predominantemente de componente suroeste y en la zona del levante almeriense es del Este. En cambio en niveles altos, el flujo suele ser muy mayoritariamente de componente oeste.

	Coef. Var (%)	MIN	Mediana	MAX
u₉₂₅	9,41	-33,6	-5,9	37,3
v₉₂₅	1,02	-12,3	8,8	30,0
u₈₅₀	7,33	-34,8	0,8	43,2
v₈₅₀	0,92	-19,1	16,9	29,5
u₇₀₀	1,57	-51,4	21,1	50,8
v₇₀₀	0,55	-4,1	18,2	27,3
u₅₀₀	1,10	-42,8	24,6	57,6
v₅₀₀	0,54	-6,8	18,8	39,9
u₃₀₀	0,86	-25,1	32,9	95,9
v₃₀₀	0,73	-17,6	22,5	43,5

Tabla 5.3. Valores estadísticos de viento en distintos niveles para los días de la muestra. Se presentan las componentes u (longitudinal) y v (latitudinal) del viento en Kt.

5.6.3 Temperatura

Las temperaturas en distintos niveles poseen destacables rangos de variación (tabla 5.4), debidos fundamentalmente a los distintos meses del año afectados por las precipitaciones intensas de la muestra estudiada. Por ejemplo la temperatura en 850 hPa fluctúa entre -2,1 y 14,1 °C, y la temperatura del agua del mar (SST) en un lugar marítimo próximo a la zona costera afectada, entre 14,3 y 22,2 °C.

Un hecho muy significativo es que en todos los casos de la muestra existió una advección positiva de temperatura (ADT) en 850 hPa, expresada en °C/12 h. La advección positiva de temperatura (o advección cálida) significativa en niveles bajos es un ingrediente importante, sobre todo si hay otros presentes en la zona, tales como disponibilidad de suficiente humedad, zonas de convergencia, inestabilidad, etc.

$$ADT = -u \frac{\delta T}{\delta x} - v \frac{\delta T}{\delta y}$$

La advección de temperatura en el nivel de 850 hPa es positiva en todos los casos de la muestra, con una mediana de 4,3 °C/12 h, y un valor máximo de 9,2. Por consiguiente esta característica es un rasgo muy destacable de las precipitaciones intensas en la zona.

	Coef. Var (%)	MIN	Mediana	MAX
SST	0,15	14,3	16,4	22,2
T₈₅₀	0,61	-2,1	6,4	14,1
T₇₀₀	1,52	-8,9	-2,7	4,1
T₅₀₀	0,24	-27,1	-18,3	-10,0
ADT₈₅₀	0,67	0,1	4,3	9,2

Tabla 5.4. Valores estadísticos básicos de las variables Temperatura al nivel del mar y en varios niveles de presión (en ° C), así como advección de temperatura en 850 hPa (°C/12 h), para los días de la muestra

5.6.4 Humedad relativa

La humedad relativa (HR) expresada en %, toma valores muy altos en general para prácticamente todos los casos de la muestra (tabla 5.5), y presenta dos hechos llamativos. El primero es que el máximo de la mediana en la vertical ocurre en los niveles bajos (850 y 925 hPa), con valores respectivos de 99,3 y 91,4 %, mientras que en 500 hPa ya decrece hasta el 60,6 %, aunque a este nivel hay valores que denotan saturación o sobresaturación. Esto está en consonancia con el hecho de que existen situaciones con valores de humedad relativa muy elevados en toda la vertical, y otras en que la cuasi-saturación está presente en capas bajas pero no llega a niveles medios-altos como el de 500 hPa. En cualquier caso la mediana de la humedad relativa en el estrato 925-500 es bastante alta, tomando un valor del 86,8 %.

Una condición fundamental de estos episodios es que debe existir una necesaria humedad relativa muy alta en 850 hPa (superior al 80%), algo que ocurre en la gran mayoría de casos en el nivel de 700 hPa, aunque no siempre.

	Coef. Var (%)	MIN	Mediana	MAX
HR₉₂₅	0,07	69,2	98,3	>= 100
HR₈₅₀	0,05	82,0	99,3	>= 100
HR₇₀₀	0,15	56,7	91,4	>= 100
HR₅₀₀	0,39	13,2	60,6	>= 100
HR₃₀₀	0,47	5,7	81,8	>= 100
HR₉₂₅₋₅₀₀	0,12	66,6	86,8	>= 100

Tabla 5.5. Valores estadísticos básicos de la muestra para la humedad relativa (%) en distintos niveles de presión, y humedad relativa promedio en la capa 925-500 hPa.

5.6.5 Humedad absoluta

La humedad absoluta depende en gran medida de la temperatura del aire, y éste evidentemente presenta una gran variabilidad dependiendo del mes de que se trate. Como en la muestra aparecen casos de meses muy diferentes, el rango de variación de la proporción de mezcla (q), expresada en g/kg, en distintos niveles bajos, es elevado. Algo similar ocurre con el punto de rocío, T_d ($^{\circ}$ C), por ejemplo en el nivel de 925 hPa, y con el agua precipitable, PW (mm).

Por tanto estas variables relacionadas con el contenido de humedad absoluta del aire a un nivel o con la cantidad de agua en la columna, aun siendo importantes no son decisivas, ya que pueden ocurrir eventos de gran precipitación tanto con elevados valores de los parámetros, como con valores discretos o incluso relativamente bajos. No obstante en principio, y a falta del estudio de la presencia de otros ingredientes, cuanta mayor cantidad de humedad absoluta haya en la atmósfera, mejor de cara a la generación de precipitaciones de gran eficiencia, siempre que se llegue a la saturación. A priori los perfiles verticales muy cerca de la saturación en toda la columna y con destacables valores de humedad absoluta, son los que en principio resultan más peligrosos a este respecto.

No ocurre lo mismo con el campo de convergencia del flujo de humedad (CONH, expresado en g/Kg/6 horas) en niveles bajos como el de 925 hPa. La divergencia del flujo de humedad se puede expresar como $\nabla(q.v) = q\text{div}(v) + v.\nabla(q)$

Esta variable es un término de la ecuación de conservación del vapor de agua y se erige en uno de los ingredientes importantes en episodios de convección y precipitación eficiente. Aunque en un episodio no haya un forzamiento dinámico acusado, la convergencia de humedad en niveles bajos puede jugar un papel fundamental en la convección, junto con la presencia de inestabilidad.

Asimismo, la presencia de convergencia de humedad en capas bajas junto con advección térmica positiva en dichos niveles, genera un incremento de la inestabilidad potencial. En nuestro caso los valores negativos indican convergencia y se extienden a la totalidad de los casos disponibles, con valores entre -2,4 y -9,2 g/Kg/6 horas. De ahí que la convergencia del flujo de humedad en 925 hPa (y no tanto en otros niveles) sea una condición importante para la generación de precipitaciones muy significativas en el área de estudio. Cuanto mayor sea, más importante a priori puede ser la focalización de las corrientes verticales, con las repercusiones que ello puede tener en la magnitud de los ascensos desde capas bajas.

	Coef. Var (%)	MIN	Mediana	MAX
q₉₂₅	0,22	4,0	8,1	11,7
q₈₅₀	0,26	3,8	7,1	10,9
q₇₀₀	0,31	2,0	3,8	6,9
Td₉₂₅	0,41	0,5	9,6	15,9
PW	0,28	12,5	22,0	38,0
CONH₉₂₅	0,43	-9,2	-4,3	-2,4

Tabla 5.6. Estadística muestral básica de la proporción de mezcla (g/kg) en varios niveles bajos, temperatura de rocío (° C) en 925 hPa, agua precipitable (mm) y convergencia del flujo de humedad (g/Kg/6 h) en 925 hPa.

5.6.6 Flujo de humedad

El flujo de humedad (q_v) en un nivel de presión determinado es el producto de la humedad específica y el módulo del viento en esa superficie isobárica. En este trabajo se expresa en (g/Kg). Kt, y tiene una importante repercusión puesto que representa el caudal de agua que llega a una zona concreta. Se evalúa especialmente en niveles bajos.

Sin embargo vemos que aparecen importantes variaciones en la distribución de esta variable entre los casos del estudio. De hecho, por ejemplo en 850 hPa surgen importantes fluctuaciones, con un mínimo de 24,8 y un máximo de 348,0 (g/Kg). Kt. Aunque esta magnitud es importante de cara a favorecer precipitaciones destacables, no es imprescindible que presente valores muy altos, ya que hay otros ingredientes que pueden favorecer la duración y vigorosidad de las corrientes verticales en la zona. No obstante lo anterior, una característica muy importante es la persistencia de ese flujo húmedo, ya que valores no demasiado intensos del flujo de humedad, pero muy duraderos, pueden totalizar importantes cantidades de precipitación en una zona.

	Coef. Var (%)	MIN	Mediana	MAX
(q v)₉₂₅	0,65	36,8	137,8	376,0
(q v)₈₅₀	0,57	24,8	153,8	348,0
(q v)₇₀₀	0,54	26,7	117,5	324,0

Tabla 5.7. Valores estadísticos muestrales del flujo de humedad [(g/Kg). Kt] en varios niveles de presión

5.6.7 Índices de inestabilidad

Por último comentar el comportamiento de algunos índices clásicos de inestabilidad (tabla 5.8). Hay en general una importante variación entre los valores obtenidos para las distintas situaciones. De hecho hay episodios en los que no hay una inestabilidad termodinámica acusada, y otros por el contrario que se generan en entornos de gran inestabilidad latente efectiva.

De entre los que tienen en cuenta fundamentalmente diferencias entre temperaturas y humedades en niveles medios y niveles bajos, cabe citarse que el *TT* (Total de Totales) varía entre 41 y 55, 7 con una mediana de 51. El índice *K* en cambio fluctúa entre 15,3 y 34,9 presentando una mediana de 29,8. Es por ello que aproximadamente la mitad de casos cursan con elevados valores de inestabilidad y la otra mitad no. Algo similar ocurre con los índices que tienen en cuenta el perfil vertical y no sólo algunos niveles. Así los índices *LI* (Lifted Index) calculados mediante evolución adiabática de una burbuja (desde una situación promedio de los 100 primeros milibares) hasta 500 y hasta 700 hPa (*LI5* y *LI7*), varían desde -4,8 a 6,3 y de -3,1 a 4,7 respectivamente, presentando medianas de 0,4 y -0,4. El *CAPE* (*Convective Available Potential Energy*) tiene por mediana el valor de 96,8 J/kg, cantidad realmente baja. Tan sólo cinco episodios sobrepasan el valor de 500 J/Kg y sólo uno el límite de 1000 J/kg, con 1573 J/kg. Los valores del *CIN* (*Convective Inhibition*) son muy bajos en su gran mayoría.

La isocero seca (*ISOC*) varía entre 1155 y 5483 metros, presentando una evidente dependencia de la época del año. El *LCL* (nivel de condensación por ascenso) suele ser bajo, entre 51,9 y 822,9 metros, así como el *CCL* (nivel de convección libre), que tiene una mediana de 396,4 metros. Por último el *EL* (nivel de equilibrio) tiene gran rango de variación, oscilando desde inexistente hasta 12283 metros, con una mediana de 2471 metros, algo que atestigua la existencia de casos no convectivos, pasando por convección de tipo somera y finalmente con casos de convección profunda.

El índice *MDI* (Mediterranean Index; Riesco y Alcover, 2003 b), válido para determinar la inestabilidad mediterránea en zonas marítimas, y que tiene en cuenta diferencias de temperatura entre distintos niveles, el grado de saturación en 850 hPa y una estimación de la humedad absoluta en capas bajas, presenta en la zona de interés de cada situación, valores entre 3,2 y 6,8 con una mediana de 5,2 lo que denota la existencia de una inestabilidad entre moderada y notable según este parámetro.

Por último la variable $CIZ_{1000-700}$ (cizalladura vertical del viento en el estrato 1000-700 hPa, en s^{-1}), tiene también un comportamiento muy distinto dependiendo de la situación, variando entre 2,9 y 9,0 con una mediana de 5,8 s^{-1} . Valores elevados de cizalladura permiten que la convección se organice mejor y por tanto pueda ser más severa y duradera.

	Coef. Var (%)	MIN	Mediana	MAX
TT	0,07	41,0	51,0	55,7
K	0,16	15,3	29,8	34,9
LI5	4,45	-4,8	0,4	6,3
LI7	6,79	-3,1	-0,4	4,7
CAPE	1,43	2,8	96,8	1573,1
CIN	2,37	0,0	1,2	206,0
ISOC	0,38	1155,2	2680,1	5483,0
LCL	0,53	51,9	396,4	822,9
CCL	0,37	452,0	818,0	1688,9
EL	0,96	0,0	2471,4	12283,6
MDI	0,19	3,2	5,2	6,8
CIZ₁₀₀₀₋₇₀₀	0,29	2,9	5,8	9,0

Tabla 5.8. Valores estadísticos muestrales de varios parámetros de interés (explicación en el texto).

En definitiva y como resumen de los hallazgos principales encontrados entre los casos estudiados, las situaciones presentan en su gran mayoría una baja o vaguada en altura, en muchos casos aislada. En superficie no es imprescindible aunque sí bastante frecuente la presencia de una configuración de bajas presiones que aun sin ser necesariamente potente ni profunda, provee un flujo cálido-húmedo que se erige en alimentador y focalizador de las corrientes verticales que son intensas en la mayoría de los niveles isobáricos, sobre todo en la superficie de 850 hPa. Se observa una convergencia dinámica notable en 925 hPa y divergencia marcada en 300 hPa, cuya combinación resulta fundamental como mecanismo de ascenso en episodios de precipitaciones intensas. Se identifica la presencia de cizalladura vertical del viento con giro anticiclónico en capas bajas, síntoma de una advección térmica de carácter cálido en los niveles inferiores (muy destacable en 850 hPa), al mismo tiempo que existe una convergencia de humedad nítida en niveles bajos como el de 925 hPa. La cantidad de precipitación depende de la humedad disponible y de la eficiencia en la conversión de dicha humedad en precipitación en los ascensos. En la muestra los valores de humedad relativa elevados están presentes en capas bajas al menos hasta 850 hPa en todos los episodios, y en muchos casos hasta 700 hPa. La humedad absoluta suele presentar máximos en la zona, aunque sus valores cuantitativos no son determinantes al existir otros muchos factores decisivos. Por último los parámetros de inestabilidad no son claves en modo absoluto en la discriminación de lluvias intensas, ya que al final todo se traduce en una ponderación de los muchos ingredientes y factores que pueden aparecer en cada situación, de los cuales hay unos de tipo termodinámico y otros no.

No obstante la presencia de condiciones ambientales de inestabilidad latente o convectiva es importante a la hora de que cualquier mecanismo pueda ser capaz de desencadenar la convección, bien a partir de un ascenso inicial de la burbuja desde las capas bajas o a través de un ascenso en bloque de la columna. El ascenso orográfico a barlovento o convergencia horizontal del viento son algunos de los mecanismos de disparo, los cuales están normalmente presentes en muchos de los casos de eventos de precipitaciones intensas en el Mediterráneo.

Lógicamente aparte de la visión instantánea del estado físico de la atmósfera en el momento y lugar de las precipitaciones más intensas, hay que tener en cuenta determinados factores fundamentales para garantizar la existencia de unas cantidades de precipitaciones muy importantes (superiores a 100 mm en 24 horas). Entre estos destaca especialmente la persistencia de las mismas. Siguiendo a Doswell et al (1996), se puede decir que las situaciones de lluvias más copiosas ocurrirán cuando la intensidad de precipitación sea muy alta durante un largo periodo de tiempo. Si denotamos por P la cantidad de precipitación total, tenemos que $P = R \cdot D$, donde R es la intensidad o tasa de precipitación instantánea (expresada en mm/h) y D es la duración de las precipitaciones (medida en horas). Chappell (1986) asoció los eventos de precipitaciones más intensas o inundaciones repentinas con la existencia de sistemas convectivos cuasiestacionarios en los que muchas células convectivas alcanzan el estado de madurez y producen sus precipitaciones más intensas sobre la misma zona. Por eso los sistemas convectivos organizados generan usualmente precipitaciones más importantes que las células individuales, aunque una de éstas de manera aislada puede producir elevada intensidad de precipitación. La duración de intensidades elevadas de precipitación de un sistema convectivo compuesto por varias células, está relacionado con la velocidad del movimiento del sistema, el tamaño de dicho sistema y variaciones internas en la intensidad de precipitación. De esta manera, cuando un sistema se mueve muy despacio, los otros factores pueden quedar relegados a un segundo plano.

5.7 Tipos de sistemas nubosos

En la muestra de estudio para las precipitaciones intensas en la zona de Alborán se encuentran diversos tipos de sistemas nubosos con diferentes características. La clasificación en virtud de las herramientas de teledetección dependerá del sensor utilizado (satélite, radar o detector de rayos).

Una primera clasificación simplista puede hacerse basándose en la presencia o no de actividad eléctrica en los sistemas, a partir de la red de rayos nube-tierra de AEMET. Por tanto no estamos considerando los rayos nube-nube ni los intranube, que totalizan un número mucho mayor (aproximadamente en la proporción 5 a 1) que los nube-tierra.

Es por eso que en algunas situaciones se observan a simple vista muchas descargas entre nubes (o intranube), y en cambio o no se detecta ninguna o apenas aparecen descargas nube-tierra registradas en el sistema. Surgen por tanto dos grandes grupos atendiendo a la presencia o no de convección (en este caso asociando e identificando la convección, en sentido estricto, con la presencia de rayos) en el área de interés y en el periodo de estudio abarcado por este trabajo:

- **sistemas convectivos**, en 16 situaciones, **(59 % de los casos)** y
- **estructuras no convectivas**, en 11 situaciones **(41 % de los casos)**.

5.7.1 Sistemas nubosos no convectivos

Normalmente no presentan señales demasiado “intensas o llamativas” ni en radar ni en satélite. Sin embargo hay una característica, no necesaria pero que suele ser muy frecuente en este tipo de situaciones, que es la persistencia muy acusada de un sistema nuboso precipitante sobre una misma zona, bien por anclaje dinámico o por paso muy lento. De hecho los principales sistemas de esta clase lo conforman las bandas de tipo frontal, sin convección embebida y de desplazamiento muy lento, que afectan a una misma área durante un tiempo bastante largo. Las intensidades suelen ser mayoritariamente fuertes en sentido horario (entre 15 y 30 mm/hora), aunque en algunos casos también se han registrado intensidades horarias muy fuertes (entre 30 y 60 mm/h) sin llegar a la torrencialidad.

El principal ingrediente en estos casos de pasos frontales con precipitación eficiente y duradera, es el notable valor del flujo húmedo continuo sobre una zona, y en muchas ocasiones también el decisivo factor orográfico que contribuye al realce de las precipitaciones. Obviamente en determinados días se produce incluso el paso por el mismo lugar de sucesivas bandas frontales eficientes aunque sin convección embebida.

El escenario más típico de esta variedad (con más del 60% de los episodios de sistemas no convectivos) es el de una baja en altura centrada en el noroeste peninsular que hace circular frentes muy largos que entran de sur a norte sobre las costas peninsulares de Alborán. Afectan especialmente a la comarca montañosa de Ronda (Málaga), donde se produce una interacción orográfica muy favorable, con un flujo húmedo y fuerte de viento del suroeste en los niveles inferiores. Otro patrón frecuente es un flujo zonal muy húmedo e intenso que llega desde el oeste, bastante inclinado, en dirección casi oeste-este, sin la presencia de una baja en las proximidades de la zona de interés. También hay otros posibles ingredientes dentro de esta clasificación, como la convergencia dinámica en capas bajas provocada por la orografía en determinadas localizaciones.

5.7.2 Sistemas nubosos convectivos

Con la imposición de 100 mm/día se han detectado, básicamente, tres tipos de estructuras tormentosas: sistemas convectivos aislados de reducidas dimensiones y persistentes, sistemas convectivos multicelulares, y sistemas convectivos de mesoescala. No se han considerado las supercélulas pues en esta muestra no se ha llegado a identificar ninguna de manera categórica. Además las estructuras supercelulares, aunque generan gran severidad, se suelen desplazar rápidamente por lo que resulta muy difícil que totalicen cantidades superiores a 100 mm.

5.7.2.1 Sistemas convectivos aislados, de reducidas dimensiones y persistentes

Con frecuencia aparecen estructuras convectivas de reducidas dimensiones espaciales, pero con gran capacidad de generación de precipitaciones importantes en una zona limitada, sobre todo al quedar anclados localmente a barlovento de una cadena montañosa junto al litoral. No se trata de sistemas convectivos de mesoescala usuales ya que presentan tamaños mucho menores y distinta organización. En algunos casos están asociados a lluvias de tipo cálido con reducido desarrollo vertical y pocas descargas nube-tierra.

5.7.2.2 Sistemas convectivos multicelulares

Están compuestos de varias células con distinto grado de organización, que interactúan entre ellas, aunque no siguiendo el esquema clásico de flujos internos propios de los típicos sistemas convectivos de mesoescala. En los sistemas convectivos multicelulares suele aparecer una zona de convergencia, muchas veces creada entre corrientes ascendentes y descendentes con aire enfriado procedente de la evaporación de la lluvia que cae y forma un depósito frío junto al suelo. Los más peligrosos son los que presentan propagación en sentido contrario al avance del flujo rector en niveles medios, produciéndose por tanto una generación de nuevas células en sentido opuesto al avance del sistema, o dicho en otras palabras, propagación retrógrada que trae como consecuencia inmediata, la cuasiestacionariedad de las precipitaciones intensas con el peligro enorme que ello conlleva. Otro tipo de sistemas multicelulares aunque en otro sentido, son los llamados trenes convectivos. Se trata de un sistema dispuesto en línea, con distintas células que repetidamente, una tras otra, discurren sobre una misma zona, descargando precipitaciones intensas y persistentes.

5.7.2.3 Sistemas convectivos de mesoescala usuales

En este caso sí se trata de los sistemas convectivos de mesoescala usuales en el sentido clásico de Houze (1993). Son nubes que en un entorno de inestabilidad convectiva se amalgaman y organizan en un único sistema nuboso con una estructura cirriforme relativamente grande, y producen precipitaciones continuas en un área de 100 km o más en alguna dirección horizontal. No obstante en Alborán a veces no siempre poseen esa dimensión lineal. Se les suele identificar bien en las imágenes de satélite, sobre todo en el infrarrojo con realce especial en el que se colorea la temperatura de brillo de los topes nubosos. Presentan convección profunda y un gran número de descargas eléctricas. Especial peligrosidad es la asociada a los sistemas convectivos cuasiestacionarios en los que la propagación se produce en sentido contrario al flujo rector de niveles medios, y la estructura se desarrolla por el flanco opuesto al del flujo del viento en niveles medios.

En el área de Alborán y limítrofes es frecuente que pequeños sistemas convectivos de mesoescala se formen sobre el mar de Alborán principalmente durante el otoño e invierno y especialmente de noche, para luego moverse hacia la costa mediterránea andaluza, permaneciendo durante un largo periodo de tiempo junto a la línea costera. Los episodios de lluvias intensas ocurren normalmente asociados a este tipo de sistemas convectivos de mesoescala cuando se mueven lentamente en un ambiente con alto contenido de agua precipitable (Sánchez-Laulhé, 2006).

También son frecuentes líneas de turbonada (sistemas convectivos en forma de arco) que recorren la costa andaluza de Alborán, aunque normalmente lo hacen de manera rápida creando severidad y precipitaciones intensas aunque de corta duración que no llegan a totalizar grandes cantidades.

6. CLASIFICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS EPISODIOS SELECCIONADOS.

6.1 Duración Intensidad y extensión

En la tabla 6.1 se listan los valores de la intensidad, duración y “extensión” de las precipitaciones intensas para cada uno de los 27 casos de la muestra.

N	Mes	Pcp máx (mm) en 1 hora	Duración (h) pcp >= 10 mm/h	Nº estaciones Pcp >=100 mm/día	Rayos
1	1	12	9	1	NO
2	3	18	7	2	NO
3	5	35	5	1	SI
4	11	62	3	8	SI
5	1	10	11	1	NO
6	2	14	7	1	NO
7	9	19	5	1	SI
8	9	101	2	13	SI
9	12	30	5	4	SI
10	3	33	3	1	SI
11	4	17	7	1	NO
12	9	42	5	2	SI
13	10	40	3	1	SI
14	10	30	5	20	NO
15	11	19	5	1	NO
16	12	34	5	1	NO
17	2	31	5	2	SI
18	12	27	11	42	SI
19	1	55	2	1	SI
20	1	31	5	2	SI
21	1	37	4	2	SI
22	2	37	4	21	SI
23	4	43	3	2	NO
24	6	18	6	1	NO
25	11	30	4	4	NO
26	12	18	7	1	SI
27	12	15	18	3	SI

Tabla 6.1. Listado de las variables intensidad máxima horaria, duración, extensión y presencia de rayos, durante los episodios de la muestra seleccionada.

En el cuadro anterior se han incluido la precipitación máxima en 1 hora (en mm), la duración aproximada (en horas) de las precipitaciones con intensidades iguales o superiores a 10 mm/h, y la extensión representada por el número de estaciones en las que se superó el valor de 100 mm en 24 horas.

Existe una importante variabilidad en cualquier época del año, salvo en los meses de Junio, Julio y Agosto, en los que no suelen ocurrir episodios de más de 100 mm en 24 horas. Durante los meses de otoño (Septiembre, Octubre y Noviembre) las precipitaciones de este tipo suelen ser más intensas y menos persistentes que las de invierno (Enero, Febrero y Marzo). En primavera, aunque con menor número de casos, éstos suelen parecerse a los invernales. Así en otoño las precipitaciones de la muestra tienen una media de intensidad horaria en torno a 42 mm/hora, con una duración de las precipitaciones intensas de unas 4 horas aproximadamente. Estas magnitudes medias se transforman en 26 mm/h y 7 horas, respectivamente, para los episodios invernales.

En cuanto se refiere a la intensidad máxima de las precipitaciones en 1 hora en cada episodio, el 15% de los casos fueron moderadas (entre 10 y 15 mm/h), el 26% fuertes (entre 15 y 30 mm/h), el 52% muy fuertes (entre 30 y 60 mm/h) y el 7% torrenciales (a partir de 60 mm/h).

La duración de las precipitaciones intensas en sentido horario, entendiendo por intensas las de más de 10 mm en alguna hora del periodo pluviométrico del día, se repartió de la siguiente forma: en el 22% de los casos las precipitaciones intensas duraron hasta 3 horas, el 45% duró entre 3 y 5 horas, el 22% entre 5 y 10 horas, y el 11% más de 10 horas.

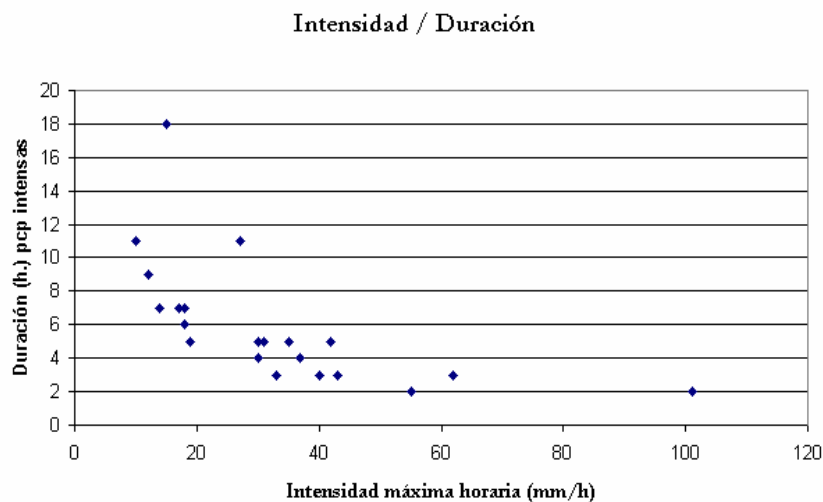


Figura 6.1. Relación entre intensidad máxima horaria y duración de las precipitaciones intensas

Como se puede comprobar en la figura 6.1, existe una relación inversa, como era de esperar, entre la intensidad máxima de las precipitaciones en una hora, y la duración de las precipitaciones “intensas” (entendiendo por este último concepto la duración de las precipitaciones que cayeron de manera continuada con al menos una intensidad horaria de 10 mm cada hora). En los dos extremos tenemos por un lado un episodio con precipitación máxima horaria de 15 mm/h, con precipitaciones “intensas” durante 18 horas, y por el otro un caso con precipitación máxima en una hora de 101 mm, pero con una duración de las precipitaciones “intensas” de unas 2 horas.

Una forma de estimar la extensión de las precipitaciones de los casos de estudio es cuantificar el número de estaciones en las que se ha superado el valor de 100 mm en 24 horas. Esta aproximación, aunque grosera debido a la suposición de un reparto espacial homogéneo de las estaciones, puede valer como aproximación a la estimación del tamaño del área afectada. Se aprecia cómo en la mayoría de episodios los observatorios afectados son 1 ó 2 (el 70 %). Sólo en 4 ocasiones (15% de los casos) se vieron afectadas más de 10 estaciones.

Aproximadamente en el 60% de los casos hubo descargas nube-tierra en la zona afectada por las precipitaciones, frente a un 40% en los que no se produjeron. Para la muestra de estudio de precipitaciones superiores a 100 mm en 24 horas, se observa que en general en los casos de episodios con rayos, las precipitaciones máximas en una hora son superiores a las de los casos de no existencia de rayos (figura 6.2).

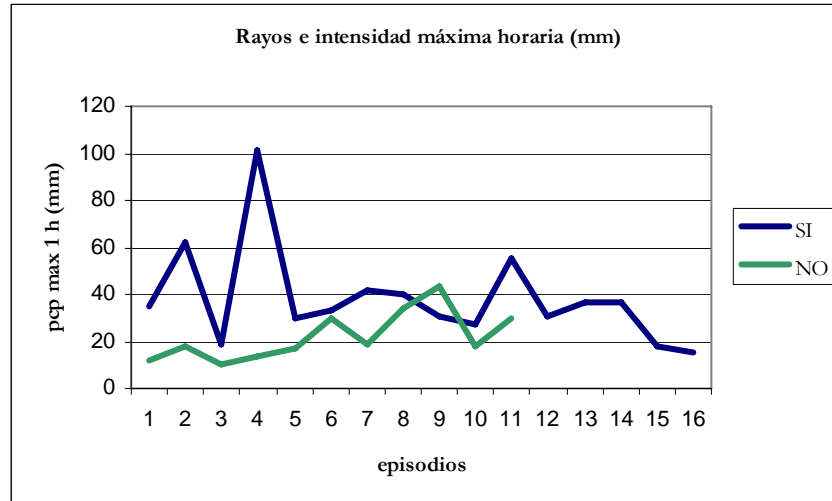


Figura 6.2. Relación entre presencia de rayos e intensidad máxima de las precipitaciones, para los 16 episodios con rayos y los 11 sin rayos.

6.2 Ingredientes y peculiaridades de la zona de Alborán

Funk (http://www.crh.noaa.gov/lmk/sou/presentations/heavy_rainfall_forecasting.pdf) realiza balance de los ingredientes fundamentales de la mayoría de situaciones de lluvias intensas, tanto de las eminentemente convectivas como de las no esencialmente convectivas. En la **escala sinóptica** existe una clara relación entre el forzamiento dinámico a gran escala (vaguadas de onda corta, jet streaks, etc) y la convección. Aunque estos mecanismos pueden no disparar las precipitaciones intensas, favorecen los movimientos y el transporte vertical de humedad. En la **mesoescala**, es importante la presencia de fronteras húmedas en niveles bajos: zonas frontales, línea de costa, microfrentes de racha, orografía, etc. Estas fronteras promueven los movimientos verticales y por tanto favorecen la posterior condensación del vapor de agua. Finalmente a **escala tormentosa**, es determinante el análisis de los cambios en las estructuras convectivas, estudiando la existencia de fronteras creadas por “*outflows*”, frentes de racha, fusión de células, represamiento de aire frío junto a superficie provocado por la propia tormenta y el emplazamiento preferente del nacimiento de nuevas células (relacionado con la propagación), etc.

La importancia por tanto de los ingredientes de mesoescala y microescala es vital (Ducrocq et al., 2008). Dentro de estos se puede citar la habilidad que profiere la presencia de un chorro en niveles bajos en entornos húmedos y condicionalmente inestables, en la focalización de la convección profunda sobre una misma zona durante varias horas. En otros casos es el forzamiento orográfico el primer mecanismo que actúa continuamente para generar células convectivas. También puede ser un “*cold pool*” (represamiento frío en superficie) creado por la evaporación de la precipitación, el que actúa como responsable del forzamiento para el ascenso del chorro en niveles bajos en entornos húmedos condicionalmente inestables.

Muchas de las situaciones de lluvias intensas en el Mediterráneo se manifiestan en entornos sinópticos de débil forzamiento en niveles medios (500 hPa), y fuertes forzamientos cuasigeostroáficos en niveles bajos que facilitan los movimientos verticales. Aparte están presentes inestabilidad latente y convectiva, así como altos valores de convergencia de humedad en las capas inferiores combinadas con elevada cantidad de agua precipitable sobre el mar. Es reseñable que en muchos casos la causa responsable de la focalización de la convección se encuentra en factores o ingredientes sub-sinópticos tales como líneas de convergencia en capas bajas, orografía local, etc. En estos casos la elaboración de mapas compuestos para delimitar las áreas donde se encuentran presentes los citados factores, puede ser una estrategia importante (Ramis et al., 1994). También es importante la presencia ciclónica ya que garantiza la existencia de zonas de convergencia, al mismo tiempo que proporciona otros mecanismos favorables a precipitaciones intensas, como la organización de un flujo alimentador, cálido y húmedo (Jansá, 1997). Por tanto la combinación de dicho flujo con condiciones favorables en la atmósfera superior y una convergencia en niveles bajos, que puede ser de tipo orográfico o de tipo

dinámico, es el esquema comúnmente aceptado para la lluvia fuerte en el Mediterráneo. En cuanto a la relación entre lluvia fuerte y presencia ciclónica, ya existen estudios que las relacionan, de un modo bastante general y sistemático (Jansa et al., 2001; Campins et al., 2006).

Otro mecanismo muy importante en la zona de Alborán es el forzamiento orográfico, muchas veces determinante en la generación de precipitaciones que acumulan importantes cantidades. En el área de Alborán son muy frecuentes las precipitaciones realizadas o reforzadas por la presencia orográfica que provoca un incremento en la vigorosidad de las corrientes verticales. En algunos casos y dependiendo del tipo de inestabilidad de la masa que interacciona con la montaña, se pueden producir descargas eléctricas. No obstante su no presencia, no implica ni mucho menos, que las precipitaciones no puedan ser cuantiosas. Lin et al. (2001) descubrieron la existencia de varios ingredientes cuyas combinaciones en mayor o menor grado estaban presentes en general en lluvias de tipo orográfico en diversos lugares del planeta: la existencia de inestabilidad condicional o potencial de una masa de aire que impacta sobre una montaña, una masa de aire húmedo en niveles bajos advechada por un máximo de viento moderado a fuerte, una orografía escarpada para ayudar a liberar esa inestabilidad, y la presencia de un sistema sinóptico cuasi-estacionario necesario para impedir o ralentizar el avance del sistema precipitante de convección disparada por la orografía sobre el área en cuestión. En muchas ocasiones, la aproximación de una vaguada de onda corta tiende a inducir un viento máximo en niveles bajos, perpendicular a la montaña, que reduce la estabilidad estática bajo la anomalía de vorticidad potencial en las capas superiores e incrementa los movimientos verticales inducidos por la orografía en el flanco delantero de la vaguada, lo que facilita el disparo o la reactivación de la convección. Estos procesos son sustitutivos de la existencia de elevados valores de CAPE que aparecen en situaciones eminentemente convectivas. En cualquier caso, estos patrones ralentizan o detienen el avance del sistema precipitante formado, lo que ayuda a producir precipitaciones persistentes de larga duración.

La compleja orografía que rodea al mar de Alborán afecta de manera muy importante a los campos de viento y presión en las proximidades del suelo generando circulaciones mesoescalares que dependen de la velocidad y dirección del viento (Sánchez-Laulhé et al., 1996). También es un rasgo sobresaliente la gran dificultad de que durante el día, en verano, se formen nubes de desarrollo sobre el mar de Alborán o en la franja costera, debido a que durante el día existen movimientos descendentes sobre zona marítima debido a la diferencia de temperatura tierra-mar. Algo similar ocurre en la ciudad de Melilla en los meses de julio y agosto, cuando no es normal que se produzcan precipitaciones tormentosas locales de importancia debido a las características de la capa límite estable que se produce sobre el mar y litoral norte y sur de Alborán. Precisamente la mayoría de situaciones de precipitaciones fuertes en Melilla se producen en Diciembre, Enero y Febrero cuando un fuerte flujo del nordeste en niveles bajos en el Mediterráneo occidental apunta hacia Melilla, con una

situación en altura marcada generalmente por una profunda vaguada que barre de oeste a este la península o una baja fría aislada en el norte de África (Polvorinos et al., 1996).

Por el contrario es verano cuando se forman tormentas en la mitad norte de la provincia de Granada y extremo norte de Almería, mayoritariamente en situaciones de escaso forzamiento en capas medias-altas que cursan con una cierta inestabilidad mínima, pero con suficiente calentamiento y convergencia de vientos en niveles bajos (Sánchez-Laulhé et al, 1996).

Aunque se han visto las generalidades de los campos básicos y las configuraciones típicas de precipitaciones intensas ligadas a flujos de origen marítimo que se desarrollan en el entorno andaluz del mar de Alborán principalmente durante el otoño, invierno, primera mitad de la primavera y mes de Septiembre, muchas veces son factores meteorológicos de pequeña escala (meso o micro) los que disparan, focalizan o realzan las precipitaciones intensas en la zona de estudio. Entre estos factores decisivos y/o moduladores encontramos la destacable presencia orográfica dispuesta principalmente como barrera paralela a la costa que intercepta flujos y puede facilitar el disparo convectivo y la intensificación de las precipitaciones, o simplemente su magnificación, incluso aunque no haya actividad eléctrica. También aparecen convergencias durante la noche en el mar en época no veraniega, cuando interaccionan flujos fríos salientes del interior peninsular por valles orientados nortesur, con otras masas más cálidas de procedencia marítima que se dirigen hacia el norte. Precisamente sobre el mar también se facilita mucho el disparo convectivo nocturno en la época mencionada, sin que a veces el aire frío que sale de tierra a mar deje penetrar los sistemas marítimos hasta el litoral. Por el contrario cuando se hace de día y la inestabilidad generalizada es manifiesta, el propio calentamiento sobre tierra hace que la convección se desplace también hacia el interior terrestre, pudiendo lógicamente coexistir con la convección sobre zonas marinas. Otros factores que se han identificado como importantes en las precipitaciones intensas en Alborán son la existencia de represamientos fríos locales (*cold pools*), muchas veces derivados de la propia organización de los sistemas. Un aspecto decisivo a tener en cuenta es la posible estacionariedad de los sistemas, tanto los convectivos con propagación retrógrada, como el pseudo efecto de anclaje de precipitaciones en una zona debido a un tren convectivo, o por el paso muy lento de manera paralela a su propia orientación, de frentes eficientes, con o sin convección embebida, pero de transición duradera sobre un punto determinado.

Es frecuente también que pequeños sistemas convectivos de mesoescala se formen durante la noche en la temporada fría sobre el mar de Alborán, moviéndose hacia la costa Mediterránea y permaneciendo mucho tiempo atrapados en el litoral. Estos sistemas pueden producir precipitaciones cuantiosas cuando se mueven de manera lenta en un ambiente de elevada agua precipitable (Sánchez-Laulhé, 2006).

También crucial es la distorsión de los flujos y la estabilización atmosférica provocada tras un importante episodio convectivo que puede modificar totalmente la evolución simulada por los modelos numéricos en determinadas situaciones.

Resumiendo, y para fijar ideas, en general los tipos de episodios de precipitaciones intensas que se producen en el mar de Alborán son de manera simplificada los siguientes:

- Situaciones de lluvias convectivas de tipo cálido que tienen centroide bajo, escaso desarrollo vertical y pocos rayos nube-tierra.
- Eventos de convección profunda con intensos movimientos verticales prácticamente hasta la tropopausa, con importantes flujos de humedad en capas bajas y muy elevada humedad relativa al menos hasta 700 hPa.
- Episodios de no muy destacada inestabilidad pero con un flujo húmedo intenso y persistente en niveles bajos incidiendo sobre una cadena orográfica y con todo el perfil vertical saturado.

6.3 Metodología utilizada en la clasificación y discriminación de los episodios utilizados

6.3.1 Selección de variables

Ya se han visto previamente las características comunes de las situaciones de la muestra de estudio. También con anterioridad se ha mostrado una clasificación de los tipos de situaciones meteorológicas atendiendo a los patrones de distribución espacial de la precipitación. Corresponde ahora la realización de otra clasificación, realizada en esta ocasión en virtud de parámetros con contenido físico, que permita la realización de una discriminación de los principales tipos de episodios en virtud de características dinámicas y termodinámicas en la zona de estudio.

Aunque lógicamente las configuraciones atmosféricas no permanecen fijas espacialmente durante todo un día sino que sufren cambios temporales en algunos casos importantes, se van a intentar caracterizar estadísticamente los distintos tipos de situaciones meteorológicas, a partir de los datos disponibles de variables analizadas tomadas a partir de las salidas numéricas del reanálisis del ERA-Interim y de los datos de sondeos meteorológicos (Gibraltar y Murcia) más próximos espacial y temporalmente a la zona y hora de las precipitaciones máximas de cada uno de los 27 días que componen el conjunto de datos (días en los que se ha superado el valor de 100 mm en 24 horas en el área de estudio: provincias de Málaga, Granada y Almería).

Por ello se intenta plasmar el comportamiento de cada día en una especie de caracterización instantánea en el momento y área de máxima precipitación, usando exclusivamente variables meteorológicas, sin tener por tanto en cuenta la duración y extensión de dichas precipitaciones.

Aunque se hicieron pruebas usando bastantes variables meteorológicas en virtud de las cuales se pretendía establecer la clasificación, definitivamente se tuvieron en cuenta tan sólo dos que permiten a posteriori una explicación física de cada bloque de situaciones resultantes. Las variables escogidas fueron:

- **q.v en 850 mb** (intensidad del flujo húmedo en el nivel de 850 hPa). Es el producto de la humedad específica y el módulo del viento en el nivel de 850 hPa. Expresa el caudal de humedad disponible en esa superficie isobárica suficientemente representativa de los niveles bajos atmosféricos. En este trabajo q viene expresado en g/kg y v en Kt, por lo que la magnitud q.v aparecerá en (g/Kg) . Kt.
- **LI** (Galway, 1956). Es un índice de inestabilidad integrado en la vertical hasta 500 hPa que se define como la diferencia entre la temperatura ambiente en 500 hPa y la temperatura que alcanza una burbuja de aire en 500 hPa tras un ascenso adiabático. Realmente se trata de un índice de pronóstico ya que intenta anticipar las condiciones que se van a presentar. Aunque puede presentar incertidumbres, en sentido global puede ser representativo de la inestabilidad latente.

Se han elegido estas variables debido a que una provee información del aporte de humedad en capas bajas y la otra de la inestabilidad atmosférica, variables determinantes en los procesos comunes de generación de lluvias intensas. El nivel de 850 hPa se considera suficientemente representativo de los niveles bajos sin llegar a presentar demasiado enmascaramiento por la altitud del terreno salvo en algunas pequeñas zonas de destacable altitud. Este flujo húmedo, especialmente en el nivel de 850 hPa, así como su convergencia, han sido considerados como fundamentales en muchas referencias de lluvias intensas (Doswell et al., 1998; Lin et al., 2001; Junker et al., 2008), y han sido usados operativamente con bastante éxito por ejemplo en la predicción de lluvias copiosas, persistentes y fuertes, sin tormentas en la zona de Alborán (Polvorinos, 2005). En cuanto al índice LI, aunque se podría haber elegido otro, se ha optado por él debido a que se trata de una medida realizada teniendo en cuenta el perfil desde los niveles junto al suelo hasta 500 hPa y es ampliamente usado en meteorología operativa. La correlación entre ambas variables es muy pequeña en nuestra muestra ($r = 0,3$), por lo que es factible hacer una clasificación en virtud de ellas, considerándolas prácticamente independientes. Además la explicación de los tipos de escenarios comunes a partir de ambas, permite hacer una sencilla descripción física de los mismos. Las dos magnitudes escalares tienen una gran influencia en las precipitaciones intensas, aunque la cantidad final vendrá modulada por determinados factores, algunos de influencia muy local tales como los mecanismos de convergencia en niveles bajos, fundamentalmente de mesoescala, la interacción orográfica, la persistencia del flujo, etc.

En la tabla 6.2 se muestran algunos estadísticos descriptivos de la muestra de los 27 episodios.

	qv ₈₅₀	LI
Mínimo	24,8	-4,8
Primer tercil	129,7	-0,8
Media	168,6	0,5
Mediana	153,8	0,4
Segundo tercil	176,9	1,4
Máximo	348,0	6,3

Tabla 6.2. Terciles, mínimo, máximo, media y mediana de la muestra de episodios seleccionados, de las variables qv₈₅₀ y LI

Así, podríamos realizar una clasificación combinada para las dos variables en virtud de en qué tercil se halla cada una de las situaciones, surgiendo por tanto la tabla 6.3.

Situaciones y reparto entre las clases establecidas por los terciles de qv ₈₅₀ y LI			
LI / qv ₈₅₀	[24.8, 129.7)	[129.7, 176.9)	[176.9, 348.0]
[1.4, 6.3)	1	5	3
[-0.8, 1.4)	4	0	5
[-4.8, -0.8]	4	4	1

Tabla 6.3. Situaciones en función de la pertenencia a cada clase establecida mediante terciles.

Hay que tener presente, que si considerásemos todas las situaciones diarias entre 2006 y 2010, los valores medios para todos los días en el sondeo de Gibraltar, estarían en torno a 7 °C el LI, y aproximadamente 64 (g/kg).Kt el qv₈₅₀, y por tanto esta situación promedio típica estaría bastante apartada de casi todas las de la muestra, situándose en una zona de valores muy bajos tanto de inestabilidad (elevado índice LI), como de flujo húmedo.

6.3.2. Método de clasificación y tipos de situaciones

Para la clasificación y obtención de los distintos tipos de situaciones se va a utilizar el análisis cluster, técnica multivariante cuyo objetivo es agrupar objetos basándose en las características que estos poseen. El análisis cluster clasifica dichos objetos, en nuestro caso episodios, de modo que cada objeto será muy parecido a los que hay en su grupo. Los clusters o grupos resultantes deberán mostrar gran homogeneidad entre los elementos (situaciones) del grupo, debiendo existir un alto grado de heterogeneidad entre los diferentes grupos o clusters.

Como se ha comentado, se van a seleccionar tan sólo dos variables de gran interés meteorológico a priori, para evitar escoger variables que luego sean difíciles de explicar en las conclusiones sobre las características de cada grupo, y también de modo que no haya relaciones entre ellas. Por ello se decide realizar la clasificación de los clusters en virtud de los parámetros flujo húmedo en 850 hPa, $(q.v)_{850}$, y el índice de inestabilidad Lifted Index, LI.

Existen dos grandes grupos de técnicas de análisis cluster, que son los métodos jerárquicos y no jerárquicos. Los primeros son aquellos que para formar un cluster nuevo, une o separa alguno ya existente para dar origen a otros dos de forma que se maximice una similitud o se minimice una distancia. Mediante los segundos se clasifican los objetos en k grupos, estudiando todas las particiones de individuos en esos k grupos y eligiendo la mejor partición.

Otro problema es el número de clusters a escoger. En este trabajo se ha estudiado la solución final y tras una interpretación subjetiva de los conglomerados obtenidos, se tomó la opción de quedarse con 3 clusters que van a representar de manera plausible a los distintos tipos de situaciones meteorológicas reales de la zona de referencia. Para este análisis cluster se ha empleado el método de k medias. El procedimiento comienza seleccionando los k casos más distantes entre sí, habiendo sido seleccionado previamente el número k de conglomerados que se desea obtener. Posteriormente se asigna cada caso al centro más próximo y actualizando el valor de los centros a medida que se van incorporando nuevos casos. Finalmente y una vez que cada uno de los casos ha sido asociado a uno de los k conglomerados o grupos, se inicia un proceso iterativo para calcular los centroides finales de los conglomerados.

En la práctica, lo que se ha hecho con anterioridad al análisis clusters, ha sido un análisis de componentes principales al conjunto de datos (situaciones), quedándonos con una única componente principal sobre la que se efectúa el análisis cluster. Básicamente la técnica de análisis de componentes principales consiste en encontrar transformaciones ortogonales de las variables originales para encontrar un nuevo conjunto de variables no correlacionadas, llamadas componentes principales, que se obtienen en orden decreciente de importancia.

Se ha comprobado a partir de la interpretación de resultados, que esta técnica preliminar de análisis de componentes principales hace más fácilmente identificables los tipos de situaciones meteorológicas que se obtienen tras el posterior análisis cluster a la única componente principal retenida que explica el 66,9 % de la varianza total del conjunto de datos (figura 6.3).

Component	Initial Eigenvalues			Extraction Sums of Squared Loadings		
	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %
1	1,339	66,945	66,945	1,339	66,945	66,945
2	,661	33,055	100,000			

Extraction Method: Principal Component Analysis.

Figura 6.3. Análisis de componentes principales (realizado con SPSS).

El resultado final es la aplicación del análisis cluster a la primera componente principal retenida, obteniéndose el reparto de las situaciones entre el número de clusters prefijado que fue de tres en aras de una correcta interpretación meteorológica final (figura 6.4).

Case Number	Cluster	Distance
1	3	,232
2	2	,163
3	3	,103
4	2	,402
5	2	,686
6	2	,634
7	3	,416
8	3	,895
9	3	,475
10	3	,148
11	2	,455
12	3	,129
13	2	,066
14	1	,411
15	2	,281
16	2	,598
17	3	,475
18	3	,458
19	2	,096
20	3	,151
21	3	,520
22	2	,059
23	2	,386
24	1	,411
25	2	,043
26	2	,251
27	2	,065

Figura 6.4. Elementos (situaciones) que pertenecen a cada cluster o grupo (a partir de SPSS).

Las características básicas de cada uno de los tres clusters o tipos de situaciones de la muestra de episodios de más de 100 mm/día en Alborán son las siguientes.

▪ **Tipo I**

Compuesto por 2 miembros.

$qv_{850} \in [335.5, 348.0]$. La media de qv_{850} es de 341.8 (g/kg).Kt.

$LI \in [3.4, 6.3]$. La media de LI es de 4.9° C.

No hay rayos en ningún caso.

▪ **Tipo II**

Integrado por 14 miembros.

$qv_{850} \in [117.9, 337.9]$. La media de qv_{850} es de 201.5 (g/kg).Kt.

$LI \in [-1.4, 5.3]$. La media de LI es de 1.3° C.

Hay rayos aproximadamente en la mitad de los episodios.

▪ **Tipo III**

Posee 11 miembros.

$qv_{850} \in [24.8, 174.1]$. La media de qv_{850} es de 95.2 (g/kg).Kt.

$LI \in [-4.8, 1.4]$. La media de LI es de -1.3° C.

Hay rayos en todas las situaciones menos una.

Surgen así 3 diferentes tipos o categorías de situaciones, cuya calificación puede establecerse en virtud de la posición que toman las medias de qv_{850} y LI de cada uno de los clusters respecto a los terciles de la distribución muestral de las situaciones de más de 100 mm/día. Si establecemos por convenio, para las situaciones de gran pluviometría de la muestra, la denominación de “débil” para calificar la pertenencia al primer tercil, “moderado” para el segundo tercil y “fuerte” para el tercero, podríamos usar a priori la terminología que se presenta posteriormente, para cada uno de los tipos. En realidad estas denominaciones no deben ser entendidas en sentido absoluto para todo tipo de situaciones meteorológicas, sino que el objetivo es puramente servir de referencia para categorizar la muestra de situaciones seleccionadas, que es realmente adversa al recoger episodios de gran cantidad de precipitación, superior a 100 mm en 24 horas.

- **Tipo I (flujo húmedo fuerte e inestabilidad débil)**
- **Tipo II (flujo húmedo “moderado” o inestabilidad “moderada”)**
- **Tipo III (flujo húmedo débil-moderado e inestabilidad fuerte-moderada)**

En consecuencia se dispone de tres tipos o categorías bien definidas. La más mayoritaria es la de flujo húmedo moderado o inestabilidad moderada, seguida por la de flujo húmedo débil-moderado e inestabilidad moderada-fuerte y por último la de flujo húmedo fuerte e inestabilidad débil. Dentro de ellas la más heterogénea intrínsecamente es la de tipo II, seguida de la III y de la I, siendo esta última muy homogénea, representando a una variedad de episodios muy concretos y reconocibles.

En el diagrama de dispersión de puntos (figura 6.5), donde cada punto representa un episodio caracterizado por su valor de LI y qv_{850} , se aprecia la distribución de los mismos a lo largo de 9 zonas. Estas áreas aparecen delimitadas por los valores mínimos y máximos y el primer y segundo tercil de cada variable, cantidades contenidas en la tabla 6.2. Se añade también la posición ($LI=7$, $qv_{850}=64$), denotada con un rombo relleno de color cyan, que representa la media de esas variables para todos los días (con o sin precipitación) del periodo 2006-2010 según el sondeo de Gibraltar. Se observa cómo este valor promedio de todos los días del periodo aparece bastante alejado de las áreas donde se sitúan los diferentes casos de episodios de más de 100 mm/día.

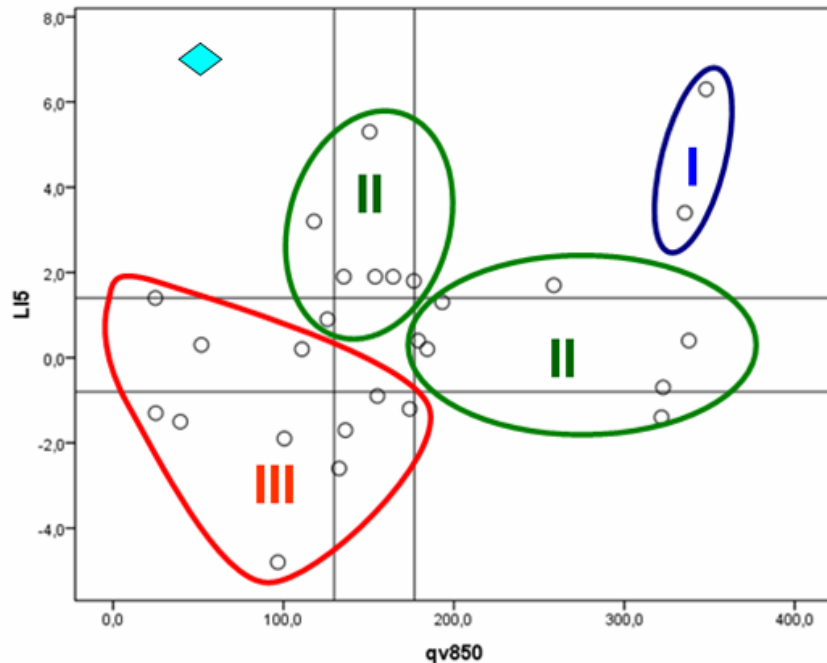


Figura 6.5. Diagrama de dispersión y tipos de situaciones (clusters) en función de los valores de LI (° C) y qv_{850} [(g/kg).Kt] de los datos de la muestra, delimitados por los valores máximos y mínimos así como el primer y segundo tercil de ambas variables. Con un rombo de color cyan, se denota la posición del valor medio de LI y qv_{850} para todos los días del periodo 2006-2010 en el sondeo de Gibraltar.

Por supuesto es muy importante volver a recalcar la gran importancia e influencia que ejercen los factores moduladores de la cantidad total recogida, debido a la duración de las precipitaciones intensas, y a la de otros factores locales como la interacción y realce orográfico, las zonas frontera en capas bajas, la convergencia en los niveles inferiores, etc.

6.4. Características de cada tipo de situación

Para fijar las ideas conceptuales sobre los diferentes tipos de situaciones (clusters), seguidamente se caracterizará un episodio suficientemente representativo de cada una, a partir de los ingredientes y factores meteorológicos básicos, el análisis de los productos fundamentales de teledetección, y la distribución de las precipitaciones.

6.4.1 Situaciones Tipo I (flujo húmedo “fuerte” e inestabilidad “débil”)

Esta categoría (tabla 6.4) agrupa a episodios de flujo húmedo muy destacable (por encima del percentil 90 de la muestra), con una inestabilidad en general bastante baja (por debajo del percentil 10 de inestabilidad en función de los valores del índice LI).

Mes	Intensidad máx (mm/h)	Duración (pcp > 10 mm/h)	N estac Pcp >= 100 mm	$(q.v)_{850}$	LI	Rayos
10	30	5	20	335,5	3,4	No
6	18	6	1	348,0	6,3	No

Tabla 6.4. Resumen básico de las situaciones del cluster “tipo I”.

Se desprende directamente de la tabla anterior, que no hay rayos en ninguna de las dos situaciones de esta categoría, siendo las precipitaciones máximas en una hora de intensidad fuerte, con duraciones de las intensidades superiores a 10 mm/h, comprendidas entre 5 y 6 horas. En uno de los episodios se vieron afectadas 20 estaciones por las precipitaciones superiores a 100 mm/día, mientras que en el otro tan sólo lo fue 1. En la figura 6.6 se aprecia cómo tanto los valores de LI como los de qv_{850} son muy elevados, correspondiendo por tanto a situaciones de gran flujo húmedo estable.

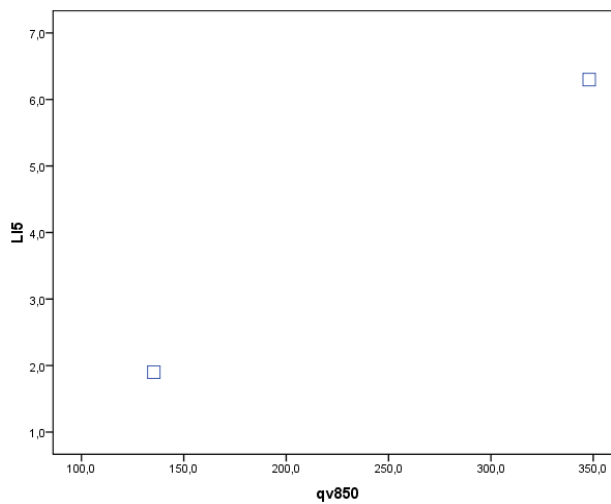


Figura 6.6. Diagrama de dispersión de las situaciones Tipo I, en función de los valores de LI (°C) y qv_{850} ((g/kg).Kt).

Tras realizar un diagnóstico y analizar las características de ambos episodios de tipo I (a partir de análisis numérico, teledetección y datos registrados), se llega a las siguientes conclusiones.

Lo más destacable fue la disponibilidad de un caudal húmedo muy intenso, así como la interacción de este flujo con las montañas litorales y prelitorales. Una diferencia importante entre uno y otro caso es la distinta época en que se produjeron (octubre y junio), siendo más normal el otoñal. Aunque el máximo en ambos se registró en la Serranía de Ronda, concretamente en la localidad de Cortes de la Frontera, en el episodio de octubre hubo 20 estaciones que pasaron de 100 mm/día (provincias de Málaga y Granada), mientras que en el de junio tan sólo una.

Un factor muy importante que provocó que el flujo húmedo fuera muy eficiente en sentido pluviométrico al intersectar la orografía, fue el de la persistencia de las precipitaciones debido al paso lento de la banda nubosa por cada punto. Ambas situaciones pertenecientes a este tipo presentaron en la zona de las precipitaciones intensas, presiones bajas en superficie (998 y 1006 mb), con elevados valores de agua precipitable (28 y 38 mm, respectivamente). Asimismo estuvieron caracterizadas por una capa saturada desde el suelo hasta al menos el nivel de 700 hPa, y por una importante convergencia dinámica en el nivel de 925 hPa. Los flujos húmedos en 925 hPa, con media de 374,9 (g/kg).Kt, fueron ligeramente superiores a los de 850 hPa, disminuyendo los valores en 700 hPa hasta un valor medio de 220,8. El viento rector en niveles medios era de componente oeste con velocidades medias superiores a 30 Kt. En sendos episodios hubo advección cálida en 850 hPa, pero con escasa inestabilidad termodinámica como indican los valores de CAPE (muy bajos), y de LI en 500 hPa (por encima de 3). La media del LI7 (LI hasta 700 hPa) fue de 2,7.

En la tabla 6.5 se aprecia que ambos casos se sitúan en la categoría más baja de inestabilidad según el índice LI y la más alta de flujo húmedo en 850 (qv_{850}), de acuerdo con los terciles de ambas variables muestrales.

Situaciones Tipo I			
LI / qv_{850}	[24.8, 129.7)	[129.7, 176.9)	[176.9, 348.0]
[1.4, 6.3]	0	0	2
[-0.8, 1.4)	0	0	0
[-4.8, -0.8)	0	0	0

Tabla 6.5. Resumen básico de las situaciones “tipo I”. Los intervalos de cada variable los marcan los valores mínimo y máximo y los dos terciles.

En resumen se trata de dos casos de paso lento de frente eficiente y sin rayos, asociado a la presencia de una baja profunda situada al norte o noroeste de la península Ibérica, produciéndose precipitaciones persistentes en general moderadas a fuertes y localmente muy fuertes. A continuación se plasman los rasgos principales de una de las dos situaciones de este grupo o conglomerado.

Ejemplo de situación Tipo I: Episodio del 31 de Octubre de 2008

En este apartado se van a poner de manifiesto las características esenciales del episodio del 31 de Octubre de 2008 (figura 6.7), el cual puede considerarse como paradigmático de este tipo de situaciones de flujo húmedo, muy intenso y de escasa inestabilidad.

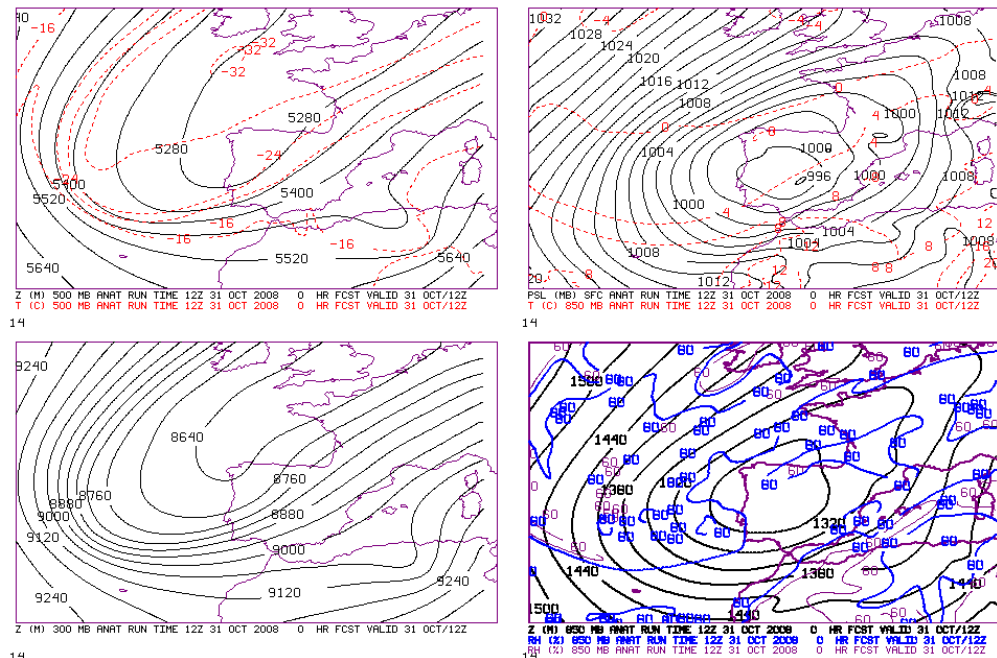


Figura 6.7. Análisis (ERA-Interim) del 31 de Octubre de 2008 a 12 UTC. Arriba-Izda: Z₅₀₀ (m) y T₅₀₀ (°C). Arriba-Dcha: PSL (mb) y T₈₅₀ (°C). Abajo-Izda: Z₃₀₀ (m). Abajo-Dcha: Z₈₅₀ (m) y RH₈₅₀ (%).

En capas medias-altas aparece una depresión profunda centrada aproximadamente sobre Galicia, algo similar a lo que ocurre en capas más bajas aunque en este caso la perturbación se sitúa algo más adelantada. En definitiva se dispone de un intenso flujo de componente oeste acoplado en niveles bajos, muy favorable para la generación de lluvias intensas por realce orográfico en zonas especialmente favorecidas de la provincia de Málaga y Granada. En la figura 6.8 se aprecia el flujo a las 12 UTC en el nivel de 850 hPa.

Pero sin duda un factor de gran importancia es la persistencia de este flujo húmedo intenso durante buena parte del día, al tratarse de un paso muy ralentizado de un sistema precipitante, lo que sin duda favoreció la acumulación de cantidades muy importantes de precipitación en una situación de muy reducida inestabilidad termodinámica. En la figura 6.9 se aprecia la permanencia del sistema de bajas presiones en superficie, responsable de la circulación generadora del flujo húmedo con largo recorrido marítimo.

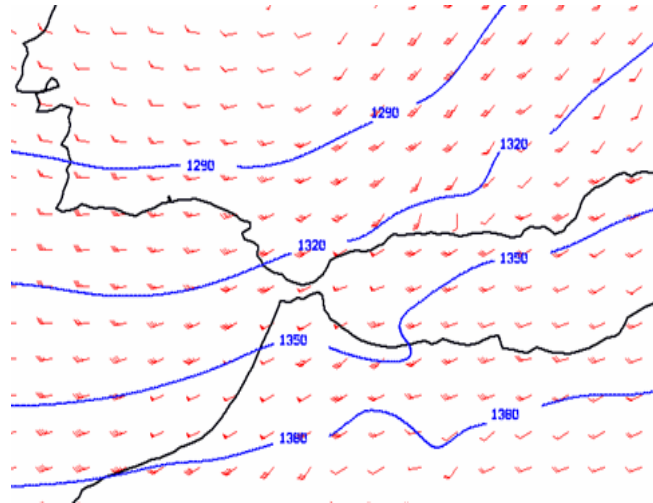


Figura 6.8. Flujo de componente oeste en 850 hPa, a 12 UTC (viento y geopotencial).
Día 31 de Octubre de 2008

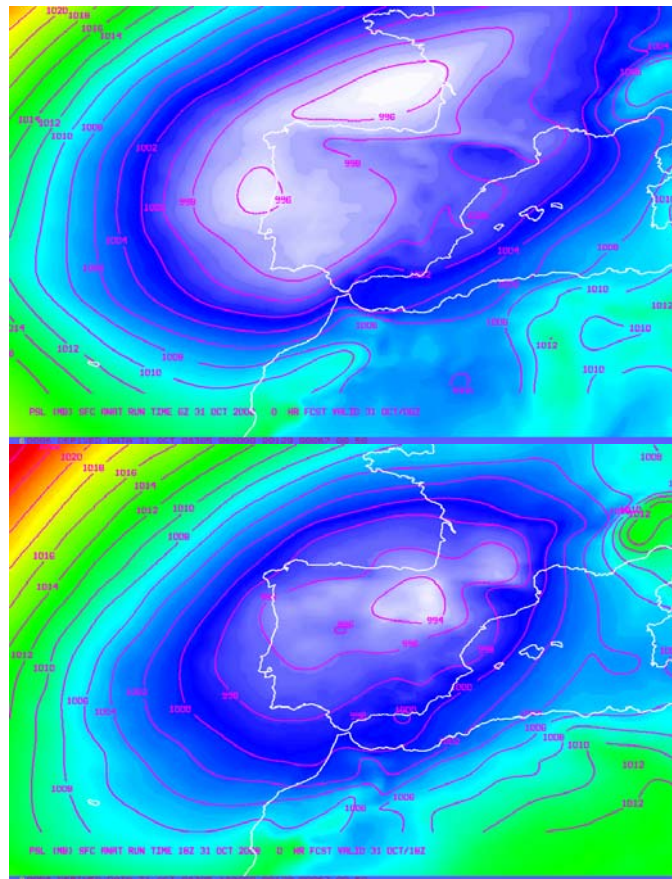


Figura 6.9. Presión al nivel del mar (hPa) a 06 y 12 UTC. Día 31 de Octubre de 2008

El contenido de agua precipitable es bastante destacable sobre la zona del litoral de Málaga-Granada, con valores próximos a 30 mm (figura 6.10). Hay un contraste muy importante entre la humedad existente entre el sur-suroeste de la península y el resto, debido a la llegada desde el tercer cuadrante, de una masa de alto contenido de humedad.

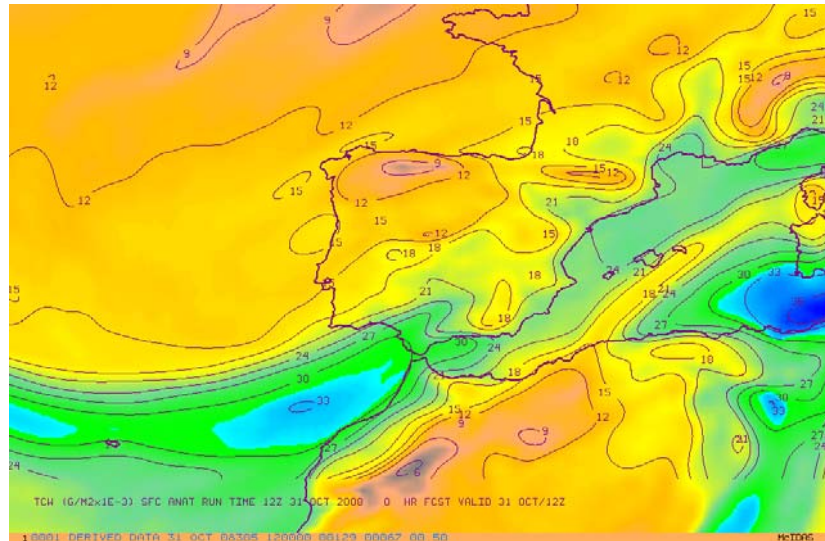


Figura 6.10. Agua precipitable (en g/m^2) $\cdot 10^{-3}$ (equivalente a mm) a las 12 UTC del día 31 de Octubre de 2008.

Esta configuración lleva a generar un importante flujo húmedo sobre las costas mediterráneas andaluzas, como atestigua el importante valor de q_v_{850} (figura 6.11). Ello viene motivado por ambas circunstancias de circulación intensa y gran contenido de humedad.

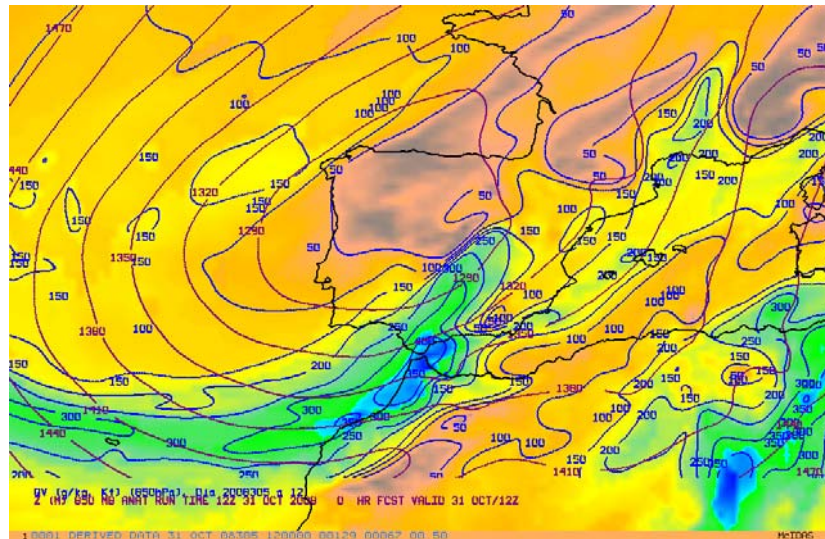
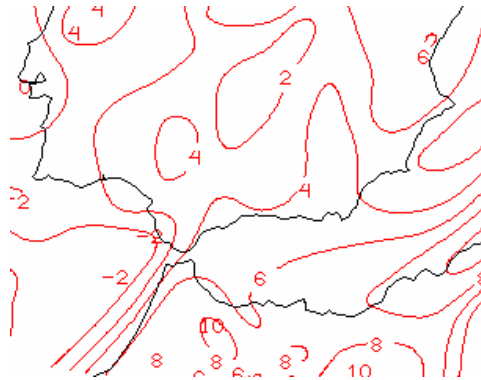


Figura 6.11. Flujo húmedo en 850, qv_{850} en $(\text{g/kg}) \cdot \text{kt}$, a las 12 UTC del día 31 de Octubre de 2008.

A las 12 UTC, los flujos húmedos en niveles bajos en el área donde se producían las precipitaciones más intensas eran de 373, 335 y 206 (g/kg). kt en los niveles de 925, 850 y 700 hPa, respectivamente. Asimismo en el litoral de la provincia de Málaga la saturación fue casi total hasta prácticamente el nivel de 500 hPa. De hecho la humedad relativa media en la zona, en el estrato 925-500 hPa, era del 97,8%. También existía importante convergencia en capas bajas y divergencia en 300 hPa, así como movimientos ascensionales de 3,7 Kt en 925 y 850 hPa. A ello se une una importante convergencia de humedad en la zona y valores destacables de advección cálida en 850 hPa. Sin embargo los valores de los índices termodinámicos eran más bien bajos. El LI se situaba por encima de 3 en el área de interés (figura 6.12), aunque con mayor inestabilidad en el Golfo de Cádiz. Como ocurre en bastantes ocasiones, la zona de máximos de inestabilidad no llega a cruzar el Estrecho. Los valores de CAPE eran bastante bajos.



Otro de los aspectos determinantes de la situación fue el paso lento de un frente que atravesó la zona, tal y como muestra la figura 6.14 a partir de la humedad relativa y el geopotencial en 700 hPa a las 6 y 18 UTC, denotando una permanencia de las precipitaciones en la misma zona durante un gran número de horas.

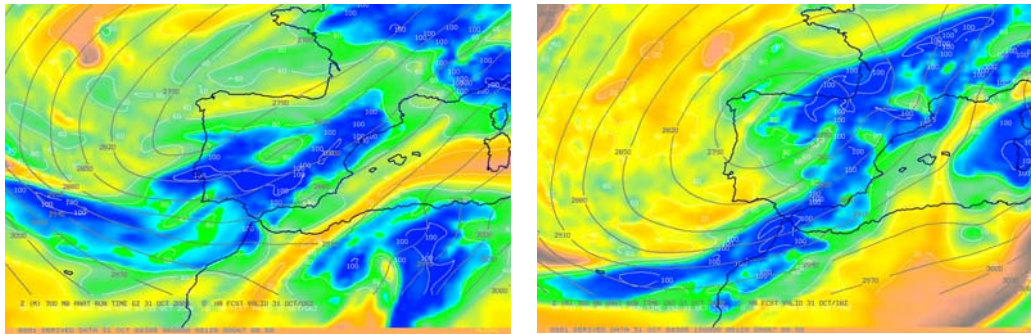


Figura 6.14. Geopotencial (m) y humedad relativa (con valores superiores a 80% en azul marino) en 700 hPa. Izda: 6 UTC. Dcha: 18 UTC. Día 31 de Octubre de 2008

En la figura 6.15 se plasma la secuencia de imágenes IR 10.8 del Meteosat de Segunda Generación (MSG), a las 9, 12, 15 y 18 UTC, en la que se observa el desplazamiento del frente de manera muy lenta y sin desarrollos organizados de importancia en la zona de estudio. Se observa en cambio el núcleo frío de la baja sobre el Atlántico, manifestando células convectivas.

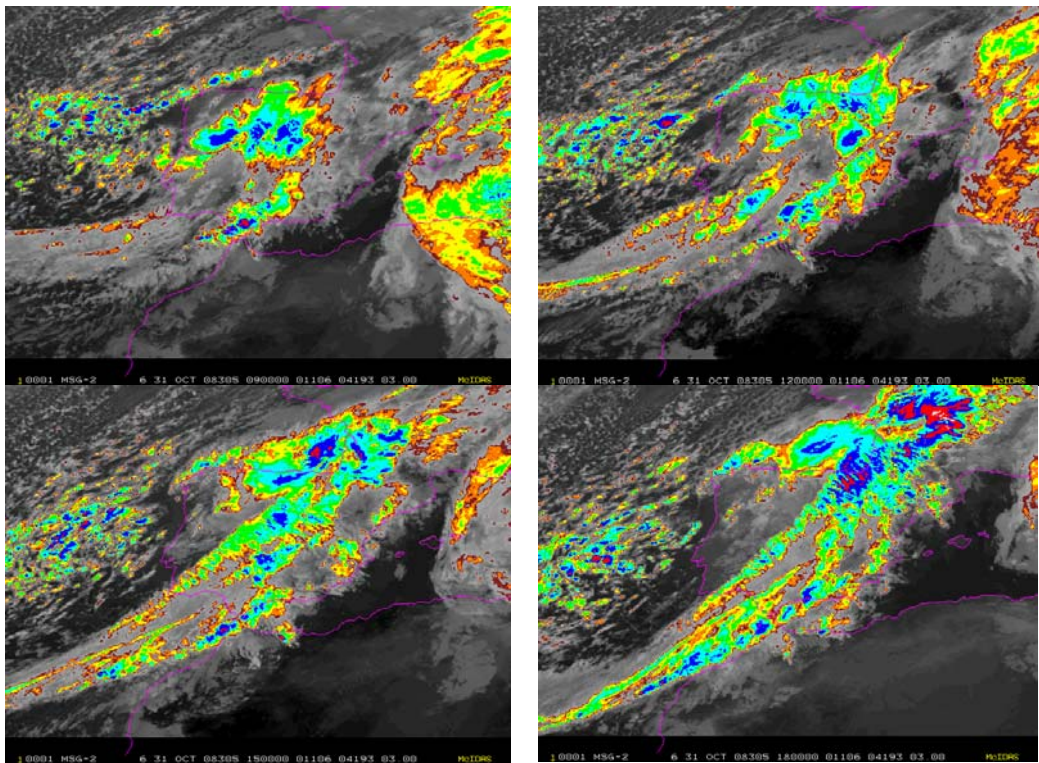


Figura 6.15. Secuencia de imágenes MSG (canal IR 10.8) a 9, 12, 15 y 18 UTC. Día 31 de Octubre de 2008

La señal del radar de Sevilla (el más cercano en esta ocasión por estar fuera de servicio el de Málaga), proporciona ecos precipitantes no demasiado intensos en la exploración más baja (PPI), y topes de precipitación relativamente bajos, sin superar apenas los 8 km en el producto Echo Top, y sin trazas de convección (figura 6.16).

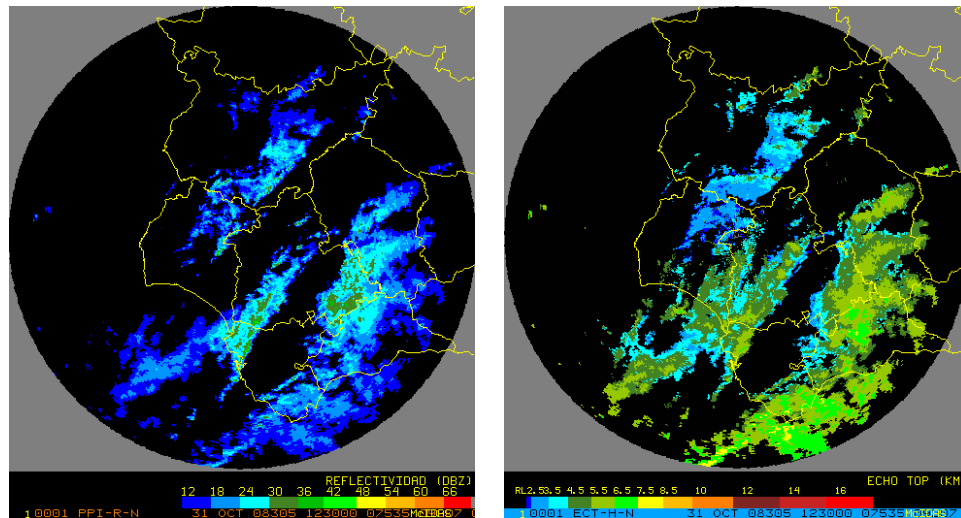


Figura 6.16. Radar de Sevilla. 31 de Octubre a 12:30 UTC. Izda: PPI (dBZ). Dcha: Echo Top (km).
Día 31 de Octubre de 2008.

En esta situación no se registraron rayos, siendo lo más significativo las cantidades totales de precipitación en 24 horas, superándose los 100 mm tanto en zonas del interior como de costa, afectando a las comarcas de la Serranía de Ronda, Costa del Sol y Axarquía. También en la cara sur de Sierra Nevada, concretamente en la comarca de la Alpujarra granadina se recogieron valores importantes, decayendo mucho las precipitaciones hacia el este y nordeste de la zona de estudio (figura 6.17).

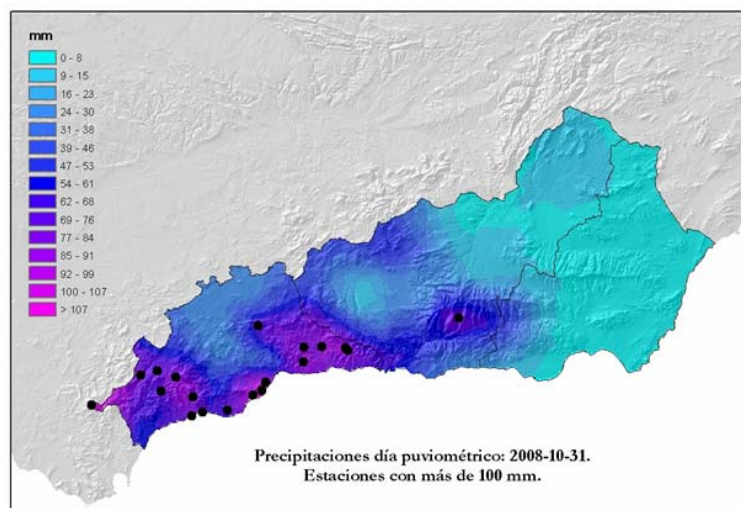


Figura 6.17. Precipitaciones recogidas en la red de AEMET durante el día pluviométrico 31-Oct-2008.
Los puntos negros corresponden a las estaciones donde se superaron 100 mm en 24 horas.

El flujo general durante prácticamente todo el día fue de componente oeste, aunque con la consiguiente variabilidad local en función de la zona y su orografía.

Es preciso tener en cuenta que en la franja costera con las montañas justo al lado, el flujo es bloqueado y el máximo de viento pasa justo por encima de una masa fría que queda represada junto al suelo, entre la montaña y el mar, debido al enfriamiento producido por la precipitación que cae y en parte se evapora, aumentando por ese motivo la eficiencia de las precipitaciones, al remontar un flujo cálido y húmedo una masa más fría que se introduce por debajo en forma de cuña entre el litoral y las estribaciones montañosas prelitorales.

En la figura 6.18 se recoge la distribución pluviométrica en intervalos de diez minutos en Torremolinos, que fue una de las estaciones que superó los 100 mm en 24 horas. El valor máximo diezminutal fue de 5,6 mm, y el máximo en una hora 30,2 mm. Por lo tanto y a tenor de la información, el gran caudal húmedo y persistente hizo, con ayuda del forzamiento orográfico, que se llegase a alcanzar una intensidad máxima horaria de muy fuerte (> 30 mm/h) según el léxico de AEMET. Otro hecho llamativo es la importante duración de las precipitaciones de intensidad destacable.

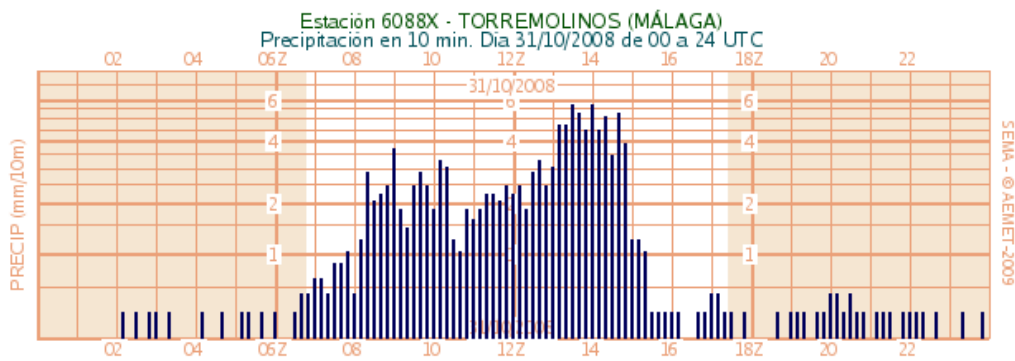


Figura 6.18. Histograma de la estación automática de Torremolinos (Málaga). El intervalo temporal considerado es de 10 minutos, y las cantidades de precipitación se expresan en mm.

6.4.2 Situaciones Tipo II (predominio de flujo húmedo “moderado” o inestabilidad “moderada”)

Este tipo de situaciones engloba al mayor número de miembros de la muestra (14), presentando gran heterogeneidad. Sus subgrupos más numerosos son los de flujo húmedo “moderado” y los episodios de inestabilidad “moderada”:

- **Flujo húmedo “moderado” e inestabilidad “débil”** (5 episodios). Aparte de estos 5, hay otros 2 episodios que aunque no pertenecen estrictamente a esta categoría, están muy próximos (uno de flujo húmedo débil e inestabilidad débil y otro de flujo húmedo débil e inestabilidad moderada).
- **Flujo húmedo “fuerte” con inestabilidad “moderada”** (5 episodios). También hay otros dos episodios que están muy próximos a los umbrales de esta categoría pero que en rigor pertenecen uno a flujo húmedo fuerte e inestabilidad débil y el otro a flujo húmedo e inestabilidad fuerte.

En la tabla 6.6 se observa que gran parte de las situaciones se produjeron durante los meses comprendidos entre noviembre y febrero (71%), mientras que el resto correspondieron a marzo, abril y octubre. Existe una gran variabilidad en la duración de las precipitaciones con intensidad mantenida superior a 10 mm/h, que fluctúan entre las 2 y las 18 horas, con una mediana de 6 horas, cantidad sin duda destacable. Obviamente los episodios de tipo II de menor flujo húmedo e inestabilidad, necesitan de una mayor duración de las precipitaciones. En la mayoría de las situaciones, en sólo 1 estación se superaron los 100 mm en 24 horas (53 %), mientras que en el 73 % se superaron en 1 ó 2 estaciones, siendo el episodio más extenso en este sentido uno del mes de noviembre en el que se llegó a superar el umbral de 100 mm en 8 estaciones a través de un flujo húmedo intenso y una acusada inestabilidad.

Mes	Intensidad máx (mm/h)	Duración (pcp > 10 mm/h)	N estac Pcp >= 100 mm	(q.v) ₈₅₀	LI	Rayos
3	18	7	2	153,8	1,9	NO
11	62	3	8	184,4	0,2	SI
1	10	11	1	150,5	5,3	NO
2	14	7	1	337,9	0,4	NO
4	17	7	1	258,6	1,7	NO
10	15	9	1	321,8	-1,4	SI
11	19	5	1	135,3	1,9	NO
12	34	5	1	125,7	0,9	NO
1	55	2	1	164,3	1,9	SI
1	37	4	2	117,9	3,2	SI
4	43	3	2	179,0	0,4	NO
11	30	4	4	176,5	1,8	NO
12	18	7	1	322,8	-0,7	SI
12	15	18	3	193,1	1,3	SI

Tabla 6.6. Resumen básico de las situaciones “tipo II”.

Se registraron descargas nube-tierra en el 40 % de los casos (frente al 60 % de los casos sin rayos), no observándose relación nítida entre la intensidad de la precipitación máxima en una hora y la existencia o no de rayos. En el diagrama de dispersión de la figura 6.19 se puede comprobar cómo la mayoría de las situaciones están dentro o muy próximas a dos zonas de 5 elementos cada una:

- flujo húmedo moderado e inestabilidad débil (**Subtipo II.1**), y
- flujo húmedo fuerte e inestabilidad moderada (**Subtipo II.2**).

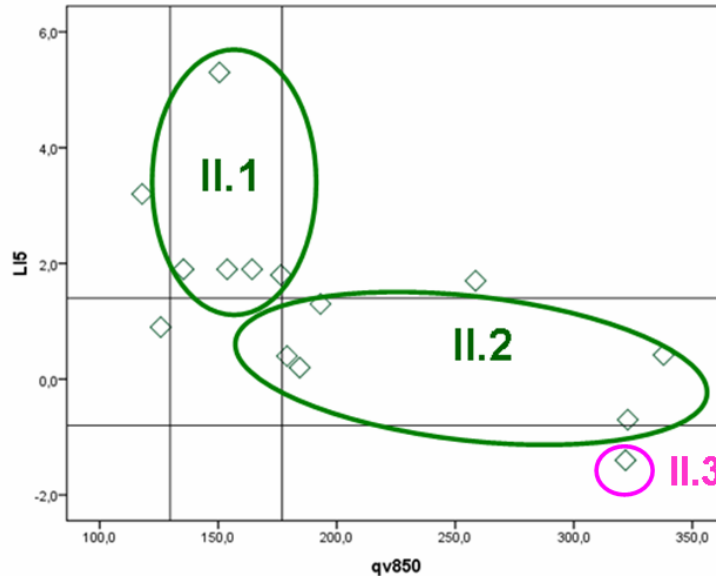


Figura 6.19. Diagrama de dispersión de las situaciones tipo II a partir de los valores de LI (°C) y qv850 ((g/kg).Kt).

Sin embargo aparece una única situación aunque muy relevante (**Subtipo especial II.3**) que posee a priori y sin valorar otros ingredientes o factores, una gran peligrosidad, ya que dispone tanto de flujo húmedo como de inestabilidad fuertes. Realmente este caso que pertenece al cluster estadístico tipo II, no se corresponde con ningún caso de inestabilidad moderada o flujo húmedo moderado, pero se estudiará como caso especial y singular.

La tabla 6.7. sintetiza los episodios del tipo II y su encuadre. A continuación se estudiarán los principales rasgos de cada subtipo.

Situaciones Tipo II			
LI / qv850	[24.8, 129.7)	[129.7, 176.9)	[176.9, 348.0]
[1.4, 6.3]	1	5	1
[-0.8, 1.4)	1	0	5
[-4.8, -0.8)	0	0	1

Tabla 6.7. Resumen básico de las situaciones “tipo II”. Los intervalos de cada variable los marcan los valores mínimo y máximo y los dos terciles.

6.4.2.1 Situaciones SubTipo II.1 (flujo húmedo “moderado” con inestabilidad débil)

Tras una revisión y diagnóstico de los 5 episodios de este subtipo II.1, se llega a la conclusión inicial de que hay dos variedades de situaciones claramente diferenciadas que se describen seguidamente.

- ***Episodios de flujo húmedo moderado y persistente en niveles bajos***

Se corresponden con 3 casos en los que concurre un desplazamiento lento de una banda nubosa precipitante, existiendo destacable convergencia del flujo de humedad en capas bajas y marcadas advecciones cálidas en 850 hPa. La mediana del LI es de 1,8. Por otra parte la mediana de qv_{850} es de 176,5 (g/kg).kt, valor algo superior a la del flujo húmedo en 925 hPa, y a su vez algo inferior al flujo húmedo en 700 hPa. En estos tres eventos no hubo rayos, pero sí una persistencia destacable de las precipitaciones superiores al menos a 10 mm/h, con duraciones de 5, 7 y 11 horas respectivamente, debidas precisamente a esa ralentización en el avance de las bandas sistemas frontales. Dos de los casos afectaron a la provincia de Almería y uno a la de Málaga, tratándose en dos ocasiones (una de Málaga y una de Almería) de bandas nubosas que se desplazaron de oeste a este, asociadas a una perturbación bastante acoplada en la vertical con centro sobre el norte o noroeste de la península, guardando cierta similitud con los episodios tipo I, aunque con menor flujo húmedo y mayor inestabilidad. El otro caso pertenece a una situación que en capas bajas estuvo marcada por la presencia de un anticiclón en las islas Británicas que volteó flujo del este sobre Almería produciendo copiosas precipitaciones, algunas de ellas muy significativas en forma de nieve.

- ***Episodios de borrasca profunda o ciclogénesis de desplazamiento rápido***

En ambos casos las precipitaciones fueron desencadenadas por el paso de una profunda perturbación en superficie que cruzó la zona bastante rápidamente de oeste a este (figura 6.20). El LI de las dos situaciones, en la zona y a la hora de las precipitaciones más intensas, se situó en 1,9 y 1,8 respectivamente. Hubo saturación hasta al menos el nivel de 700 hPa y valores muy altos de convergencia en niveles bajos, con presión al nivel del mar de 995 y 997 hPa, respectivamente y flujos húmedos, qv_{850} , de 164 y 176 (g/kg).kt. Hubo rayos en una de las dos situaciones. En la figura 6.20 se muestra la evolución en 12 horas del campo de presión al nivel del mar, en la situación del 7 de Enero de 2010, en la que hubo torrencialidad en puntos de la provincia de Málaga, aparte de un importante aparato eléctrico.

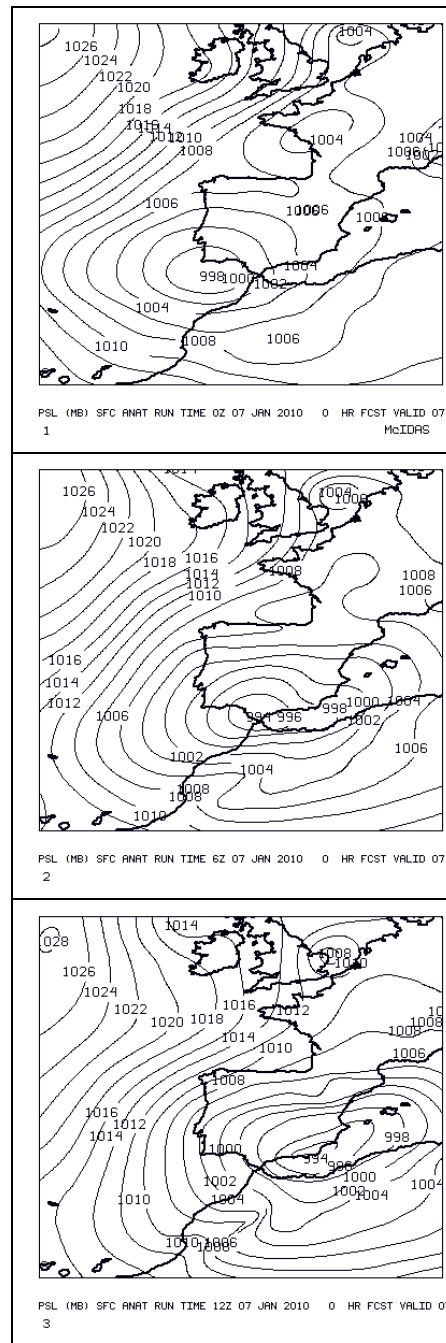


Figura 6.20. PSL (presión al nivel del mar en mb) a 0, 6 y 12 UTC del 7 de Enero de 2010, donde se observa el desplazamiento rápido de oeste a este por el sur de España de una potente borrasca.

Ejemplo de situación SubTipo II.1: Episodio del 27 de Enero de 2007

Se trata de un típico episodio de **flujo húmedo “moderado”** y de **gran persistencia con inestabilidad “débil”**, que tuvo lugar el 27 de Enero de 2007 y que afectó a las provincias de Almería y Granada. En este caso la duración de las precipitaciones superiores a 10 mm/h fue de 11 horas, lo que confirió una destacable peligrosidad a la situación.

En el marco general se vislumbra una depresión aislada en niveles altos centrada sobre el Estrecho de Gibraltar, mientras que en capas bajas aparece la influencia de un potente anticiclón situado al suroeste de las islas Británicas que voltea desde el este, un flujo marítimo mediterráneo sobre la fachada oriental (figura 6.21). Se aprecia la presencia de temperaturas bastante bajas sobre Almería (entre 0 y -4 ° C en 850 hPa). A ese mismo nivel el viento toma claramente componente en la zona sureste peninsular (figura 6.22).

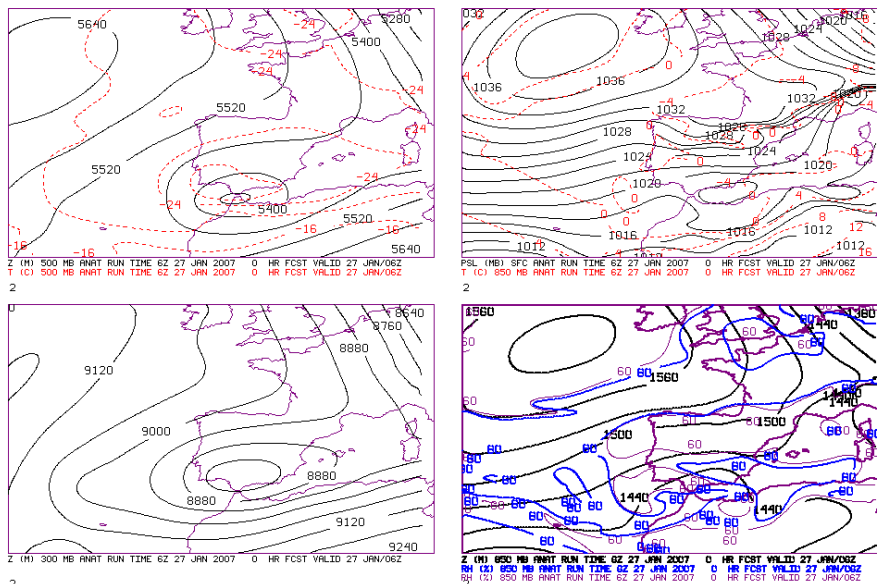


Figura 6.21. Análisis (ERA-Interim) del 27 de Enero de 2007 a 6 UTC. Arriba-Izda: Z₅₀₀(m) y T₅₀₀ (°C). Arriba-Dcha: PSL (mb) y T₈₅₀ (°C). Abajo-Izda: Z₃₀₀ (m). Abajo-Dcha: Z₈₅₀ (m) y RH₈₅₀ (%).

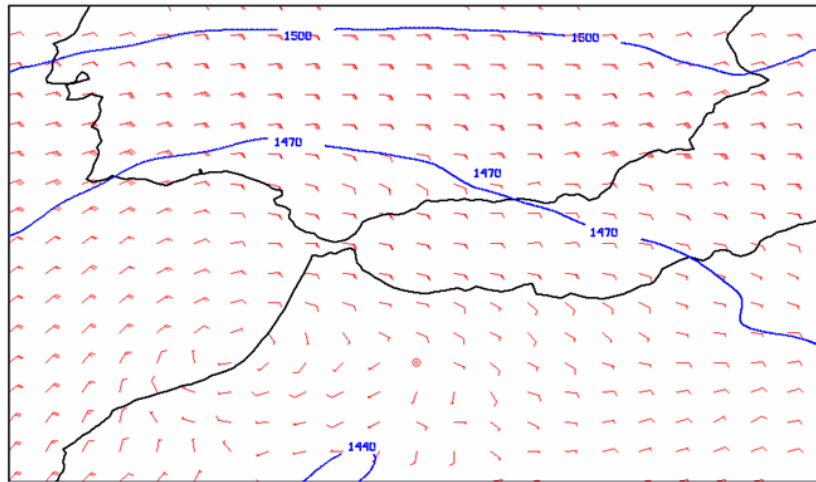


Figura 6.22. Viento (Kt) y Geopotencial en 850 hPa, a 12 UTC. Día 27 de Enero de 2007.

El agua precipitable total presentaba valores en torno a 12,5 mm a las 6 UTC en la zona de mayores precipitaciones de la provincia de Almería. Este valor está incluido en una zona de máximo relativo destacable. No es mayor puesto que las temperaturas son muy bajas en la troposfera al tratarse de la invasión de una masa fría durante el invierno.

El flujo húmedo en 850 hPa (figura 6.23) presentaba una orientación este-oeste sobre el norte de las provincias de Almería-Granada a las 12 UTC, con un valor máximo en torno a 150 (g/kg).kt., algo perfectamente compatible con el patrón proporcionado por la imagen visible de alta resolución del Meteosat.

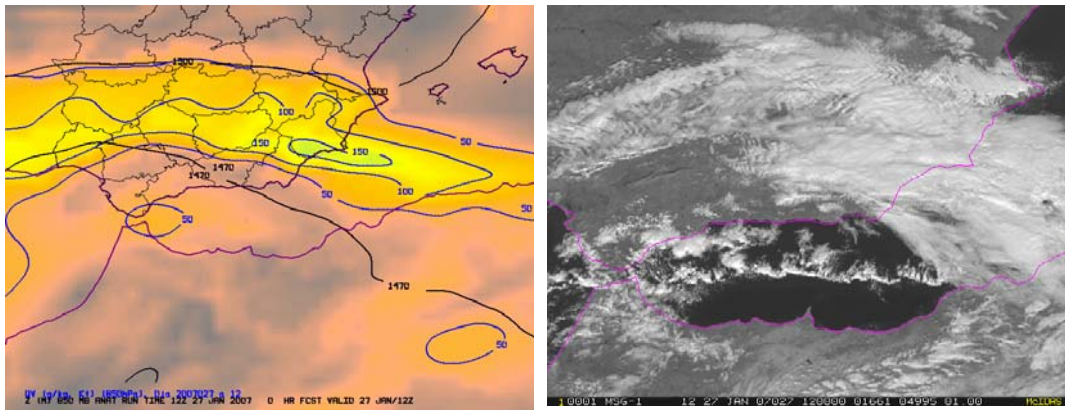


Figura 6.23. Izda: Flujo húmedo ((g/kg).Kt) y geopotencial (m) en 850 hPa a 12 UTC. Dcha: Canal visible de alta resolución del Meteosat a 12 UTC. Día 27 de Enero de 2007.

El sondeo representativo de Murcia de las 12 UTC delata la existencia de una capa saturada desde superficie hasta casi 500 hPa, con flujo intenso acoplado del este y con valores bajos de los índices LI y KI (figura 6.24).

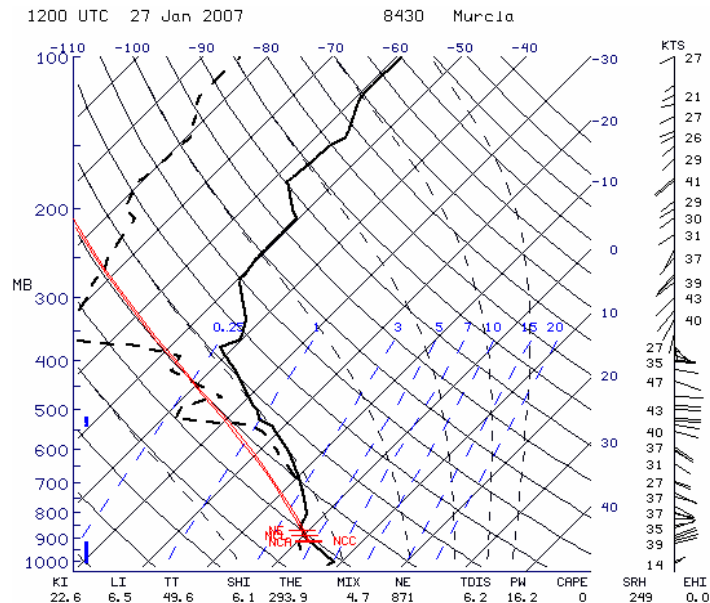


Figura 6.24. Flujo húmedo y geopotencial en 850 hPa a 12 UTC. Día 27 de Enero de 2007.

El elemento precursor de esta situación es el descuelgue de una baja retrógrada en niveles altos, que cruza la península de nordeste a suroeste el 25 de Enero, produciendo una advección térmica muy fría, con descenso moderado de temperaturas. Pero es el 26 por la tarde, cuando comienza a “enroscarse” la banda nubosa delantera asociada a la perturbación, denotando un giro del viento, que comienza a adveccionar una masa de aire ya procedente del mar. Poco a poco el flujo cada vez va siendo más favorable de cara a la generación de precipitaciones.

Durante el sábado 27, se observa perfectamente una entrada, inestable tan sólo en un estrato bajo junto al mar (Riesco et al., 2008). Se disponía de una masa de aire muy fría junto al mar que precisamente en esas fechas estaba a unos 15° C aproximadamente. Sin embargo el índice LI marcaba valores poco importantes, en torno a 5° C (figura 6.25), mientras que el LI7 se quedaba en 2° C aproximadamente, dando cuenta del confinamiento de la inestabilidad en las capas bajas.

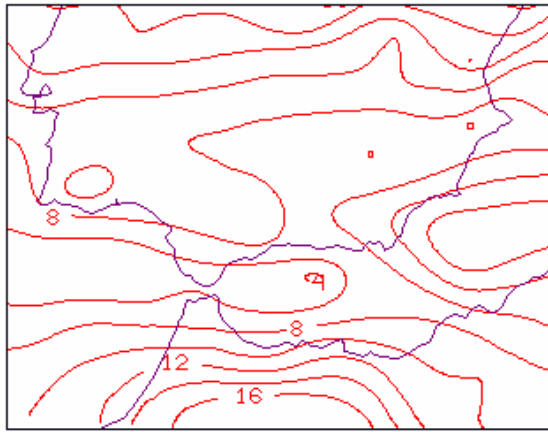


Figura 6.25. Lifted Index (LI) el día 27 de Enero de 2007 a 6 UTC.

Este patrón de flujo intenso del este en capas bajas, con perturbación en niveles altos situada al sur de la península es la que suele provocar las precipitaciones más copiosas en la provincia de Almería. En la figura 6.26 se observa la banda delantera de la baja que permaneció sobre la misma zona durante varias horas, orientada ciclónicamente. Se materializó una advección cálida de sureste a noroeste en niveles bajos, en un ambiente frío previo. Los topos nubosos no eran demasiado fríos y por tanto sin gran desarrollo vertical.

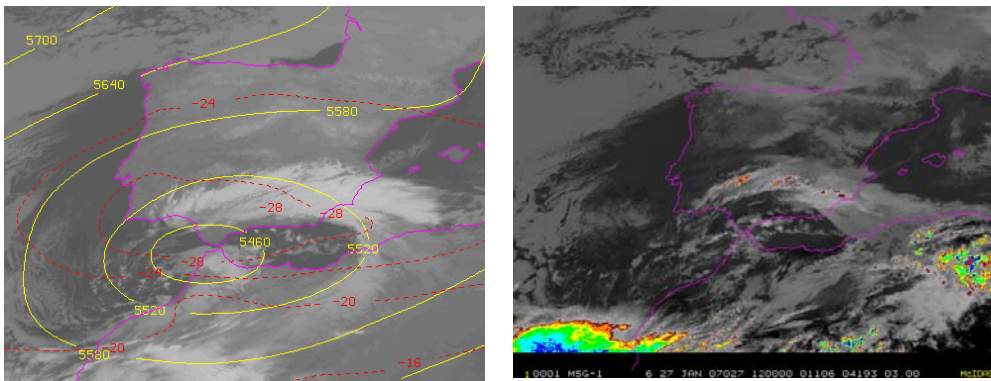
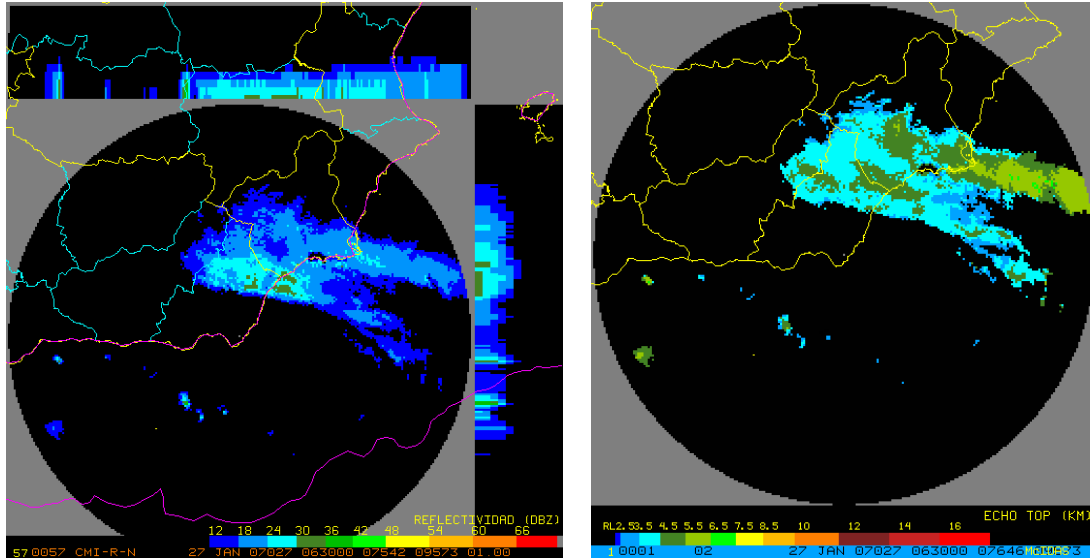


Figura 6.26. Izda: Análisis de geopotencial (m) y temperatura (°C) en 500 hPa, superpuesta a imagen IR 10.8 del Meteosat a 6 UTC. Dcha: imagen IR 10.8 realzada, a 12 UTC. Día 27 de Enero de 2007.

Uno de los primeros indicadores de la evolución de la situación fue el arqueamiento de la banda nubosa, muy bien observable en radar. A partir de que los sistemas nubosos empezaron a entrar desde el este, comenzaron a registrarse precipitaciones importantes. Posteriormente la banda nubosa iría moviéndose de este a oeste, penetrando hacia el interior en cotas más elevadas, y encontrándose montañas a su paso, con el consiguiente realce de las precipitaciones en las zonas orientadas hacia el este.

Se trató de precipitaciones moderadas localmente fuertes, con ecos poco intensos y de topes bajos (figura 6.27), correspondientes mayoritariamente a nieve en zonas interiores de la mitad norte de Almería y Granada. La banda nubosa precipitante estuvo afectando a la zona durante un gran número de horas, con un flujo paralelo a sí mismo, penetrando hasta áreas situadas bastante al interior debido a la intensa circulación existente. No se produjeron descargas eléctricas en la zona, aunque por la tarde una entrada local de levante, inestable, produjo algún rayo en el litoral de Málaga.



**Figura 6.27. Izda: Reflectividad máxima estimada por el radar de Murcia a 6:30 UTC.
Dcha: Ecotop a 6:30 UTC. Día 27 de Enero de 2007.**

Las precipitaciones más importantes fueron en forma de lluvia y tuvieron lugar en la comarca almeriense del Valle del Almanzora, donde se llegaron a recoger cantidades en torno a 100 mm durante el día civil 27 de Enero. En otras zonas del norte de las provincias de Almería y Granada, como en las comarcas almerienses de María y los Vélez, se produjeron nevadas históricas, en lugares como Albox y Chirivel, con cantidades de precipitación también en el entorno de 100 mm (figuras 6.28 y 6.29).

En Granada estuvo cortada la autovía A-92 a la altura de Baza, donde la nevada llegó a presentar un espesor cercano a 1 metro. Más aún se acumuló en Puebla de Don Fadrique, con casi 1,5 metros de nieve en algunas zonas.



Figura 6.28. Foto del diario “La Voz de Almería” correspondiente a la nevada del 27 de Enero de 2007.

Por último en la figura 6.29 se pueden comprobar las zonas afectadas por las precipitaciones copiosas que afectaron sobre todo a la mitad norte de las provincias de Almería y Granada.

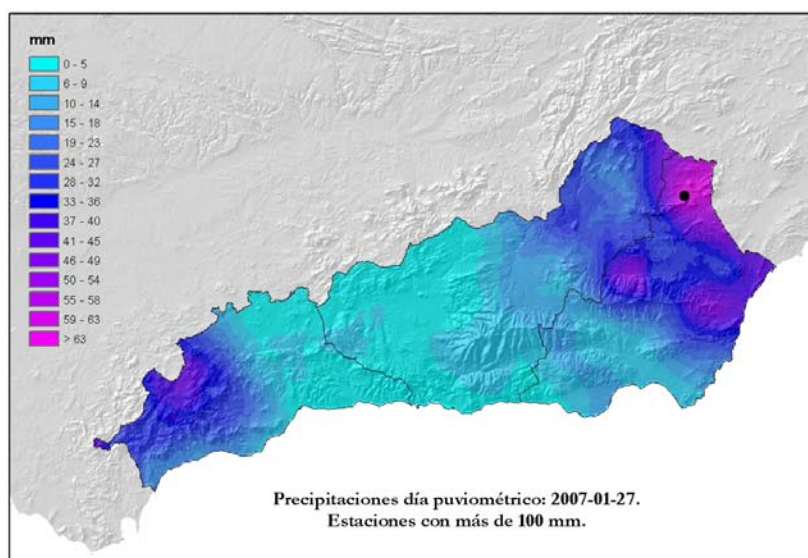


Figura 6.29. Precipitaciones (mm) recogidas durante el día pluviométrico 27 de Enero de 2007. Con un punto negro se indica la estación donde se superaron 100 mm en 24 horas.

6.4.2.2 Situaciones SubTipo II.2 (flujo húmedo “fuerte” e inestabilidad “moderada”)

Esta subcategoría II.2, que se identifica directamente en el diagrama de dispersión de casos de tipo II de la figura 6.19, se diferencia de la anterior subcategoría básicamente en el grado de inestabilidad, que es significativamente más acusada, situándose la mediana del LI en 0.3, mientras que la mediana del LI7 (LI evolucionado hasta 700 hPa) se sitúa en -1.2. Una vez analizadas las situaciones de esta subvariedad, se llega a la conclusión de que pueden ser englobadas en dos configuraciones diferentes, que se describen seguidamente.

- ***Precipitaciones asociadas a un flujo húmedo fuerte y persistente, sin rayos***

Se trata de 2 casos de bandas nubosas de gran persistencia, sin rayos, que generaron importantes precipitaciones y fuertes vientos. En uno de los episodios se trató de flujo zonal que envió bandas frontales desplazándose de oeste a este, y en el otro el desencadenante fue la presencia de una baja fría en el Atlántico que generó convergencia cuasiestacionaria de vientos oeste-este en una zona del litoral de Málaga. La inestabilidad moderada la atestigua el valor de 0,4 de LI en ambos eventos en las zonas más afectadas por las precipitaciones. Se aprecian humedades relativas superiores al 80% desde superficie hasta prácticamente 700 hPa en ambos casos. En una de las dos situaciones se observa una convergencia elevadísima en 925 hPa, con un valor de $336,9 \text{ s}^{-1} * 10^6$, provocando inundaciones importantes en zonas del litoral y prelitoral malagueño como en Coín y Manilva.

- ***Precipitaciones convectivas de flujo húmedo fuerte y moderada inestabilidad***

Este subtipo abarca 3 episodios con sistemas nubosos convectivos que tuvieron lugar 1 en noviembre y 2 en diciembre. Dos de las situaciones corresponden a convección de cierto desarrollo vertical, aunque limitado por la presencia de una tropopausa a baja altitud, fruto del frío reinante en niveles medios de la troposfera (figura 6.30). Este hecho normalmente hace que el valor del LI7 en 700 hPa sea significativamente más bajo que el LI5 en 500 hPa. La situación sinóptica era la correspondiente a una DANA centrada hacia el suroeste de la península Ibérica, mientras que en superficie existía una profunda borrasca que se iba desplazando hacia el este a lo largo del día. En este tipo de casos puede producirse gran acumulación de granizo menudo sobre el suelo. La tercera de las situaciones de este subtipo estuvo caracterizada por un flujo zonal.

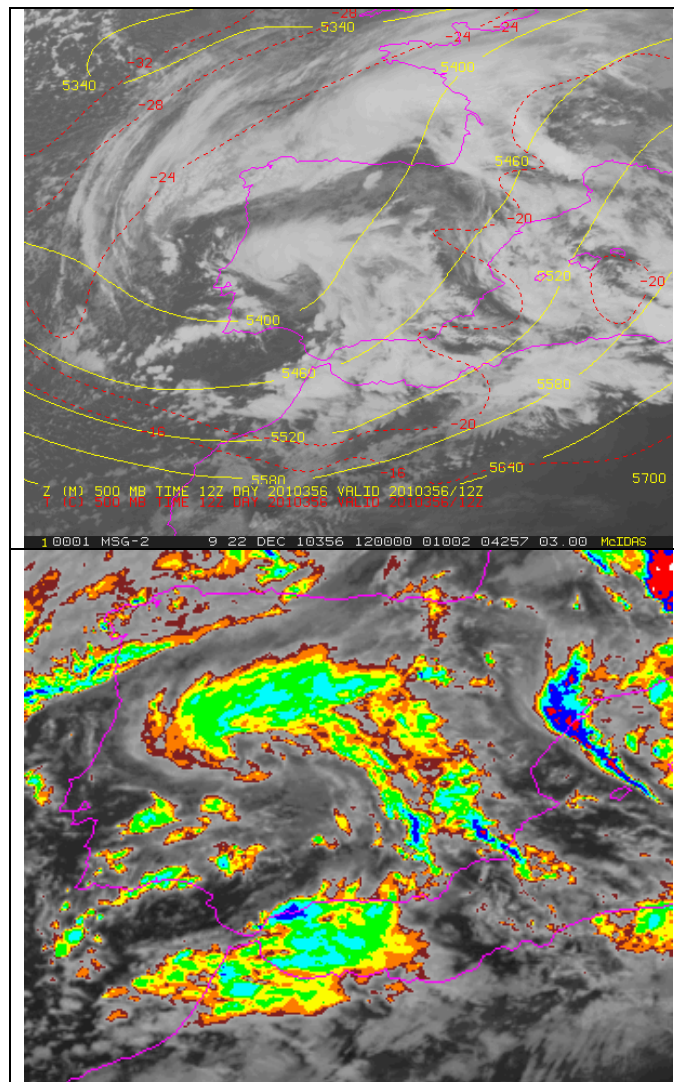


Figura 6.30. Izda: DANA superpuesta a imagen IR 10.8 a 12 UTC. Dcha: Imagen IR 10.8 coloreada a 15 UTC, donde se aprecia la presencia de un sistema convectivo con topes no demasiado fríos.
Día 22 de Diciembre de 2010.

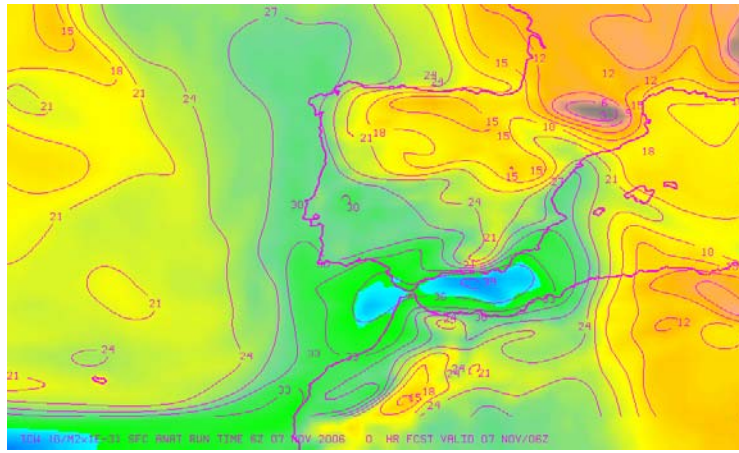


Figura 6.32. Análisis de agua precipitable (mm) a 6 UTC, apreciándose un máximo muy marcado en el mar de Alborán. Día 7 de Noviembre de 2006.

El flujo en capas bajas era de componente sur sobre Málaga y Granada, algo típico en las situaciones de lluvias intensas en los litorales de ambas provincias, extendiéndose la saturación de la masa de aire en 850 hPa por una zona muy amplia (figura 6.33).

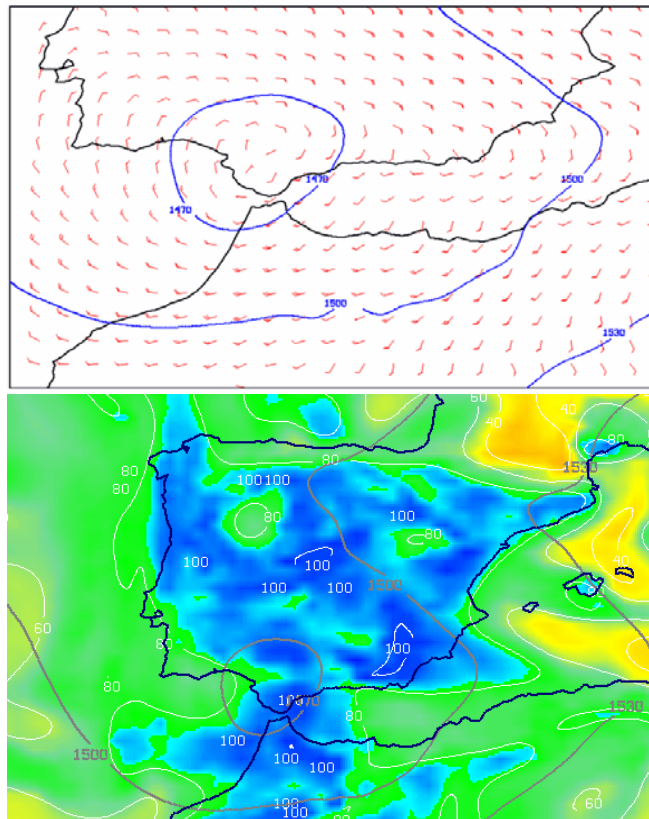


Figura 6.33. Arriba: geopotencial (m) y viento (Kt) a 12 UTC. Abajo: HR (%) en 850 hPa. Día 7 de Noviembre de 2006.

En cuanto se refiere al flujo húmedo, el qv_{850} es de 184,4 (g/kg). Kt en la zona, muy parecido al de 925 hPa, y sensiblemente superior al de 700 hPa. Se aprecia una lengua de intenso flujo húmedo canalizado desde el suroeste (figura 6.34).

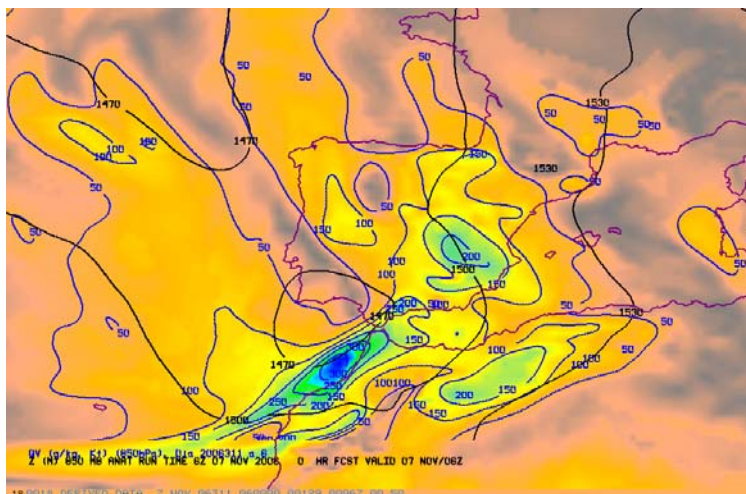


Figura 6.34. Análisis del flujo húmedo q_{v850} en (g/kg) Kt. Día 7 Noviembre 2006 a 6 UTC

La inestabilidad termodinámica es manifiesta, a pesar de que el índice LI (en 500 hPa) no marque valores demasiado destacables (en torno a 2 en la zona de interés) tal y como se puede apreciar en la figura (6.35) correspondiente a las 6 UTC. Ello no quiere decir, ni por asomo, que no hubiera acusada inestabilidad sobre el litoral malagueño a esa hora, precisamente cuando estaba literalmente diluviando, sino que la inestabilidad estaba confinada en un estrato bajo. De hecho el índice LI en 700 hPa (LI7) tomaba a esa hora valores negativos en nuestra área de interés de precipitaciones intensas.

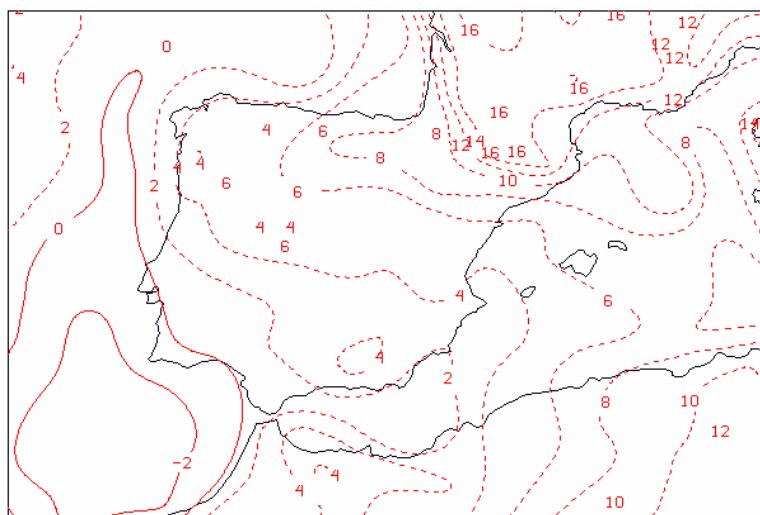


Figura 6.35. Análisis del índice LI (en 500 hPa). Día 7 de Noviembre de 2006 a 6 UTC.

Por poner un ejemplo cuantitativo clarificador, el sondeo de Gibraltar del 7 de Noviembre (figura 6.36) indicaba a las 00 UTC los siguientes valores para los índices de inestabilidad: LI5=1.3, LI7=-2.7, TT^* =45.9, K=32, CAPE=196 J/kg. Prácticamente toda la columna estaba saturada, existiendo un nivel de condensación por ascenso muy bajo y un nivel de equilibrio por debajo de 550 hPa. El flujo húmedo en capas bajas era del este moderado mientras que un poco más arriba había un flujo rector en capas medias del suroeste en torno a 17-23 Kt. Por tanto estamos ante un sondeo típico de lluvias convectivas de tipo cálido, sin topes elevados, y donde la inestabilidad se hace muy palpable en un estrato bajo junto a superficie. De hecho hay un fuerte contraste térmico entre la temperatura del agua del mar (unos 20° C) y la temperatura de 850 hPa (unos 9° C en la zona).

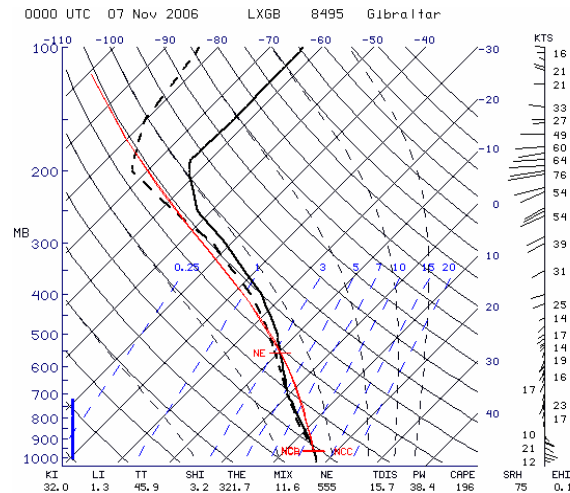


Figura 6.36. Sondeo de Gibraltar el día 7 de Noviembre de 2006 a 00 UTC

Por todo ello en estas situaciones de inestabilidad acusada, pero confinada en un estrato de reducido espesor junto a superficie, es conveniente recurrir a otro tipo de índices como el LI7 o el MDI (Riesco y Alcover, 2003 b). Éste último indicaba acusada inestabilidad termodinámica sobre zona marítima, con valores en torno a 5 frente a las costas malagueñas de Alborán (figura 6.37).

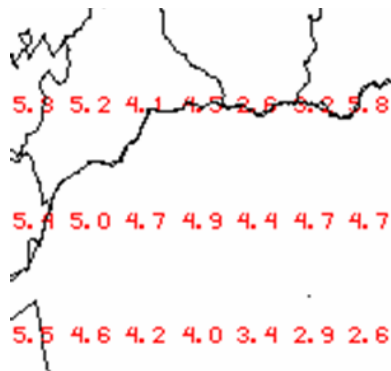


Figura 6.37. Análisis del índice MDI el día 7 de Noviembre de 2006 a 06 UTC

Por eso aunque este episodio de lluvias cálidas está encuadrado automáticamente en la categoría II.2 de flujo húmedo fuerte e inestabilidad moderada, ésta última debe ser entendida de manera relativa en función de la pertenencia del valor de LI al segundo tercil de la muestra disponible de situaciones. Como se acaba de mostrar, realmente estamos ante un tipo de inestabilidad acusada en capas bajas y no tanto cuando la catalogamos en función de índices de inestabilidad más globales en la vertical como el LI (en 500 hPa) o el CAPE.

Un elemento característico y muy reconocible en este tipo de situaciones es la presencia de un viento intenso del este en superficie (figura 6.38). Durante la madrugada la inestabilidad estaba más centrada en la zona oeste del litoral malagueño, en el área de Marbella donde hubo precipitaciones intensísimas, mientras que a partir de mediodía se fue desplazando hacia el entorno de la capital malagueña y montes de Málaga donde también se produjeron chubascos de enorme intensidad. Se aprecia muy bien cómo a las 12 UTC el viento en superficie presenta un máximo del este en torno a la capital malagueña y valle del Guadalhorce. Un poco más arriba en la vertical, en 925 hPa, el flujo normalmente no entra tan claramente de componente este, sino un tanto asurado, indicativo también de la advección cálida presente en los niveles bajos.

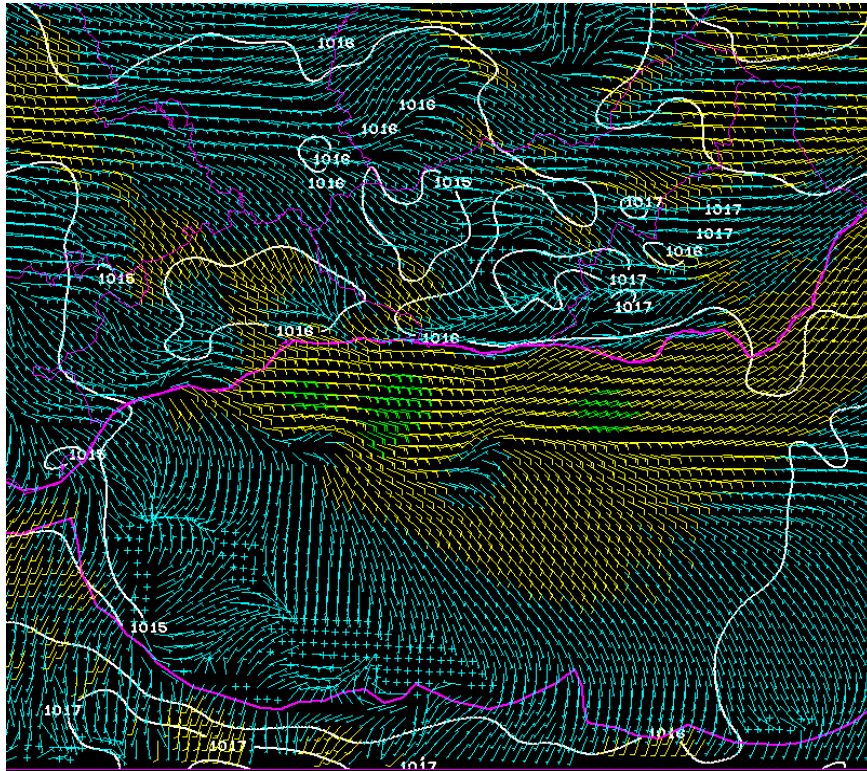


Figura 6.38. Viento (Kt) en superficie. Análisis del modelo Hirlam de resolución 0,05° a 12 UTC del 7 de Noviembre de 2006.

Por tanto tenemos dos ingredientes que son la inestabilidad y el flujo intenso en capas bajas que van trasladándose a lo largo del día de oeste a este por la costa malagueña. Además la situación fue inequívocamente convectiva, aunque con escaso número de rayos nube-tierra (figura 6.39), como corresponde típicamente a situaciones de lluvias de tipo cálido, donde hay gran eficiencia de precipitación por condensación en niveles por debajo de la isocero y por tanto la precipitación es en forma líquida prácticamente en su totalidad.

En eventos de este tipo las descargas nube-tierra suelen ser escasas, aunque puede haber bastantes más descargas nube-nube o intranube.

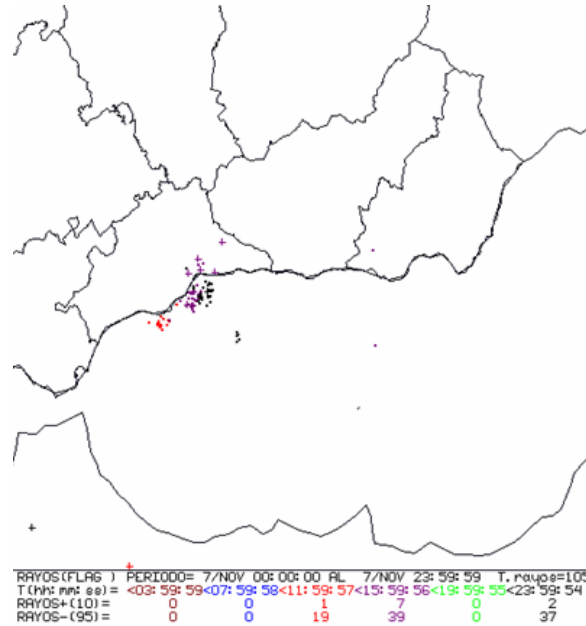


Figura 6.39. Rayos nube-tierra durante el día 7 de Noviembre de 2006, repartidos en 6 intervalos temporales, cada uno identificado con un color distinto.

El alineamiento montañoso litoral y prelitoral de la costa malagueña provoca un forzamiento dinámico que favorece la intensificación de las precipitaciones. Lo que ocurre con la persistencia de flujo intenso de componente sur en capas bajas, es que al incidir sobre las estribaciones costeras, se produce un permanente efecto de tren orográfico convectivo que hace que paulatinamente cada sistema descargue sucesivamente en la misma zona, lo que en realidad provoca un efecto cuasiestacionario de la estructura precipitante. Esto es análogo a lo que ocurre en otras zonas del litoral Mediterráneo peninsular, como en la Comunidad Valenciana (Riesco y Alcover, 2000). Durante la noche el mar se convierte en foco cálido en otoño e invierno, por lo que de madrugada es frecuente que se formen desarrollos convectivos marítimos que pueden llegar a descargar en la franja costera. Ya de día el foco cálido en esta época puede distribuirse entre el mar y zonas interiores, en función de la situación y características termodinámicas de la situación.

Los sistemas convectivos presentes en este tipo de episodios de lluvias cálidas, tienen dimensiones horizontal y vertical reducidas. Se trata de pequeños sistemas convectivos que no presentan tanta organización como los típicos SCM ni alcanzan gran extensión, pero pueden generar precipitaciones muy intensas. Aparte, al no tener temperaturas muy frías en los toques, no producen demasiada señal en las imágenes infrarrojas realizadas. En algunos casos estos sistemas son atrapados por la orografía a lo largo de la costa norte del mar de Alborán y se desplazan por el litoral, según el esquema planteado por Sánchez-Laulhé (2006). En dicho esquema existe un flujo de entrada en niveles medios con flujo de componente sur, mientras que el flujo delantero en niveles bajos es de levante y paralelo a la costa y el flujo trasero en capas bajas procede del W o NW, creándose una zona de convergencia de vientos en superficie en el vértice de la nubosidad donde precisamente los ascensos son más intensos.

En la figura 6.40 se aprecia el sistema responsable de las precipitaciones acaecidas a primeras horas de la tarde en los Montes de Málaga. Se trata de un sistema poco extenso tanto en el canal visible de alta resolución como en el infrarrojo 10.8 realizado (con colores no muy fríos: desde -32°C , umbral inferior del marrón, hasta -60°C , umbral superior del rojo, con cambio de color cada 4°C). Destaca una zona de color azul oscuro que representa una corriente intensa vertical que se produce sobre una zona montañosa en la parte sur del sistema, justo donde incide el flujo asurado en niveles bajos contra las alineaciones orográficas de la franja costera que es precisamente donde las precipitaciones son más intensas.

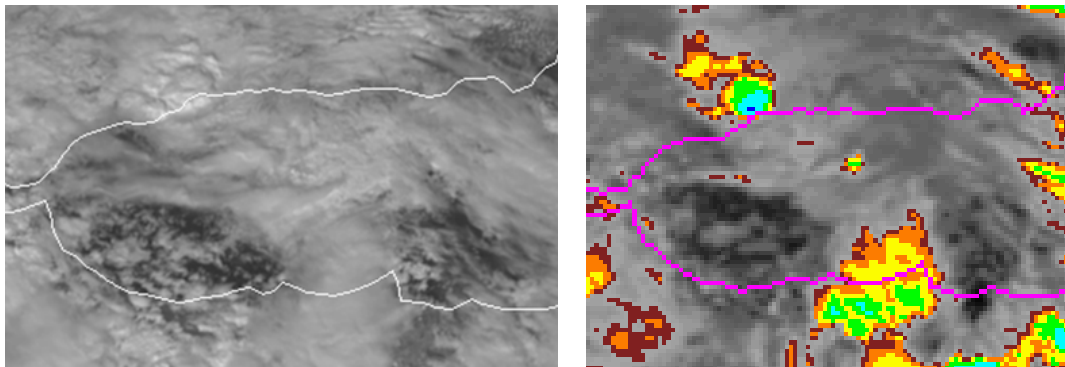


Figura 6.40. Imágenes Visible (HRV) e Infrarroja (canal IR 10.8) del Meteosat, responsables de las precipitaciones intensísimas de los Montes de Málaga a primeras horas de la tarde del 7 de Noviembre.

Las imágenes radar (figura 6.41) muestran durante la madrugada y mañana del día 7 de Noviembre, ecos persistentes asociados a lluvias cálidas en la parte occidental de la Costa del Sol, donde hubo precipitaciones torrenciales. Asimismo los Echo tops fueron poco elevados, por debajo de 7 km.

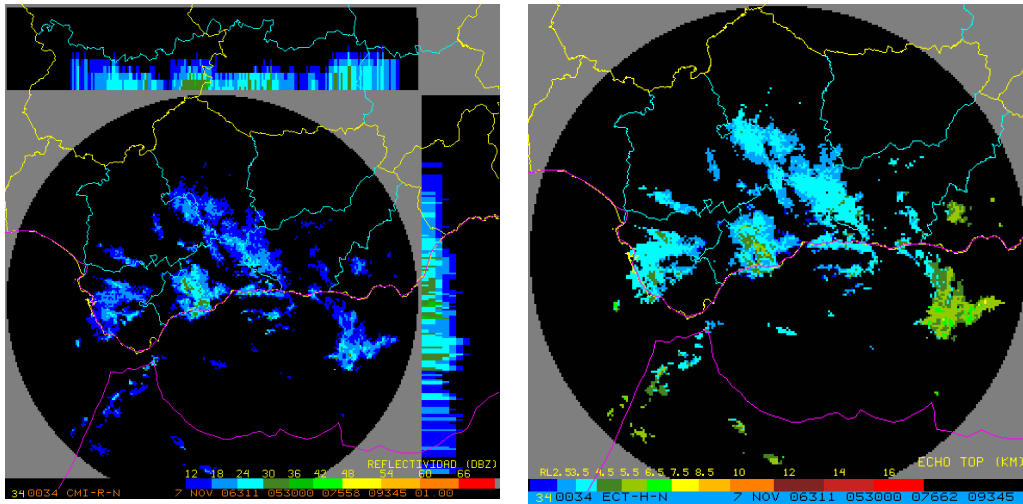


Figura 6.41. Radar de Mijas (Málaga). 7 de Noviembre de 2006 a 5:30 UTC
Izda: Reflectividad máxima (dBZ). Dcha: Echo Top (km).

Estas características son propias de las situaciones de este tipo en la zona referida, donde seguramente los ecos más intensos están en el primer kilómetro de la vertical desde la superficie del mar, y quedan fuera de la visión del radar emplazado a más de 1 km de altitud en la Sierra de Mijas. Por todo ello en situaciones de lluvias cálidas los ecos próximos al radar serán infravalorados, en algunos casos de forma drástica. Durante la mañana los ecos se fueron poco a poco trasladándose hacia el este siguiendo la costa, hasta provocar importantísimos chubascos en el entorno de la capital malagueña a primeras horas de la tarde. Se identifica en la figura 6.42 cómo por una parte los ecos tienen mayor intensidad en la visualización radar y por otra parte los toques precipitantes han alcanzado valores más altos, lo que sugiere mayor inestabilidad y velocidad de las corrientes convectivas, siendo coherente con la observación del incremento del número de descargas eléctricas en la zona.

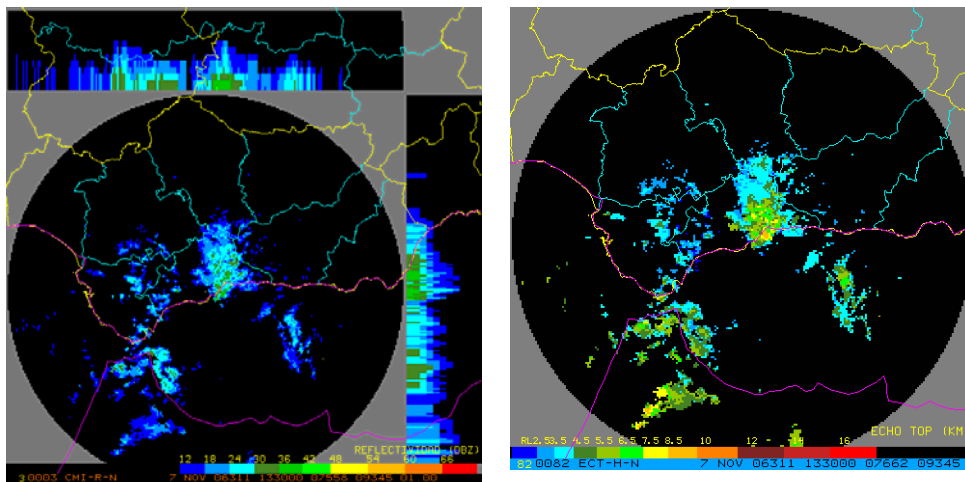


Figura 6.42. Radar de Mijas (Málaga). 7 de Noviembre de 2006 a 13:30 UTC
Izda: Reflectividad máxima (dBZ). Dcha: Ecotop (km).

Estas precipitaciones en los Montes de Málaga produjeron una acumulación de caudal de agua que descendió vertiginosamente hacia la cercana franja litoral a través de diversos arroyos, algunos de los cuales se desbordaron produciendo riadas. En la figura 6.43 se observan coches arrastrados por el agua al estar estacionados en el cauce del arroyo Toquero en la barriada malagueña del Palo.



Figura 6.43. Riada del arroyo Toquero en Málaga, el día 7 de Noviembre de 2006.
(Fuente: Fernando González. <http://www.diariosur.es>)

Las precipitaciones fueron muy intensas tanto en la zona de Marbella como en el entorno de Málaga capital durante el 7 de Noviembre de 2007 (figura 6.44).

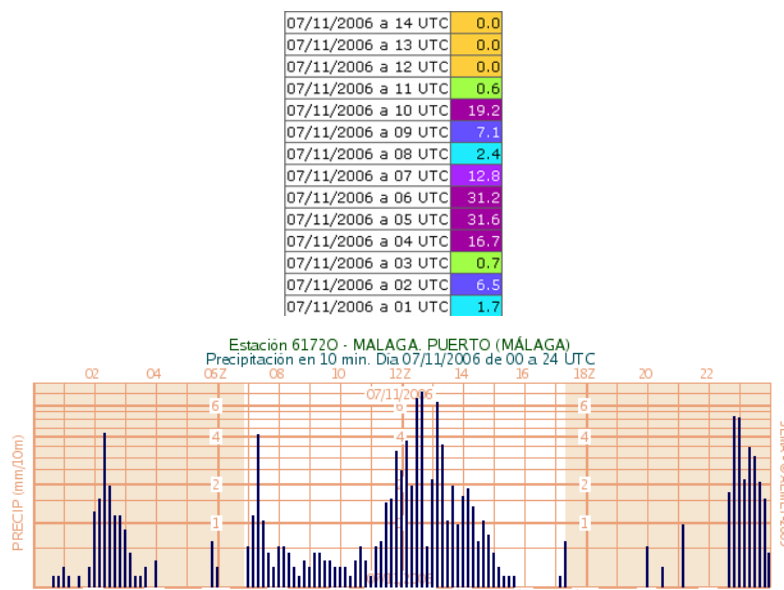


Figura 6.44. Arriba: precipitaciones horarias (mm) en Marbella.
Abajo: Hietograma diezminutal de Málaga Puerto.

Las precipitaciones más intensas se registraron durante la madrugada del 7 y durante la tarde de ese mismo día, pertenecientes sin embargo a los días pluviométricos 6 y 7 de Noviembre. De ahí que se represente la suma de la precipitación de ambos días pluviométricos en la figura 6.45.

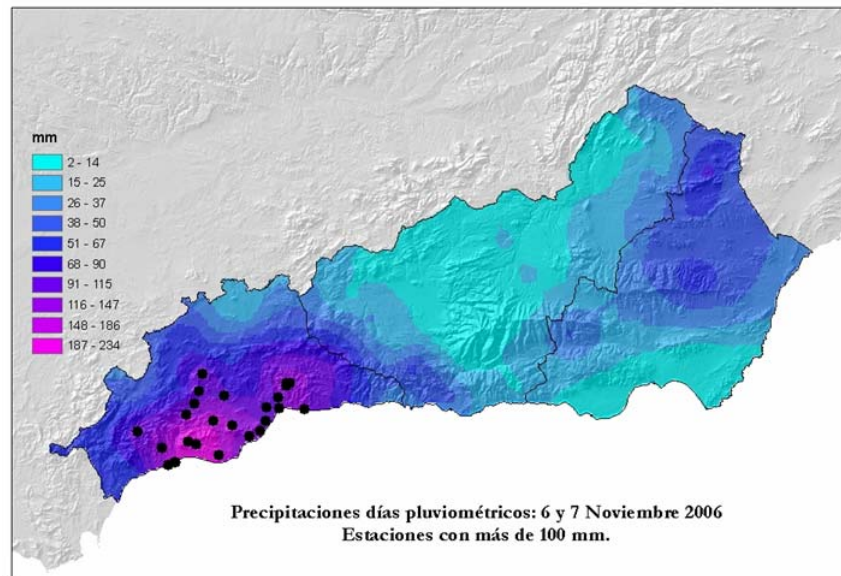


Figura 6.45. Precipitaciones (mm) durante los días pluviométricos 6 y 7 de Noviembre de 2006.

Ejemplo de situación SubTipo II.3 (especial): Episodio del 10 de Octubre de 2010

Merece la pena destacar brevemente una situación que aunque pertenece al cluster de tipo II obtenido estadísticamente, no se corresponde estrictamente con esta categoría denominada de flujo húmedo moderado o inestabilidad moderada, aunque quede bastante cerca en el diagrama de dispersión. Se trata en esencia de un episodio de **flujo húmedo “fuerte” e inestabilidad “fuerte”**, que tuvo lugar el del 10 de Octubre de 2008. Sólo hay en la muestra una situación de este tipo que estaría en la parte más elevada simultáneamente tanto de flujo húmedo como de inestabilidad. Debe por tanto considerarse poco frecuente esta combinación de valores tan elevados de flujo húmedo, ($qv_{850} = 321$ (g/kg).Kt), combinado con una inestabilidad acusada ($LI = -1,4$). La convección profunda estuvo presente en la provincia de Almería, con un valor de CAPE de 846 J/kg y un nivel de equilibrio por encima de 12 km. El patrón sinóptico de esta situación responde a una DANA al sur de la península, y baja sahariana en superficie que volteaba un intenso flujo sobre el sureste peninsular (figura 6.46).

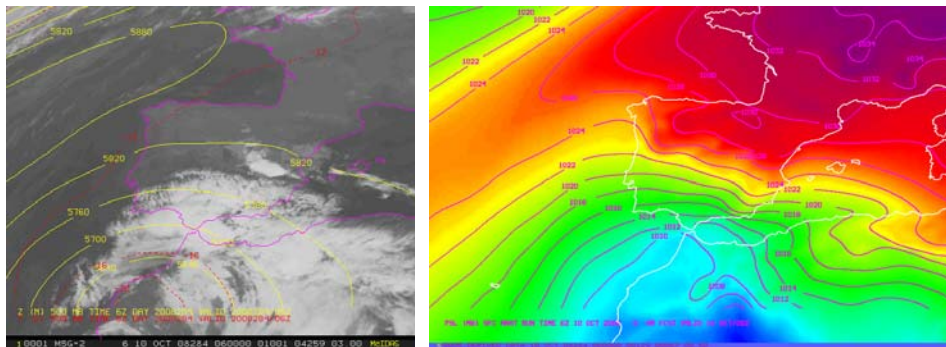


Figura 6.46. Izda: geopotencial (m) y temperatura (° C) en 500 hPa a las 12 UTC del día 10 de Octubre de 2010. Dcha: Presión al nivel del mar (hPa) a la misma hora.

Los ecos tormentosos son muy bien detectados por el radar de Almería, tanto a través del producto Máximo de reflectividad como por el Echo Top (figura 6.47). A través de este último se observa claramente la convección profunda al identificarse núcleos con reflectividades superiores a 12 dBZ muy elevados, por encima de 12 km.

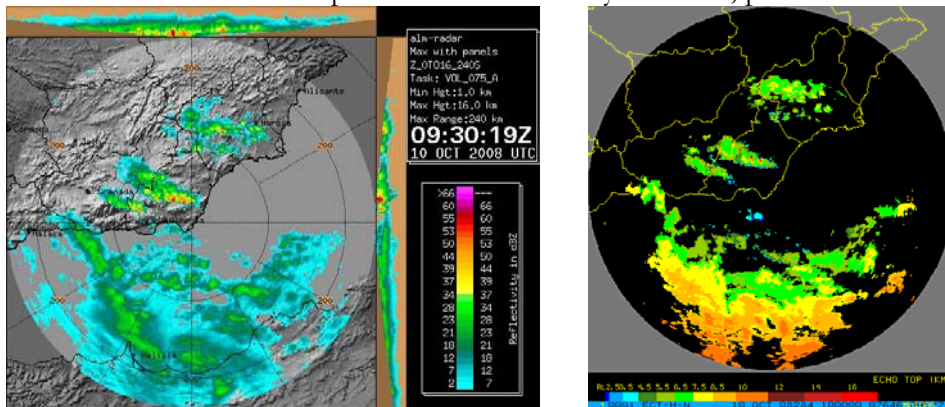


Figura 6.47. Máximo de reflectividad y Echo Top (km) a las 9:30 UTC. 10 de Octubre de 2008.

Lo que se formó fue una peligrosa y activa estructura de gran organización e intensos ecos (figura 6.48). Hubo regeneración continua en una misma zona, con apariencia cuasiestacionaria e importantes cantidades de precipitación.

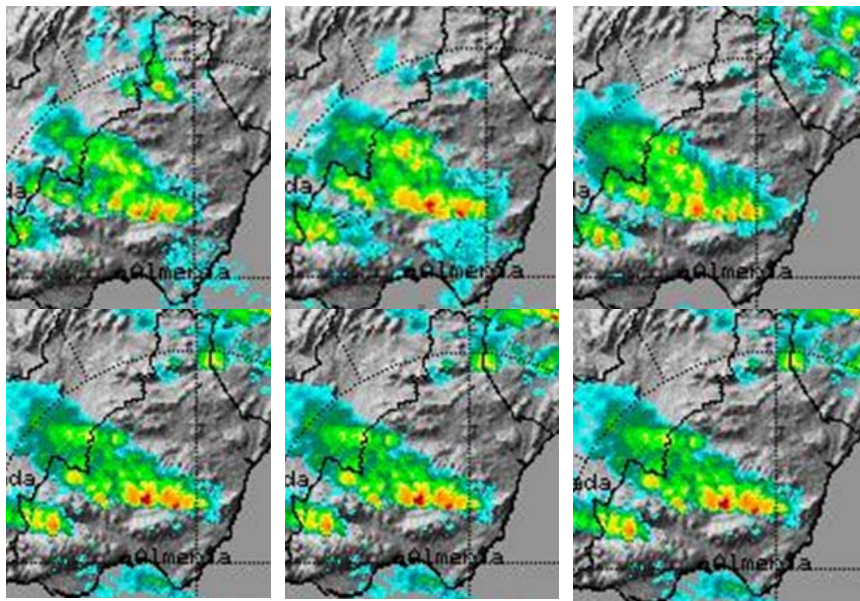


Figura 6.48. Evolución del producto máximo de reflectividad del día 10 de Octubre de 2008 a 8:00, 8:30, 9:00, 9:30, 10:00 y 10:30 UTC

Finalmente se muestra la cantidad total de precipitación estimada por el radar de Almería, con un máximo en la comarca del valle del Almanzora. Precisamente en la estación de Serón se registraron más de 41 mm en una hora (figura 6.49).

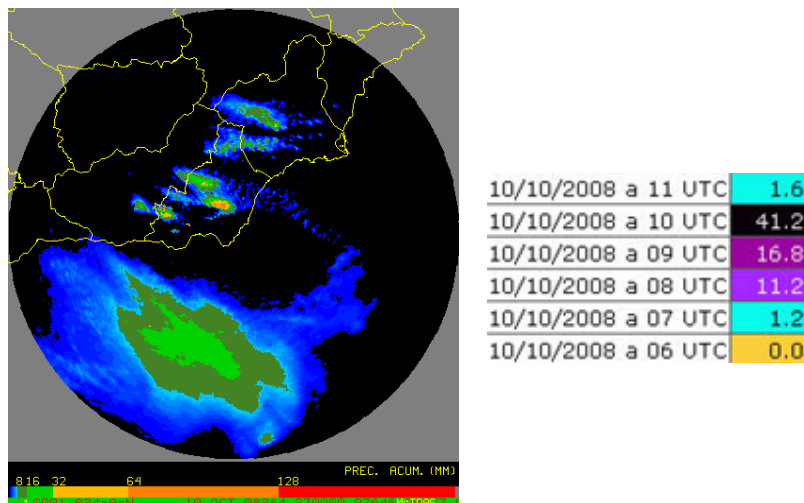


Figura 6.49. Izda: precipitación acumulada (mm) estimada por el radar de Almería para el día 10 de Octubre de 2008. Dcha: cantidades de precipitación horaria en la estación de Serón.

6.4.3 Situaciones Tipo III (predominio de flujo “débil-moderado” e inestabilidad “fuerte”)

Este tipo de situaciones es el que presenta globalmente mayor inestabilidad, ya que de los 11 episodios que lo integran, 8 son de inestabilidad fuerte (con LI inferior a 0,5). Además el flujo húmedo es predominantemente débil, con 7 episodios con qv_{850} por debajo de 129 (g/kg).Kt. Por ello esta variedad podría ser denominada en sentido amplio, de flujo húmedo débil e inestabilidad fuerte (tabla 6.8).

Mes	Intensidad máx (mm/h)	Duración (pcp > 10 mm/h)	N estac Pcp >= 100 mm	(q.v) ₈₅₀	LI	Rayos
1	12	9	1	24,8	1,4	NO
5	35	5	1	132,6	-2,6	SI
9	19	5	1	39,5	-1,5	SI
9	101	2	13	96,7	-4,8	SI
12	30	5	4	110,9	0,2	SI
3	33	3	1	51,8	0,3	SI
9	42	5	2	100,5	-1,9	SI
2	31	5	2	155,1	-0,9	SI
12	27	11	42	25,0	-1,3	SI
1	31	5	2	136,3	-1,7	SI
1	37	4	2	174,1	-1,2	SI

Tabla 6.8. Resumen básico de las situaciones del cluster “tipo III”.

Todos los episodios salvo uno manifestaron actividad eléctrica, acompañada de precipitaciones de intensidad muy fuerte en una abrumadora mayoría, llegando en un caso a torrencialidad extrema (101 mm en una hora). La excepción fue el caso anómalo del 14 de Enero de 2006, caracterizado por una gran persistencia de precipitaciones moderadas en una zona de extensión bastante reducida y montañosa.

En cuanto a la distribución mensual, destacan los meses estrictamente de invierno con 6 eventos, mientras que también es destacable la frecuencia de 3 situaciones en septiembre, mes en que se registraron los dos días de mayor intensidad de precipitación. Es precisamente septiembre un mes con elevado valor de la temperatura superficial del agua del mar, en el que si se consigue inestabilizar una masa de aire, puede condensarse gran cantidad de vapor de agua con el peligro que ello conlleva.

Respecto a la duración mantenida de las situaciones de más de 10 mm/hora, en esta variedad no hay tanta persistencia como en otros tipos, situándose por encima de 5 horas tan sólo dos de los once eventos.

El número de estaciones afectadas cada día en que se superaron 100 mm fue bajo, salvo en dos casos en los que dicho número fue de 13 y 42 observatorios respectivamente.

Se observa a la luz de la tabla 6.9, que de las tres subclases que conforman este tipo III, las más destacables en cuanto a frecuencia son por un lado la de inestabilidad fuerte y flujo húmedo débil, y por otro la de inestabilidad fuerte y flujo húmedo moderado, con cuatro miembros cada uno.

Situaciones Tipo III			
LI / qv_{850}	[24.8, 129.7)	[129.7, 176.9)	[176.9, 348.0]
[1.4, 6.3]	0	0	0
[-0.8, 1.4)	3	0	0
[-4.8, -0.8)	4	4	0

Tabla 6.9. Resumen básico de las situaciones “tipo III”. Los intervalos de cada variable los marcan los valores mínimo y máximo, y los dos terciles.

No obstante, parece lógico unir estos dos subtipos en uno sólo, calificándolo como situaciones de fuerte inestabilidad con flujo húmedo débil a moderado (figura 6.50).

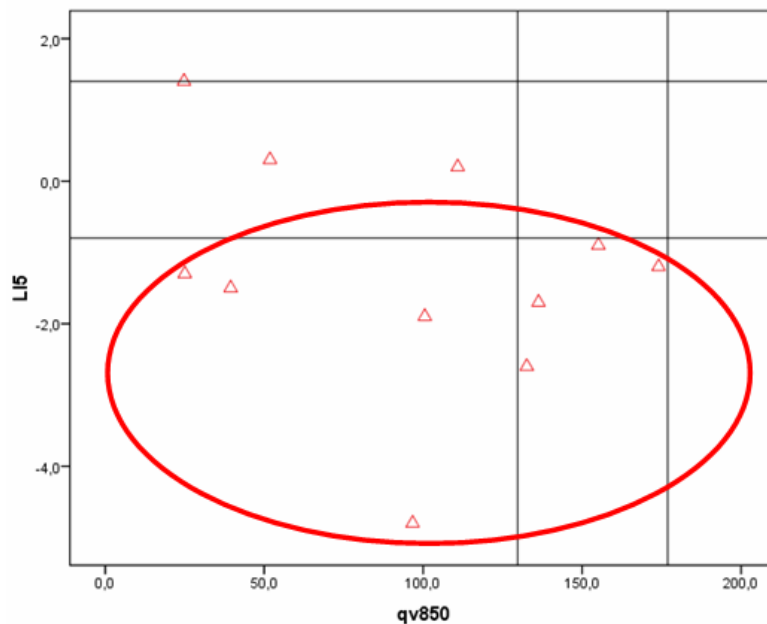


Figura 6.50. Diagrama de dispersión de las situaciones Tipo III, en función de LI (°C) y qv_{850} ((g/kg).Kt).

Esta agrupación de inestabilidad fuerte y flujo húmedo débil a moderado presenta las siguientes características generales. La mediana de LI (en 500 hPa) es de -1.3 frente al valor de -1.0 del LI7 (LI hasta 700 hPa). Los índices TT y K tienen por medianas 52,0 y 30,9 respectivamente. Los valores de CAPE son relativamente altos, pasando de 400 J/kg en la mitad de los casos y existiendo un apreciable número de rayos en cada uno de los eventos.

El flujo húmedo en 850 hPa oscila entre 25 y 174,1 con una mediana de 100,5 (g/kg).Kt, mientras que las medianas de los flujos húmedos en 925 y 700 hPa son respectivamente 81,4 y 73,4.

En todos los casos hay convergencia dinámica en 925 hPa, siendo muy notable el valor de algunos de ellos, mientras que en casi todos aparece una nítida divergencia en 300 hPa. En 700 hPa hay movimientos verticales ascendentes en todos los episodios, fluctuando sus valores entre 0,3 y 7,7 Kt. En la totalidad de los eventos existe una columna con humedad relativa superior al 80% desde superficie hasta 850 hPa, algo que ocurre también salvo en dos ocasiones, en el nivel de 700 hPa. Otro aspecto llamativo y generalizado es la presencia de valores altamente positivos de convergencia del flujo de humedad en 925 hPa y advección cálida en 850 hPa. La cizalladura media entre 1000 y 700 hPa fue de $5,3 \text{ s}^{-1}$.

En este tipo de situaciones se vieron envueltas las tres provincias (Málaga, Granada y Almería), siendo el patrón más característico el de depresión aislada en niveles altos con localización al sur o suroeste de la Península.

Tras realizar un diagnóstico de cada uno de los eventos de este tipo de situaciones, se llega a la conclusión de que estamos en general ante episodios caracterizados por la presencia de convección profunda. A pesar de que la variedad en cuanto a organización y tamaño de las estructuras tormentosas fue muy dispar (figura 6.51), en esta categoría predominaron sistemas convectivos organizados asociados a convección profunda, predominando estructuras multicelulares y sistemas convectivos de mesoescala.

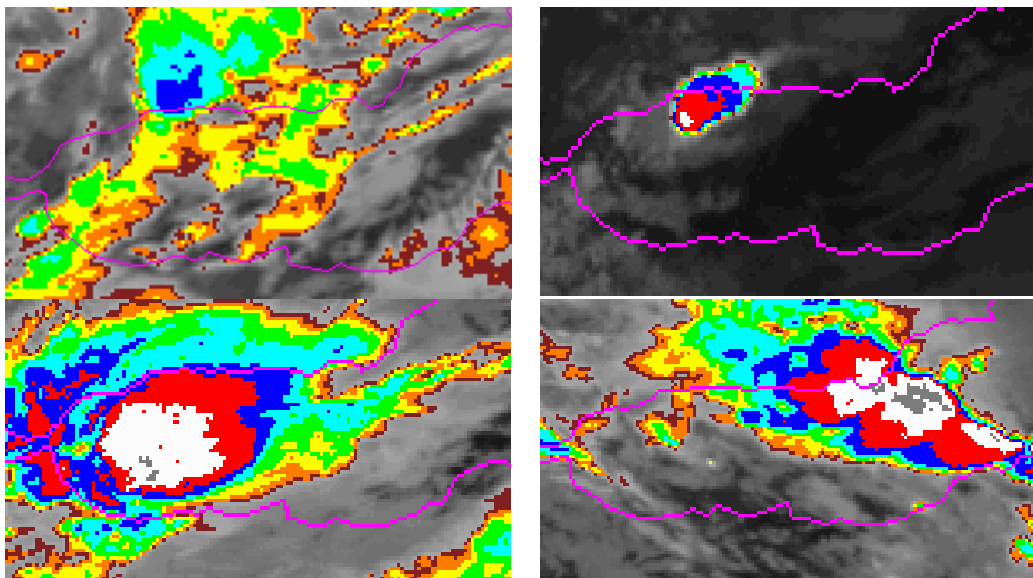


Figura 6.51. Ejemplos de 4 estructuras convectivas de distintas situaciones del tipo III, caracterizadas por sus imágenes realizadas del canal IR 10.8 del MSG

Asociados a estos episodios de gran intensidad pluviométrica de la muestra seleccionada, se produjeron en algunos casos pedrisco y rachas muy fuertes de viento, y en otros, destacables inundaciones repentinas.

También dentro de esta categoría de episodios, se produjo una gran nevada en la provincia de Almería el 26 de Enero de 2010.

Por último el 1 de Febrero de 2009 fue el día del tornado no supercelular de categoría EF2 (rachas entre 180 y 220 km/h según la escala de Fujita mejorada) que afectó de manera extraordinaria a la ciudad de Málaga, en una situación de bajas presiones centradas al oeste de Portugal tanto en superficie como en altura, dentro de un ambiente inestable con tropopausa relativamente baja, y valores de LI (Lifted Index en 500 hPa) de -0,9 y LI7 (Lifted Index en 700 hPa) de -1,1. En este sentido debe recalcarse que es relativamente frecuente la presencia de rotaciones en tormentas unicelulares y sistemas convectivos en la costa de Alborán, sin corresponderse en su gran mayoría con supercélulas. Estas rotaciones están asociadas a circulaciones verticales generadas por la orografía y las propias tormentas (vorticidad horizontal) en entornos de importante inestabilidad y cizalladura del viento, que los propios movimientos verticales asociados a las tormentas transforman en circulaciones horizontales que confieren organización a la tormenta (Sánchez-Laulhé, 2010). Cabe mencionar que los tornados en el mar de Alborán y franja litoral, son en general de tipo EF0 y EF1, y se forman por la aceleración de la rotación ciclónica, aumento de vorticidad, generada por el estiramiento vertical del vórtice, según el modelo conceptual de Brady y Szoke (1988). Sin embargo los tornados en la zona de Alborán son prácticamente indetectables en el sistema radar, básicamente por pura geometría y la pequeña dimensión de los tornados. Lo que sí se observa en muchas ocasiones no es la traza del giro propiamente del tornado, sino la huella de una circulación ciclónica de tamaño superior a 1 km de diámetro y con giro menos intenso que el del tornado. Esta circulación soporta a su vez a la propiamente tornádica si la hubiere, presentando esta última mayor intensidad y menores dimensiones espaciales. Este giro sustentador se observará si se produce relativamente cerca de la ubicación del propio radar. De hecho, operativamente es frecuente que cuando hay noticias de existencia en la zona de un tornado o tromba marina, el viento radial doppler indique la existencia de una zona de rotación si la combinación de los factores distancia al radar y diámetro del vórtice son adecuados (Polvorinos, 2007).

Ejemplo de situación Tipo III: Episodio del 21 de Septiembre de 2007

Para ilustrar este tipo de situaciones, se revisarán las características fundamentales de un episodio del primer tercil respecto al flujo húmedo y del tercer tercil respecto a la inestabilidad, o sea un episodio de **flujo húmedo “débil” e inestabilidad “fuerte”**. Se trata de la situación con convección profunda organizada del 21 de Septiembre de 2007, en la que hubo coexistencia de una Depresión Aislada en Niveles Altos desplazándose hacia el este por el sur peninsular (figura 6.52), junto a un flujo inestable de levante en capas bajas. En este entorno se generaron tormentas fuertes con gran aparato eléctrico y carácter extraordinario en la costa andaluza del mar de Alborán, especialmente en las provincias de Málaga y Granada. Se formaron diversos sistemas convectivos que provocaron varios fenómenos de tipo severo. En la provincia malagueña caben citarse los siguientes: granizo de tamaño comparable a pelotas de golf en Marbella, rachas muy fuertes de viento - algunas próximas a 100 km/h como las registradas en Puerto Banús- y precipitaciones localmente torrenciales como fue el caso de los algo más de 100 mm en una hora en Nerja, debido a la propagación retrógrada con efecto cuasiestacionario de un Sistema Convectivo de Mesoescala (Riesco, 2010 b).

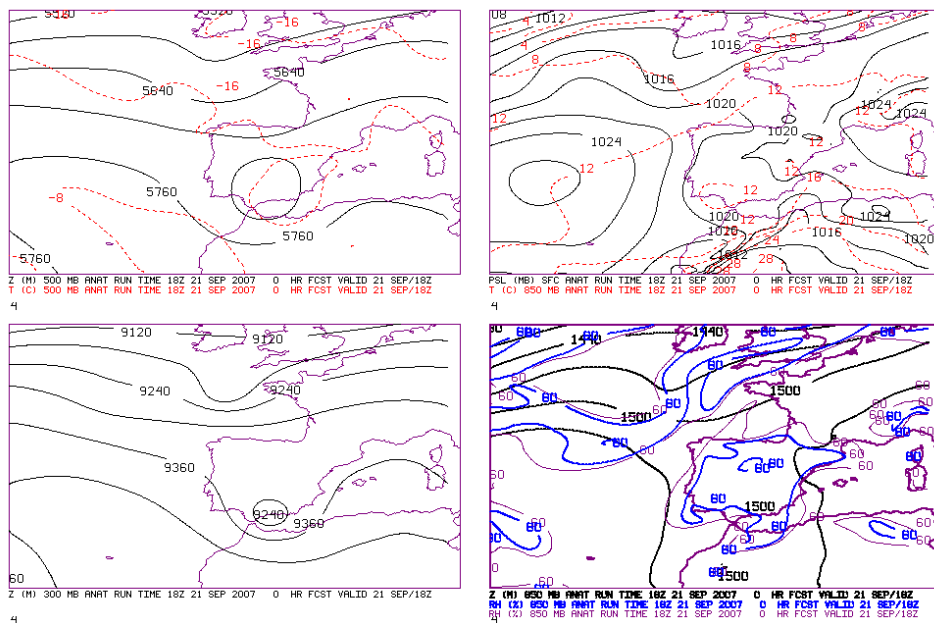


Figura 6.52. Análisis (ERA-Interim) del 21 de Septiembre de 2007 a 12 UTC. Arriba-Izda: Z₅₀₀(m) y T₅₀₀(°C). Arriba-Dcha: PSL (mb) y T₈₅₀(°C). Abajo-Izda: Z₃₀₀(m). Abajo-Dcha: Z₈₅₀(m) y RH₈₅₀(%).

Uno de los factores típicos de peligrosidad es la existencia de una baja en superficie que genera una línea de convergencia sobre la franja litoral, motivada por la existencia de viento de levante delantero y de poniente por detrás (figura 6.53). En 850 hPa se observa un flujo húmedo de componente sur con una marcada advección cálida (figura 6.54), configuración típica en las situaciones de gran peligro de generación de precipitaciones intensas en el litoral peninsular de Alborán.

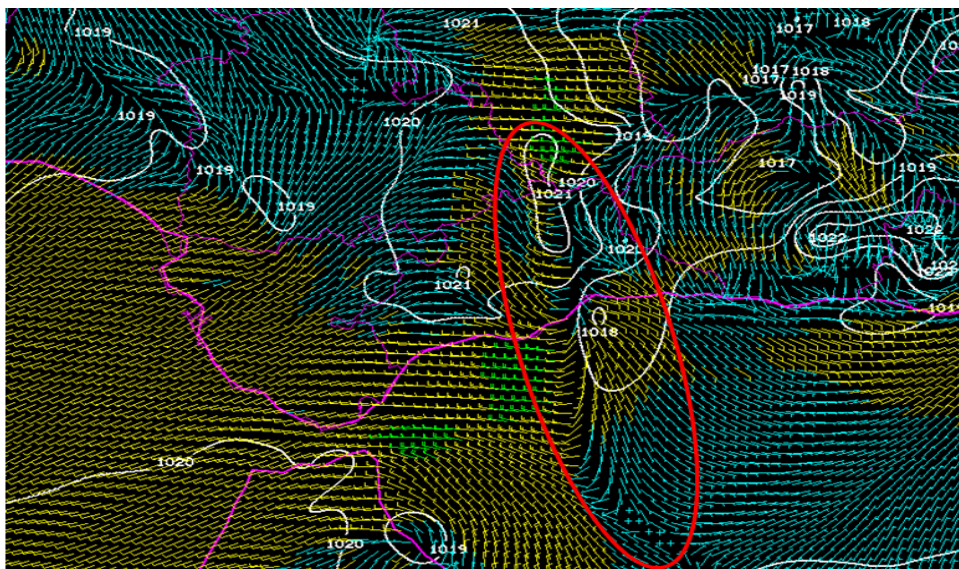


Figura 6.53. Viento (Kt) en superficie según análisis del modelo Hirlam 0.05°, el 21 de Septiembre de 2007 a 12 UTC. Se aprecia una zona de convergencia resaltada mediante una elipse roja.

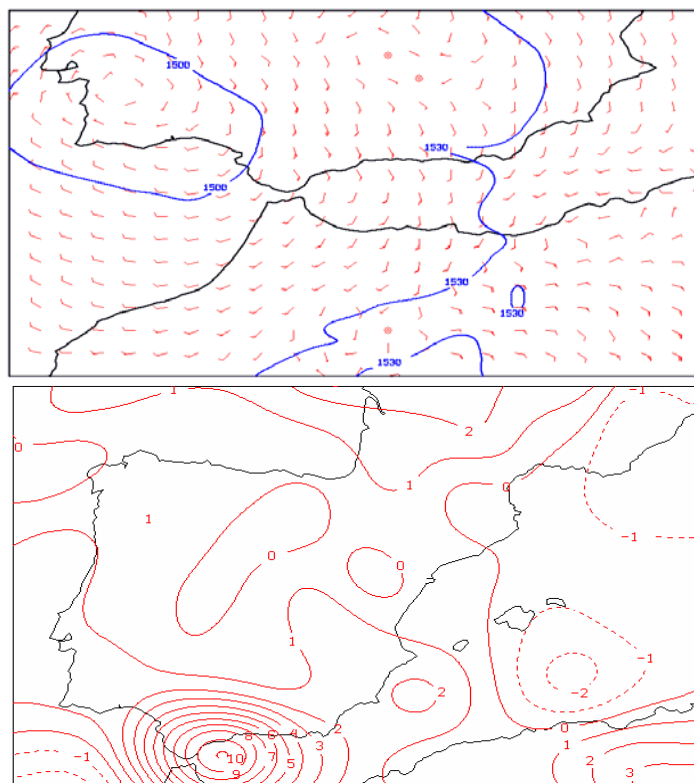


Figura 6.54. Viento (Kt) y Advección de temperatura ($^{\circ}\text{C}/12\text{ h}$) en 850 hPa a 06 UTC. Día 21 de Septiembre de 2007.

A la vista de la figura 6.55 se pueden citar tres rasgos fundamentales de ese día en el entorno del mar de Alborán:

- valores muy elevados de agua precipitable, con máximos en torno a 40 mm (y aparte con saturación en la vertical prácticamente hasta el nivel de 700 hPa),
- un flujo húmedo entre débil y moderado, con qv_{850} no superior a 150 (g/kg). Kt en la zona de interés, debido principalmente a la existencia de un viento débil ya que la proporción de mezcla sí era alta (en torno a 10,9 g/kg en el nivel de 850 hPa), y
- LI con valores muy bajos (en torno a -4) denotando una inestabilidad muy acusada, con LI7 (Lifted Index en 700 hPa) también negativo.

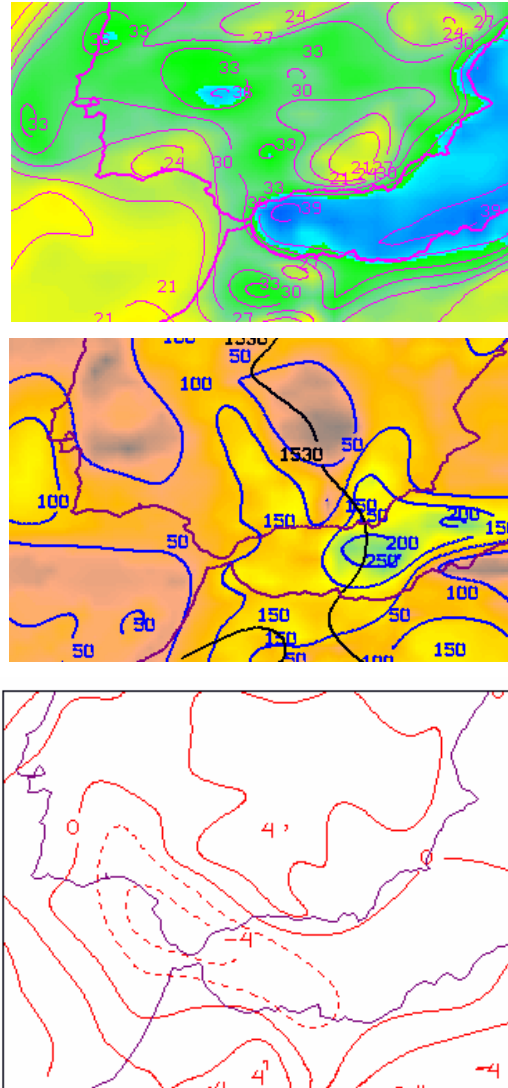


Figura 6.55. Día 21 de Septiembre de 2007 a 6 UTC. Arriba: Agua precipitable (mm). Centro: qv [(g.kg).Kt] y geopotencial (m) en 850 hPa. Abajo: Lifted Index en 500 hPa (LI).

El sondeo de Gibraltar a las 0 UTC (figura 6.56) denota ya una enorme inestabilidad que se iría desplazando hacia el este a lo largo del día, estando presente por ejemplo a mediodía en las costas granadinas. Se aprecia la existencia de valores muy elevados de los índices clásicos ($K=34.2$, $TT=51.6$, $LI=-3.5$, $CAPE=1039$ J/kg), así como importante inestabilidad latente efectiva en una capa muy profunda de la troposfera, con un nivel de equilibrio cerca de los 200 hPa. Tenemos por tanto un sondeo típico de convección profunda. Otros elementos a subrayar son por un lado el giro del viento con la altura, pasando de levante en un estrato bajo (casi hasta unos 3000 m), a suroeste por encima. Se identifica también una capa relativamente seca en niveles medios propicia para la existencia de severidad.

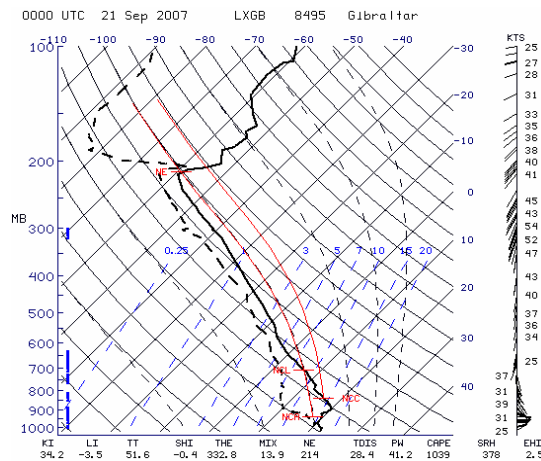


Figura 6.56. Sondeo termodinámico de Gibraltar el día 21 de Septiembre de 2007 a 00 UTC.

Aparte en el avance de la baja a lo largo de la costa andaluza de Alborán, existía convergencia importante en las capas inferiores, velocidades verticales muy destacables en toda la troposfera, importantes valores del flujo de humedad, y un fuerte gradiente térmico vertical entre un mar a 23° C sobrevolado por una masa con unos 13° C en 850 hPa. De ahí los valores tan altos (entre 6 y 7 en las costas fronterizas entre Málaga y Granada) que tomó el índice MDI (Riesco y Alcover, 2003 b) estimado sobre el mar (figura 6.57)

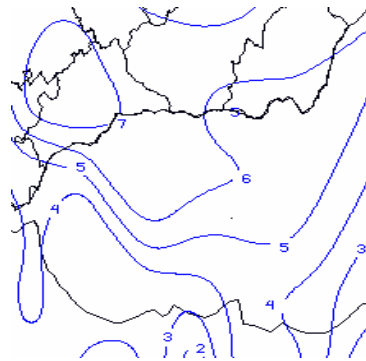


Figura 6.57. Valor del índice MDI a las 12 UTC del 21 de Septiembre.

La convección profunda organizada en el mar se desplazaba de sur a norte según el flujo rector del viento en 700 hPa. Se formaron así diversos sistemas convectivos durante la madrugada en el mar, trasladándose hacia el litoral peninsular de Alborán, produciendo precipitaciones muy intensas. Uno de los más destacados descargó sobre la zona de Marbella durante la mañana (figura 6.58 izda), cuando una célula severa radar (figura 6.58 dcha) de 63 dBZ de reflectividad máxima y dVIL (VIL/Echo Top) próximo a 5 kg/m², produjo precipitaciones muy intensas y pedrisco de gran tamaño hacia las 6:50 UTC. Los Echo Tops alcanzaron un valor de 11 km aproximadamente.

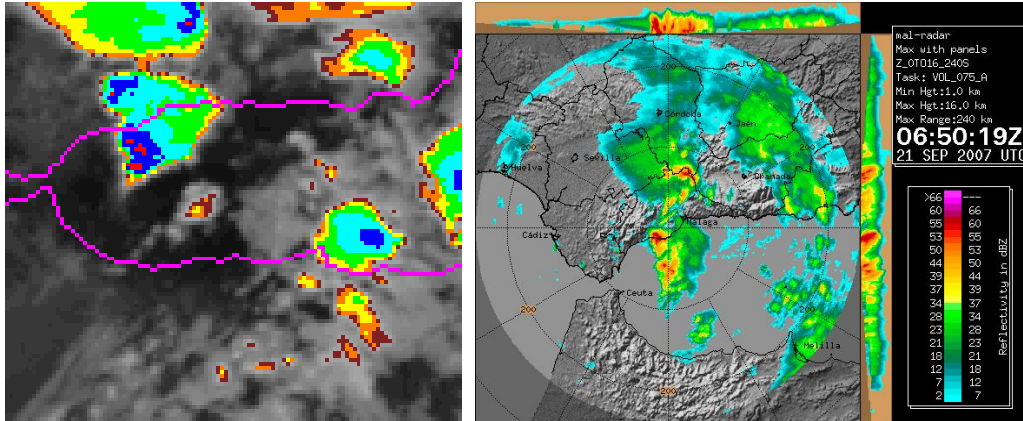


Figura 6.58. Izda: Sistema convectivo observado a las 7 UTC mediante el canal IR 10.8 realizado. Dcha: Célula severa radar a partir del producto máximo de reflectividad (dBZ) a 6:50 UTC. Día 21 de Septiembre de 2007.

Antes de las 9 UTC se formó un Sistema Convectivo de Mesoescala en las proximidades del límite de las provincias de Málaga y Granada (figura 6.59). En la imagen visible se aprecian los bordes y un “*outflow*” de cirros así como la estructura redonda del sistema, mientras que en la infrarroja se detecta perfectamente el “*overshooting*” en el extremo sur, junto a las montañas, con un flujo de sur en capas medias y levante junto a superficie, algo como se ha visto habitual en el litoral de Alborán en situaciones de lluvias fuertes.

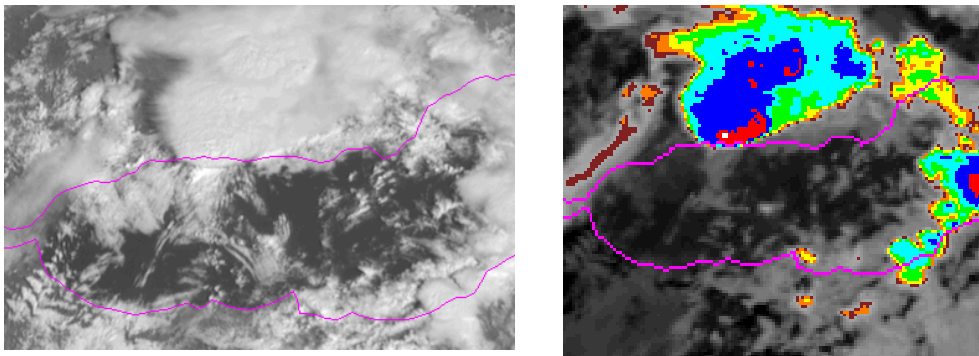


Figura 6.59. Izda: Sistema convectivo de mesoescala según imagen del canal HRV del MSG a 10 UTC. Dcha: Sistema detectado por el canal IR 10.8 realizado a la misma hora. Día 21 de Septiembre de 2007.

En la figura 6.60 se observa arriba la reflectividad máxima de la célula justo antes de penetrar en tierra, y abajo detalles de severidad a partir del PPI de reflectividad (gancho) y del PPI de viento radial en el que se intuye un giro sustentador de la rotación existente en niveles medios, manifestada por la existencia de zonas de velocidad de alejamiento/acercamiento denotadas por colores cálidos/fríos a ambos lados de un eje radial hacia el emplazamiento del radar.

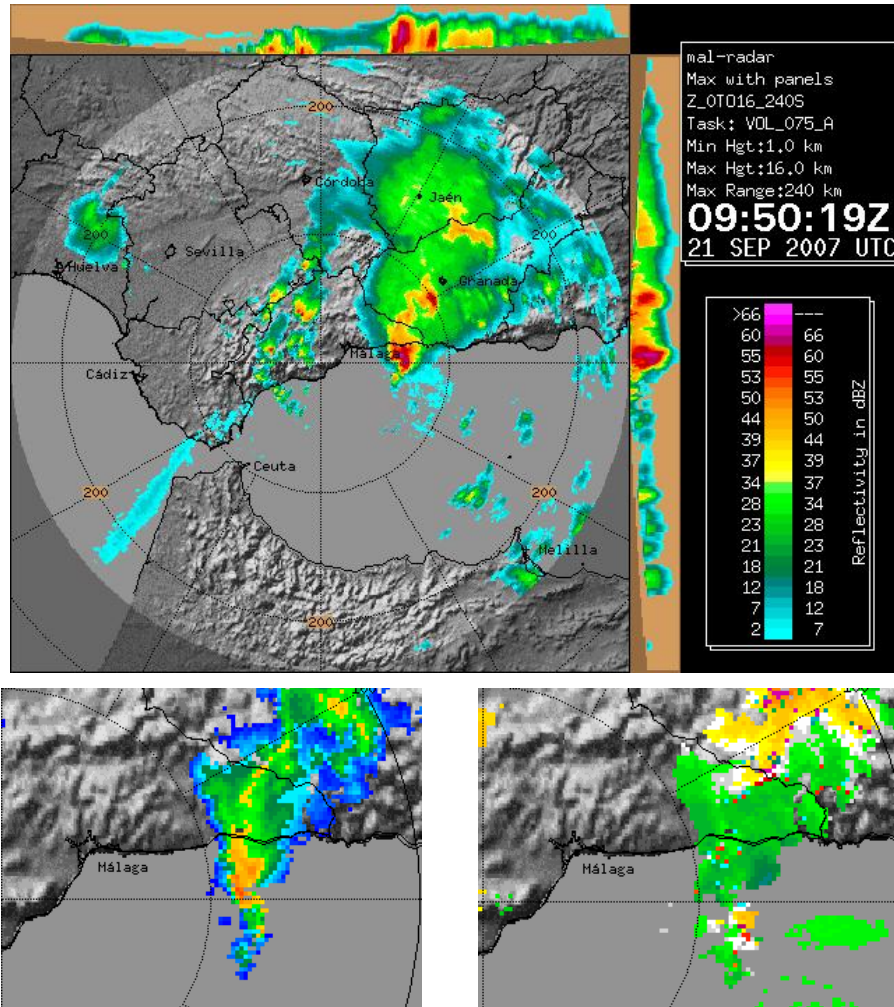


Figura 6.60. Arriba: Máximo de reflectividad radar (dBZ) a 9:50 UTC.
Abajo izda: PPI (dBZ) de corto alcance. Abajo dcha: PPI viento radial (m/s), a 9:46 UTC.
Día 21 de Septiembre de 2007.

Posteriormente debido a la interacción orográfica con una importante cadena montañosa paralela y muy próxima al litoral, al flujo débil en niveles medios, a la organización de la estructura debido a la interacción entre el “cold pool” formado por la primera célula y las posteriores corrientes ascendentes, el sistema quedó anclado en la zona mostrando un impresionante frente de racha por donde iban generándose las nuevas células en la parte sur del sistema (figura 6.61).

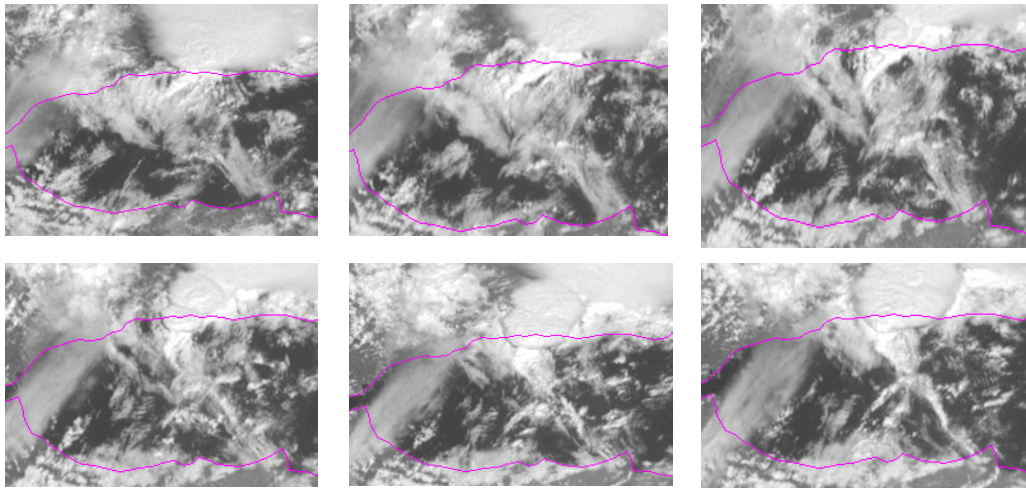


Figura 6.61. Secuencia de imágenes visibles, cada 15 minutos, del sistema convectivo de mesoescala observado mediante el canal HRV del Meteosat, entre 10:30 y 11:45 UTC.
Día 21 de Septiembre de 2007.

Todo esto condujo a la generación de precipitaciones extraordinarias en puntos del litoral y prelitoral oriental de Málaga y occidental de Granada. Posteriormente se formarían nuevos sistemas, desplazándose hacia el este y afectando a la provincia de Almería durante la tarde. La actividad eléctrica fue excepcional como pone de manifiesto el elevadísimo número de rayos nube-tierra que se registraron (figura 6.62).

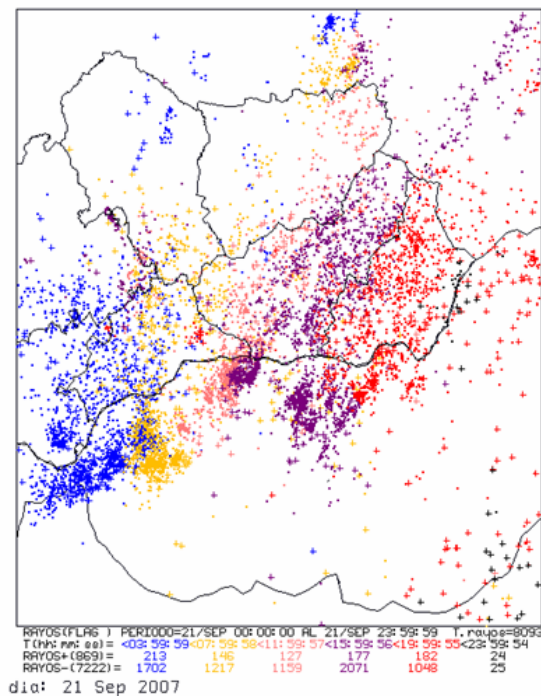


Figura 6.62. Rayos nube-tierra durante el 21 de Septiembre de 2007.

Las precipitaciones fueron muy fuertes (con posible torrencialidad local) en el entorno de Marbella, a las que se unieron rachas de viento muy fuertes de origen convectivo como la que se registró en Puerto Banús, de 94 km/h. Sin embargo en esta zona lo más significativo fue el enorme tamaño del granizo, de diámetro máximo en torno a 5 cm (entre el de pelotas de ping-pong y de tenis). Más de mil vehículos se vieron afectados por la rotura de cristales (figura 6.63).



Figura 6.63. Fotos obtenidas de <http://www.diariosur.es>. Arriba: tamaño del pedrisco (Fuente: Antonio Urda). Abajo: Efectos del granizo en los coches (Fuente: Andy Tello).

Sin embargo las precipitaciones más cuantiosas se ocasionaron en el litoral y prelitoral de la franja limítrofe entre las provincias de Málaga y Granada. Dados el efecto cuasiestacionario del sistema y la magnitud de las corrientes verticales, se registraron precipitaciones acumuladas de 197 mm en Río Verde (Granada) y 188 mm en Nerja (Málaga) en apenas unas horas. La precipitación recogida en una hora en Nerja fue extraordinaria: 100,6 mm, de los cuales 41,6 mm cayeron en 10 minutos y 74,2 mm en 20 minutos. A ello hay que añadir granizo y rachas de viento superiores a 90 km/h. Como ejemplo se presentan las gráficas de viento y precipitación de la estación automática situada en la vecina localidad de Torrox (figura 6.64), en la que se aprecian dos episodios de precipitaciones muy intensas y una racha de unos 45 Kt.

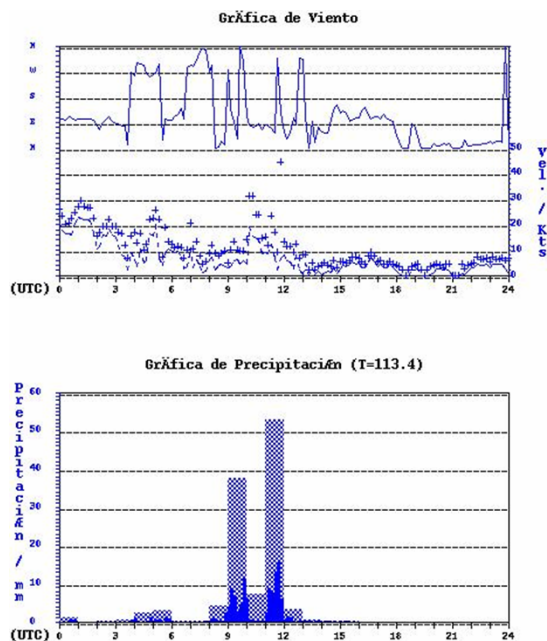


Figura 6.64. Viento (dirección e intensidad, y rachas en Kt), y Precipitación en la Estación de Torrox el día 21 de Septiembre de 2007

En la figura 6.65 se muestran las precipitaciones recogidas durante el día pluviométrico 21 de Septiembre. Como el día pluviométrico comienza a las 7 UTC, no aparecen incluidas las intensas precipitaciones surgidas en Marbella y zonas próximas durante la madrugada del día civil 21 de Septiembre.

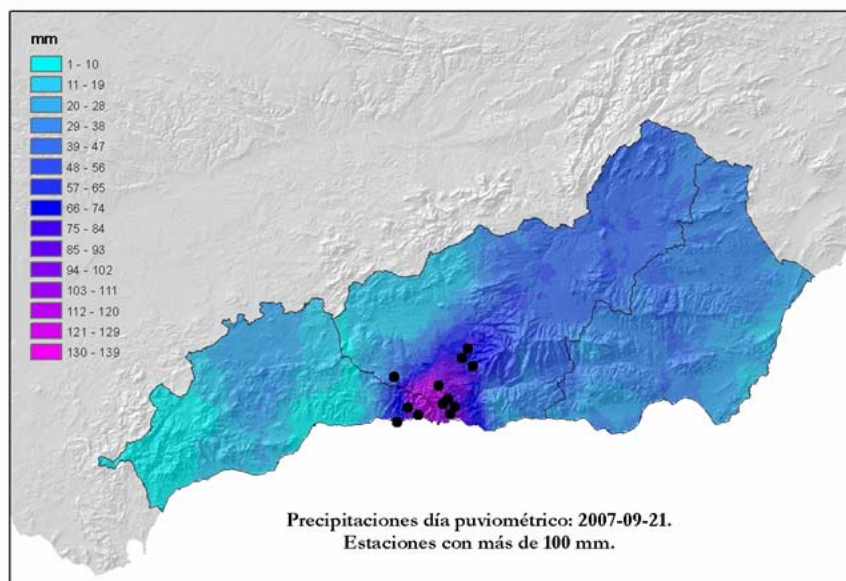


Figura 6.65. Precipitación desde las 7 UTC del día 21 hasta las 7 UTC del día 22 de Septiembre de 2007.

Además se produjo una riada en Almuñécar (situada en la costa granadina), debida a efectos meteorológicos e hidrológicos concatenados, tales como la presencia de lluvias torrenciales en un área amplia con nacimiento de varios ríos de curso rápido en su descenso hacia el mar, situado bastante cerca (figura 6.66). A la crecida de los ríos se unió el factor humano consistente en la urbanización en zonas de desembocadura de cauces fluviales.

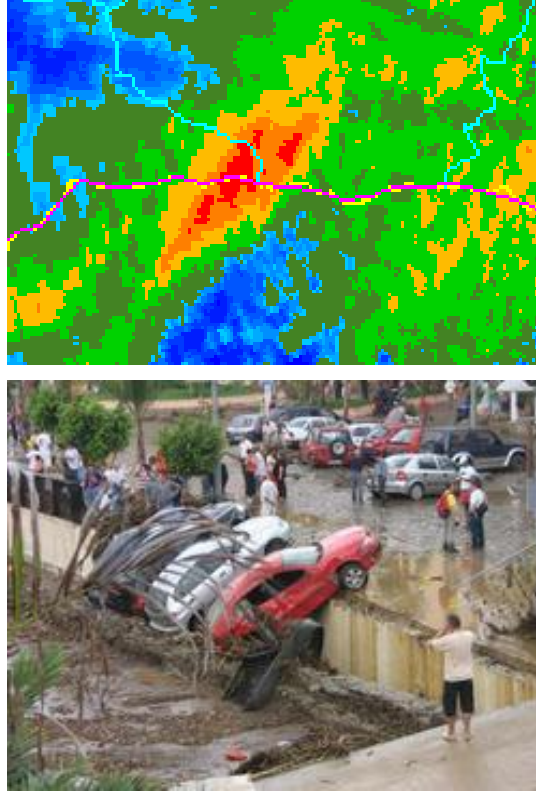


Figura 6.66. Precipitación estimada por el sistema radar (arriba), donde aparece un máximo en la zona montañosa suroccidental de la provincia de Granada, que desaguó hacia la costa provocando una riada en la localidad litoral de Almuñécar (abajo), el día 21 de Septiembre de 2007.

6.5 Situaciones con ingredientes extra e inhibiciones

Por último parece conveniente hacer énfasis en la aparición de algunos ingredientes o factores extra que tienen lugar en determinadas situaciones y confieren gran adversidad a las mismas. Por otra parte se producen episodios que sinópticamente muestran configuraciones adecuadas a las típicas de precipitaciones intensas en la zona, y sin embargo por diversos motivos éstas no llegan a registrarse del modo esperado debido a factores o ingredientes inhibitorios. Algunos de estos elementos, potenciadores e inhibidores de las precipitaciones intensas en algunas situaciones especiales de la muestra, se describirán a continuación.

6.5.1 Ingredientes extra

Se pretende hacer un breve recorrido por varios de los principales ingredientes o factores que realzan las precipitaciones, y que tienen su razón de existir en las escalas meso y micro, todos ellos relacionados con las situaciones de precipitaciones intensas asociadas a flujos húmedos intensos y/o a la presencia de acusada inestabilidad termodinámica.

- **Persistencia por desplazamiento muy lento del sistema precipitante**

Ya se ha visto que uno de los factores desencadenantes de grandes cantidades de precipitación es la duración (Doswell et al., 1996), aparte lógicamente de la intensidad de las precipitaciones. A la totalización de importantes cantidades de lluvia se llega bien a través de un sistema organizado de gran duración, o bien por el avance muy lento de un sistema precipitante. En este último caso se hace referencia a elementos nubosos precipitantes cuyo desplazamiento se ralentiza sobremanera debido a que básicamente el flujo en niveles bajos-medios es casi paralelo a la propia forma geométrica del sistema. Un ejemplo de este tipo de episodios es el de un frente activo y ancho, de avance muy lento de oeste a este que incluso puede tener actividad eléctrica embebida.

Por supuesto el paso de sucesivas bandas precipitantes a lo largo de un día en el caso de borrascas maduras, también supone la acumulación de importantes precipitaciones en periodos largos de tiempo aunque con discontinuidades.

En la figura 6.67 se muestran los ecos máximos del radar de Málaga, correspondientes al paso de un frente con movimiento casi paralelo a sí mismo y desplazamiento lateral muy lento, y por tanto de progresión muy ralentizada.

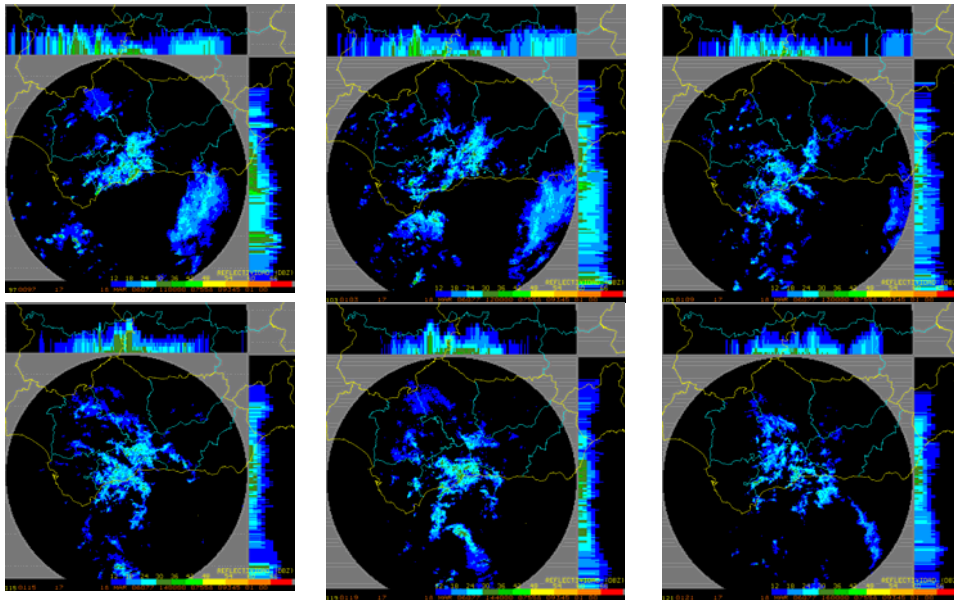


Figura 6.67. Evolución de máximos de reflectividad (dBZ) del radar de Málaga entre las 11 y las 16 UTC, en una situación de paso frontal correspondiente al 18 de Marzo de 2006

■ Reactivación orográfica

Cuando una masa de aire condicional o potencialmente inestable intercepta una montaña, existiendo un máximo de viento en niveles bajos, las precipitaciones pueden reactivarse bastante en las zonas montañosas. Este esquema ocurre típicamente en muchos casos de precipitaciones intensas en el litoral de Alborán, donde hay numerosas estribaciones orográficas alineadas paralelamente y muy cerca de la costa. Un ejemplo ocurrió el 20 de Marzo de 2008 en las montañas del extremo suroccidental de la provincia de Málaga, en los términos municipales de Manilva y Estepona. Según se aprecia en las imágenes radar del PPI, las células convectivas nocturnas surgieron ese día, a caballo entre invierno y primavera, debido al forzamiento orográfico de la zona y a la existencia de inestabilidad latente en el entorno circundante (figura 6.68).

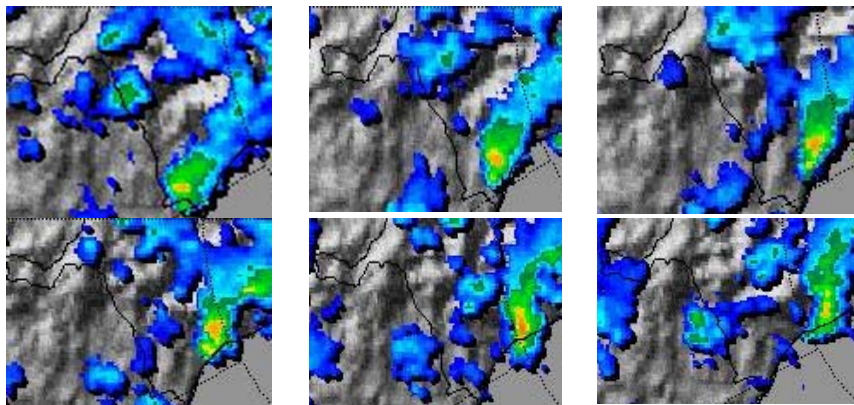


Figura 6.68. Evolución del PPI de exploración corta (120 km), del radar de Málaga, cada 10 minutos a partir de las 4:46 UTC del 20 de Marzo de 2008.

▪ **Tren convectivo**

Obviamente el caso en el que células intensas pasan sucesivamente sobre el mismo punto (“tren convectivo”), es uno de los más adversos en cuanto a consecución de grandes acumulaciones de precipitación (Doswell et al., 1996). En la figura 6.69 se observa un tren convectivo de NE a SW entrando por el litoral y penetrando hacia el interior, en la zona limítrofe entre las provincias de Almería y Murcia. Ese día se produjo una riada en la localidad almeriense de Pulpí.

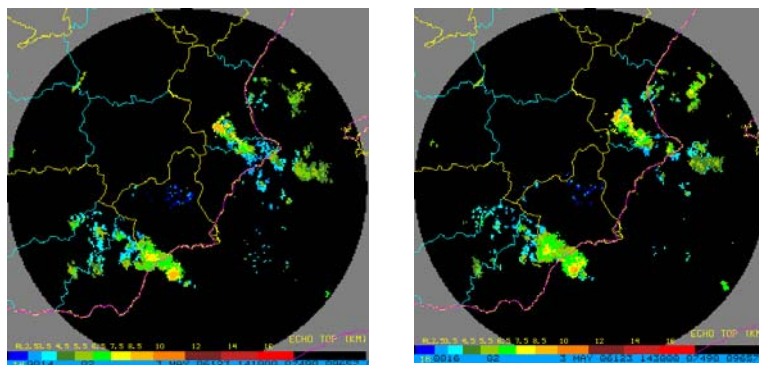


Figura 6.69. Ecotops (km) del radar de Murcia para el tren convectivo del 3 de Mayo de 2006.

▪ **Gran convergencia local en niveles bajos**

En muchas de las situaciones de la muestra de estudio, no existe un marcado forzamiento dinámico en capas medias-altas. Sin embargo en determinados casos la convergencia en niveles bajos constituyó uno de los mecanismos de forzamiento más importantes. Además, como es bien conocido, la convergencia en superficie es uno de los mecanismos de disparo comunes para la convección (Wilson y Roberts, 2006).

Las bajas presiones a nivel del mar, especialmente las profundas, producen importantes convergencias que pueden ser incluso incrementadas localmente por una orografía apropiada en una zona determinada. Este ha sido uno de los ingredientes fundamentales en algunos episodios de potentes ciclogénesis que afectaron a la zona de Alborán. En otros episodios, aunque no haya presiones demasiado bajas, una configuración mesoescalar apropiada puede crear flujo de levante en la parte oriental y de oeste o noroeste en la parte occidental, lo que origina importante convergencia en una zona en la que pueden verse favorecidos los ascensos intensos desde niveles bajos. También existen áreas en las que surgen convergencias estacionarias motivadas por la orografía, las cuales generan localmente una destacada aceleración del viento de levante en su parte oriental. Esto ocurre sobre todo en determinadas zonas de la provincia de Málaga como el entorno prelitoral del área entre Coín y Alhaurín de la Torre.

Precisamente eso fue lo que aconteció en el episodio del 15 de Abril de 2010, marcado por una baja fría a todos los niveles con centro próximo al Golfo de Cádiz. Aunque hubo moderada inestabilidad bastante relegada a los niveles inferiores, no se registraron rayos.

El entorno frío, con no demasiado contenido de agua precipitable (22 mm), no presagiaba las cantidades totales de precipitación que se producirían, superiores a 120 mm en una zona de la franja costera de la provincia de Málaga (Coín). Sin embargo se generó en ese área, una aceleración muy fuerte de levante que motivó un intenso viento del este junto al suelo, con velocidad media en la zona en torno a 20 Kt y rachas superiores a 60 km/h. En resumidas cuentas, localmente se dispuso de una aceleración intensa del flujo motivada por la fuerte convergencia local (figura 6.70), lo que derivó en la persistencia estacionaria de un gran caudal de agua, aún con gotas de reducido tamaño y sin rayos, que generó precipitaciones muy intensas, con un valor máximo de 43 mm en 1 hora.

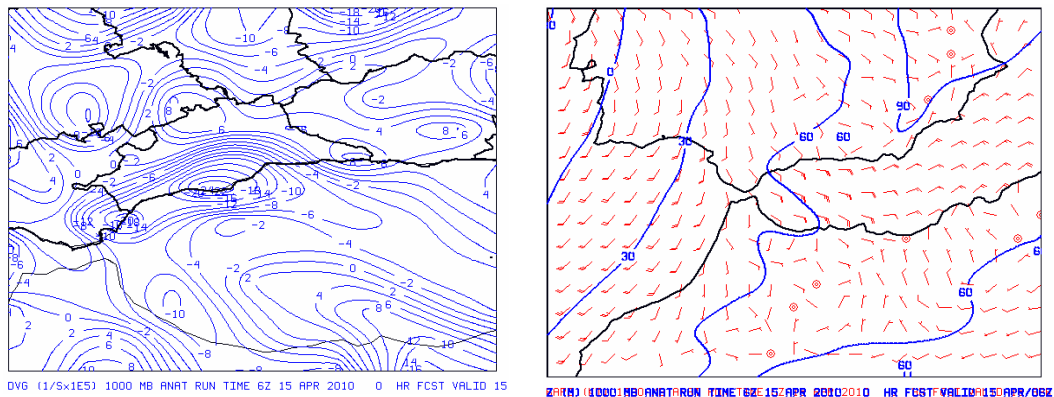


Figura 6.70. Divergencia ($s^{-1} * 10^5$), con valores negativos indicando convergencia, en 1000 hPa (izda) y viento (Kt) y geopotencial (m) en 1000 hPa (dcha), el día 15 de Abril de 2010 a 6 UTC.

▪ Cuasiestacionariedad de los sistemas

Según Moore y Graves (2005), existen varios tipos de propagación de los sistemas convectivos: propagación regenerativa, en la que las células se forman sucesivamente sobre una misma zona para posteriormente desplazarse según el flujo de niveles medios, propagación hacia atrás o corriente arriba, en la que los nuevos desarrollos surgen de manera retrógrada respecto al desplazamiento de las células existentes, y propagación hacia delante, en la que los nuevos desarrollos se producen en el área delantera, en consonancia con el avance del sistema.

Los sistemas de propagación regenerativa y retrógrada se producen con frecuencia en la zona de Alborán y son lógicamente muy peligrosos al descargar precipitaciones continuas en un área reducida. Uno de los casos típicos de propagación regenerativa podría entenderse de manera amplia, como la existencia de células sobre una montaña a partir de un flujo húmedo incidente sobre ella, de manera que continuamente llegan nuevas células que descargan precipitación en la misma zona. No necesariamente debe haber gran organización en este sistema, sino que más bien se trata de un efecto orográfico en ambientes inestables.

El otro tipo de situaciones de movimiento cuasiestacionario es el de propagación retrógrada, en las cuales las nuevas células nacen en sentido opuesto al del flujo en niveles medios. Generalmente un rasgo habitual en este tipo de situaciones es la presencia orográfica determinante que impide el avance del sistema en los niveles inferiores, con un chorro en niveles bajos que aparte de insuflar un importante flujo cálido y húmedo, crea una marcada cizalladura en capas bajas que interacciona con la vorticidad horizontal asociada al depósito frío generado junto a superficie por enfriamiento de la precipitación de células precedentes. Un ejemplo nítido de este tipo de sistemas lo encontramos en la situación ya descrita del 21 de Septiembre de 2007, en la que un sistema convectivo de mesoescala permaneció anclado en una zona, y se pudo detectar un impresionante frente de racha.

▪ **Coexistencia con otros fenómenos severos**

Sin entrar en detalles, en la muestra de estudio aparte de precipitaciones intensas en forma líquida, en algunas de ellas se han producido determinados fenómenos adversos de otro tipo entre las que se pueden citar las siguientes.

- Copiosísimas nevadas, como la del 27 de Enero de 2007 asociada a un flujo intenso de levante sobre Almería y Granada.
- Tornados y trombas marinas en situaciones asociadas a inestabilidad y cizalladura vertical de viento acusadas, entre la que destaca la del tornado de Málaga (EF2) del 1 de Febrero de 2009 (Sánchez-Laulhé, 2010).
- Granizadas severas, como la del 21 de Septiembre de 2007, con convección profunda organizada y pedrisco enorme en Marbella que causó grandes desperfectos.
- Granizadas de tamaño pequeño pero acumulando una capa de importante espesor sobre el suelo, normalmente asociadas a situaciones de importante inestabilidad pero con topopausa baja en ambientes de troposfera media bastante fría, como la situación del 20 de Marzo de 2008 que afectó a diversos lugares de la provincia de Málaga.
- Rachas de viento muy fuertes asociadas a situaciones de convección organizada, etc.

6.5.2 Inhibiciones

También existen episodios que a priori podrían catalogarse como típicos de lluvias intensas por las configuraciones sinópticas, y que posteriormente no lo son debido a algunos ingredientes o factores inhibidores que surgen y se tornan decisivos.

▪ Entradas muy cálidas que no llegan a saturarse

En determinados episodios como el del 27 de Octubre de 2006, existe un patrón sinóptico favorable, como el de baja africana con volteo de vientos del sureste sobre Alborán en capas bajas (figura 6.71), y sin embargo apenas se produjeron precipitaciones débiles en la zona de estudio.

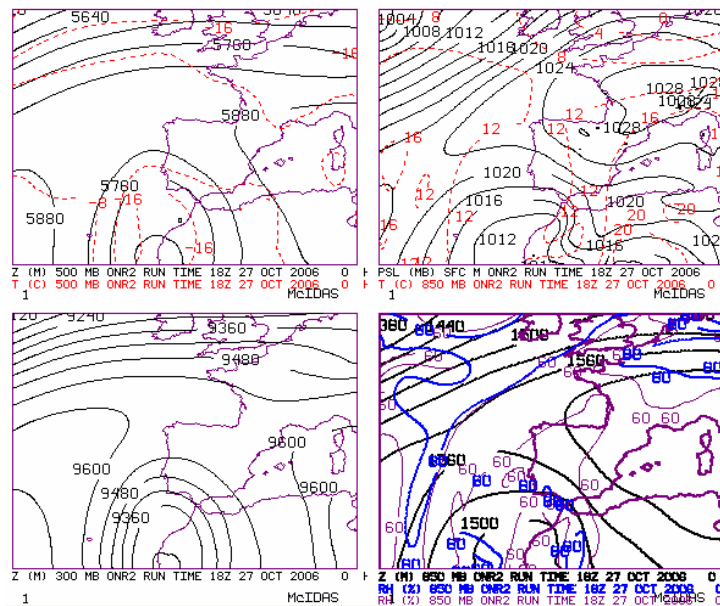


Figura 6.71. Análisis (Hirlam 0,05°) del 27 de Octubre de 2006 a 18 UTC. Arriba-Izda: Z₅₀₀(m) y T₅₀₀ (°C). Arriba-Dcha: PSL (mb) y T₈₅₀ (° C). Abajo-Izda: Z₃₀₀ (m). Abajo-Dcha: Z₈₅₀ (m) y RH₈₅₀ (%).

El motivo fue la irrupción desde el sureste de una masa de aire demasiado cálida en capas bajas, con temperaturas entre 12 y 14° C en 850 hPa, sin llegarse a la saturación en ese nivel (figura 6.72) y por tanto sin capacidad para generar precipitaciones intensas.

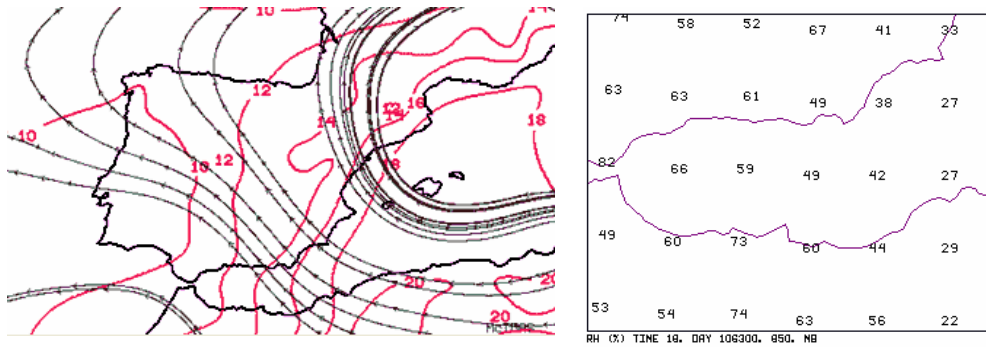


Figura 6.72. Izda: líneas de corriente y temperatura (° C) en 850 hPa, el 27 de Octubre de 2006 a 18 UTC. Dcha: Ídem para la humedad relativa (%)

▪ **Sistemas nocturnos marítimos que no penetran en zonas terrestres**

Se producen episodios, dentro de patrones característicos con precipitaciones intensas en la zona de Alborán, sobre todo en otoño, en que durante la noche y madrugada se generan sistemas convectivos de importante actividad eléctrica en el mar, que se comporta en esta etapa como foco cálido.

En muchos casos estas células tormentosas se acercan a las costas andaluzas de madrugada al existir cierta componente sur en el flujo rector en 700 hPa, pero en general se quedan próximas al litoral, no llegando a entrar en tierra y permaneciendo en el mar hasta su decaimiento. Esto se produce debido al aire más frío y seco del interior peninsular reinante durante la noche, que sale hacia el mar fruto de las “brisas” nocturnas, siendo por tanto esta masa de aire terrestre la que por sus características inhibe la entrada de los sistemas marítimos. Incluso la convergencia ya sobre el mar de ciertas brisas puede favorecer los ascensos en zonas marítimas.

Ya durante el día, con la aparición del calentamiento solar en situaciones de inestabilidad atmosférica, la tierra también se comporta como foco cálido, repartiéndose las tormentas entre áreas terrestres y marinas.

▪ **Sistemas convectivos marítimos que apenas llegan a rozar el litoral**

Por último existen estructuras convectivas que se forman en situaciones propicias en zonas de mar y que debido a los flujos reinantes apenas llegan a rozar el litoral, produciéndose gran inhibición de precipitaciones tan sólo algunos kilómetros tierra adentro. Esto es lo que ocurrió por ejemplo el 26 de Octubre de 2007. Al tratarse de una situación inestable del este en capas bajas (figura 6.73), pero bastante "anortada", los sistemas convectivos que se formaron en el mar apenas rozaron tangencialmente de norte a sur el extremo oriental de la provincia de Almería.

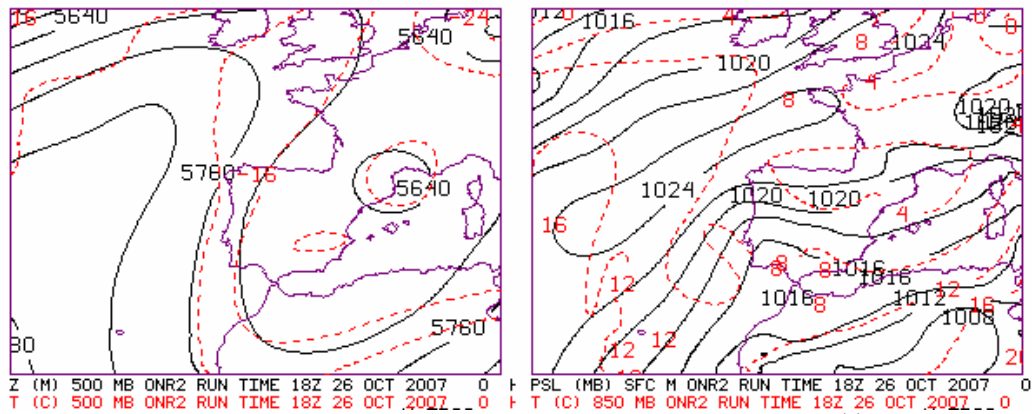


Figura 6.73. Análisis (Hirlam 0,05") del 27 de Octubre de 2006 a 18 UTC.

Izda: $Z_{500}(\text{m})$ y $T_{500} (^{\circ}\text{C})$. Dcha: PSL (mb) y $T_{850} (^{\circ}\text{C})$.

En la figura 6.74 se muestra cómo realmente el flujo en 925 hPa es bastante paralelo a la costa del Levante almeriense, con lo que gran parte de las precipitaciones cayeron sobre el mar mientras se iban desplazando de norte a sur rozando la franja litoral.

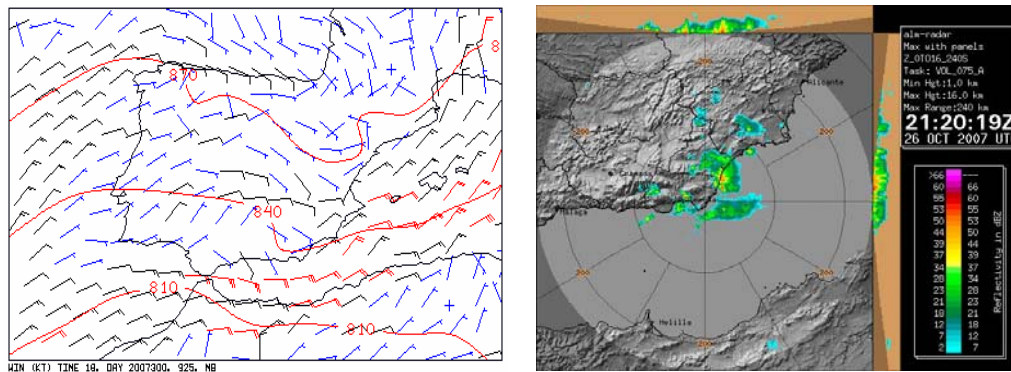


Figura 6.74. Izda: Viento (Kt) y geopotencial (m) en 925 hPa. Dcha: Máximo de reflectividad radar (dBZ) a las 21:20 UTC del 26 de Octubre de 2007.

7. CONCLUSIONES

7.1 Características de la muestra seleccionada

El marco geográfico estudiado es el determinado por las provincias andaluzas bañadas por el mar de Alborán (Málaga, Granada y Almería), que integran una unidad de parecidas características meteorológicas en cuanto se refiere a precipitaciones intensas. Un rasgo fisiográfico importante es que el mar de Alborán se encuentra rodeado por montañas pegadas al litoral, superando con frecuencia los 1.500 metros de altitud. Para la caracterización de las precipitaciones intensas se ha elegido el periodo comprendido entre **2006 y 2010**. El **umbral de precipitaciones máximas adoptado finalmente ha sido de 100 mm/día**. A partir del criterio citado se comprueba que la mayor cantidad de días de precipitación superior a 100 mm, se encuentra localizada durante los meses de invierno (32). A continuación le siguen el otoño (16) y la primavera (14). Sin embargo, el verano se quedó con sólo 1 día (en el mes de junio). En cuanto a la distribución espacial del número de días con precipitación superior a 100 mm en cada estación de la base de datos, existe un marcado gradiente oeste-este, sobresaliendo de manera extraordinaria la mitad occidental de la provincia de Málaga. Se confirma que fijando el umbral de 100 mm/día, prácticamente sólo se ven afectadas estaciones emplazadas en el litoral o prelitoral y apenas hay estaciones del interior, salvo algún caso puntual. La provincia más afectada en la muestra disponible fue Málaga con 20 días, seguida por Granada y Almería, ambas con 7, ya que hubo días en que se vieron implicadas varias provincias simultáneamente. En la localización de los observatorios que registraron el máximo de precipitación en cada uno de los 27 episodios, destacan las estaciones malagueñas de Cortes de la Frontera (en la Serranía de Ronda) con 4, y Ojén (en el prelitoral, a caballo entre la Costa del Sol y la Sierra de las Nieves), con 3 casos.

7.2 Principales patrones espaciales de precipitación

Para identificar los principales patrones se utilizó la técnica estadística de análisis de conglomerados, previo análisis de componentes principales cuyo objetivo es la reducción de datos y de su dimensión, conservando los modos fundamentales de la varianza. Tras varias pruebas distintas respecto a la imposición a priori del número de grupos a obtener, se decide definitivamente realizar una agrupación o clusterización en **5 modos**, que permite a posteriori una explicación lógica de los patrones en función del conocimiento de la climatología de precipitaciones de la zona de estudio.

Cada uno de estos cinco patrones espaciales de precipitación se encuentra asociado a una determinada configuración atmosférica de tipo sinóptico. Para poner de manifiesto los distintos patrones fundamentales, se ha obtenido para cada grupo la media de los campos de altitud geopotencial en 500 y 925 hPa, de cada uno de sus miembros (días). Estos campos, aunque básicos, contienen información esencial,

explícita o implícitamente, de procesos dinámicos y termodinámicos asociados con los mecanismos de producción de precipitaciones. Los campos finales representativos de cada escenario se han construido a partir de las medias de los diferentes días de la muestra seleccionada de precipitaciones, utilizándose para cada día el análisis del *ERA-Interim* del Centro Europeo para la Predicción de Plazo Medio (*ECMWF* en inglés) más cercano a la hora de las precipitaciones más intensas. Las características obtenidas de cada agrupación (cluster) son las siguientes.

Cluster A (4 miembros). Máximo de precipitación abarcando parte del litoral y prelitoral occidental de la costa del Sol, desde Fuengirola hasta Marbella, penetrando algo al interior y afectando especialmente a la Sierra de Mijas, Sierra Blanca y Sierra Bermeja. Otro máximo se encuentra en la Sierra de Ronda, zona expuesta a una importante gama de flujos, que en este caso son húmedos del oeste-suroeste.

Cluster B (1 miembro). Es un cluster singular, donde la precipitación, muy importante, está constreñida en una zona de dimensiones relativamente reducidas, situada en el litoral y prelitoral del este de la provincia de Málaga y oeste de la de Granada. Concretamente Nerja, Torrox y Vélez en la Axarquía malagueña, y Cazulas y Otívar algo al interior de la Costa Tropical granadina, son los lugares más señalados.

Cluster C (4 miembros). Representa situaciones que afectan especialmente a la provincia de Almería. El máximo de precipitación se encuentra en la zona costera de la comarca del levante almeriense (fundamentalmente en su mitad septentrional), extendiéndose hacia el interior hasta la Sierra de Filabres, y más al norte hasta la Sierra de María.

Cluster D (1 miembro). Representa un tipo particular de situaciones que surge tras el análisis estadístico. Su rasgo fundamental consiste en que se erige como el único en que los puntos donde se superan los 100 mm en 24 horas, afectan a las tres provincias, Málaga, Granada y Almería. Se observa cómo la distribución espacial de este conglomerado destaca por su importante extensión oeste-este a lo largo de gran parte de la franja litoral andaluza del mar de Alborán.

Cluster E (17 miembros). Es el integrado por mayor número de situaciones, representando un 63% de los casos de la muestra. Por ello se puede considerar como la más usual de las distribuciones espaciales de precipitaciones para casos que han superado en algún punto el valor de 100 mm en 24 horas. Afecta casi exclusivamente a la provincia de Málaga, y residualmente a áreas aisladas de Granada y Almería. Las zonas más significativamente sensibles a las precipitaciones son en este caso las de la mitad occidental de la provincia de Málaga: Costa del Sol y Serranía de Ronda.

7.3 Características meteorológicas fundamentales de los episodios

Para poner de manifiesto las propiedades fundamentales de los 27 casos seleccionados se dispone de dos herramientas: por un lado, del reanálisis del *ERA-Interim* del *ECMWF* (eligiendo para cada día el punto de precipitación máxima y la hora del análisis más cercana en el tiempo al momento en que se produjeron las precipitaciones más cuantiosas de cada episodio), y por otro los radiosondeos de Gibraltar y Murcia (extrayendo los valores de las variables del radiosondeo más próximo en distancia, a la hora: 0 ó 12 UTC, más cercana en el tiempo a la ocurrencia de las precipitaciones más intensas de cada uno de los días seleccionados).

En el 85% de los casos se observa un ciclón en superficie en la zona de estudio o proximidades, y en menor media en altura, situado preferentemente en el sur o suroeste de la península Ibérica. Sin embargo no es imprescindible que sea profundo ni intenso, ni siquiera su existencia es crucial, sino que parece más determinante la presencia de un patrón que muestre un flujo inestable canalizador de una masa de aire cálida y húmeda en capas bajas. La configuración más típica responde a una Depresión Aislada en Niveles Altos (DANA), con una circulación ciclónica en 925 hPa generadora de una advección cálida, con máximos relativos de humedad relativa y agua precipitable en el área de Alborán.

La configuración media para las situaciones que afectaron a la provincia de Málaga posee la presencia de una perturbación en 500 hPa, baja o vaguada con centro muy próximo a Galicia. En 925 hPa se observa una baja centrada aproximadamente sobre Lisboa, produciendo un flujo de componente Sur-Suroeste en los niveles bajos de la troposfera. Este patrón es muy similar al observado para la provincia de Granada, aunque en este caso en 500 hPa el centro de la perturbación está un poco más desplazado hacia el sur. En 925 hPa el centro de la baja se posiciona algo al oeste de Portugal, ocasionando un flujo más tendido, de componente Suroeste sobre la provincia de Granada. En la provincia de Almería hay dos configuraciones bien diferenciadas. En la primera de las variantes aparece una baja acoplada en 500 y 925 hPa, con centro situado en el Golfo de Cádiz-Cabo de San Vicente, generando en capas bajas flujo del Suroeste sobre la provincia de Almería. En la segunda hay una baja centrada sobre Argelia en ambos niveles, siendo responsable de la advección de una masa de aire inestable en niveles bajos, de dirección Este sobre la provincia almeriense.

Aunque la mayoría de las situaciones están asociadas a bajas o vaguadas aisladas en niveles altos, no todas son provocadas por estos sistemas de presión, pudiéndose identificar las siguientes configuraciones: 11 episodios relacionados con el paso de frentes activos, con o sin convección embebida (y no todos asociados a una baja en las proximidades de la península), 13 situaciones con convección intensa organizada, directamente vinculadas a la existencia de una vaguada o depresión aislada en niveles altos en la zona, y 3 casos de potentes ciclogénesis con rápido desplazamiento de oeste a este. Las formas más típicas de llegada de perturbaciones en niveles altos son las siguientes: descuelgue de una baja o vaguada (52%), perturbaciones que llegan directamente desde el oeste (15%), retrogresión lenta de una baja usualmente desde el nordeste hasta arribar a un área situada al sur o suroeste de la península (11%), flujo zonal del oeste sin perturbación cercana (11%), y por último la llegada de una baja desde Canarias (11%).

Aunque en superficie no es imprescindible aunque sí bastante frecuente la presencia de bajas presiones, es necesaria la aparición de un flujo cálido-húmedo que se erige en alimentador y focalizador de las corrientes verticales, las cuales son intensas en la mayoría de los niveles isobáricos, sobre todo en la superficie de 850 hPa. Se detecta una convergencia dinámica notable en 925 hPa y divergencia marcada en 300 hPa, cuya combinación resulta fundamental como mecanismo de ascenso. Se identifica la presencia de cizalladura vertical del viento con giro anticiclónico en capas bajas, síntoma de una advección térmica de carácter cálido en los niveles inferiores (muy destacable en 850 hPa), al mismo tiempo que existe una convergencia de humedad nítida en niveles bajos como el de 925 hPa. La cantidad de precipitación depende de la humedad disponible y de la eficiencia en la conversión de dicha humedad en precipitación en los ascensos. En la muestra los valores de humedad relativa elevados están presentes en capas bajas al menos hasta 850 hPa en todos los episodios, y en muchos casos hasta 700 hPa. La humedad absoluta suele presentar máximos en la zona, aunque sus valores cuantitativos no son determinantes al existir otros muchos factores decisivos. El ascenso orográfico a barlovento o convergencia horizontal del viento son algunos de los mecanismos de forzamiento y/o disparo, los cuales están normalmente presentes en muchos de los casos de eventos de precipitaciones intensas en el Mediterráneo.

En cuanto a los tipos de sistemas nubosos más frecuentes en la muestra seleccionada, hay que tener en cuenta primero que 16 situaciones (59%) fueron motivadas por estructuras convectivas, mientras que 11 (41%) lo fueron por sistemas no convectivos. Por lo que respecta a la muestra de Alborán, con la imposición del umbral de 100 mm/día, se han detectado básicamente tres tipos de estructuras tormentosas: los **sistemas convectivos aislados de reducidas dimensiones y persistentes**, los **sistemas convectivos multicelulares** y los **sistemas convectivos de mesoescala**.

7.4 Clasificación de los tipos de situaciones

En los meses de Junio, Julio y Agosto, no suelen ocurrir episodios de más de 100 mm en 24 horas. En otoño (Septiembre, Octubre y Noviembre) las precipitaciones de este tipo suelen ser más intensas y menos persistentes que las de invierno (Enero, Febrero y Marzo). En primavera, aunque con menor número de casos, éstos suelen parecerse a los invernales. Así en otoño las precipitaciones de la muestra tienen una media de intensidad horaria en torno a 42 mm/hora, con una duración media de las precipitaciones intensas (entendiendo por intensas en este caso, las que presentan intensidades continuadas de 10 mm/h) de unas 4 horas. Estas magnitudes medias se transforman en 26 mm/h y 7 horas respectivamente para los episodios invernales.

La intensidad máxima de las precipitaciones en 1 hora fue moderada (entre 10 y 15 mm/h) en el 15% de los casos, fuerte (entre 15 y 30 mm/h) en el 26%, muy fuerte (entre 30 y 60 mm/h) en el 52%, y torrencial (a partir de 60 mm/h) en el 7%. La duración de las precipitaciones intensas en sentido horario, entendiendo por intensas las de más de 10 mm en una hora durante un periodo continuado, se repartió de la siguiente forma: en el 22% de los casos las precipitaciones intensas duraron hasta 3 horas, el 45% duró entre 3 y 5 horas, el 22% entre 5 y 10 horas, y el 11% más de 10 horas.

Aunque se hicieron pruebas usando bastantes variables meteorológicas en virtud de las cuales se pretendía establecer la clasificación, definitivamente se tuvieron en cuenta tan sólo dos: q_v en 850 hPa (módulo del flujo húmedo) expresado en (g/Kg) . Kt, y el índice LI en 500 hPa (Lifted Index) expresado en ° C, que permiten a posteriori una explicación física de cada bloque de situaciones resultantes. Se han elegido estos parámetros debido a que el primero proporciona información sobre el aporte de humedad en capas bajas y el segundo de la inestabilidad atmosférica, variables clave en los procesos comunes de generación de lluvias intensas. Las dos magnitudes escalares, incorreladas entre sí, tienen una gran influencia en las precipitaciones intensas, aunque la cantidad final vendrá modulada por determinados factores, algunos de influencia muy local, tales como los mecanismos de convergencia en niveles bajos, fundamentalmente de mesoescala, la interacción orográfica, la persistencia del flujo, etc.

Para la clasificación objetiva se ha empleado un análisis cluster mediante el método de las k-medias, previo análisis de componentes principales, imponiéndose un número de conglomerados igual a 3. Si establecemos por convenio la denominación de “débil” para calificar la pertenencia al primer tercil de la muestra en cada una de las dos variables seleccionadas, “moderado” para el segundo tercil y “fuerte” para el tercero, podríamos usar la siguiente terminología a priori para cada uno de los tipos.

Tipo I: flujo húmedo “fuerte” e inestabilidad “débil”

$qv_{850} \in [335.5, 348.0]$ y $LI \in [3.4, 6.3]$

Está compuesto por 2 miembros o episodios en los que no hubo rayos. Esta categoría agrupa a episodios de flujo húmedo muy destacable (por encima del percentil 90 de la muestra), con una inestabilidad en general bastante baja (por debajo del percentil 10 de inestabilidad en función de los valores del índice LI). Las intensidades de precipitación máxima en una hora fueron fuertes, con duraciones comprendidas entre 5 y 6 horas.

Tipo II: flujo húmedo “moderado” o inestabilidad “moderada”

$qv_{850} \in [117.9, 337.9]$ y $LI \in [-1.4, 5.3]$

Lo integran 14 episodios en los que aproximadamente en la mitad de episodios surgieron rayos. Gran parte de las situaciones se produjeron durante los meses comprendidos entre noviembre y febrero (71 %), mientras que el resto correspondieron a marzo, abril y octubre, por lo que se puede decir que en una abrumadora mayoría los episodios de este tipo acaecen al final del otoño y durante el invierno. Aglutina principalmente episodios de flujo húmedo moderado e inestabilidad débil (5) y episodios de flujo húmedo fuerte con inestabilidad moderada (5).

Tipo III: flujo húmedo “débil-moderado” e inestabilidad fuerte

$qv_{850} \in [24.8, 174.1]$ y $LI \in [-4.8, 1.4]$.

Este tipo de situaciones es el que presenta globalmente mayor inestabilidad, ya que de los 11 episodios que aglutina, 8 son de inestabilidad fuerte (con LI menor de 0,5). Además el flujo húmedo es predominantemente débil, con 7 episodios con qv_{850} por debajo de 129 (g/kg).Kt. Por ello esta variedad podría ser denominada en sentido amplio, de flujo húmedo débil e inestabilidad fuerte.

El hecho de tener en cuenta la clasificación anterior de tipos de episodios no es óbice para considerar determinados ingredientes o factores extra (sobre todo de meso y microescala) que tienen lugar en algunas situaciones y confieren gran peligrosidad a las mismas. Entre ellos se encuentran la persistencia por desplazamiento muy lento del sistema precipitante, reactivación orográfica, tren convectivo, gran convergencia local en niveles bajos, cuasiestacionariedad de los sistemas, etc. Por otra parte se producen episodios que sinópticamente muestran configuraciones adecuadas a las típicas de precipitaciones intensas en la zona, y sin embargo por diversos motivos éstas no llegan a registrarse del modo esperado debido a factores o ingredientes inhibitorios. Entre ellos se pueden citar los siguientes: entradas muy cálidas que no llegan a saturarse, sistemas nocturnos marítimos que no penetran en zonas terrestres, sistemas convectivos marítimos que apenas llegan a rozar el litoral, etc.

BIBLIOGRAFÍA

Anderberg, M.R. 1973. Cluster Analysis for Applications, Academic Press, New York, 359 pp.

Armengot, R., Tamayo, J. and Alcover, V., 1992: Centros de acción y flujo sinóptico en las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana. III Symposium Nacional de Predicción. Madrid. INM.

Armengot, R., 2000: Caracterización de las precipitaciones intensas a escala diaria en el País Valenciano. Tesis doctoral. Universidad de Valencia. 431 pp.

Banacos, Peter C., David M. Schultz, 2005: The Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical and Operational Perspectives. *Wea. Forecasting*, 20, 351–366.

Berz, G.A., 1992: Greenhouse effects on natural catastrophes and insurance. *The Geneva Papers on Risk Insurances*, 17. No. 64, 386-392

Berz, G.A., 1993: Global warming and the insurance industry. *Interdisciplinary Science Reviews*, 18, 2, 220-233.

Bohl, V. G., and N. W. Junker, 1987: Using Climatologically Favored Thickness to Local the Axis of Heaviest Rainfall. *National Weather Digest*. Vol. 12, pp. 5-10.

Brady, R.H., and E. Szoke, 1988: The landspout - A common type of northeast Colorado tornado. *Preprints, 15th Conf on Severe Local Storms*, Baltimore, MD, Amer. Meteor. Soc., 312-315.

Brooks, H. E., and J. P. Craven, 2002: A database of proximity soundings for significant severe thunderstorms, 1957-1993. *Preprints, 21st Conference on Severe Local Storms*, San Antonio, Texas, American Meteorological Society, 639-642.

Campins, J., Jansà, A. and Genovés, A., 2006: Three-dimensional structure of western Mediterranean cyclones. *International Journal of Climatology*, 26: 323–343.

Capel Molina, J. J., 1980: Situaciones sinópticas típicas de lluvias torrenciales en el litoral mediterráneo español. *Anales de las Letras*. Colegio Universitario de Almería, pp. 121-138.

Capel Molina, J. J., 1989: Las lluvias torrenciales de noviembre de 1987 en Levante y Murcia. *Estudios Románicos*. Vol. 6. Universidad de Murcia, pp. 1551-1562.

- Capel Molina, J. J., 1990: Ciclogénesis violenta en el Mediterráneo. La inundación de Málaga de Noviembre de 1989. *Papeles de Geografía* N° 16, Pg 9-33.
- CCS, 2011. Consorcio de Compensación de Seguros. Estadística de riesgos extraordinarios. Serie 1971-2010. M° de Economía y Hacienda. Madrid. 157 pp.
- Chappell, C.F., 1986: Quasi-stationary convective events. *Mesoscale Meteorology and Forecasting* (P.S. Ray, Ed.), Amer. Meteor. Soc., 289-310.
- Chen Ching-Sen, Yi-Leng Chen, Che-Ling Liu, Pay-Liam Lin, Wan-Chin Chen, 2007: Statistics of Heavy Rainfall Occurrences in Taiwan. *Wea. Forecasting*, 22, 981–1002.
- Cohuet, J. B., R. Romero, V. Homar, V. Ducrocq, and C. Ramis, 2001: Initiation of a severe thunderstorm over the Mediterranean Sea, *Atmos. Res.*, 100, 603-620.
- Comellas, A., Molini, L., Parodi, A., Sairouni, A., Llasat, M. C., and Siccardi, F., 2011: Predictive ability of severe rainfall events over Catalonia for the year 2008, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1813-1827.
- Corfidi, S.F., J.H. Meritt, and J.M. Fritsch, 1996: Predicting the Movement of Mesoscale Convective Complexes. *Weather and Forecasting*, Vol. 11, pp. 41-46.
- Craven, J. P., H. E. Brooks, and J. A. Hart, 2002: Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. *Preprints, 21st Conf. on Severe Local Storms*, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 643–646.
- Dee, D. P. with 35 co-authors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 553-597.
- Doswell, C. A, 1994: Flash flood-producing convective storms: Current understanding and research. *Proceedings, Spain-U.S. Joint Workshop in Natural Hazards*, Barcelona, Spain, Iowa Institute of Hydraulic Research, University of Iowa, 97-107.
- Doswell, C. A, H. A. Brooks, and R. A. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, 11, 560–581.
- Doswell, C. A, C. Ramis, R. Romero, and S. Alonso, 1998: A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the western Mediterranean region. *Wea. Forecasting*, 13, 102–104

Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeaupin, C., Thouvenin T., 2008 A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 134:630, 131-145

Federico, S., Avolio, E., Pasqualoni, L., and Bellecci, C., 2008: Atmospheric patterns for heavy rain events in Calabria, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, 1173-1186.

Fritsch, J. M., R. J. Kane, and C. R. Chelius, 1986: The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the United States. J. Climate Appl. Meteor., 25, 1333–1345.

Fritsch, J. M, and Coauthors, 1998: Quantitative precipitation forecasting: Report of the Eighth Prospectus Development Team, U.S. Weather Research Program. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79, 285–299.

Funk, T. W., 1991: Forecasting techniques utilized by the Forecasting Brach of the National Meteorological Center during a major convective rainfall event. Wea. Forecasting, 6, 548–564.

Funk, T. W.: Heavy Convective Rainfall Forecasting: A Comprehensive Look at Parameters, Processes, Patterns, and Rules of Thumb.
http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/presentations/heavy_rainfall_forecasting.pdf
Scientific Training Documents at NWS Louisville

Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. Bull. Amer. Meteor. Soc., 37, 528–529.

García Dana, F.; Font, R.; Rivera, A.; Peinado, A.; Almarza, C., y Gómez, E., 1982: Situación atmosférica causante de lluvias torrenciales durante los días 19 al 21 de octubre de 1982 en el Levante español. INM. Madrid. 88 pp.

Giordano, L. A., and J. M. Fritsch, 1983: The a-typical mid-level flow for flash floods in the mid-Atlantic states. Fifth Conf. on Hydrometeorology, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., 142–148.

Grumm, RH, R. Hart, N.W. Junker and Lance F. Bosart, 2002: Can possible heavy rainfall events be identified by comparing various parameters to the climatological norms? Preprints, 19th Conf. On Wea. Anal and Fore. San Antonio, TX, NM, Amer. Meteor. Society.

- Hair J.F., 1995. *Multivariate Data Analysis*. Prentice Hall: Englewood Cliffs; 745 pp.
- Hall, T., H. E. Brooks, and C. A. Doswell, 1999: Precipitation forecasting using a neural network. *Wea. Forecasting*, 14, 338–345
- Harnack, R. P., Robert P., Kirk Apffel and Joseph R. Cermak III, 1999: Heavy Precipitation Events in New Jersey: Attendant Upper-Air Conditions. *Weather and Forecasting*: Vol. 14, No. 6, pp. 933–954.
- Holton J.R., 1979: *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press, 291 pp
- Homar, V., C. Ramis, R. Romero, S. Alonso, J. A. García-Moya, and M. Alarcón, 1999: A case of convection development over the western Mediterranean Sea: A study through numerical simulations. *Meteor. Atmos. Phys.*, 71, 169–188.
- Homar, V., R. Romero, C. Ramis, and S. Alonso, 2002: Numerical study of the October 2000 torrential precipitation event over eastern Spain: Analysis of the synoptic-scale stationarity. *Ann. Geophys.*, 20, 2047–2066.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*, 573 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Houze, R. A., Jr., 2004: Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.* 42, RG4003.
- Hoxit, L. R., R. A. Maddox, H. M. Mogil, and F. L. Zuckerberg, 1978: Meteorological analysis of the Johnstown Pennsylvania flash flood, 19–20 July 1977. Preprints, Second Conf. on FlashFloods: Hydrometeorological and Human Aspects, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., 168–175
- INM, 1999: Las precipitaciones máximas en 24 horas y sus periodos de retorno en España. Un estudio por regiones. Volumen 8. Andalucía Oriental. Ministerio de Medio Ambiente.
- IPCC, 2012: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp
- Jansà. J. M., 1966. *Meteorología del Mediterráneo occidental*. SMN, serie A, núm.43
- Jansà, A., 1997. A general view about mediterranean meteorology : cyclones and hazardous weather. INM/WMO International Symposium on cyclones and hazardous weather in the Mediterranean, Mallorca, Spain, April 14-19.

Jansà, A., Genovés, A., Picornell, M. A., Campins, J., Riosalido, R., and Carretero, O., 2001: Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part II: Statistical approach, *Meteorol. Appl.*, 8, 43-56, 2001

Jenkinson, A. F., y Collison, B. P., 1977: An initial climatology of Gales over the North Sea. *Synop. Climatol. Branch Memo. N° 62*, Meteorological Office, London, 18 pp.

Jessup, S.M., 2006: An examination of the climatology and environmental characteristics of flash flooding for the Binghamnton, New York County warning area. Thesis of Cornell University

Junker, N. W., R. S. Schneider, and S. L. Fauver, 1999: A Study of Heavy Rainfall Events during the Great Midwest Flood of 1993. *Weather and Forecasting*, Vol. 14, pp. 701- 712.

Junker, N. W., Richard H. Grumm, Robert Hart, Lance F. Bosart, Katherine M. Bell, Frank J. Pereira, 2008: Use of Normalized Anomaly Fields to Anticipate Extreme Rainfall in the Mountains of Northern California. *Wea. Forecasting*, 23, 336–356.

Karl T.R. et al., 1995: Trends in US climate during the Twentieth Century. Consequences. NOAA.

Konrad, C. E., 1997: Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southeastern United States. *Weather and Forecasting* 12: 557–571.

LaPenta, K. D., and Coauthors, 1995: The challenge of forecasting heavy rain and flooding throughout the Eastern Region of the National Weather Service. Part I: Characteristics and events. *Wea. Forecasting*, 10, 78–90.

Lin, Y.-L., S. Chiao, T. A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, 16, 633–660.

Ma, K., and L. F. Bosart, 1990: A synoptic overview of a heavy rain event in southern China. *Wea. Forecasting*, 5, 89–112.

Maddox, R. A., 1979: A methodology for forecasting heavy convective precipitation and flash flooding. *Natl. Wea. Dig.*, 4, 30–42

Maddox, R. A., C. F. Chappell, and L. R. Hoxit, 1979: Synoptic and mesoalpha scale aspects of flash flood events. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60, 115–123.

- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, pp. 1374-1387.
- Maddox, R. A. and Doswell C. A., 1982: An examination of jet stream configurations, 500 mb vorticity advection and low-level thermal advection patterns during extended periods of intense convection. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 184-197.
- Martín-Vide, J., 2002: Aplicación de la clasificación sinóptica automática de Jenkinson y Collison a días de precipitación torrencial en el este de España. En: Cuadrat, J.M., Vicente, S.M., y Saz, M.A. (Eds.). *La información climática como herramienta de gestión ambiental*. Zaragoza, Universidad de Zaragoza. pp. 123-127.
- Miró-Granada J., 1974: Les crues catastrophiques sur la Méditerranée Occidentale. *Flash Floods Symposium-Cruces Brutales. Actes du Colloque de Paris*. IAHS- AISH, Publ. 112.
- Molini, L., Parodi, A., and Siccardi, F., 2009: Dealing with uncertainty: an analysis of the severe weather events over Italy in 2006, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1775-1786.
- Moore, J. T., Glass, F. H., Graves, C. E., Rochette, S.t M., Singer, M. J., 2003: The Environment of Warm-Season Elevated Thunderstorms Associated with Heavy Rainfall over the Central United States. *Weather and Forecasting*, Vol. 18, pp. 861-878.
- Moore, J. T. and Graves, C. E., 2005: Factors Affecting Mesoscale Convective System Propagation. Cooperative Institute for Precipitation Systems-COMET.
- Nishiyama K., Endo S., Jinno K., Uvo C, Olsson J., Berndtsson R., 2007: Identification of typical synoptic patterns causing heavy rainfall in the rainy season in Japan by a Self-Organizing Map. *Atmos. Res.* 83:185-200.
- Olcina, J, 1994: Riesgos climáticos en la península Ibérica. *Libros Penthalon*. 440 pp.
- Opitz, H. H., S.G. Summer, D.A.Wert, W.R. Snyder, R.J. Kane, R.H. Brady, P.M. Stokols, S.C. Kuhl, and G.M. Carter, 1995: The Challenge of Forecasting Heavy Rain and Flooding throughout the Eastern Region of the National Weather Service. Part II: Forecast Techniques and Applications. *Weather and Forecasting*, Vol. 10, pp. 91-104.
- Parker, M. D., and R. H. Johnson, 2000: Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems, *Mon. Weather Rev.*, 128, 3413-3436

Peñarrocha D., Estrela, M. J., and Millán, M. M., 2002: Classification of daily rainfall patterns in a mediterranean area with extreme intensity levels: the Valencia region. *International Journal of Climatology* 22, 677-695.

Polvorinos F., Sánchez-Laulhé J.M., Muñoz J., Ruiz J. J., 1996: Lluvias fuertes en Melilla. IV Simposio Nacional de Predicción. INM. Madrid 15-19 Abril 1996.

Polvorinos F., 2005: Lluvias copiosas persistentes y fuertes sin tormentas. AEMET http://mijas.inm.es/~gpv/trabajos_cursos/cursos/curso_radar_05/lluvias_copiosas_fuertes_sin_tormentas.pdf

Polvorinos F., 2007: Tornados, trombas marinas y rotaciones. AEMET. http://mijas.inm.es/~gpv/trabajos_cursos/cursos/tornados/tornados_y_rotaciones.pdf

Ramis, C., Llasat, M. C., Genovés, A., and Jansá, A., 1994: The October 1987 Floods in Catalonia, Synoptic and Mesoscale Mechanisms, *Met. Applic.*, 1, 337–350.

Ramis, C., R. Romero, V. Homar, S. Alonso, 2001: Lluvias torrenciales. *Investig. Cienc.*, 296, 60–68.

Ramis, C., Romero, R., Homar, V., and Alonso, S., 2009: The Role of Mathematics in the Understanding of the Dynamics of Meteorological Situations that Produce Heavy Rain over the Spanish Mediterranean Zone. *Monografías de la Real Academia de Ciencias de Zaragoza* 31, 175–198.

Ribalaygua, J., y Borén R., 1995: Clasificación de patrones espaciales de precipitación diaria sobre la España Peninsular y Baleárica. Servicio de Análisis e Investigación del Clima. Nota Técnica 3. 53 pp.

Riesco, J., Alcover, V., 2000: Algunas consideraciones sobre lluvias intensas en el Mediterráneo Occidental: revisión de un episodio en la Comunidad Valenciana. V Simposium de Predicción (CD). INM. 20 al 23 Noviembre de 2001. Madrid.

Riesco, J., Tamayo J., and Alcover V., 2002: Heavy maritime rainfall in the Valencia Region: The 6 to 8 May 2002 situation. *Proc. Fourth EGS Plinius Conf. on Mediterranean Storms*, Mallorca, Spain, Universitat de les Illes Balears, CDROM, Session 1.

Riesco, J. y Alcover, V., 2003 a: Predicción de precipitaciones intensas de origen marítimo mediterráneo en la Comunidad Valenciana y la Región de Murcia. INM. 124 pp.

Riesco, J. y Alcover, V., 2003 b: El índice MDI: estimación de la inestabilidad de origen marítimo-mediterráneo en el GPV de Valencia. INM. 31 pp.

Riesco, J., Aguayo P., Polvorinos F., 2008: Algunas conclusiones fundamentales sobre la situación de nevadas históricas en Andalucía oriental el 27 de enero de 2007. XXX Jornadas Científicas de la AME. Zaragoza, 5 al 7 de Mayo de 2008.

Riesco, J., 2010 a: Depresiones en niveles altos y precipitaciones de origen marítimo en Andalucía Oriental. AEMET. 232 pp.

Riesco, J., 2010 b: Episodio de convección extraordinariamente severa en el litoral andaluz del Mar de Alborán, durante el día 21 de septiembre de 2007. II Jornadas de Meteorología y Climatología del Mediterráneo Occidental Valencia, 11-12 de marzo de 2010.

Rigo, T. and Llasat, M. C., 2004: A methodology for the classification of convective structures using meteorological radar: Application to heavy rainfall events on the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 4, 59-68.

Rigo, T. and Llasat, M. C., 2007: Analysis of Mesoscale Convective Systems in Catalonia (NE of Spain) using radar for the period 1996-2000. Atmospheric Research, 458-472.

Riosalido, R., 1990: Caracterización de sistemas convectivos de mesoescala a partir de imágenes de satélite durante la campaña PREVIMET MEDITERRÁNEO-89. Proc. Segundo Simposio Nacional de Predicción, Madrid, Spain, Instituto Nacional de Meteorología, 135-148.

Riosalido, R., Elizaga, F., Carretero, O., Martín, F., 1998. Climatología de Sistemas Convectivos de Mesoescala en las proximidades de la Península Ibérica: Aplicaciones a la predicción de lluvias torrenciales. Proyecto CICYT CLI95-1776. Nota Técnica del STAP, 29. Instituto Nacional de Meteorología.

Rivera, A., y Martínez, C., 1983: Tratamiento digital de imágenes Meteosat de alta resolución. Aplicación al caso de las inundaciones de Levante en octubre de 1982. Revista de la Asociación Meteorológica Española, núm. 2, pp. 67-79.

Rivera, A., 1990: Las situaciones de lluvias torrenciales en el área mediterránea española y el Plan PREVIMET. La Meteorología en el mundo Iberoamericano. Año I, Octubre-Diciembre 1990. N° 2. Publicación del INM.

- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., y Genovés A., 1999: A classification of the atmospheric circulatory patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *Intern. J. Climatol.*, 19, 765-785
- Romero, R., Ramis, C., Guijarro, J.A. and Sumner, G., 1999b: 'Daily rainfall affinity areas in Mediterranean Spain', *Int. J. Climatol.*, 19, 557-578.
- Romero, R., Ramis, C. and Guijarro, J.A. 1999c: 'Daily rainfall patterns in the Spanish Mediterranean area: an objective classification', *Int. J. Climatol.*
- Sánchez-Laulhé J.M., Polvorinos F., Muñoz J., 1996: Peculiaridades de los campos de superficie de la zona de Alborán. IV Simposio Nacional de Predicción. INM. Madrid 15-19 Abril 1996.
- Sánchez-Laulhé J.M., 2006: Mesoscale convective system trapped along the Spanish Mediterranean Coast. *Advances in Geosciences*, Vol. 7, pp 153-156.
- Sánchez-Laulhé J.M., 2010: Tornados en la provincia de Málaga del 1 de febrero de 2009. II Jornadas de Meteorología y Climatología del Mediterráneo Occidental Valencia, 11-12 de marzo de 2010.
- Schumacher, R. S., and R. H. Johnson, 2005: Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 961-976.
- Schumacher, R. S., and Richard H. Johnson, 2006: Characteristics of U.S. Extreme Rain Events during 1999-2003. *Wea. Forecasting*, 21, 69-85.
- Schumacher, R. S., 2009: Mechanisms for Quasi-Stationary Behavior in Simulated Heavy-Rain-Producing Convective Systems. *J. Atmos. Sci.*, 66, 1543-1568.
- Schumacher, R. S. and Richard H. Johnson, 2009: Quasi-Stationary, Extreme-Rain-Producing Convective Systems Associated with Midlevel Cyclonic Circulations. *Wea. Forecasting*, 24, 555-574.
- Schwartz, B. E., C. F. Chappell, W. E. Togstad, and X. P. Zong, 1990: The Minneapolis flash flood: Meteorological analysis and operational response. *Wea. Forecasting*, 5, 3-21.
- Spellman, G., 2000: The application of an objective weather-typing system to the Iberian peninsula. *Weather*, 55, 375-385.

Tamayo J., 1996: Análisis de los factores sinópticos y mesoescalares de la situación de precipitaciones intensas del 27 al 30 de Septiembre de 1994 en la Comunidad Valenciana. IV Simposio Nacional de Predicción. INM. Madrid 15-19 Abril 1996.

Teixeira, M. S. and Prakki S., 2007: Dynamical and Synoptic Characteristics of Heavy Rainfall Episodes in Southern Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 598–617.

Tudurí, E., and C. Ramis, 1997: On the environments of significant convective events in the western Mediterranean. *Wea. Forecasting*, 12, 294–306.

Wilson, J.W. and Roberts, R.D., 2006: Summary of Convective Storm Initiation and Evolution during IHOP: Observational and Modeling Perspective. *Monthly Weather Review*. Vol. 134 23–47

Wilson, W. H., 1992: The role of surface moisture, convergence, and 850 mb equivalent potential temperature on the formation of a flash flood producing thunderstorm. NOAA Tech. Memo. NWS ER-87, National Weather Service, Washington, DC, 121–128.

Winkler, J. A., 1988: Climatological characteristics of summer-time extreme rainstorms in Minnesota. *Annu. Assoc. Amer. Geogr.*, 78, 57–73

Zipser, E.J., 1982: «Use of a conceptual model of the life-cycle of mesoscales convective systems to improve very-short-range forecast, in Nowcasting, K. Browning (Ed.), Academic Press, New York, pp. 191–204.

NOTA

Los principales paquetes de software técnico especializado de tipo meteorológico, climatológico y estadístico, utilizados en la elaboración del trabajo fueron los siguientes:

- *Arc View GIS*
- *IDV (Unidata)*
- *IRIS (radar)*
- *McIdas (Universidad de Wisconsin)*
- *Metview (ECMWF)*
- *SEMA (Seguimiento de Estaciones Meteorológicas Automáticas)*
- *SPSS (Statistical Package for the Social Sciences)*
- *Statgraphics*