



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA VALENCIA
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA Y MEDIO AMBIENTE

*MODELO MATEMÁTICO PARA SIMULACIÓN NUMÉRICA
ESPACIO-TEMPORAL DE INTENSIDADES DE LLUVIA EN
EPISODIOS TORRENCIALES DE CARÁCTER CONVECTIVO*

Santiago Salsón Casado

Director de Tesis: Dr. D. Rafael García Bartual

Valencia, abril de 2001.

*A mi esposa Ana,
Estrella Polar.*

*“Si cierras la puerta a todos los errores, también
la verdad se quedará fuera.” – R. Tagore.*

Agradecimientos

En primer lugar, quiero dar las gracias al profesor Rafael García Bartual, quién siempre impulso y dirigió con sumo interés mi investigación. Además de su indudable categoría científica, no puedo dejar de mencionar su gran calidad personal.

También quiero expresar mi agradecimiento al profesor Juan Marco Segura por haber confiado en mi trabajo en los distintos proyectos de investigación en los que, bajo su dirección, he participado.

Gracias a la Confederación Hidrográfica del Júcar por haberme facilitado los datos, sin los cuales no hubiera sido posible realizar este trabajo.

A la Comunidad Europea, que dentro del proyecto FRAMEWORK, financió esta investigación. Igualmente doy las gracias al CEDEX.

A los secretarios del departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente, M^a José y Javier, por su eficiencia y amabilidad. También a Isabel, por la ingrata tarea de teclear las kilométricas ecuaciones.

A mis compañeros del departamento de Valencia por los buenos ratos compartidos.

A mi familia, en especial a mis padres, por haberse preocupado de que desde un primer momento recibiese una buena educación, formada no sólo de conocimientos académicos sino también de su ejemplo cotidiano.

A Pepita, por haberse ocupado de su nieto tantos y tantos días de forma que yo pudiese dedicarme al trabajo de esta tesis doctoral.

A mi hijo Gabriel, por su inocencia y su cariño.

Índice General

AGRADECIMIENTOS	iv
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1. Introducción	2
1.2. Objetivos y contribuciones de esta tesis	4
1.3. Organización de la tesis	7
1.4. Procesos y estructura de la precipitación	9
1.5. Características de las precipitaciones extraordinarias en la Comunidad Valenciana.....	17
2 ESTADO DEL ARTE	20
2.1. Introducción	21
2.2. Modelos dinámicos	22
2.3. Modelos estocásticos	25
2.3.1. Modelos jerarquizados basados en procesos de punteo.....	25
2.3.2. Modelos espectrales.....	30
2.3.3. Modelos basados en la invarianza de escala.....	34
2.3.4. Otros modelos.....	39
3 FORMULACIÓN DEL MODELO	41
3.1. Introducción	42
3.2. Hipótesis teóricas	44
3.3. Desarrollo analítico	45
3.3.1. Modelo con celda de tipo exponencial	51
3.3.2. Modelo con celda tipo gamma.....	62

4	INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA	71
	4.1. Introducción	72
	4.2. El Sistema Automático de Información Hidrológica.....	73
	4.3. Tratamiento de la información pluviométrica.....	76
	4.4. Selección de episodios	78
5	ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS	87
	5.1. Introducción.....	88
	5.2. Estimación de parámetros.....	89
	5.2.1. <i>Parámetros espaciales</i>	90
	5.2.2. <i>Parámetros temporales</i>	98
	5.2.3. <i>Valor medio de los máximos de intensidad de celda</i>	103
	5.3. Resumen de la estimación de parámetros	103
6	APLICACIÓN DEL MODELO	111
	6.1. Introducción.....	112
	6.2. Descripción del programa RainGen	113
	6.3. Ejemplo de aplicación	121
7	CONCLUSIONES Y FUTURAS VÍAS DE INVESTIGACIÓN	125
	7.1. Conclusiones.....	126
	7.2. Futuras vías de investigación.....	129
8	ANEXO	130
9	REFERENCIAS	194

Índice de Tablas

Tabla 4.1. Instantes de comienzo y final de los episodios seleccionados.	82
Tabla 4. 2. Diversos valores descriptivos de los episodios seleccionados. ...	84
Tabla 5. 1. Valores de los parámetros de los 30 episodios seleccionados...	104
Tabla 5. 2. Valores descriptivos de los episodios ‘débiles’	106
Tabla 5. 3. Parámetros obtenidos para el grupo de episodios ‘débiles’	106
Tabla 5. 4. Valores descriptivos de los episodios ‘medios’	107
Tabla 5. 5. Parámetros obtenidos para el grupo de episodios ‘medios’	107
Tabla 5. 6. Valores descriptivos de los episodios ‘fuertes’	107

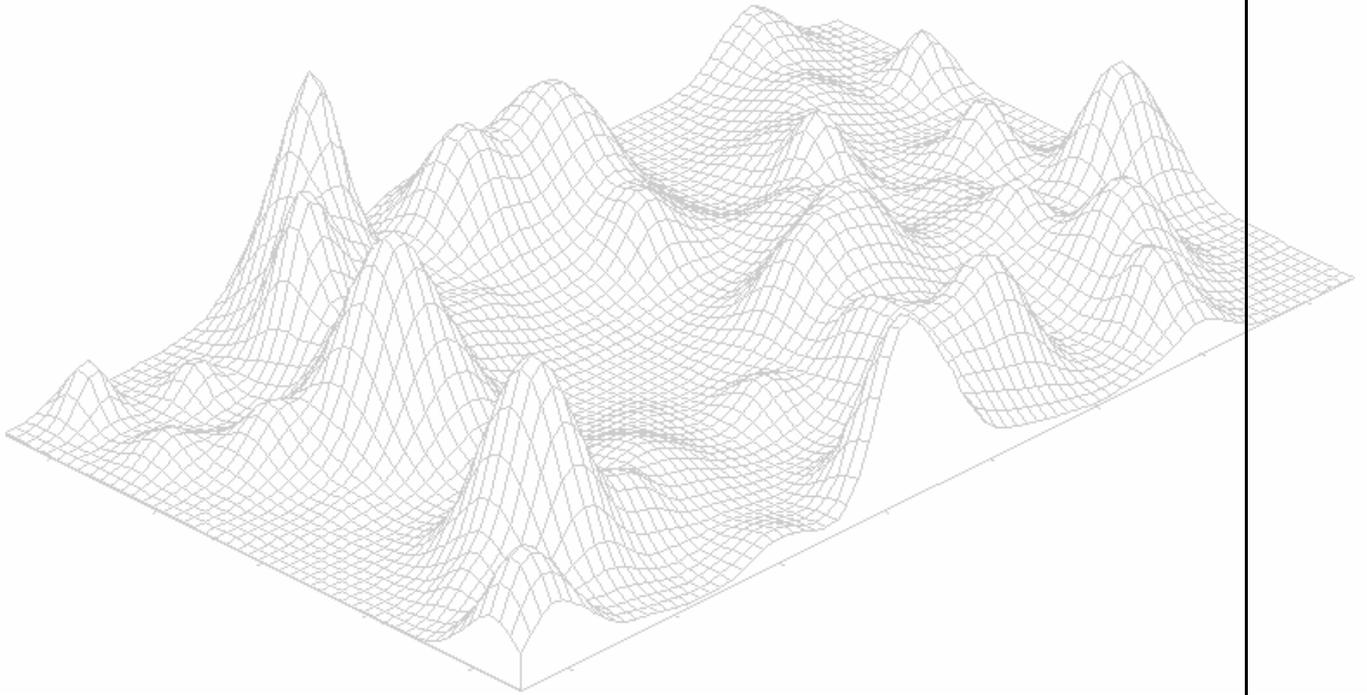
Índice de Figuras

Figura 1.1. Borrasca con un frente frío cruzando la Península Ibérica el 7/12/00.....	12
Figura 1.2. Imagen del radar de Oviedo (INM) del día 7/12/00.	13
Figura 1.3. Clasificación de los sistemas convectivos.	15
Figura 1.4. Imagen visible NOAA del día 23/10/00 donde se aprecian los sistemas convectivos surgidos en la costa mediterránea.	15
Figura 1.5. Campos de presión a nivel del mar e isohipsas de la superficie de 500 hpa que muestran la génesis de la gota fría ocurrida en octubre de 2000 (día 21 izqda. y día 22 dcha.).....	16
Figura 1.6. Hietograma típico de una zona del interior.	19
Figura 1.7. Hietograma típico de una zona próxima a la costa.....	19
Figura 2.1. Función de correlación para la intensidad espacio temporal de la lluvia	31
Figura 3.1. Distribución espacial de la intensidad de celda.	46
Figura 3.2. Evolución temporal de la intensidad de celda.	47
Figura 3.3. Ejemplo de ajuste de la media normalizada para valores de $n=4$ y $n=0$ modelo RE	49
Figura 4.1. Principales cuencas gestionadas por la C. H. del Júcar.	73
Figura 4.2. Localización de los pluviómetros.	75
Figura 4.4. Lluvia registrada por el conjunto de pluviómetros del SAIH.....	79
Figura 4.5. Distribución espacial de la lluvia en dos episodios.	80
Figura 4.6. Mapas de presión en superficie y topografía de 500 hPa.	81
Figura 4.7. Histograma de la duración de los episodios seleccionados.	83
Figura 4.8. Histograma de los coeficientes de variación.	83
Figura 4.9. Posición de los centros de gravedad de los episodios seleccionados.	85
Figura 4.10: Reparto porcentual de las masas de aire y los tipos de tiempo que afectan al territorio valenciano. (fuente: atlas climático de la Comunidad Valenciana, pag. 49).	86
Figura 5.1. Correlación espacial empleando <i>kriging</i>	95
Figura 5.2. Autocorrelación espacial – octubre 2000.	96
Figura 5.3. Autocorrelación espacial – octubre 1994.	97
Figura 5.4. Autocorrelación espacial – julio 1993.....	97
Figura 5.5. Ajuste de la autocorrelación del proceso agregado (octubre-93).	101
Figura 5.6. Ajuste de la autocorrelación del proceso agregado (octubre-00).	101
Figura 5.7. Ajuste de la media normalizada donde $n=2$ (octubre-00).....	102

Figura 5.8. Ajuste de la media normalizada donde $n=8$ (julio-93).	102
Figura 6.1. Representación de los distintos elementos del programa RainGen.	113
Figura 6.2. Pantalla de selección de avance de la lluvia.	114
Figura 6.3. Pantalla de asignación de zona de mayor probabilidad de lluvia.	115
Figura 6.4. Pantalla de introducción de datos para la generación de lluvia.	116
Figura 6.5. Pantalla de simulación de la posición y nacimiento de celdas.	116
Figura 6.6. Pantalla para la extracción de lluvia del fichero binario.	117
Figura 6.7. Pantalla donde se calcula y muestra la función de autocorrelación.	118
Figura 6.8. Pantalla donde se calcula y muestra la función de media y varianza normalizada.	118
Figura 6.9. Pantalla donde se puede representar el hietograma para cualquier punto de la zona de simulación.	119
Figura 6.10. Pantalla que muestra la evolución de la lluvia media en la cuenca seleccionada.	119
Figura 6.11. Pantalla donde se muestra la lluvia acumulada desde el inicio de la simulación.	120
Figura 6.12. Pantalla donde se muestra la lluvia acumulada en cada intervalo (por ejemplo cada 10 minutos).	120
Figura 6.14. Lluvia acumulada al final de la simulación.	122
Figura 6.15. Distribución espacial de la lluvia en el episodio de octubre de 1991.	122
Figura 6.16. Comparativa de la media normalizada.	123
Figura 6.17. Comparativa de la autocorrelación espacial.	123
Figura 6.18. Evolución de la lluvia media en el episodio simulado y en el de octubre de 1991 (datos cada 10 minutos).	124
Figura 6.19. Lluvia registrada en Huerto Mulet (izquierda) y lluvia simulada (derecha).	124

Capítulo 1

Introducción



1.1. INTRODUCCIÓN

Las nuevas tecnologías basadas en los Sistemas de Información Geográfica están permitiendo importantes y decisivos avances en el contexto de la hidrología aplicada al poderse llevar a la práctica planteamientos y modelos distribuidos, donde las variables hidrológicas son tratadas en su dimensión espacial real, a diferencia de los enfoques clásicos utilizados durante años, donde las variables son agregadas espacialmente.

En estos modelos distribuidos existen todavía cuestiones clave, tanto de índole práctica como teórica, cuya solución satisfactoria exige no pocos trabajos de investigación aún pendientes. Una de las cuestiones más importantes es la correcta definición del proceso de precipitación en su dimensión espacial y temporal. Sin duda, cualquier avance en este punto permitirá una operación más fiable y realista de los modelos distribuidos, repercutiendo en los beneficios prácticos derivados del uso de estos nuevos enfoques.

Cuando estos esquemas de modelación se conciben para simular escenarios de crecida y analizar riesgos asociados, los episodios de precipitación a considerar son los máximos, y en el contexto del arco mediterráneo español, hablamos de episodios extremos de origen convectivo, asociados por lo general a una situación meteorológica de gota fría y, habitualmente, produciéndose durante los meses otoñales.

La variabilidad espacial y temporal del proceso se hace en tales casos mucho más patente, y su consideración en la modelación absolutamente necesaria. Las

tormentas se configuran en núcleos asociados a la ocurrencia de celdas convectivas que ocasionan localmente fuertes intensidades, superando en ocasiones los 300 mm/h. Es un hecho comprobado que tales centros de actividad nacen, se desarrollan y desaparecen dentro de unas escalas espaciales y temporales típicas, caracterizables estadísticamente.

Para este tipo de dinámicas, el enfoque de modelación matemática más extendido ha sido el basado en procesos estocásticos de punteo (p.e. *Waymire et al.* [1981], *Rodríguez-Iturbe et al.* [1987], *Yoo et al.* [1996]). El episodio lluvioso es conceptualizado como resultado de una superposición en el espacio-tiempo de una serie de celdas que nacen con arreglo a un proceso estocástico de punteo.

Conocida la casuística propia en el mediterráneo español, de naturaleza rabiosamente variable y torrencial, no era de extrañar que los resultados de la aplicación de alguno de los modelos más avanzados existentes en la literatura no dieran resultados satisfactorios. Esto, por otro lado, es algo que ocurre con frecuencia en el ámbito más general de la modelación hidrológica, y muy concretamente en los modelos lluvia-escorrentía.

Ciñéndonos a la modelación estocástica de la precipitación, cabe destacar que uno de los modelos espacio temporales más representativos (*Rodríguez-Iturbe et al.* [1987]), ya mostró ciertas limitaciones cuando se intentaron modelar por primera vez los datos suministrados por el SAIH (Sistema Automático de Información Hidrológica) de la Confederación Hidrográfica del Júcar, durante su etapa inicial (*Lázaro y García-Bartual,* [1991]). Una de las limitaciones más notables se debía a la conceptualización de la evolución temporal interna de

las intensidades de celda, cuyo máximo no se produce en el instante de nacimiento de la celda (como asume dicho modelo), sino tras una fase de maduración que conlleva una rama ascendente de intensidades hasta que se alcanza el máximo, cuestión ya comprobada por (García-Bartual y Marco, [1990]) en un estudio de hietogramas máximos registrados en el pluviógrafo de Valencia-Viveros en el contexto de la modelación unidimensional del proceso de precipitación.

En resumen, la presente investigación aborda el desarrollo, aplicación y contraste de un modelo estocástico multidimensional de precipitación basado en investigaciones anteriores, pero introduciendo significativas mejoras, siendo capaz de recoger de forma satisfactoria estas propiedades estructurales características de los episodios convectivos en el levante español. Unos episodios que definen una importante casuística propia y representan a la vez las causas de las crecidas en pequeñas y medianas cuencas mediterráneas.

1.2. OBJETIVOS Y CONTRIBUCIONES DE ESTA TESIS

El objetivo central de esta tesis doctoral es el desarrollo y aplicación de una herramienta para la simulación numérica de los campos de intensidades de lluvia en el espacio y en el tiempo asociados a los episodios máximos de carácter convectivo, típicos del mediterráneo español. Estos episodios se producen fundamentalmente durante los meses de septiembre, octubre y noviembre. Para alcanzar esta meta se han establecido unos objetivos intermedios que se detallan a continuación:

1. Estudio de la estructura y variabilidad espacio temporal de la precipitación de naturaleza convectiva, con el fin profundizar en el conocimiento de estos episodios y optar por el enfoque de modelación más adecuado, con vistas a las aplicaciones hidrológicas, especialmente en hidrología de crecidas.
2. Revisión del estado de la cuestión tanto desde el punto de vista general, en cuanto a conceptos y técnicas matemáticas empleadas, como a los trabajos previos realizados en el campo de la lluvia en las cuencas de la Confederación Hidrográfica del Júcar.
3. Análisis de las ventajas y desventajas de la aplicación de los modelos existentes más adecuados a la zona y su casuística propia, así como una posible mejora de los mismos, no sólo desde el punto de vista de su adecuación al tipo de precipitaciones del levante español, sino también desde el punto de vista conceptual.
4. En función de los análisis previos, tanto teóricos como de las aplicaciones realizadas hasta la fecha, se plantea una estrategia de modelación mejorada con el fin de ofrecer nuevas herramientas de trabajo más fiables y eficaces en el contexto de la prevención y control de avenidas en las regiones peninsulares mediterráneas.

De acuerdo con los objetivos planteados, las contribuciones de esta tesis pueden resumirse en los puntos siguientes:

- Revisión del estado de la cuestión de los modelos espacio temporales de lluvia, presentando una visión global y estructurada de los trabajos

realizados hasta la fecha.

- A partir de modelos de simulación de lluvia previos, se ha formulado un nuevo modelo, basado en procesos de punteo, para la simulación espacio temporal de lluvia de naturaleza convectiva.
- Selección y análisis pormenorizado desde un punto de vista meteorológico y cuantitativo de 30 episodios de lluvia registrados por la red SAIH (Sistema Automático de Información Hidrológica) en las cuencas de la Confederación Hidrográfica del Júcar entre los años 1991 y 2000.
- Se han estimado los parámetros del modelo para el conjunto de los 30 episodios, introduciendo nuevas estrategias en el proceso de estimación.
- Se ha desarrollado el software necesario para poder estimar los parámetros del modelo, así como una herramienta informática de carácter visual (programa **RainGen**) que permite de forma cómoda simular y analizar lluvia a partir del modelo formulado.
- Se ha aplicado la nueva herramienta de simulación de lluvia a la cuenca del Albaida (Valencia).

1.3. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

La organización de esta tesis sigue una línea acorde a los objetivos planteados y contribuciones realizadas. Su estructura es la siguiente:

- **Capítulo 1:**

Es un capítulo introductorio, donde se comenta la naturaleza de la precipitación, las propiedades de la lluvia en la mesoscala y las características de las lluvias extremas en la Comunidad Valenciana. Además, en este capítulo se señalan los objetivos y contribuciones de esta tesis.

- **Capítulo 2:**

Se revisan los principales modelos espacio temporales de lluvia y líneas de investigación descritos en la literatura, tanto los determinísticos como los estocásticos.

- **Capítulo 3:**

En este capítulo se describen las características de los modelos precursores del desarrollado en esta tesis, junto con la formulación detallada del nuevo modelo propuesto.

- **Capítulo 4:**

Se presenta el método seguido para la selección de episodios lluviosos que servirán para la estimación de los parámetros del modelo.

- **Capítulo 5:**

Este capítulo se dedica a la estimación de los parámetros del modelo propuesto.

- **Capítulo 6:**

Se presenta una aplicación del modelo empleando el programa **RainGen** desarrollado en el contexto de esta tesis.

- **Capítulo 7:**

Se hace un resumen de los trabajos realizados junto con las conclusiones y posibles líneas de investigación a seguir en el futuro.

- **Anexo:**

Se comentan cada uno de los 30 episodios escogidos para estimar los parámetros del modelo formulado.

1.4. PROCESOS Y ESTRUCTURA DE LA PRECIPITACIÓN

El desarrollo de nubes y precipitación viene determinado por dos procesos de naturaleza bien distinta. Uno de ellos se centra en la dinámica de nubes y el otro en la microfísica de nubes:

- **Dinámica de nubes**: Para que se produzcan nubes y, por consiguiente, posibilidad de precipitación, se requiere que algunas regiones o zonas del aire se saturen, es decir, se desarrollen en ellas humedades relativas próximas al 100%; esto ocurre, casi exclusivamente debido a corrientes verticales de aire que tienen lugar en el espacio libre de nubosidad. Estos movimientos verticales pueden tener una extensión entre decenas de metros y centenares de kilómetros, dependiendo del proceso que los origina. En cuanto a las velocidades verticales, varían entre centímetros por segundo y decenas de metros, también dependiendo del proceso. Estos procesos ocurren a escala relativamente grande y siempre conllevan movimientos de aire.
- **Microfísica de nubes**: Trata de explicar las circunstancias por las que una gotita nubosa individual puede formarse, a partir de la fase de vapor, crecer a continuación hasta alcanzar un tamaño visible e interaccionar con sus compañeras para dar lugar a la precipitación. Para este estudio son necesarios conocimientos de termodinámica, de la teoría de difusión y físico-químicos. Estos procesos se producen a una escala mucho menor que los involucrados en la dinámica de nubes, y son de tamaño comparable al de las propias dimensiones de las nubes individuales y de las partículas que constituyen la

precipitación.

La mayor parte de los estudios realizados han puesto mayor énfasis en la microfísica de nubes, ya que el estudio de los procesos dinámicos a gran escala no puede ser fácilmente duplicados o simulados. Además, la base teórica de la microfísica es bastante completa, a diferencia de la dinámica donde aún existen problemas teóricos sin resolver.

La extensión superficial, la intensidad y la duración de un sistema de precipitación dependen estrechamente de los movimientos verticales de aire. Las precipitaciones se suelen clasificar en dos grandes grupos:

- **Precipitación estratiforme**: Se distribuye en una gran extensión y tiene un carácter continuo. Este tipo de precipitación está asociado a movimientos ascendentes de aire a gran escala, producidos ya sea por elevación frontal, topográfica o por una convergencia horizontal a gran escala.
- **Precipitación convectiva**: Tiene su origen en la convección en aire inestable. Se produce en forma de chubascos y tormentas y está localizada espacialmente.

A veces no está muy claro la distinción entre un tipo u otro. La precipitación de carácter estratiforme, observada mediante radar o una red de pluviómetros, muestra una estructura en la que la precipitación más intensa queda confinada a elementos cuyo tamaño es tan sólo de unos kilómetros. Por su parte, la precipitación de carácter convectivo puede extenderse sobre una gran superficie y presentar una estructura similar a la de la precipitación estratiforme. No obstante,

en general, es siempre posible describir un proceso de precipitación o bien como marcadamente no uniforme (y por tanto convectivo), con zonas locales más intensas, separadas unas de otras por zonas libres de precipitación, o por el contrario, más bien uniforme (y por tanto estratiforme), con una estructura, a pequeña escala, menos acusada y de gran extensión.

En cuanto a la estructura de la precipitación, se pueden distinguir dos grandes grupos de acuerdo a la génesis de la misma:

- **Lluvia de carácter frontal**: La lluvia de este tipo está embebida dentro de perturbaciones sinópticas en lo que se denomina mesoescala- α (200-2000 km). Este tipo de perturbaciones suelen llevar asociados sistemas frontales que dan lugar a zonas de precipitación a gran escala con tiempos de vida similares a los de la perturbación sinóptica.

Austin y Houze [1972] estudiaron estructuras de precipitación en nueve episodios ocurridos en Nueva Inglaterra. Todas las estructuras resultaron estar compuestas de otras zonas de precipitación a escala subsinóptica. *Harrold y Austin [1974]* señalan que se pueden encontrar zonas de lluvia más intensa tanto en tipos de precipitación generalizada como en situaciones locales donde predominan los chubascos, pero que tienden a producirse en grupos compactos más que distribuidos al azar. Esto se puede explicar (*Austin y Houze [1972]*), quizá, debido a las corrientes descendentes que tienen lugar en la nubes con precipitación y que favorecen el ascenso del aire a su alrededor, relativamente más caliente, provocando el nacimiento de una nueva celda. Estos grupos

tienen, con frecuencia, forma de banda, típicamente de unos 20 km de ancho y que en los casos mejor “organizados”, pueden llegar a tener varias centenas de kilómetros de longitud. En general, se puede hablar de una extensión espacial que varía entre 10^3 y 10^4 km² (mesoscala- β). La intensidad de estas bandas de lluvia depende en gran medida del tipo de frente que las produzca. En los frentes fríos predomina la lluvia convectiva, alcanzándose mayores intensidades que en un frente cálido, donde las nubes predominante es la estratiforme. En la figura 1.1 se muestra una imagen visible del paso de un frente frío sobre la Península Ibérica. Durante los días 5 al 7 de diciembre de 2000 se produjeron unas de las inundaciones más importantes ocurridas en Galicia durante los últimos años. El recuadro negro sobre la figura corresponde a la zona de la imagen radar de la figura 1.2.

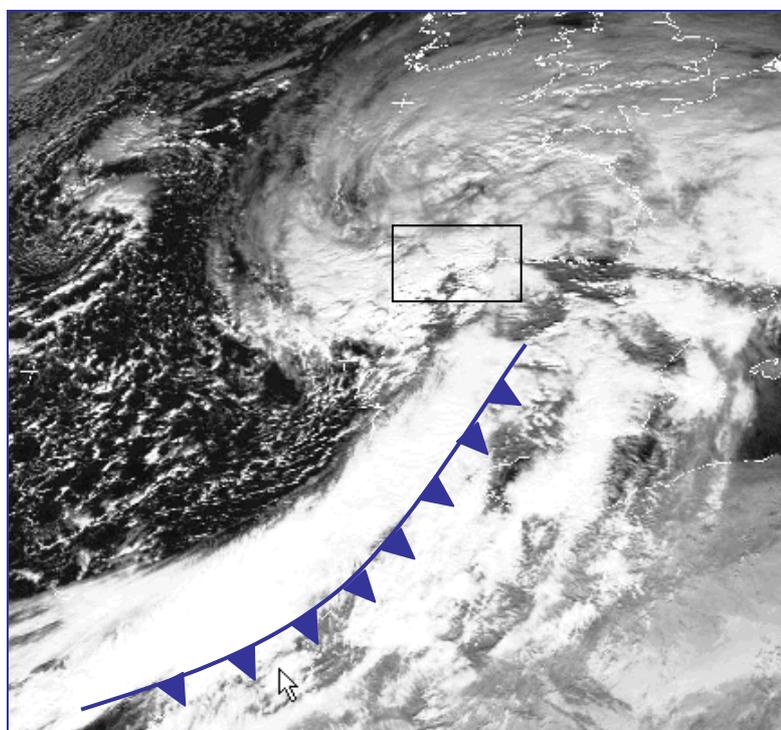


Figura 1.1. Borrasca con un frente frío cruzando la Península Ibérica el 7/12/00

Al elemento más pequeño de precipitación observable mediante radar se le denomina “celda”. Estas celdas están caracterizadas por ecos intensos de extensión del orden de 10–50 km² (mesoscala- γ). Tanto las celdas de lluvia como ciertos *clusters* de celdas dentro de las bandas de lluvia pueden ser identificados por regiones donde la extensión de la precipitación es mayor que en las bandas de lluvia. A estas regiones se las denomina pequeñas áreas de mesoscala. A cada una de estas pequeñas áreas se la identifica con una zona potencial para la formación de *clusters* (Gupta y Waymire, [1979]). La densidad de celdas dentro de estas zonas puede ser muy pequeña.

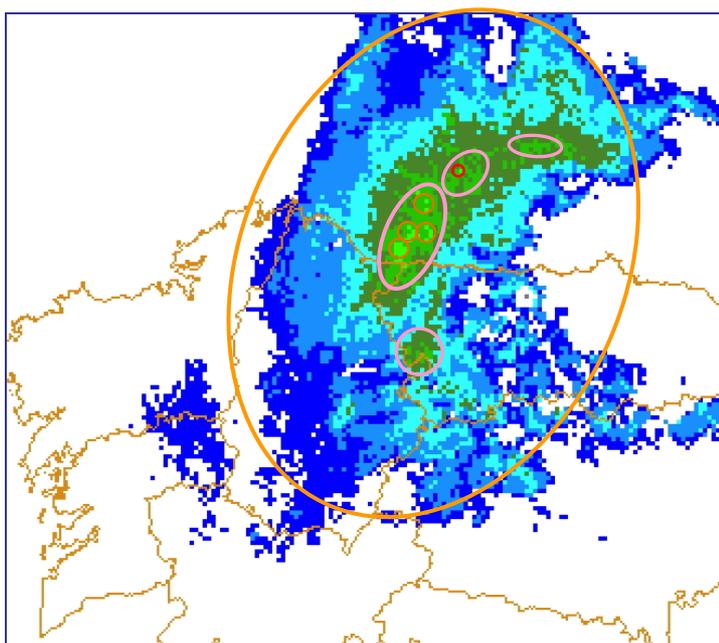


Figura 1.2. Imagen del radar de Oviedo (INM) del día 7/12/00.

En la figura 1.2 se muestra una imagen radar del día 7/12/00 correspondiente a la lluvia acumulada en 10 minutos. La elipse más grande contournea lo que se denomina banda de lluvia. Las elipses interiores delimitan las pequeñas áreas

de mesoscala donde la intensidad de lluvia es mayor que la lluvia de fondo, y finalmente los círculos más pequeños señalan los que podrían ser las celdas convectivas.

- **Lluvia producida por sistemas convectivos**

Los fenómenos de lluvias torrenciales que suelen producirse en el litoral mediterráneo español, especialmente durante el otoño, son producidos por sistemas convectivos. *Madox*, [1980] acuñó el término de Complejo Convectivo de Mesoscala (CCM). Estos complejos presentan estructuras convectivas con un mayor grado de organización dentro de la mesoscala que las simples tormentas. En la Figura 1. 3 se muestra el lugar que ocupan los CCM dentro de los sistemas atmosféricos convectivos de escala meso- α .

Sólo en casos muy excepcionales se cumplen las condiciones descritas por *Madox* en el área mediterránea (inundaciones de octubre de 1982). Lo más habitual es observar estructuras convectivas de menor tamaño, pero de una apariencia muy similar. Estas estructuras se han venido a denominar Sistemas Convectivos de Mesoscala (SCM) y resultan ser las responsables de la mayor parte de las precipitaciones intensas que se registran en el litoral mediterráneo.

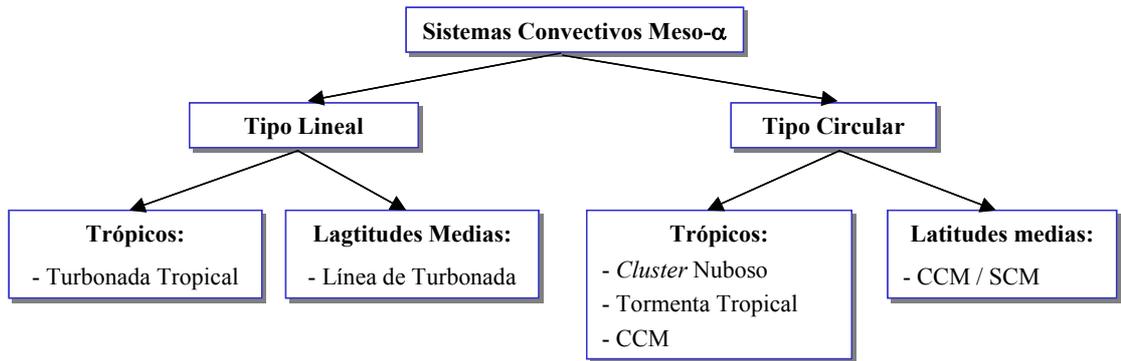


Figura 1. 3. Clasificación de los Sistemas Convectivos.

Un ejemplo de Sistema Convectivo de Mesoscala se muestra en la figura 1.4. Corresponde a la situación de gota fría ocurrida en el mes de octubre del año 2000 y que resultó ser la más importante de los últimos 10 años.

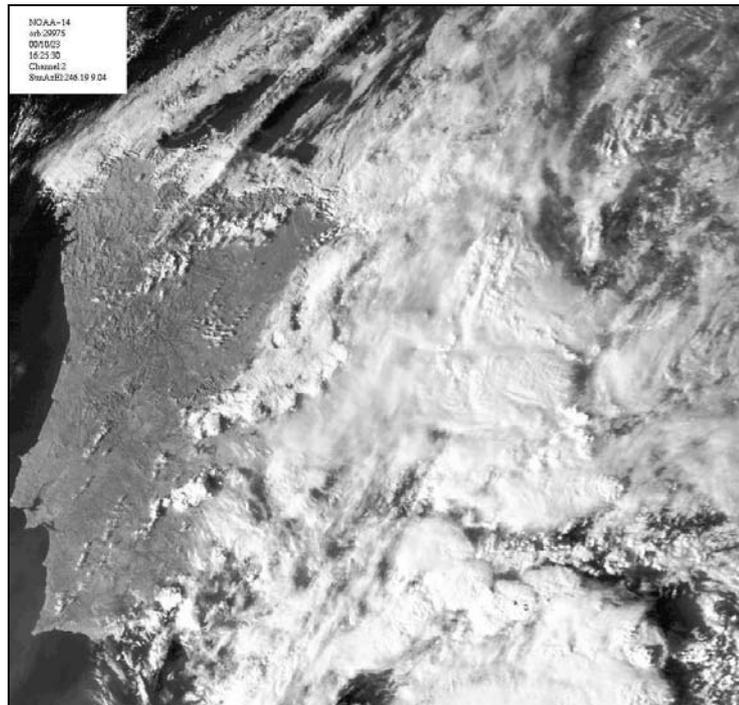


Figura 1. 4. Imagen visible NOAA del día 23/10/00 donde se aprecian los sistemas convectivos surgidos en la costa mediterránea.

El marco sinóptico donde se presentan los SCM, los cuales suelen surgir en el periodo que va del 1 de septiembre al 30 de noviembre, suele caracterizarse

por la llegada de una onda en la troposfera media y alta a la Península Ibérica; esta onda se estrangula produciendo una depresión en niveles altos (“gota fría”) que se mueve hacia el este lentamente y que, tras el paso de unas horas, deja notar su presencia en superficie, habitualmente sobre el mar de Alborán, Argelia o Palos. Mientras tanto, las altas presiones dominan la Europa Central. Un ejemplo de esta situación se muestra en la figura 1.5.

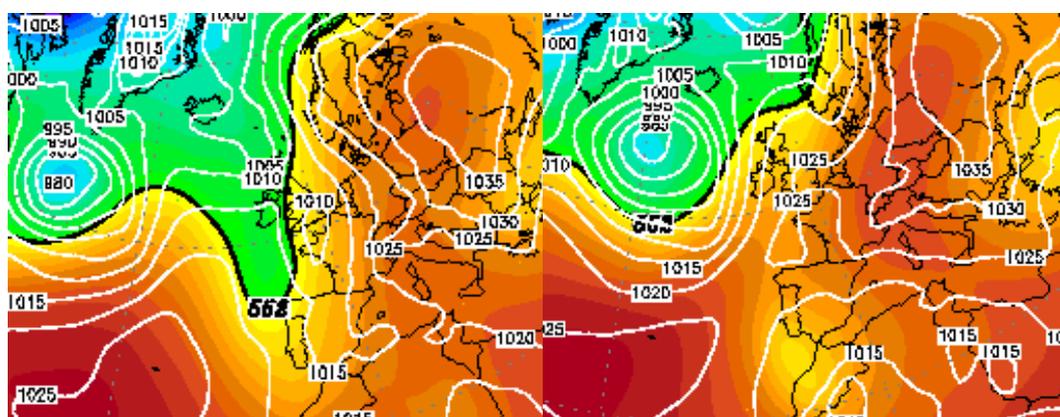


Figura 1. 5. Campos de presión a nivel del mar e isohipsas de la superficie de 500 hPa que muestran la génesis de la gota fría ocurrida en octubre de 2000 (día 21 izqda. y día 22 dcha.).

Estas situaciones sinópticas suelen conducir a la formación de SCM (además hay que considerar como otro factor determinante la temperatura superficial del mar) que, ayudados por la orografía, pueden permanecer cuasi-estacionarios y producir precipitaciones de hasta 1000 mm entre 12 y 24 horas. El área afectada por el núcleo del temporal, superando los 300 mm/día, puede variar entre unos pocos km² (Alginet-Algemesí, 4-10-91) y extensiones del orden de 1000 km² (20-10-82). Esta distribución espacial de la lluvia distingue a los temporales localizados de los extensos. Los segundos precisan condiciones atmosféricas más inestables, aunque los primeros pueden causar mayores daños al concentrar la

lluvia en un área menor. Otro aspecto a destacar es el papel que juega el relieve, especialmente en la Comunidad Valenciana. Las situaciones más inestables tienen a descargar cerca de la costa, con menor escorrentía; las situaciones algo menos inestables pueden retrasar la precipitación hasta la segunda línea orográfica, por lo que la escorrentía subsiguiente multiplica el daño (*Armengot*, [1994]).

1.5. CARACTERÍSTICAS DE LAS PRECIPITACIONES EXTRAORDINARIAS EN LA COMUNIDAD VALENCIANA

Puesto que en esta tesis se establece un modelo para la simulación de lluvia convectiva y se presenta una aplicación para una zona de la Confederación Hidrográfica del Júcar, comentaremos en este apartado las características y rasgos más destacados de las precipitaciones extraordinarias que afectan a dicho territorio, especialmente el cubierto por la Comunidad Valenciana.

En cuanto al régimen estacional de las grandes precipitaciones, son los meses de septiembre, octubre y noviembre donde se producen la mayor parte de ellas, aunque algunas pueden ocurrir durante el invierno y primavera.

Cuando se habla de precipitaciones extraordinarias es obligado referirse a la escala temporal en la que tales precipitaciones se consideran extraordinarias. Así, para una red de drenaje urbano la escala del orden de 10–20 minutos resulta determinante. Las intensidades en este rango temporal pueden llegar o incluso superar los 300 mm/h en 5 minutos y son producidas normalmente por una única celda convectiva en su fase de madurez, que es cuando se alcanza la máxima intensidad. La extensión espacial de estas zonas de alta intensidad en un corto espacio de tiempo es del orden de los 10-15 km². Un ejemplo de lluvia de

este tipo es la registrada en el pluviómetro de Manuel el 1 de julio de 1993, durante un tormenta. Se alcanzaron intensidades de 355 mm/h en 5 minutos y durante 20 minutos consecutivos la intensidad no descendió de 240 mm/h.

Un segundo peldaño lo constituyen las lluvias intensas entorno a la hora de duración. Se puede llegar a superar los 120 mm. Para que esto ocurra es necesario un mayor aporte de humedad que en el caso anterior junto con un refuerzo orográfico. Estas características se cumplen sobre todo en zonas cercanas al litoral al principio del otoño

Las lluvias más intensas en el periodo entre aproximadamente 12 y 24 horas necesitan de un entorno sinóptico adecuado, en concreto, las mayores precipitaciones se producen con advección de levante en superficie y ‘gota fría’ en altura, siendo la época más favorable a mediados del otoño que es cuando se alcanzan las mayores temperaturas en el agua del mar. Los valores de lluvia en estas situaciones pueden llegar a los 1000 mm/día. La extensión espacial de la zonas de lluvias muy intensas es del orden de las centenas de kilómetros cuadrados.

En la escala mesual o anual, los valores más altos registrados dependen principalmente del número de temporales de levante que se puedan producir en una campaña y de su intensidad. Los valores anuales en algunos puntos pueden llegar a superar los 2000 mm en un año.

En cuanto a la manera de llover, se distinguen dos formas distintas: la zona interior y la próxima al litoral (*Camarasa*, [1994]). En las zonas del interior, en

general montañosas, las lluvias son voluminosas y, observando los pluviogramas, se aprecia un ruido de fondo de donde emergen los picos de intensidad (ver figura 1.6). La zona del litoral se caracteriza por una mayor torrencialidad, con numeroso picos aislados de valor muy alto (ver figura 1.7).

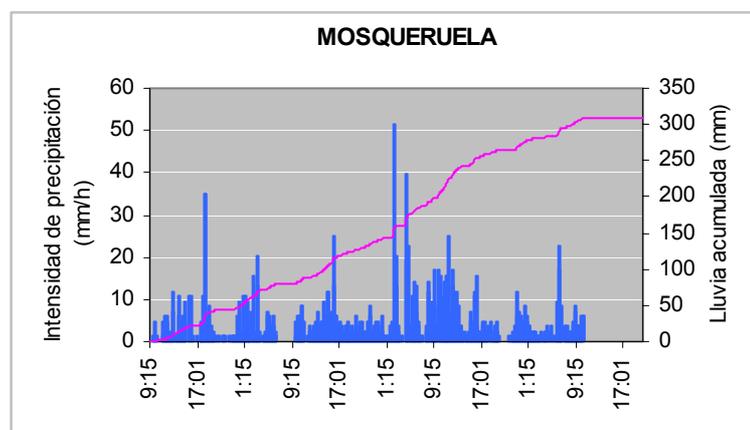


Figura 1. 6. Hietograma típico de una zona del interior.

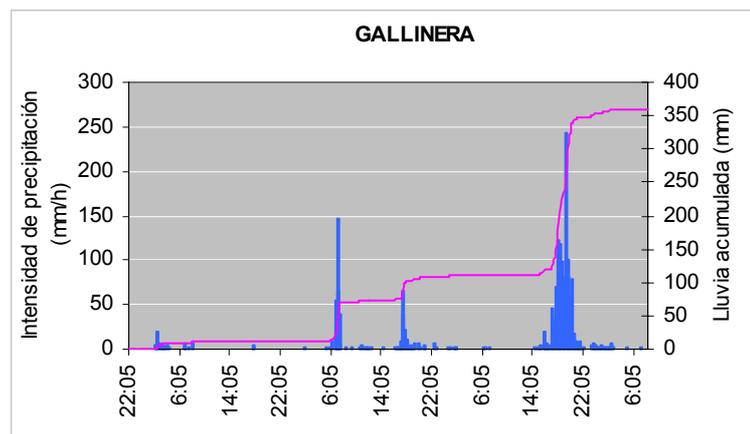
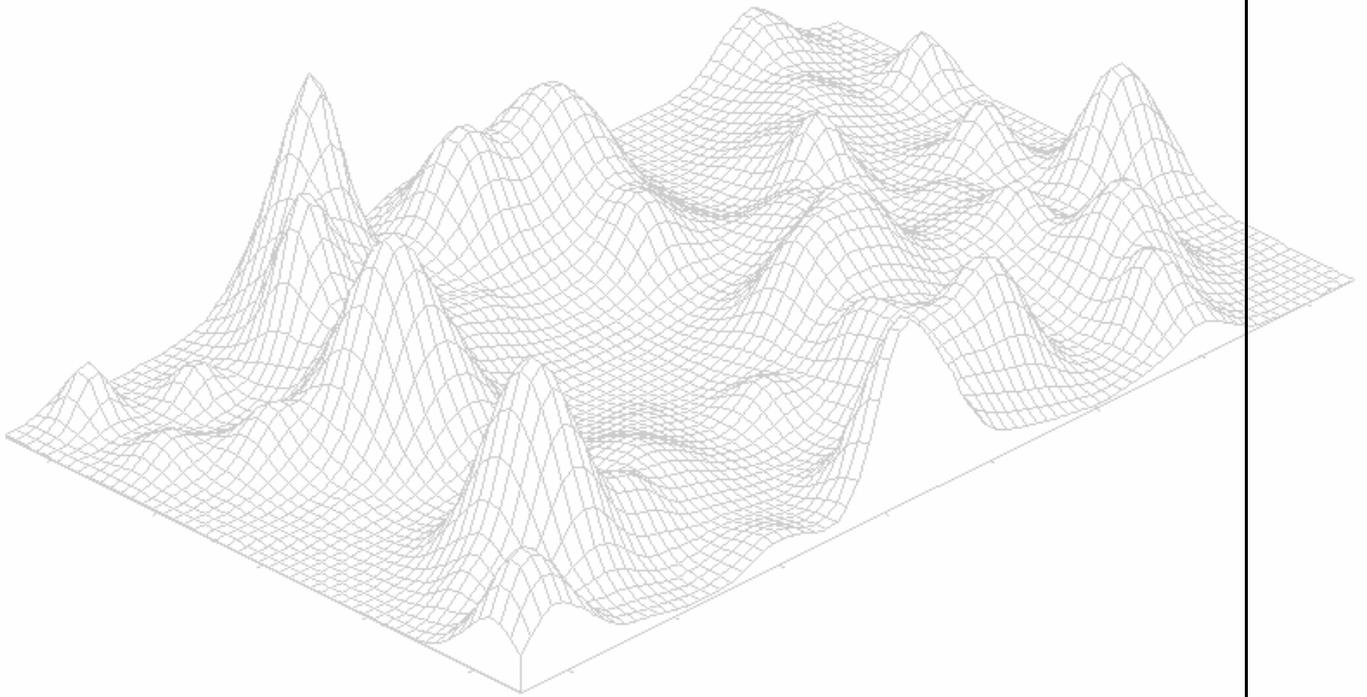


Figura 1. 7. Hietograma típico de una zona próxima a la costa

Capítulo 2

Estado del Arte



2.1. INTRODUCCIÓN

Durante las dos últimas décadas han surgido nuevos conceptos e ideas en el campo de la investigación de la precipitación. A ello han contribuido diversos factores, tales como (*Foufoula-Georgiou et al.* [1995]):

- Disponer de observaciones remotas mediante radares y satélites meteorológicos, las cuales dan una visión de conjunto del campo de lluvia. Dicho campo se muestra extremadamente irregular y jerarquizado.
- La necesidad de una mejora en la parametrización de los procesos hidrológicos.

En cuanto al primer punto, la disponibilidad de datos de alta resolución espacial y temporal sobre áreas extensas ha favorecido la investigación en terrenos como el estudio de la estructura espacio-temporal y variabilidad de la lluvia, estimación de la precipitación así como la predicción.

Respecto al segundo punto, la necesidad de mejoras de las componentes hidrológicas de los modelos climáticos ha llevado a continuar reforzando las líneas de investigación en modelación dinámica (numérica) de la lluvia, parametrización a escalas inferiores a la resolución espacial de tales modelos y al acoplamiento de las descripciones dinámicas y estadísticas de la lluvia.

Los modelos espacio-temporales de lluvia se pueden clasificar en dos grandes grupos:

1. Los modelos dinámicos (numéricos), basados en los principios de la mecánica

de fluidos, termodinámica, etc.

2. Modelos estocásticos que consideran la lluvia como un campo aleatorio.

Dentro de este grupo se pueden distinguir los siguientes tipos de modelos:

- Modelos jerarquizados (dominio temporal y espectral).
- Modelos fractales (basados en la teoría de invarianza de escala).
- Otros

Cabe señalar que los modelos jerarquizados dominaron la década de los ochenta, mientras que los modelos que hacen uso de los conceptos de la invarianza de escala han predominado en la década de los noventa.

2.2. MODELOS DINÁMICOS

Estos modelos están basados en las leyes físicas y tienen su campo de aplicación en las escalas temporales en las que la simulación de la atmósfera es determinista.

La modelación de la atmósfera se basa en:

- Las leyes físicas de la termohidrodinámica.
- Conocimientos empíricos de base no física.
- Utilización de la matemática discreta.
- Empleo de potentes ordenadores.

Los principales problemas con los que se enfrentan este tipo de modelos son:

- Incertidumbre en las condiciones iniciales.
- Multiplicidad de escalas espaciales y temporales.
- No linealidad del sistema.
- Conocimiento insuficiente de las leyes de la física (p.e. turbulencia, microfísica de nubes, termodinámica del no equilibrio...)
- Límite de cálculo impuesto por los ordenadores disponibles en el momento.

Según las escalas espaciales y temporales, se pueden distinguir distintos tipos de modelos:

▪ **Modelos climáticos:**

Las escalas temporales van desde las estacionales a las de cientos de años. Incorporan junto con la atmósfera otros subsistemas cuya interacción es importante en dichas escalas tales como: océanos, hielos, etc.

▪ **Modelos globales de Circulación General:**

Se utilizan para predicciones a plazo medio (1 ó 2 semanas). Sólo tienen la componente atmosférica con el subsistema suelo incluido. Además de las parametrizaciones de los procesos físicos, empiezan a cobrar más importancia la formulación precisa de las condiciones iniciales.

▪ **Modelos de Área Limitada:**

Se utilizan para predicciones a corto plazo (1 ó 2 días). Es esencial disponer de unas condiciones iniciales lo más precisas posibles, mientras que otras parametrizaciones muy costosas como la radiación pueden simplificarse

drásticamente, ya que afectan poco a las escalas temporales pequeñas.

- **Modelos de mesoscala:**

Se utilizan para predicciones a muy corto plazo (de horas a 1 día). Indican un cambio sustancial en las ecuaciones al relajar la hipótesis de hidrostaticidad (aceleración vertical del aire nula), que difícilmente puede mantenerse en escalas temporales de horas y espaciales del orden de 10 km.

Los modelos de mesoscala son los más adecuados para la modelación y simulación de la precipitación. Modelos de este tipo son, por ejemplo: el *Colorado State University-Regional Atmospheric Modeling System* (CSU-RAMS), el *National Center for Atmospheric Research-Mesoscale Model Version 5* (NCAR.NMS) o el *Advanced Regional Prediction System* (ARPS) desarrollado en el Centro de Análisis y predicción de tormentas de la Universidad de Oklahoma. Este último ha sido concebido tanto para la investigación atmosférica básica como para la predicción operativa con escalas que van desde las regionales a las microescalas.

Con el fin de reproducir adecuadamente la precipitación, su distribución en el tiempo y la localización en el espacio, es necesario una parametrización de la convección lo más detallada posible, así como una estimación precisa de la magnitud y distribución espacial del vapor de agua atmosférico (*Zhao et al.* [1997]).

A pesar de que por el momento estos modelos no suelen dar valores cuantitativos precisos de la lluvia, su uso para abordar otro tipo de problemas

en hidrometeorología los hace imprescindibles. Por ejemplo, los efectos sobre la lluvia de la orografía y el tipo de suelo, los efectos del vapor del agua disponible o el contenido de humedad del suelo (*Zhao et al.* [1997]).

2.3. MODELOS ESTOCÁSTICOS

2.3.1. Modelos jerarquizados basados en procesos de punteo.

El primer estudio analítico detallado del campo de precipitación se debe a *LeCam* [1961], basado en la observación de imágenes obtenidas mediante un radar meteorológico. Aunque *LeCam* no dio una construcción detallada del campo de lluvia, sin embargo, sentó las bases del procedimiento matemático seguido posteriormente para el análisis jerarquizado de la lluvia en el espacio y en el tiempo.

La mayor parte de estos modelos, denominados jerarquizados, basan la generación del campo aleatorio en procesos estocásticos de punteo (ver por ejemplo: *Cox e Isham* [1980]).

Puesto que los modelos de este tipo tratan de incorporar observaciones empíricas en una representación analítica del campo aleatorio de lluvia, vamos a presentar un resumen de las principales características observadas en los sistemas frontales asociados a borrascas, los cuales son la mayor fuente de precipitación en latitudes medias (*Gupta et al.* [1979]; *Waymire et al.* [1984]).

Las áreas de precipitación se han caracterizado de acuerdo a su extensión horizontal. A las áreas mayores de 10^4 km² se las denomina áreas sinópticas. A las

zonas extensas de precipitación debidas al paso de frentes se las denomina grandes áreas de mesoscala (en terminología inglesa: LMSA), las cuales tienen una extensión entre 10^3 y 10^4 km² y se desarrollan y desaparecen dentro de las áreas sinópticas.

Como ya se ha comentado en la descripción anterior, estos modelos emplean los conceptos de bandas de precipitación (producidas por frentes), regiones de alta intensidad de lluvia (SMA) y celdas de lluvia como elemento básico más simple.

Siguiendo las líneas propuestas por *LeCam* [1961], *Waymire et al.* [1984] formularon un modelo conceptual para la simulación de campos de lluvia, el cual incorpora muchas de las características observadas. En este modelo (conocido en la literatura como WGR), dirigido a la simulación continua de la precipitación, el mecanismo que produce la llegada de eventos juega un papel crítico. Cada realización del proceso en el dominio temporal está constituida por una colección de eventos de lluvia con su propia estructura interna, separados por periodos secos. Este modelo, para el cual se obtuvieron los momentos de primer y segundo orden, trata con el proceso intensidad de lluvia $\xi(t, \mathbf{z})$, el cual representa la intensidad de lluvia en un instante t en una localización espacial \mathbf{z} y sus unidades son (LT^{-1}). Sin embargo, en la práctica dicho proceso difícilmente puede ser medido, por lo que se hace necesario agregar la intensidad de lluvia a intervalos temporales T de interés. De esta forma se obtiene $h_T(t, \mathbf{z})$, que representa la lluvia acumulada en intervalos disjuntos T en el punto \mathbf{z} .

Islam et al. [1988] obtienen las expresiones de los momentos de primer y segundo orden del proceso acumulado. En este mismo trabajo, realizan un análisis de sensibilidad de los parámetros, junto con la estimación de los mismos. Concluyen que “dado el número de parámetros y su interdependencia no lineal muy compleja en los momentos de segundo orden, es deseable utilizar otra estrategia en la que se utilicen tanto consideraciones físicas como estadísticas a partir de los registros históricos”. Con esta conclusión apuntan a la mayor desventaja de este tipo de modelos: la estimación de los parámetros.

Otros modelos basados en procesos de punteo se han dirigido a intentar reproducir los rasgos más importantes de la distribución espacial de la lluvia total acumulada producida por distintos eventos (*Rodríguez-Iturbe et al.* [1986]), sin tener en cuenta la estructura temporal que gobierna la ocurrencia de lluvia durante la duración del evento. Este tipo de modelos proporcionan un medio para el análisis y síntesis de isoyetas totales sobre una región, la cual se supone homogénea desde el punto de vista de la lluvia.

Rodríguez-Iturbe et al. [1986] obtienen, como resultado de considerar parámetros representativos para el conjunto de tormentas, que la densidad de celdas convectivas es de una por cada 50 km^2 con una lluvia acumulada en el centro de la celda de 14 mm y un radio, donde la lluvia es el 1% respecto de la del centro, de 6 km. Otros autores (*Sorman* [1975]) obtuvieron valores para la densidad de celda de 0.01 celdas/km^2 , lluvia acumulada en el centro de la celda de 50 mm y celdas de radio aproximado de 5 km.

El modelo WGR, visto a través del conjunto del proceso es estacionario en el tiempo, mientras que los modelos para la simulación espacial de la lluvia total acumulada son estacionarios en el espacio. Sin embargo, si lo que se quiere es una descripción detallada de un evento en particular, el proceso de ocurrencia de episodios lluviosos en el tiempo no juega ningún papel y se necesita un enfoque que permita al modelo no ser estacionario en el tiempo.

La formulación de modelos que permitan el estudio de la lluvia producida por eventos individuales es importante por varias razones (*Sivalan and Wood, [1987]*):

- Las intensidades de lluvia son más altas.
- Una mayor variabilidad.
- Momentos de primer y segundo orden no estacionarios en el tiempo.
- Variabilidades causadas por un recubrimiento parcial del área en estudio.

Dentro de este tipo de modelos es donde se enmarca el modelo propuesto en esta tesis, el cual se basa en un modelo formulado por *Rodríguez-Iturbe et al. [1987]*. En ese trabajo, *Rodríguez-Iturbe y Eagleson* presentan dos modelos espacio-temporales que describen la precipitación sobre un área considerada homogénea. Estos modelos difieren a la hora de considerar o no considerar agrupamiento de celdas (*clustering*). En el artículo de *Jacobs et al. [1988]* se presenta una estrategia para la estimación de los parámetros del modelo de *Rodríguez-Iturbe y Eagleson* (el que no considera agrupamiento de celdas). Una estrategia similar a la de *Jacobs et al. [1988]* ha sido empleada para obtener los parámetros del modelo propuesto en esta tesis.

Sivipalan y Wood [1987] proponen un modelo cuasiestacionario caracterizado por el proceso intensidad de lluvia $\xi(t, \mathbf{z}) = \sigma(t)\eta(t, \mathbf{z}) + \mu(t)$, como una aproximación al campo espacio-temporal de lluvia no estacionario, donde $\mu(t)$ es $E[\xi(t, \mathbf{z})]$, $\sigma^2(t)$ es $\text{Var}[\xi(t, \mathbf{z})]$ y $\eta(t, \mathbf{z})$ es un campo estacionario residual de media cero y varianza uno.

El modelo se basa en una descripción conceptual de la lluvia y describe la jerarquía de escalas que van desde la celdas de lluvia hasta las grandes áreas de mesoscala. En cuanto a la estimación de parámetros, de nuevo parece que representa el mayor problema y sugieren emplear en el proceso de estimación tanto la lluvia registrada por los pluviómetros como imágenes de radar y satélite que ayuden a determinar ciertos parámetros.

Cowpertwait [1995] formula un modelo espacio-temporal más simple que el WGR, permitiendo una estimación de parámetros más sencilla. Es un modelo dirigido a la simulación continua de la lluvia y que pretende ser el equivalente multidimensional de los modelos de simulación de lluvia en un punto geográfico tipo Neyman-Scott o Bartlet-Lewis (p.e. *Entekhabi et al.* [1989] e *Islam et al.* [1990]). Por ello, el modelo simula series de precipitación agregadas a distintos intervalos (1h, 6h, 12h, 24h) de forma simultánea en distintos puntos geográficos. En este modelo, la ocurrencia de celdas en el tiempo se describe según un proceso tipo Neyman-Scott, donde las celdas se clasifican aleatoriamente de 1 a n tipos. Los parámetros de una celda de lluvia dependen del tipo de celda, con lo que su intensidad y duración están correlacionadas. La forma de celda empleada es menos realista que en el modelo WGR, pues son discos de radio aleatorio. La

intensidad de las celdas varía de forma aleatoria y se mantiene constante en el área del disco durante la vida de la celda, que se distribuye de forma exponencial. La velocidad de las celdas es nula. En este trabajo se muestra un ejemplo de aplicación con dos tipos de celdas (convectivas y estratiformes). El número de parámetros es de 12 más la media muestral a 1 hora para cada punto donde se pretende simular la lluvia.

2.3.2. Modelos espectrales

En este apartado vamos a comentar los modelos más representativos que hacen un mayor énfasis en la estructura espectral de los campos estocásticos de precipitación.

El origen de la caracterización espectral, especialmente, las dependencias de la forma del espectro de los campos multidimensionales de lluvia, se pueden encontrar en la teoría general de la turbulencia bidimensional (p.e. *Larsen et al.* [1982]; *Lesieur et al.* [1985]; *Brachet et al.* [1988]).

Crane [1990] señala que la frecuencia f está relacionada con el número de onda v por la velocidad de advección: $f = v \cdot v$. Este resultado es prácticamente idéntico a la hipótesis de *Taylor* [1938]; la cual afirma que la autocorrelación de un campo de flujo turbulento en un punto es la misma que la de dos puntos separados por la traslación del campo de velocidades. La hipótesis de *Taylor* fue extendida al campo espacio-temporal de precipitación en el trabajo experimental realizado por *Zawadzki* [1973]. *Waymire et al.* [1984] muestran que la

hipótesis de *Taylor* sólo se verifica bajo ciertas condiciones físicas restrictivas, como es que la velocidad de las celdas relativas al evento sea cero o sólo para tiempos menores que la vida media de la celda (ver figura 2.1).

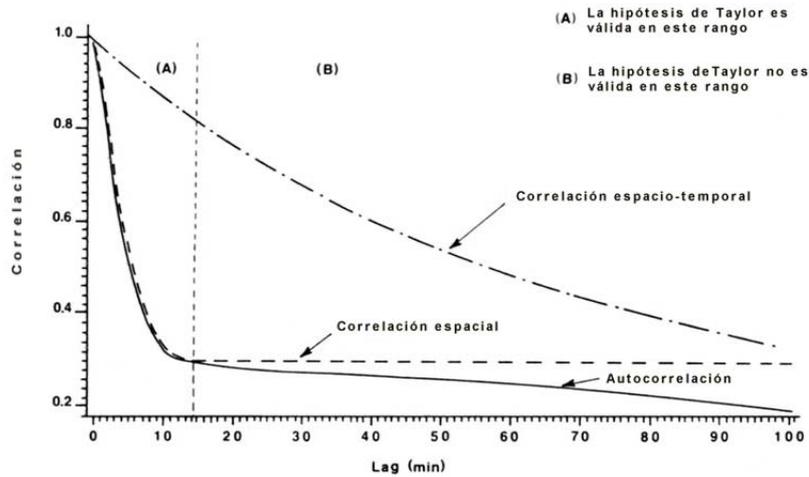


Figura 2.1 Función de correlación para la intensidad espacio-temporal de la lluvia (tomada de *Waymire et al.* [1984]).

Gupta y Waymire [1987] demuestran que el modelo WGR satisface la siguiente ecuación diferencial estocástica:

$$\frac{\partial \xi(t, \mathbf{z})}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \xi(t, \mathbf{z}) = -\alpha \xi(t, \mathbf{z}) + Z(t, \mathbf{z}) \quad (2.1)$$

donde $\xi(t, \mathbf{z})$ es el campo de lluvia al nivel del suelo, \mathbf{v} es un vector de desplazamiento estacionario y uniforme, α es un parámetro no negativo (en el caso de suponer un decaimiento temporal exponencial, α^{-1} representa la vida media de la celda) y $Z(t, \mathbf{z})$ es un campo aleatorio en el espacio y en el tiempo. Físicamente, la ecuación 2.1 se puede interpretar como una ecuación de balance de masa donde $-\alpha \xi$ es un término disipativo y $Z(t, \mathbf{z})$ es un término generativo.

La forma analítica del espectro, en función de la frecuencia y el número de onda, para el modelo WGR fue obtenida por *Valdés et al.* [1990]. Este espectro depende de 9 parámetros (en la versión reducida del modelo) y tiene una dependencia de la forma: f^2 , f^4 , v^{-2} y v^{-4} . Esta dependencia es consecuencia tanto de la descripción exponencial para el decaimiento temporal de la intensidad de celda como del uso de una función gaussiana para el decaimiento espacial de dicha intensidad.

- Modelo de precipitación difusivo de ruido forzado

Este modelo se basa en la ecuación de difusión y representa los campos de lluvia $\xi(t, \mathbf{z})$ generados por un proceso estocástico gobernado por la ecuación:

$$\tau_0 \frac{\partial \xi}{\partial t} - \lambda_0^2 \nabla^2 \xi = -\xi + F(t, \mathbf{z}) \quad (2.2)$$

donde τ_0 da cuenta de la escala temporal y λ_0 de la escala espacial, ambas características del campo de lluvia. $F(t, \mathbf{z})$ es una función de ruido forzado, la cual puede ser, por ejemplo, ruido blanco en el espacio y en el tiempo. La dependencia del espectro con la frecuencia y el número de onda es de la forma f^2 y v^{-4} . Este modelo tiene la ventaja de poseer un pequeño conjunto de parámetros, sin embargo, no puede explicar una de las características físicas de la precipitación como es la advección. Los parámetros del modelo se estiman comparando el espectro teórico con el observado. Este modelo ha sido empleado para la descripción de la lluvia en el contexto de estimación de errores de muestreo (*North et al.* [1989]).

▪ Modelo de precipitación advectivo-difusivo de ruido forzado

La principal diferencia con el modelo anterior es que este modelo posee un término advectivo que tiene en cuenta el efecto del vector velocidad de corriente. Este modelo, al igual que el anterior, está basado en una ecuación diferencial de tipo parabólico:

$$\tau_o \frac{\partial \xi}{\partial t} - \lambda_1^2 \nabla^2 \xi + \lambda_o \frac{\mathbf{v}}{v} \nabla \xi = -\xi + F(\mathbf{t}, \mathbf{z}) \quad (2.3)$$

donde \mathbf{v} es el vector velocidad de corriente, el cual se supone constante. El espectro de este modelo tiene una dependencia de la forma: f^2 , v^{-2} y v^{-4} . Al igual que el anterior, posee un pequeño conjunto de parámetros fáciles de estimar. Ha sido aplicado por *Valdés et al.* [1994].

Yoo et al. [1996] desarrollaron un modelo basado en procesos autoregresivos en el espacio y en el tiempo, considerando tanto el término advectivo como el difusivo. Este modelo simula campos de lluvia generados por un proceso estocástico de la forma:

$$a \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} + b \frac{\partial \xi}{\partial t} - c \nabla^2 \xi + d \mathbf{v} \nabla \xi = -\xi + F(\mathbf{t}, \mathbf{z}) \quad (2.4)$$

que físicamente se interpreta como un campo bidimensional con vibración forzada. a , b , c , d y \mathbf{v} son constantes para un campo de lluvia dado. La forma del espectro es similar al del modelo WGR con una dependencia f^2 , f^4 , v^{-2} y v^{-4} .

Además de los parámetros a , b , c y d es necesario estimar \mathbf{v} y F . En la

aplicación que presentan *Yoo et al.* [1996] suponen $v = 10$ km/h y F un ruido blanco. En este estudio plantean problemas de capacidad computacional para obtener directamente los parámetros, con lo que recurren a trabajos anteriores (*North et al.* [1989]; *Bell* [1987] y *Nakamoto et al.* [1990]) para obtener los valores del parámetro característico de la escala temporal (12 h) y el de la escala espacial (40 km). Este modelo lo aplican para estimar los errores de muestreo que se producen a la hora de medir la precipitación tanto a partir de imágenes de satélite como a partir de pluviómetros.

Encuentran que el modelo WGR, a pesar de tener un espectro más complejo, da lugar a mayor error de muestreo que los otros modelos. *Yoo et al.* [1996] achacan este comportamiento a que los parámetros empleados en el modelo WGR quizá no sean los más adecuados y, por ello, sólo comparando estos errores de muestreo no se puede concluir que el modelo WGR no sea el mejor.

2.3.3. Modelos basados en la Invarianza de Escala

Como ya hemos comentado, la investigación en el campo de los modelos estocásticos de precipitación se centró durante los años 80 en modelos basados en procesos de punteo. En la década de los 90, los modelos basados en el concepto de invarianza de escala han dominado el panorama.

La mayor dificultad que presentan los modelos conceptuales basados en procesos de punteo es la estimación de los parámetros. Por el contrario, los modelos basados en la invarianza de escala suelen tener una representación

parsimoniosa sobre un amplio rango de escalas y el proceso de estimación es más sencillo.

La invarianza de escala implica que propiedades estadísticas de pequeña y gran escala están interrelacionadas por un operador de cambio de escala que involucra únicamente el cociente de esas escalas (esto significa la ausencia de escalas características). Por ejemplo, en el caso de teledetección, la invarianza de escala significa que los parámetros de interés son independientes del tamaño del píxel, en el sentido de que el conocimiento de estos parámetros sobre un pequeño conjunto de píxeles es equivalente al conocimiento de los mismos sobre un gran conjunto de ellos.

Los primeros trabajos que sugirieron la presencia de la autosimilaridad en la intensidad de la lluvia fueron *Lovejoy* [1982] y *Lovejoy y Mandelbrot* [1985]. Más tarde, *Kenden y Chiu* [1987] afirman que debido a que la lluvia es un proceso positivo intermitente con un ‘átomo cuando el intervalo de agregación tiende a cero’, no puede ser autosimilar o presentar un *scaling* simple. *Lovejoy y Schertzer* [1989] argumentan que aunque la intensidad de lluvia sufre esta limitación, las fluctuaciones de la lluvia no y, por tanto, pueden ser modeladas como un proceso autosimilar.

Desde la introducción del concepto de invarianza de escala, los modelos han evolucionado desde la geometría fractal de áreas lluviosas a campos monofractales, multifractales a modelos de invarianza de escala generalizados y a modelos multifractales universales.

Lovejoy y Schertzer [1990] indican que debido a las interacciones no lineales que tienen lugar en un amplio rango de escalas, ciertos detalles de la dinámica de la precipitación resultan poco importantes y los campos resultantes caen dentro de una clase universal de multifractales caracterizados por tres parámetros. *Tessier et al.* [1993] y *Schertzer y Lovejoy* [1997] indican evidencias a favor de la descripción de la lluvia y otros campos geofísicos mediante multifractales universales. No obstante, *Gupta y Waymire* [1997] consideran los multifractales universales como meros objetos matemáticos y cuestionan su universalidad a la hora de ser aplicados a procesos en cascada.

En los trabajos de *Lovejoy y Schertzer* [1990] y *Gupta y Waymire* [1990] se señala que los modelos basados en considerar una invarianza de escala simple son demasiado sencillos para proporcionar una descripción adecuada de las intensidades de lluvia o sus fluctuaciones. *Kumar y Foufoula-Georgiou* [1993a,b] introducen una nueva técnica basada en *wavelets*, para segregar la lluvia en dos componentes: uno que representa la gran escala (el comportamiento medio del proceso) y otro las fluctuaciones de pequeña escala que son las que exhiben autosimilaridad. Estos autores indican que los modelos simples pueden aportar una buena descripción de las fluctuaciones de la lluvia si el proceso se descompone de forma ‘inteligente’ en sus dos componentes anteriormente mencionadas. Además de esta forma se puede tener en cuenta la naturaleza anisótropa de la lluvia. En este trabajo, desagregan la fluctuaciones en tres componentes (una vertical, otra horizontal y una tercera diagonal) que pueden ser descritas por un modelo de invarianza de escala simple, lo que no significa que el

proceso en su conjunto se pueda tratar como simple. Por eso, proponen denominar a este proceso *multicomponent scaling*.

Los modelos de lluvia más recientes basados en la invarianza de escala, emplean las cascadas multiplicativas, las cuales tienen su origen en la teoría estadística de la turbulencia. Los modelos que utilizan cascadas multiplicativas son puramente fenomenológicos aunque ha habido algún intento de justificarlos basándose en una remota analogía con los procesos energéticos en cascada que se producen en la turbulencia totalmente desarrollada.

Según indican recientemente *Menabde et al.* [1999], el uso de modelos de lluvia basados en la invarianza de escala se justifican por las siguientes razones:

- La capacidad para proporcionar una descripción estadística robusta de la lluvia, incorporando sus propiedades de escala con pocos parámetros.
- La capacidad de simular campos de lluvia sintéticos, los cuales reproducen las propiedades estadísticas observadas a partir de los parámetros estimados.

Menabde et al. [1999] distinguen dos tipos de modelos de multiescala: multifractales y multiafines. Los autores proponen un modelo basado en la teoría de escala de campos aleatorios multiafines y en el modelo de cascada lognormal acotada. Emplean la teoría multiafin porque la aproximación fractal implica una transformación previa del campo (*Menabde et al.* [1997]). Estiman los dos parámetros del modelo a partir de 30 imágenes de radar 5 minutas. Los parámetros que obtienen son un promedio del conjunto de imágenes. Las

intensidades de la lluvia no superan los 20 mm/h.

Deidda et al. [1999] proponen un modelo multifractal que consta de dos parámetros. En este trabajo indican cómo simular campos de lluvia sintéticos que satisfagan tanto *scaling anómalo*, es decir, que el exponente de escala no sea una función lineal de los momentos, como la *autosimilaridad extendida*. Presentan una aplicación para la estimación de parámetros y generación de lluvia unidimensional y bidimensional.

Tanto el modelo de *Deidda et al.* [1999] como el de *Menabde et al.* [1999] están especialmente indicados para ser aplicados en el marco de *downscaling*, en el que se acoplan las salidas de los modelos numéricos con los modelos hidrológicos distribuidos. Un punto importante y que *Deidda et al.* [1999] señalan es que no existe por el momento, en el contexto de la invarianza de escala, una descripción conjunta de las propiedades espaciales y temporales, lo cual imposibilita una aplicación de su modelo de forma directa en el *downscaling* espacio-temporal de la precipitación.

Menabd et at. [1999] apuntan otros problemas abiertos: ¿Cuál es la física que subyace bajo el comportamiento multifractal y la intermitencia que presenta la lluvia? ¿Cómo están los parámetros estadísticos conectados con las condiciones meteorológicas?

2.3.4. *Otros Modelos*

En la pasada década se han desarrollado algunos trabajos que tratan de incorporar información meteorológica en los modelos estocásticos, en un intento de conectar la variabilidad de la precipitación con la variabilidad de otras magnitudes meteorológicas observables, con condiciones climáticas o con tipos de tiempo (ver por ejemplo *Hay et al.* [1991], *Katz et al.* [1993] o *Hughes et al.* [1994]). Dentro de los modelos de este grupo cabe destacar el modelo de *Bardossy y Plate* [1992], que es un modelo estocástico multidimensional para la simulación espacio-temporal de lluvia diaria. Las cantidades diarias de lluvia las modelan con un proceso AR(1) multivariado donde los parámetros dependen de la situación atmosférica. Este modelo tiene la capacidad de ser aplicado para la simulación de lluvia diaria bajo escenarios de cambio climático.

Mellor [1996], a partir del *Turning Band Method* (TBM) (*Matheron* [1973]), desarrolló un modelo espacio-temporal para la simulación y predicción de lluvia de carácter frontal. La estimación de parámetros la efectúa mediante el análisis de imágenes de radar. Las modificaciones sobre el método original, según el autor, conducen a una teoría algo enrevesada y que involucra resolución numérica de ciertas integrales para evaluar la estructura de la covarianza.

Lebel et al. [1998] desarrollaron un modelo de desagregación de eventos lluviosos producidos por complejos convectivos de mesoscala en el Sahel. Tratan con escalas temporales 5 minutas y espaciales entre 1 y 10 km. La desagregación espacial y temporal se realiza por separado. A partir de un valor medio de la lluvia en la zona de trabajo, la desagregan espacialmente

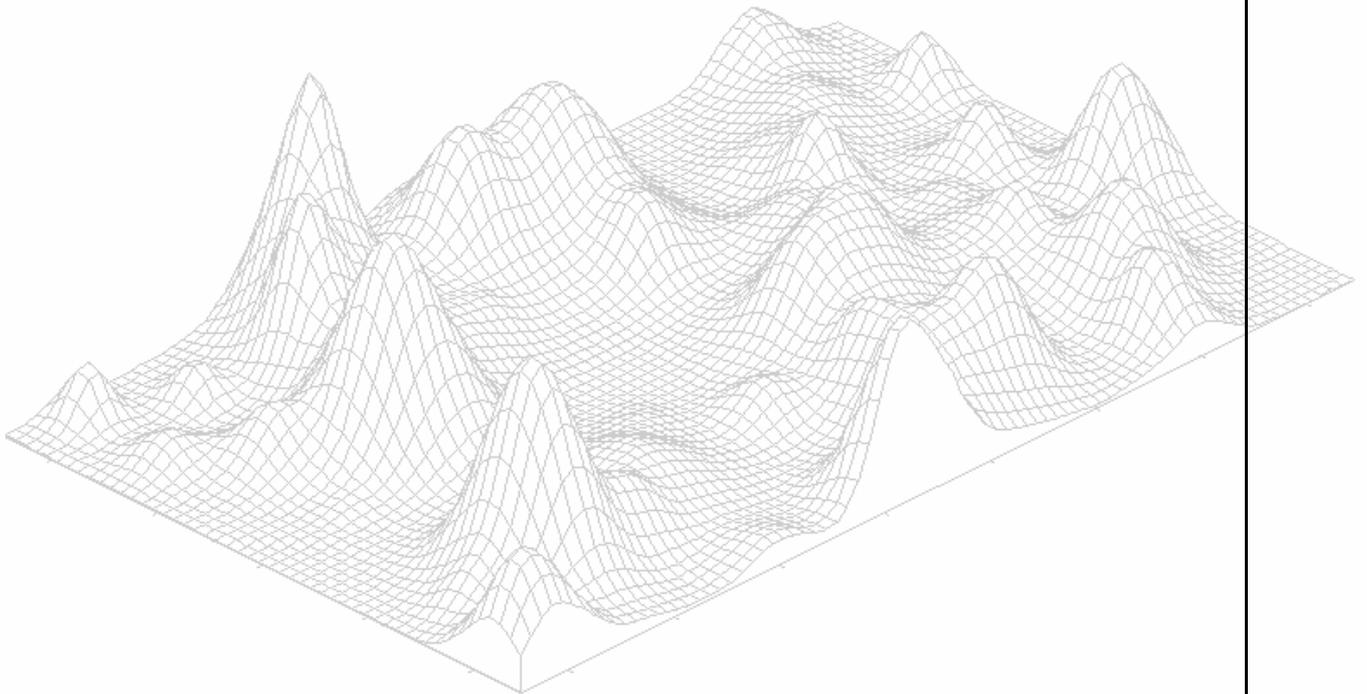
aplicando el *Turning Band Method*. La desagregación temporal se realiza imponiendo un hietograma típico. Consideran también el avance del sistema por el domino de desagregación. Según señalan los autores, la principal intención del estudio es acoplar el modelo con las salidas de un modelo de circulación general, aunque es algo aún no resuelto.

Pegram et al. [2001] proponen un modelo (con cuatro parámetros) orientado a simular episodios lluviosos individuales a partir de imágenes de radar. Suponen que los campos de lluvia son campos estacionarios y utilizan herramientas matemáticas acordes a esta suposición. Argumentan que aunque los campos de lluvia no son estacionarios localmente, sí lo son sobre áreas típicas medidas por el radar. A diferencia de otros modelos, como los anteriormente mencionados basados en invarianza de escala, además de generar imágenes parecidas a las observadas, estas imágenes o campos de lluvia se relacionan temporalmente.

Sin embargo hay varias cuestiones que no aparecen claras: Las mayores intensidades que manejan en la aplicación del modelo son de 55 mm/h, sería interesante ver su aplicación sobre campos de lluvia como los que se producen en la Comunidad Valenciana donde se pueden superar los 200 mm/h. El hecho de asumir estacionariedad, argumentando que sólo es importante a escalas locales es algo cuestionable, pues con celdas convectivas muy activas, dar un evolución temporal adecuada resulta decisivo. En el trabajo publicado no se presenta ningún corte temporal a lo largo de la duración del episodio (42 horas) ni ninguna comparación con la lluvia registrada por alguno de los pluviómetros instalados en la zona.

Capítulo 3

Formulación del Modelo



3.1. INTRODUCCIÓN

Con el fin de poder disponer de campos de precipitación con características estadísticas similares a las observadas y que sirvan como entradas en los modelos hidrológicos distribuidos, se hace necesario disponer de un modelo matemático espacio-temporal que permita reproducir de forma lo más realista posible dichos campos. La elección del modelo se ha visto condicionada al tipo de precipitación que se pretende modelar. Es por ello que se ha tenido muy en cuenta las características de la precipitación observadas en la Comunidad Valenciana. La primera consecuencia de este análisis nos lleva a simular la estructura interna de los episodios más importantes, donde la magnitud y naturaleza propia de los mismos está claramente diferenciada del proceso de modelación continua. Por tanto, en esta etapa la estructura externa u ocurrencia de eventos en el tiempo no se tendrá en cuenta. Por otro lado, el elemento estructural que mejor representa el tipo de precipitación convectiva es lo que se denomina celda de lluvia, por lo cual, se ha considerado prioritario para la selección del modelo aquellos enfoques que permitan incluir estas celdas explícitamente en su construcción.

En trabajos previos realizados en la región valenciana (*Albero* [1989]), todo parece indicar que la evolución de los núcleos de máxima intensidad es básicamente estática, especialmente en los grandes temporales, donde la configuración orográfica actúa como anclaje de los sistemas nubosos. Esta es una de las razones por las que no se ha considerado en el modelo propuesto movimiento de las celdas, junto con la complicación matemática adicional que haría imposible dar expresiones explícitas para alguno de los momentos de

segundo orden. No obstante, es posible de una manera relativamente sencilla, asignar movimiento a las celdas vía simulación. Lo mismo ocurre con el hecho de considerar homogeneidad espacial. Es un asunto no resuelto de forma teórica por la mayoría de los modelos estocásticos de lluvia, pero relativamente fácil de solucionar vía simulación.

El motivo de inclinarnos por un modelo espacio-temporal jerarquizado, basado en procesos de punteo, ha sido debido a la capacidad que tiene este tipo de enfoque de simular, de forma no estacionaria, la evolución temporal tanto de las celdas como del propio episodio. Esto es algo que aún no aparece claro en los enfoques fractales, donde se simulan de forma satisfactoria campos espaciales similares a los observados mediante radar, pero no su ligazón en el tiempo.

Por ello, y pensando en una aplicación práctica inmediata, se ha partido de uno de los modelos más elaborados, basado en procesos de punteo y orientado a evento, existente como es el formulado por *Rodríguez-Iturbe et al.* [1987] (de aquí en adelante, modelo RE). De los dos modelos propuestos por *Rodríguez-Iturbe et al.* [1987], hemos optado por el que no considera explícitamente agrupamiento de celdas en el espacio (*clustering*), básicamente porque el propio proceso de Poisson que describe la distribución de celdas en el espacio, genera por sí mismo agrupamientos. Además, la complejidad que introduce el partir del modelo con *clustering* espacial impide en gran medida profundizar en otros aspectos que consideramos más importantes, como son la evolución temporal de la celda y la distribución de celdas en el tiempo. Debido a esto, se han introducido nuevas consideraciones teóricas en las hipótesis del modelo con el fin de aproximarse lo

máximo posible a las características de la precipitación observadas en la Comunidad Valenciana. A continuación se presentan los detalles conceptuales, hipótesis teóricas asumidas y formulación analítica del modelo.

3.2. HIPÓTESIS TEÓRICAS

Las principales hipótesis sobre las que se asienta el modelo se presentan a continuación:

1. Homogeneidad espacial y por tanto modelo estacionario en el espacio desde el punto de vista de la lluvia.
2. Estructura isotrópica de la correlación espacial.
3. Las celdas se sitúan en el espacio siguiendo una distribución de Poisson.
4. Los tiempos de nacimiento de celdas se distribuyen según una distribución Erlang.
5. El decaimiento temporal de las celdas se describe mediante una función exponencial o tipo gamma.
6. La intensidad de cada celda se atenúa con la distancia al centro de celda de forma exponencial cuadrática.
7. El máximo de intensidad alcanzado por la celda se distribuye exponencialmente.

En cuanto a las dos primeras hipótesis, homogeneidad e isotropía, según comenta *Jacobs et. al.* [1988], pueden verificarse cuando se considera un conjunto de eventos en una cierta zona, es más difícil que esto ocurra en eventos aislados. Para extensiones mayores de 200 km² no suelen cumplirse estrictamente estas dos hipótesis, aunque esto depende en gran medida de las condiciones

orográficas, cercanía al mar y mayor frecuencia de los vientos en una determinada dirección entre otras razones. Por ello habría que incorporar una estructura de correlación anisótropa. Sin embargo, el desarrollo analítico, ya complejo con la asunción de isotropía, haría que la derivación de las expresiones teóricas fuera extremadamente complicado y quizás de poca utilidad práctica debido a otro tipo de incertidumbre que aparece a la hora de la aplicación del modelo. Se puede, no obstante, introducir una cierta anisotropía en la generación sintética de lluvia pero, teniendo en cuenta que es únicamente dentro del contexto de la simulación y sin una correspondencia teórica. Este es un problema abierto dentro del contexto de la simulación de lluvia espacio-temporal y el cuál los modelos estocásticos de lluvia no suelen incorporar explícitamente.

3.3. DESARROLLO ANALÍTICO

Como ya se ha comentado, el principal objetivo de esta investigación es la caracterización de eventos individuales según un proceso estocástico espacio-temporal tridimensional.

La variable principal del proceso es la intensidad de la lluvia $\xi(t, \mathbf{z})$ en un punto de coordenadas \mathbf{z} y en un instante t desde el comienzo del evento. Sin embargo, lo que realmente se observa es $h(T, \mathbf{z})$, que representa la lluvia acumulada en un intervalo de longitud T en un punto de coordenadas \mathbf{z} . $h(T, \mathbf{z})$ se puede definir como:

$$E[h(T, \mathbf{z})] = \int_0^T E[\xi(t, \mathbf{z})] dt \quad (3.1)$$

La unidad fundamental, al igual que en el modelo RE, es la celda de lluvia convectiva, la cual está caracterizada por un conjunto de propiedades aleatorias y deterministas. La localización de la celda, el instante de nacimiento y la tasa de decaimiento espacial de la intensidad son variables aleatorias, mientras que la tasa de decaimiento temporal de la intensidad de la precipitación se supone determinista.

El modelo asume que la intensidad de la lluvia en un punto arbitrario \mathbf{z} y en un tiempo t (minutos) desde el comienzo de evento debido a una celda nacida en un punto \mathbf{u} en un instante $\tau < t$ viene dada por:

$$g(t - \tau, \|\mathbf{u} - \mathbf{z}\|) = g_1(t - \tau) \cdot g_2(\|\mathbf{u} - \mathbf{z}\|) \quad (3.2)$$

donde
$$g_2(t - \tau, \|\mathbf{u} - \mathbf{z}\|) = \exp\left(-\frac{\|\mathbf{u} - \mathbf{z}\|^2}{2D^2}\right) \quad (3.3)$$

siendo $(2D^2)^{1/2}$ el radio, desde el centro de la celda, dentro del cual la intensidad es mayor que e^{-1} y $2\pi D^2$ se puede ver como una medida cualitativa de la extensión espacial de la celda.

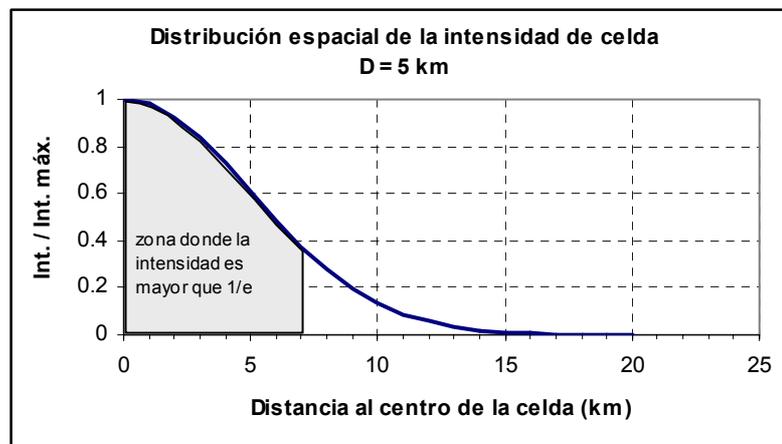


Figura 3. 1. Distribución espacial de la intensidad de celda.

La expresión (3.2) es la misma que la presentada por *Rodriguez-Iturbe et al.* [1987]. Se considera, por tanto, que la evolución espacio-temporal de la celda tiene una estructura separable.

Para la descripción de la evolución temporal de la celda ($g_1(t-\tau)$), distinguimos dos casos:

a) Decaimiento exponencial: $g_1(t-\tau) = i_0 e^{-\alpha(t-\tau)}$ (3.4)

b) Decaimiento tipo gamma: $g_1(t-\tau) = i_0' t e^{-\phi(t-\tau)}$ (3.5)

La Figura 3.2 muestra la forma de estas dos funciones.

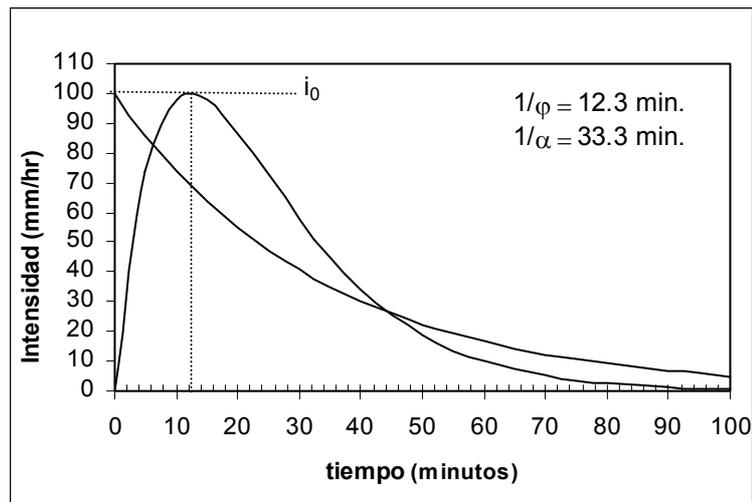


Figura 3. 2. Evolución temporal de la intensidad de celda.

A continuación imponemos dos condiciones a las expresiones (3.4) y (3.5)

- 1) El área bajo las curvas ha de ser la misma.
- 2) La intensidad en el máximo ($t=\phi^{-1}$) de la función tipo gamma ha de ser igual a la intensidad de la función exponencial en $t=0$.

De esta forma, el volumen de agua (3.6) producido por ambos tipos de celda es

el mismo, así como la puntas de intensidad alcanzadas por la celdas individuales.

$$\text{Vol} = 2\pi\varphi i_0 \cdot \int_{r=0}^{\infty} \int_{t=0}^{\infty} e^{-\frac{r^2}{2D^2}} \cdot t \cdot e^{-\varphi t} \cdot r \cdot dr \cdot dt = \frac{\pi i_0 e D^2}{\varphi} \cdot 10^{-3} \quad \text{Hm}^3 \quad (3.6)$$

estando expresado D en km, φ en min^{-1} e i_0 en mm/min.

De estas dos consideraciones, se obtienen las siguientes relaciones:

$$i_0' = i_0 \varphi e \quad (3.7) \qquad \varphi = \alpha e \quad (3.8)$$

Tanto α como φ tienen unidades de T^{-1} y dan una idea cualitativa del tiempo de vida de cada celda.

Por otra parte, se supone que i_0 es una variable aleatoria independiente exponencialmente distribuida con media $E[i_0]$ en un evento dado.

Al igual que en el modelo RE, la distribución espacial de las celdas se supone gobernada por un proceso de Poisson homogéneo bidimensional de parámetro $\lambda(L^{-2})$, el cual representa el número medio de celdas por unidad de área.

Por otro lado, se supone que el instante del nacimiento de cada celda relativo al inicio del evento sigue una distribución Erlang con parámetros n y β . La distribución Erlang se reduce a una distribución exponencial cuando $n=0$. En trabajos previos, como en el caso del modelo RE, se ha empleado una distribución exponencial para describir los instantes de nacimiento de las celdas, básicamente por conveniencia matemática. En la figura 3.3 se muestra un ejemplo de ajuste de la media normalizada, en un caso con la distribución exponencial y en otro con la distribución Erlang para $n=4$. Se puede apreciar la sustancial mejora en el ajuste.

En el capítulo 5, dedicado a la estimación de parámetros, se mostrará cómo en la mayoría de los casos el mejor ajuste se obtiene para valores del parámetro n mayores que cero.

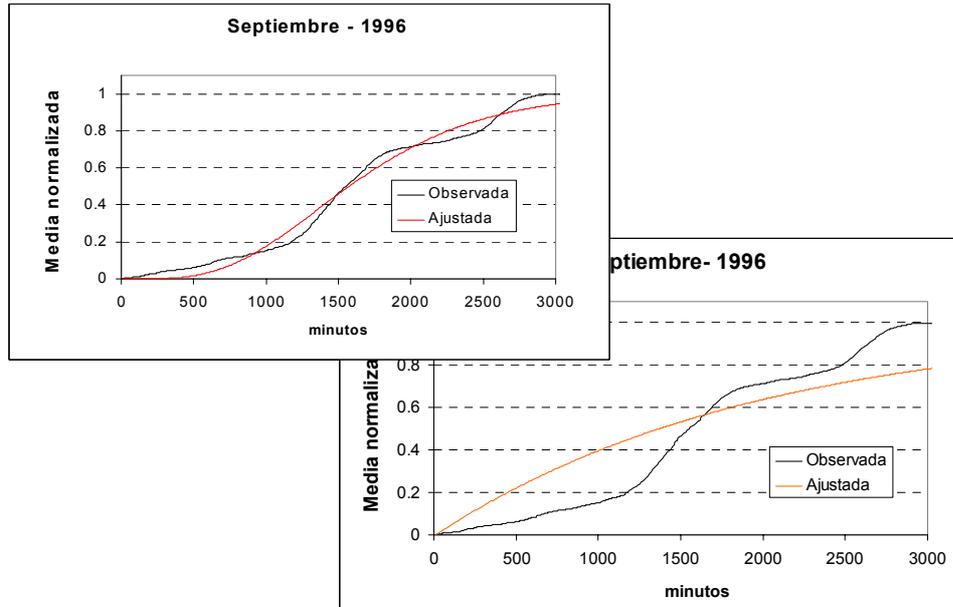


Figura 3.3. Ejemplo de ajuste de la media normalizada para valores de $n=4$ (gráfico superior) y $n=0$ -modelo RE- (gráfico inferior).

La intensidad de la lluvia $\xi(t, \mathbf{z})$ resultante de la contribución de todas la celdas del evento se puede expresar como:

$$\xi(t, \mathbf{z}) = \int_{R_2} \int_0^t g(t - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}\|) X(d\tau, d\mathbf{u}) \quad (3.9)$$

donde $X(d\tau, d\mathbf{u})$ representa el número de celdas nacidas en el intervalo $d\tau$ entorno a τ en una región $d\mathbf{u}$ entorno a \mathbf{u} . La integral en el espacio cubre todo el plano R^2 en el cual tiene lugar el proceso de Poisson y bajo la suposición de que el área cubierta por el evento lluvioso es mucho mayor que el área cubierta por una celda. La integral en el tiempo va desde el inicio del evento hasta un tiempo t en el cual se evalúa la intensidad $\xi(t, \mathbf{z})$.

El valor medio de $\xi(t, \mathbf{z})$ viene dado por:

$$E[\xi(t, \mathbf{z})] = \int_{R_2} \int_0^t E[g(t - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}\|)] \cdot E[X(d\tau, d\mathbf{u})] \quad (3.10)$$

donde se ha supuesto que la ocurrencia de celdas en el espacio y en el tiempo es independiente del proceso de decaimiento espacio-temporal de la celda.

El cálculo de $E[X(d\tau, d\mathbf{u})]$ se basa en el cálculo de la densidad producto de primer orden (*Waymire et al.* [1984]):

$$E[X(d\tau, d\mathbf{u})] = p_x^{(1)}(\tau, \mathbf{u}) d\tau d\mathbf{u} \quad (3.11)$$

Suponiendo que el proceso de ocurrencia de celdas en el espacio es separable del proceso de ocurrencia de celdas en el tiempo, se puede expresar (3.11) como:

$$E[X(d\tau, d\mathbf{u})] = p_1^{(1)}(\tau) p_2^{(1)}(\mathbf{u}) d\tau d\mathbf{u} \quad (3.12)$$

Particularizando para las distribuciones que hemos supuesto describen los procesos, es decir, distribución espacial de celdas según un proceso de Poisson y nacimiento de celdas según la distribución Erlang, tenemos:

$$E[\xi(t, \mathbf{z})] = \int_{R_2} \int_0^t E[g(t - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}\|)] \frac{\lambda \beta^{n+1} \tau^n e^{-\beta t}}{n!} d\tau d\mathbf{u} \quad \beta > 0 \quad \tau > 0 \cdot (3.13)$$

A continuación se muestran los cálculos teóricos para la obtención de las expresiones de los momentos tanto para el proceso de intensidad de lluvia como para el proceso de lluvia acumulada. En primer lugar se calculan los momentos de primer y segundo orden para el caso de celda exponencial y después para el caso de celda tipo gamma.

3.3.1. Modelo con celda de tipo exponencial

a) Valor medio de la intensidad de lluvia

Se obtiene sustituyendo en (3.13) las expresiones (3.3) y (3.4). El cálculo de la integral en el espacio se resuelve de manera sencilla utilizando coordenadas polares.

$$\begin{aligned}
 E[\xi(t, \mathbf{z})] &= \int_{R^2} \int_0^t \cdot E[i_0] e^{-\alpha(t-\tau)} \cdot E\left[e^{-\frac{r^2}{2D^2}}\right] \frac{\lambda \beta^{n+1} \tau^n e^{-\beta\tau}}{n!} d\tau r dr d\theta = \\
 &= A_1 \int_0^t \tau^n e^{-\alpha(t-\tau)} e^{-\beta\tau} d\tau = A_1 e^{-\alpha t} \int_0^t \tau^n e^{(\alpha-\beta)\tau} d\tau = \\
 &= \frac{A_1}{a} \left[\left(t^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} t^{n-j} \right) e^{-\beta t} - \frac{(-1)^n \cdot n!}{a^n} e^{-\alpha t} \right]
 \end{aligned}$$

donde $A_1 = \frac{2\pi E[D^2] E[i_0] \lambda \beta^{n+1}}{n!}$ y $a = \alpha - \beta$

$$E[\xi(t, \mathbf{z})] = \frac{2\pi E[D^2] E[i_0] \lambda \beta^{n+1}}{n! a} \left[\left(t^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} t^{n-j} \right) e^{-\beta t} - \frac{(-1)^n \cdot n!}{a^n} e^{-\alpha t} \right] \quad (3.14)$$

b) Covarianza de la intensidad de lluvia

La función de covarianza del campo intensidad de lluvia en el espacio y en el tiempo es:

$$Cov[\xi(t_1, \mathbf{z}_1), \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] = E[\xi(t_1, \mathbf{z}_1) \cdot \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] - E[\xi(t_1, \mathbf{z}_1)] E[\xi(t_2, \mathbf{z}_2)] \quad (3.15)$$

$$\begin{aligned}
 &E[\xi(t_1, \mathbf{z}_1) \cdot \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] = \\
 &= E\left[\int_{R_2} \int_0^{t_1} g(t_1 - \tau_1; \|\mathbf{u}_1 - \mathbf{z}_1\|) X(d\tau_1, d\mathbf{u}_1) \cdot \int_{R_2} \int_0^{t_2} g(t_2 - \tau_2; \|\mathbf{u}_2 - \mathbf{z}_2\|) X(d\tau_2, d\mathbf{u}_2) \right] \quad (3.16)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & E[\xi(t_1, \mathbf{z}_1) \cdot \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] = \\
 & = \int_{R_2} \int_0^{t_1} E[g(t_1 - \tau; \|\mathbf{u}_1 - \mathbf{z}_1\|) \cdot g(t_2 - \tau; \|\mathbf{u}_2 - \mathbf{z}_2\|) \cdot X(d\tau, d\mathbf{u}_1) \cdot X(d\tau, d\mathbf{u}_2)] \cdot \\
 & \hspace{20em} (3.17)
 \end{aligned}$$

Se supone $t_1 > t_2$ se tiene en cuenta que $g(t_2 - \tau; \|\mathbf{u}_2 - \mathbf{z}_2\|)$ se hace cero para $\tau > t_2$.

$$\begin{aligned}
 & E[\xi(t_1, \mathbf{z}_1) \cdot \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] = \\
 & = \int_{R_2} \int_0^{t_1} E[g(t_1 - \tau; \|\mathbf{u}_1 - \mathbf{z}_1\|) \cdot g(t_2 - \tau; \|\mathbf{u}_2 - \mathbf{z}_2\|)] \cdot E[X(d\tau, d\mathbf{u}_1) \cdot X(d\tau, d\mathbf{u}_2)] + \\
 & \int_{R_2} \int_0^{t_1} E[g(t_1 - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}_1\|) \cdot g(t_2 - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}_2\|)] \cdot E[X(d\tau, d\mathbf{u})] \\
 & \hspace{20em} (3.18)
 \end{aligned}$$

Teniendo en cuenta la hipótesis de que la evolución de una celda no influye en las demás y de que la aparición de celdas entorno a un punto en un momento dado no influye en las que aparecen en otro punto en otros instantes, se tiene:

$$\begin{aligned}
 & E[\xi(t_1, \mathbf{z}_1) \cdot \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] = \\
 & = \int_{R_2} \int_0^{t_1} E[g(t_1 - \tau; \|\mathbf{u}_1 - \mathbf{z}_1\|)] \cdot E[X(d\tau, d\mathbf{u}_1)] \cdot E[g(t_2 - \tau; \|\mathbf{u}_2 - \mathbf{z}_2\|)] \cdot E[X(d\tau, d\mathbf{u}_2)] + \\
 & \int_{R_2} \int_0^{t_2} E[g(t_1 - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}_1\|) \cdot g(t_2 - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}_2\|)] \cdot E[X(d\tau, d\mathbf{u})] \\
 & \hspace{20em} (3.19)
 \end{aligned}$$

Vemos que el primer sumando es el producto de los valores esperados del campo intensidad de lluvia en los instantes t_1 y t_2 sobre los puntos \mathbf{z}_1 y \mathbf{z}_2 .

$$\begin{aligned}
 & E[\xi(t_1, \mathbf{z}_1) \cdot \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] = \\
 & = E[\xi(t_1, \mathbf{z}_1)] \cdot E[\xi(t_2, \mathbf{z}_2)] + \int_{R_2} \int_0^{t_2} E[g(t_1 - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}_1\|) \cdot g(t_2 - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}_2\|)] \cdot E[X(d\tau, d\mathbf{u})] \\
 & \hspace{20em} (3.20)
 \end{aligned}$$

Tras cancelarse los términos $E[\xi(t_1, \mathbf{z}_1)] \cdot E[\xi(t_2, \mathbf{z}_2)]$ resulta:

$$Cov[\xi(t_1, \mathbf{z}_1), \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] = \int_{R_2} \int_0^{t_2} E[g(t_1 - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}_1\|) \cdot g(t_2 - \tau; \|\mathbf{u} - \mathbf{z}_2\|)] \cdot E[X(d\tau, d\mathbf{u})] \quad (3.21)$$

$$\begin{aligned} Cov[\xi(t_1, \mathbf{z}_1), \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] &= \\ &= \int_{R^2} \int_0^{t_2} \cdot E \left[i_0 e^{-\alpha(t_1-\tau)} \cdot e^{-\frac{(z_{11}-u_1)^2 + (z_{12}-u_2)^2}{2D^2}} \cdot i_0 e^{-\alpha(t_2-\tau)} \cdot e^{-\frac{(z_{21}-u_1)^2 + (z_{22}-u_2)^2}{2D^2}} \right] \frac{\lambda \beta^{n+1} \tau^n e^{-\beta\tau}}{n!} d\tau du_1 du_2 = \end{aligned} \quad (3.22)$$

$$\begin{aligned} Cov[\xi(t_1, \mathbf{z}_1), \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] &= \\ &= \frac{E[i_0^2] \lambda \beta^{n+1}}{n!} e^{-\alpha(t_1+t_2)} \int_{-\infty}^{\infty} \cdot e^{-\frac{(z_{11}-u_1)^2 + (z_{12}-u_2)^2}{2D^2}} du_1 \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \cdot e^{-\frac{(z_{21}-u_1)^2 + (z_{22}-u_2)^2}{2D^2}} du_1 \cdot \int_0^{t_2} \tau^n e^{b\tau} d\tau = \end{aligned}$$

$$= \frac{\pi E[D^2 e^{-\frac{d^2}{4D^2}}] E[i_0^2] \lambda \beta^{n+1}}{b n!} e^{-\alpha t_1} \left[\left(t_2^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} t_2^{n-j} \right) e^{at_2} - \frac{(-1)^n n!}{b^n} e^{-\alpha t_2} \right] \quad (3.23)$$

donde : $a = \alpha - \beta$ $b = 2\alpha - \beta$ $t_1 \geq t_2$. d es la distancia entre \mathbf{z}_1 y \mathbf{z}_2 .

Para resolver las integrales en el espacio se ha aplicado la identidad:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \exp\left\{-\frac{[(w-\mu)^2 + (w-\mu)^2]}{2\sigma^2}\right\} d\mu = (\pi)^{1/2} \sigma \exp\left[-\frac{(w-z)^2}{4\sigma^2}\right] \quad (3.24)$$

la cual fue obtenida por *Waymire et al.* [1984].

c) **Autocovarianza de la intensidad de lluvia**

La autocovarianza de $\xi(t, \mathbf{z})$ se obtiene haciendo $d=0$ en (3.23):

$$\boxed{\begin{aligned} Cov[\xi(t_1, \mathbf{z}), \xi(t_2, \mathbf{z})] &= \\ &= \frac{\pi E[D^2] E[i_0^2] \lambda \beta^{n+1}}{n! b} e^{-\alpha t_1} \left[\left(t_2^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} t_2^{n-j} \right) e^{\alpha t_2} - \frac{(-1)^n n!}{b^n} e^{-\alpha t_2} \right] \end{aligned}}$$

(3.25)

d) **Varianza de la intensidad de lluvia**

La varianza de $\xi(t, \mathbf{z})$ es (haciendo $t_1=t_2=t$ en

(3.25)):

$$\boxed{Var[\xi(t, \mathbf{z})] = \frac{\pi E[D^2] E[i_0^2] \lambda \beta^{n+1}}{n! b} \left[\left(t^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} t^{n-j} \right) e^{-\beta t} - \frac{(-1)^n n!}{b^n} e^{-2\alpha t} \right]}$$

(3.26)

e) Media del proceso acumulado de precipitación

El valor medio de la lluvia acumulado a diferentes intervalos temporales se obtiene integrando el valor esperado del campo intensidad de lluvia:

$$\begin{aligned}
 E[h(T, \mathbf{z})] &= \int_0^T E[\xi(t, \mathbf{z})] dt = \\
 &= \frac{2\pi E[D^2] E[i_0] \lambda \beta^{n+1}}{n! a} \left[\int_0^T t^n e^{-\beta t} dt + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} \int_0^T t^{n-j} e^{-\beta t} dt - \frac{(-1)^n n!}{a^n} \int_0^T e^{-\alpha t} dt \right] = \\
 &= \frac{A_1}{a} \left\{ \frac{1}{\beta} \left[\frac{n!}{\beta^n} - \left(T^n + \sum_{j=1}^n \frac{\prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{\beta^j} T^{n-j} \right) e^{-\beta T} \right] + \right. \\
 &\quad \left. + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{\beta a^j} \left[\frac{(n-j)!}{\beta^{n-j}} - \left(T^{n-j} + \sum_{q=1}^{n-j} \frac{\prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{\beta^q} T^{n-j-q} \right) e^{-\beta T} \right] - \frac{(-1)^n n!}{\alpha a^n} (1 - e^{-\alpha T}) \right\} = \\
 &= \frac{A_1}{a\beta} \left\{ \frac{n!}{\beta^n} + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{\alpha^j} \frac{(n-j)!}{\beta^{n-j}} - \frac{(-1)^n n! \beta}{\alpha a^n} - \right. \\
 &\quad \left. - \left[T^n + \sum_{j=1}^n \frac{\prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{\beta^j} T^{n-j} + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} T^{n-j} + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} \left(\sum_{q=1}^{n-j} \frac{\prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{\beta^q} T^{n-j-q} \right) \right] e^{-\beta T} + \right. \\
 &\quad \left. + \frac{(-1)^n n! \beta}{\alpha a^n} e^{-\alpha T} \right\} = \\
 &= \frac{A_1}{a\beta} \left\{ \frac{n!}{\beta^n} + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j n!}{\alpha^j \beta^{n-j}} - \frac{(-1)^n n! \beta}{\alpha a^n} - \left[T^n + \sum_{j=1}^n \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\frac{1}{\beta^j} + \frac{(-1)^j}{a^j} \right) T^{n-j} + \right. \right. \\
 &\quad \left. \left. + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} \left(\sum_{q=1}^{n-j} \frac{\prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{\beta^q} T^{n-j-q} \right) \right] e^{-\beta T} + \frac{(-1)^n n! \beta}{\alpha a^n} e^{-\alpha T} \right\} =
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &= \frac{A_1}{a\beta} \left\{ \sum_{j=0}^n \frac{(-1)^j n!}{a^j \beta^{n-j}} - \frac{(-1)^n n! \beta}{\alpha a^n} - \left[T^n + \sum_{j=1}^n \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\frac{1}{\beta^j} + \sum_{q=1}^{j-1} \frac{(-1)^q}{\beta^{j-q} a^q} + \frac{(-1)^j}{a^j} \right) T^{n-j} \right] e^{-\beta T} + \right. \\
 &\quad \left. + \frac{(-1)^n n! \beta}{\alpha a^n} e^{-\alpha T} \right\} = \\
 &= \frac{A_1 \cdot n!}{a\beta} \left\{ \frac{a^{n+1}}{\alpha \beta^n a^n} + \frac{(-1)^n \beta}{\alpha a^n} e^{-\alpha T} - \left[T^n + \sum_{j=1}^n \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \cdot \frac{\sum_{q=0}^j (-1)^q \beta^q a^{i-q}}{\beta^i a^j} \cdot T^{n-j} \right] \frac{e^{-\beta T}}{n!} \right\} = \\
 &= \frac{A_1 \cdot n!}{a\beta} \left\{ \frac{a}{\alpha \beta^n} + \frac{(-1)^n \beta}{\alpha a^n} e^{-\alpha T} - \left[T^n + \sum_{j=1}^n \frac{\prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{\beta^j a^j} \cdot \left(\sum_{q=0}^j (-1)^q \beta^q a^{j-q} \right) T^{n-j} \right] \frac{e^{-\beta T}}{n!} \right\}
 \end{aligned}$$

donde $A_1 = \frac{2\pi E[D^2] E[i_0] \lambda \beta^{n+1}}{n!}$ y $a = \alpha - \beta$

$$\boxed{
 \begin{aligned}
 E[h(T, z)] &= \frac{2\pi E[D^2] E[i_0] \lambda \beta^n}{a} \left\{ \frac{a}{\alpha \beta^n} + \frac{(-1)^n \beta}{\alpha a^n} e^{-\alpha T} - \right. \\
 &\quad \left. - \frac{1}{n!} \left[T^n + \sum_{j=1}^n \frac{\prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{\beta^j a^j} \cdot \left(\sum_{q=0}^j (-1)^q \beta^q a^{j-q} \right) T^{n-j} \right] e^{-\beta T} \right\}
 \end{aligned}
 } \quad (3.27)$$

El valor esperado de la lluvia acumulada al final del evento puede ser considerada, desde el punto de vista matemático, como el límite cuando $T \rightarrow \infty$ de la expresión anterior.

$$\lim_{T \rightarrow \infty} E[h(T, z)] = E[h(\infty, z)] = \frac{2\pi E[D^2] E[i_0] \lambda}{\alpha} \quad (3.28)$$

f) Media normalizada

La media normalizada para un evento dado viene dada por:

$$\mu(T, \alpha, \beta, n) = \frac{E[h(T, \mathbf{z})]}{E[h(\infty, \mathbf{z})]} = 1 + \frac{(-1)^n \beta^{n+1}}{a^{n+1}} e^{-\alpha T} - \frac{\alpha \beta^n}{a n!} \left[T^n + \sum_{j=1}^n \frac{\prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{\beta^j a^j} \left(\sum_{q=0}^j (-1)^q \beta^q a^{j-q} \right) T^{n-j} \right] e^{-\beta T}$$

(3.29)

g) Covarianza del proceso de lluvia acumulada

La función de covarianza del proceso de lluvia acumulada $h(T, \mathbf{z})$ es

$$\begin{aligned} \text{Cov}[h(T_1, \mathbf{z}_1)h(T_2, \mathbf{z}_2)] &= \int_0^{T_1} \int_0^{T_2} \text{Cov}[\xi(t_1, \mathbf{z}_1)\xi(t_2, \mathbf{z}_2)] dt_1 dt_2 = \\ &= A_2 \int_0^{T_1} \left[\int_0^{t_1} e^{-\alpha t_1} \left[\left(t_2^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} t_2^{n-j} \right) e^{at_2} - \frac{(-1)^n n!}{b^n} e^{-\alpha t_2} \right] dt_2 + \right. \\ &\quad \left. + \int_{t_1}^{T_2} e^{-\alpha t_2} \left[\left(t_1^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} t_2^{n-j} \right) e^{at_1} - \frac{(-1)^n n!}{b^n} e^{-\alpha t_1} \right] dt_2 \right] dt_1 = \quad (3.30) \\ &= A_2 \int_0^{T_1} \left[\int_0^{t_1} I_1 dt_2 + \int_{t_1}^{T_2} I_2 dt_2 \right] dt_1 \quad \text{donde} \quad A_2 = \frac{\pi E[D^2 e^{\frac{d^2}{4D^2}}] E[i_0^2] \lambda \beta^{n+1}}{n! b} \\ &\bullet \int_0^{t_1} I_1 dt_2 = e^{-\alpha t_1} \left\{ \frac{1}{a} \left[\left(t_1^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} t_1^{n-j} \right) e^{at_1} - \frac{(-1)^n n!}{a^n} \right] + \right. \\ &\quad \left. + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} \left[\frac{1}{a} \left[\left(t_1^{n-j} + \sum_{q=1}^{n-j} \frac{(-1)^q \prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{a^q} t_1^{n-j-q} \right) e^{at_1} - \frac{(-1)^{n-j} (n-j)!}{a^{n-j}} \right] \right] - \right. \\ &\quad \left. - \frac{(-1)^n n!}{b^n} \frac{1}{\alpha} (1 - e^{-\alpha t_1}) \right\} \quad (3.31) \end{aligned}$$

$$\bullet \int_{t_1}^{T_2} I_2 dt_2 = \frac{1}{\alpha} \left[\left(t_1^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} t_1^{n-j} \right) e^{at_2} - \frac{(-1)^n n!}{b^n} e^{-at_1} \right] [e^{-\alpha t_1} - e^{-\alpha T_2}] \quad (3.32)$$

$$\begin{aligned} \text{Cov}[h(T_1, \mathbf{z}_1)h(T_2, \mathbf{z}_2)] &= \\ &= A_2 \int_0^{T_1} \left\{ \frac{(-1)^{n+1} n!}{\alpha b^n} e^{-\alpha t_1} + \frac{(-1)^n n!}{\alpha b^n} e^{-2\alpha t_1} + \frac{(-1)^{n+1} n!}{a^{n+1}} e^{-\alpha t_1} + \frac{t_1^n}{a} e^{-\beta t_1} + \right. \\ &+ \frac{1}{a} \sum_{j=1}^n \left(\frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} t_1^{n-j} \right) e^{-\beta t_1} + \frac{1}{a} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} \left(t_1^{n-j} + \sum_{q=1}^{n-j} \frac{(-1)^q \prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{a^q} t_1^{n-j-q} \right) e^{-\beta t_1} - \\ &- \frac{1}{a} \sum_{j=1}^n \left[\frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} \left(\frac{(-1)^{n-j} (n-j)!}{a^{n-j}} \right) \right] e^{-\alpha t_1} - \frac{(-1)^n n!}{\alpha b^n} e^{-2\alpha t_1} + \frac{t_1^n}{a} e^{-\beta t_1} + \\ &- \frac{1}{\alpha} \sum_{j=1}^n \left(\frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} t_1^{n-j} \right) e^{-\beta t_1} + \frac{(-1)^n n! e^{-\alpha T_2}}{\alpha b^n} e^{-\alpha t_1} - \frac{e^{-\alpha T_2}}{\alpha} t_1^n e^{at_1} - \\ &- \left. \frac{e^{-\alpha T_2}}{\alpha} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} t_1^{n-j} e^{at_1} \right\} dt_1 = \\ &= A_2 \left\{ \frac{(-1)^{n+1} n!}{\alpha b^n} \int_0^{T_1} e^{-\alpha t_1} dt_1 + \frac{(-1)^{n+1} n!}{\alpha^{n+1}} \int_0^{T_1} e^{-\alpha t_1} dt_1 + \frac{1}{a} \int_0^{T_1} t_1^n e^{-\beta t_1} dt_1 + \right. \\ &+ \frac{1}{a} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} \int_0^{T_1} t_1^{n-j} e^{-\beta t_1} dt_1 + \frac{1}{a} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} \int_0^{T_1} t_1^{n-j} e^{-\beta t_1} dt_1 + \\ &+ \frac{1}{a} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} \left(\sum_{q=1}^{n-j} \frac{(-1)^q \prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{a^q} \right) \int_0^{T_1} t_1^{n-j-q} e^{-\beta t_1} dt_1 - \frac{1}{a} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^n n!}{b^j a^{n-j}} \int_0^{T_1} e^{-\alpha t_1} dt_1 + \\ &+ \frac{1}{\alpha} \int_0^{T_1} t_1^n e^{-\beta t_1} dt_1 + \frac{1}{\alpha} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} \int_0^{T_1} t_1^{n-j} e^{-\beta t_1} dt_1 + \frac{(-1)^n n! e^{-\alpha T_2}}{\alpha b^n} \int_0^{T_1} e^{-\alpha t_1} dt_1 - \\ &- \left. \frac{e^{-\alpha T_2}}{\alpha} \int_0^{T_1} t_1^n e^{at_1} dt_1 - \frac{e^{-\alpha T_2}}{\alpha} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} \int_0^{T_1} t_1^{n-j} e^{at_1} dt_1 \right\} = \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &= A_2 \left\{ (-1)^{n+1} n! \left(\frac{1}{ab^n} + \frac{1}{a^{n+1}} \right) \int_0^{T_1} e^{-\alpha t_1} dt_1 + \left(\frac{1}{a} + \frac{1}{\alpha} \right) \int_0^{T_1} t_1^n e^{-\beta t_1} dt_1 + \right. \\
 &\quad + \frac{1}{a} \sum_{j=1}^n (-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\sum_{q=0}^j \frac{1}{a^q b^{j-q}} + \frac{a}{\alpha b^j} \right) \int_0^{T_1} t_1^{n-j} e^{-\beta t_1} dt_1 + \frac{(-1)^n n! e^{-\alpha T_2}}{\alpha b^n} \int_0^{T_1} e^{-\alpha t_1} dt_1 - \\
 &\quad \left. - \frac{e^{-\alpha T_2}}{\alpha} \int_0^{T_1} t_1^n e^{\alpha t_1} dt_1 - \frac{(-1)^n n!}{\alpha a} \sum_{j=0}^n \frac{1}{b^j a^{n-j}} (1 - e^{-\alpha T_1}) - \frac{e^{-\alpha T_2}}{\alpha} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} \int_0^{T_1} t_1^{n-j} e^{\alpha t_1} dt_1 \right\} = \\
 &= A_2 \left\{ \frac{(-1)^n n!}{\alpha} \left(\frac{e^{-\alpha T_2}}{\alpha b^n} - \frac{1}{\alpha b^n} - \frac{1}{a^{n+1}} - \frac{1}{a} \sum_{j=1}^n \frac{1}{b^j a^{n-j}} \right) (1 - e^{-\alpha T_1}) + \right. \\
 &\quad + \frac{b}{\alpha \beta a} \left[\frac{n!}{\beta^n} \left(T_1^n + \sum_{j=1}^n \frac{\prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} T_1^{n-j} \right) e^{-\beta T_1} \right] + \\
 &\quad + \frac{b}{\alpha \beta a} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} \left[\frac{(n-j)!}{\beta^{n-j}} \left(T_1^{n-j} + \sum_{q=1}^{n-j} \frac{\prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{\beta^q} T_1^{n-j-q} \right) e^{-\beta T_1} \right] + \\
 &\quad + \frac{e^{-\alpha T_2}}{\alpha a} \left[T_1^n e^{\alpha T_1} + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} T_1^{n-j} e^{\alpha T_1} - \frac{(-1)^n n!}{a^n} + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} T_1^{n-j} e^{\alpha T_1} + \right. \\
 &\quad \left. + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} \left(\sum_{q=1}^{n-j} \frac{(-1)^q \prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{a^q} T_1^{n-j-q} \right) e^{\alpha T_1} - \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} \cdot \frac{(-1)^{n-j} (n-j)!}{a^{n-j}} \right] \Big\} = \\
 &= \frac{A_2}{\alpha a} \left\{ \frac{(-1)^n n! a}{\alpha b^n} (1 - e^{-\alpha T_1}) \left[e^{-\alpha T_2} - \frac{b^{n+1}}{a^{n+1}} \right] + \frac{bn!}{\beta} \sum_{j=0}^n \frac{(-1)^j}{a^j \beta^{n-j}} - \frac{b}{\beta} \left[T_1^n + \sum_{j=1}^n \frac{\prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{\beta^j} T_1^{n-j} + \right. \right. \\
 &\quad \left. \left. + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} T_1^{n-j} + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{a^j} \left(\sum_{q=1}^{n-j} \frac{(-1)^q \prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{\beta^q} T_1^{n-j-q} \right) \right] e^{-\beta T_1} - \right. \\
 &\quad \left. - e^{-\alpha T_2} \left[\left(T_1^n + \sum_{j=1}^n (-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\sum_{k=0}^j \frac{1}{a^{j-k} b^k} \right) T_1^{n-j} \right) e^{\alpha T_1} - \frac{(-1)^n n!}{a^n} - (-1)^n n! \sum_{j=1}^n \frac{1}{b^j a^{n-j}} \right] \right\} =
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &= \frac{A_2}{\alpha a} \left\{ \frac{(-1)^n n! a}{\alpha b^n} \left(1 - e^{-\alpha T_1} \right) \left(e^{-\alpha T_2} - \frac{b^{n+1}}{a^{n+1}} \right) - \frac{b}{\beta} \left[\left(T_1^n + \sum_{j=1}^n \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\sum_{q=0}^j \frac{(-1)^q}{\beta^{i-q} a^q} \right) T_1^{n-j} \right) e^{-\beta T_1} - \sum_{j=0}^n \frac{(-1)^j n!}{a^j \beta^{n-j}} \right] - \right. \\
 &\left. - e^{-\alpha T_2} \left[\left(T_1^n + \sum_{j=1}^n (-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\sum_{q=0}^j \frac{1}{a^{j-q} b^q} \right) T_1^{n-j} \right) e^{a T_1} - \sum_{j=0}^n \frac{(-1)^j n!}{b^j a^{n-j}} \right] \right\}
 \end{aligned}$$

Agrupando términos, obtenemos finalmente:

$$\begin{aligned}
 &Cov[h(T_1, \mathbf{z}_1)h(T_2, \mathbf{z}_2)] = \\
 &= \frac{\lambda \beta^{n+1} \pi E[D^2] e^{-\frac{d^2}{4D^2}} E[i_0^2]}{n! \alpha a b} \left\{ \frac{(-1)^n n! b}{\alpha a^n} e^{-\varphi T_1} + \frac{(-1)^n n! a}{\alpha b^n} (1 - e^{-\varphi T_1}) e^{-\varphi T_2} - \right. \\
 &- \frac{b}{\beta} \left[T_1^n + \sum_{j=1}^n \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\sum_{q=0}^j \frac{(-1)^q}{\beta^{i-q} a^q} \right) T_1^{n-j} \right] e^{-\beta T_1} - \\
 &\left. - \left[\left(T_1^n + \sum_{j=1}^n (-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\sum_{q=0}^j \frac{1}{a^{j-q} b^q} \right) T_1^{n-j} \right) e^{a T_1} - (-1)^n n! \sum_{j=0}^n \frac{1}{b^j a^{n-j}} \right] e^{-\alpha T_2} + \frac{n! a b}{\alpha \beta^{n+1}} \right\} \\
 &\qquad\qquad\qquad a = \alpha - \beta \qquad T_2 \geq T_1 \\
 &\qquad\qquad\qquad b = 2\alpha - \beta
 \end{aligned}$$

(3.33)

h) Varianza del proceso de lluvia acumulada

La varianza de $h(T, \mathbf{z})$ (estableciendo $\mathbf{z}_1 = \mathbf{z}_2 = \mathbf{z}$ ($d = 0$)) y $T_1 = T_2 = T$ en

(3.33)) es:

$$\begin{aligned}
 &Varianza [h(T, \mathbf{z})] = \\
 &= \frac{\lambda \beta^{n+1} \pi E[D^2] E[i_0^2]}{\alpha^2 a b} \left\{ (-1)^n \left(\frac{b}{a^n} + \frac{a}{b^n} + \alpha \sum_{j=0}^n \left(\frac{1}{b^j a^{n-j}} \right) \right) e^{-\alpha T} - (-1)^n \frac{a}{b^n} e^{-2\alpha T} - \right. \\
 &\left. - \frac{\alpha}{n!} \left[\frac{2a}{\beta} T^n + \sum_{j=1}^n \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \sum_{q=0}^j \left(\frac{b}{\beta} \frac{(-1)^q}{\beta^{j-q} a^q} + \frac{(-1)^j}{a^{j-q} b^q} \right) T^{n-j} \right] e^{-\beta T} + \frac{a b}{\beta^{n+1}} \right\}
 \end{aligned}$$

(3.34)

Tomando el límite cuando $T \rightarrow \infty$ en la expresión anterior, obtenemos la varianza del proceso:

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \text{Varianza}[h(T, \mathbf{z})] = \text{Varianza}[h(\infty, \mathbf{z})] = \frac{\lambda \pi E[D^2] E[i_0^2]}{\alpha^2} \quad (3.35)$$

A continuación se calcula el límite cuando $T \rightarrow \infty$ para la covarianza:

$$\begin{aligned} \lim_{T \rightarrow \infty} \text{Covarianza}[h(T_1, \mathbf{z}_1), h(T_2, \mathbf{z}_2)] &= \\ &= \text{Covarianza}[h(\infty, \mathbf{z}_1), h(\infty, \mathbf{z}_2)] = \frac{\lambda \pi E[D^2 e^{\frac{d^2}{4D^2}}] E[i_0^2]}{\alpha^2} \end{aligned} \quad (3.36)$$

De (3.35) y (3.36), la correlación del campo lluvia acumulada para $T \rightarrow \infty$ viene descrita por la siguiente expresión:

$$\rho_{h(\infty, \mathbf{z})} = \frac{\text{Covarianza}[h(\infty, \mathbf{z}_1), h(\infty, \mathbf{z}_2)]}{\text{Varianza}[h(\infty, \mathbf{z})]} = \frac{E[D^2 e^{\frac{d^2}{4D^2}}]}{E[D^2]} \quad (3.37)$$

Si se considerase un único valor para el parámetro D en todas las celdas del evento, es decir que D no fuese una variable aleatoria, tendríamos:

$$\rho_{h(\infty, \mathbf{z})} = \frac{\text{Covarianza}[h(\infty, \mathbf{z}_1), h(\infty, \mathbf{z}_2)]}{\text{Varianza}[h(\infty, \mathbf{z})]} = e^{-\frac{d^2}{4D^2}} \quad (3.38)$$

Tanto (3.37) como (3.38) son función únicamente de d , distancia entre los puntos \mathbf{z}_1 y \mathbf{z}_2 , como cabía esperar teniendo en cuenta la isotropía del campo.

3.3.2. Modelo con celda tipo gamma

A continuación se presenta el proceso de obtención de las expresiones para el modelo basado en celdas de lluvia tipo gamma. Se han obtenido las correspondientes expresiones para este caso siguiendo una línea análoga al caso anterior.

a) Media de la intensidad de lluvia

La media del proceso intensidad de lluvia se puede obtener a partir de (3.13) pero introduciendo ahora en el análisis la nueva función:

$g_1(t - \tau) = i_0' t e^{-\varphi(t-\tau)}$. Tenemos por tanto:

$$E[\xi(t, \mathbf{z})] = \int_{R^2} \int_0^t E[i_0] \varphi \cdot e(t - \tau)^{-\varphi(t-\tau)} E[e^{\frac{-r^2}{2D^2}}] \frac{\lambda \beta^{n+1} \tau^n e^{-\beta \tau}}{n!} d\tau r dr d\theta =$$

$$\begin{aligned}
 &= \frac{2\pi\varphi e E[D^2] E[i_0] \lambda \beta^{n+1}}{n!} \int_0^t \tau^n (t-\tau) e^{-\varphi(t-\tau)} e^{-\beta\tau} d\tau = \\
 &= B_1 e^{-\varphi t} \left\{ t \int_0^t \tau^n e^{k\tau} d\tau - \int_0^t \tau^{n+1} e^{k\tau} d\tau \right\} = \\
 &= B_1 e^{-\varphi t} \left\{ \frac{t}{k} \left[\left(t^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{k^j} t^{n-j} \right) e^{kt} - \frac{(-1)^n n!}{k^n} \right] - \right. \\
 &\quad \left. - \frac{1}{k} \left[\left(t^{n+1} + \sum_{j=1}^{n+1} \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i)}{k^j} t^{n+1-j} \right) e^{kt} - \frac{(-1)^{n+1} (n+1)!}{k^{n+1}} \right] \right\} = \\
 &= \frac{B_1}{k^2} \left\{ \left(t^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{k^j} t^{n-j} \right) e^{-\beta t} - \frac{(-1)^n n! (kt+n+1) e^{-\varphi t}}{k^n} \right\} \\
 &\text{donde } B_1 = \frac{2\pi\varphi e E[D^2] E[i_0] \lambda \beta^{n+1}}{n!} \quad \text{y } k = \varphi - \beta
 \end{aligned}$$

$$\boxed{= \frac{2\pi\varphi e E[D^2] E[i_0] \lambda \beta^{n+1}}{n! k^2} \left\{ \left(t^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{k^j} t^{n-j} \right) e^{-\beta t} - \frac{(-1)^n n! (kt+n+1) e^{-\varphi t}}{k^n} \right\}} \quad (3.39)$$

b) Covarianza del campo intensidad de lluvia

Siguiendo un tratamiento analítico similar al caso anterior, la función de covarianza del campo intensidad de lluvia en el espacio y en el tiempo se obtiene como sigue:

$$\begin{aligned}
 \text{Cov}[\xi(t_1, \mathbf{z}_1) \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] &= \\
 &= \frac{\pi[\varphi e]^2 E[D^2 e^{\frac{d^2}{4D^2}}] E[i_0^2] \lambda \beta^{n+1}}{n!} \int_0^{t_2} \tau^n (t_1 - \tau)(t_2 - \tau) e^{-\varphi(t_1 - \tau)} e^{(2\varphi - \beta)\tau} d\tau =
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &= B_2 \int_0^{t_2} \tau^n (t_1 t_2 - t_1 \tau - t_2 \tau + \tau^2) e^{-\varphi(t_1+t_2)} e^{h\tau} d\tau = \\
 &= B_2 e^{-\varphi(t_1+t_2)} \left[t_1 t_2 \int_0^{t_2} \tau^n e^{h\tau} d\tau - (t_1 + t_2) \int_0^{t_2} \tau^{n+1} e^{h\tau} d\tau + \int_0^{t_2} \tau^{n+2} e^{h\tau} d\tau \right] = \\
 &= \frac{B_2 e^{-\varphi t_1}}{h} \left\{ t_1 t_2 \left(t_2^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{h^j} t_2^{n-j} \right) e^{kt_2} - \frac{(-1)^n n!}{h^n} t_1 t_2 e^{-\varphi t_2} - \right. \\
 &- \left(t_2^{n+1} + \sum_{j=1}^{n+1} \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i)}{h^j} t_2^{n+1-j} \right) t_1 e^{kt_2} - \left(t_2^{n+1} + \sum_{j=1}^{n+1} \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i)}{h^j} t_2^{n+1-j} \right) t_2 e^{kt_2} + \\
 &+ \frac{(-1)^{n+1} (n+1)!}{h^{n+1}} t_1 e^{-\varphi t_2} + \frac{(-1)^{n+1} (n+1)!}{h^{n+1}} t_2 e^{-\varphi t_2} + \left(t_2^{n+2} + \sum_{j=1}^{n+2} \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n+2-i)}{h^j} t_2^{n+2-j} \right) e^{kt_2} - \\
 &\left. - \frac{(-1)^{n+2} (n+2)!}{h^{n+2}} e^{-\varphi t_2} \right\} =
 \end{aligned}$$

Simplificando y agrupando términos, queda finalmente:

$$\begin{aligned}
 \text{Cov}[\xi(t_1, \mathbf{z}_1) \xi(t_2, \mathbf{z}_2)] &= \\
 &= \frac{B_2 e^{-\varphi t_1}}{h^2} \left\{ \left[(t_1 - t_2) t_2^n + \sum_{j=1}^n \left[\frac{(-1)^j \cdot (j+1)}{h^j} \left(t_1 \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) - t_2 \prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i) \right) \right] t_2^{n-j} + \frac{(-1)^n (n+2)!}{h^{n+1}} \right] e^{kt_2} - \right. \\
 &\left. - \frac{(-1)^n n!}{h^n} \left[h \left(t_2 + \frac{n+1}{h} \right) t_1 + (n+1) \left(t_2 + \frac{n+2}{h} \right) \right] e^{-\varphi t_2} \right\}
 \end{aligned} \tag{3.40}$$

$$\text{donde } B_2 = \frac{\pi[\varphi e]^2 E[D^2 e^{-\frac{d^2}{4D^2}}] E[i_0^2] \lambda \beta^{n+1}}{n!} \quad k = \varphi - \beta \quad h = 2\varphi - \beta \quad t_1 \geq t_2$$

c) Varianza de la intensidad de lluvia

La varianza del proceso intensidad de lluvia se obtiene a partir de (3.40) haciendo $\mathbf{z}_1 = \mathbf{z}_2 = \mathbf{z}$ ($d = 0$) y $t_1 = t_2 = t$

$$\begin{aligned}
 \text{Varianza } [\xi(t, \mathbf{z})] &= \\
 &= \frac{\pi[\varphi e]^2 E[D^2] E[i_0^2] \lambda \beta^{n+1}}{n! h^3} \left\{ \left[2t^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1)(j+2) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{h^j} t^{n-j} \right] e^{-\beta t} - \right. \\
 &\quad \left. - \frac{(-1)^n n!}{h^n} \left[t^2 + \frac{2(n+1)}{h} t + (n+1)(n+2) \right] e^{-2\varphi t} \right\}
 \end{aligned}
 \tag{3.41}$$

d) Media de la lluvia total acumulada

La obtenemos a partir de la integración, desde el inicio del evento hasta un tiempo T, del proceso intensidad de lluvia:

$$E[h(T, \mathbf{z})] = \int_0^T E[\xi(t, \mathbf{z})] dt =$$

$$\begin{aligned}
 &= \frac{B_1}{k^2} \left\{ \int_0^T t^n e^{-\beta t} dt + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{k^j} \int_0^T t^{n-j} e^{-\beta t} dt - \right. \\
 &- \left. \frac{(-1)^n n! k}{k^n} \int_0^T t e^{-\alpha t} dt - \frac{(-1)^n (n+1)!}{k^n} \int_0^T e^{-\varphi t} dt \right\} = \frac{B_1}{k^2} \left\{ \frac{1}{\beta} \left[\frac{n!}{\beta^n} - \left(T^n + \sum_{j=1}^n \frac{\prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{\beta^j} T^{n-j} \right) e^{-\beta T} \right] + \right. \\
 &+ \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{k^j} \cdot \frac{1}{\beta} \left[\frac{(n-j)!}{\beta^{n-j}} - \left(T^{n-j} + \sum_{q=1}^{n-j} \frac{\prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{\beta^q} T^{n-j-q} \right) e^{-\varphi T} \right] - \\
 &- \left. \frac{(-1)^n n! k}{k^n} \cdot \frac{1}{\varphi} \left[\frac{1}{\varphi} - \left(T + \frac{1}{\varphi} \right) e^{-\varphi T} \right] - \frac{(-1)^n (n+1)!}{k^n} \cdot \frac{1}{\varphi} (1 - e^{-\varphi T}) \right\} = \\
 &= \frac{B_1 n!}{k \beta \varphi} \left\{ \frac{k}{\varphi \beta^n} + \frac{(-1)^n \beta}{k^n} \left[T + \frac{1}{\varphi} + \frac{(n+1)}{k} \right] e^{-\varphi T} - \right. \\
 &- \left. \frac{\varphi}{k n!} \left[T^n + \sum_{j=1}^n \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\frac{1}{\beta^j} + \sum_{q=1}^{n-j} \frac{(-1)^q (q+1)}{\beta^{j-q} k^q} + \frac{(-1)^j (j+1)}{k^j} \right) T^{n-j} \right] e^{-\beta T} \right\}
 \end{aligned}$$

$$\boxed{
 \begin{aligned}
 E[h(T, \mathbf{z})] &= \frac{2\pi e E[D^2] E[i_0] \lambda \beta^n}{k} \left\{ \frac{k}{\varphi \beta^n} + \frac{(-1)^n \beta}{k^n} \left[T + \frac{1}{\varphi} + \frac{(n+1)}{k} \right] e^{-\varphi T} - \right. \\
 &- \left. \frac{\varphi}{k n!} \left[T^n + \sum_{j=1}^n \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\sum_{q=0}^j (-1)^q (k+1) \beta^q k^{j-q} \right) T^{n-j} \right] e^{-\beta T} \right\}
 \end{aligned}
 }$$

(3.42)

El valor esperado de la lluvia acumulada al final del evento se puede obtener de (3.42) evaluando el límite cuando $T \rightarrow \infty$:

$$\lim_{T \rightarrow \infty} E[h(T, \mathbf{z})] = E(h(\infty, \mathbf{z})) = \frac{2\pi e E[D^2] E[i_0] \lambda}{\varphi} = \frac{2\pi E[D^2] E[i_0] \lambda}{\alpha} \quad (3.43)$$

Es importante señalar que (3.43) es independiente de la forma temporal de la celda de lluvia, como cabía esperar. De hecho, la contribución de las celdas a todo el proceso tiene que ver con el número de ellas que aparecen así como con el volumen de lluvia que llevan asociado, más que con la características de su evolución interna.

e) Función de media normalizada

Del cociente entre (3.42) y (3.43) obtenemos dicha función:

$$\mu(T, \varphi, \beta, n) = \frac{E[h(T, \mathbf{z})]}{E[h(\infty, \mathbf{z})]} = 1 + \frac{(-1)^n \beta^{n+1} \varphi}{k^{n+1}} \left[T + \frac{1}{\varphi} + \frac{n+1}{k} \right] e^{-\varphi T} - \frac{\varphi^2 \beta^n}{k^2 n!} \left[T^n + \sum_{j=1}^n \frac{\prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{\beta^j k^j} \left(\sum_{q=0}^j (-1)^q (q+1) \beta^q k^{j-q} \right) T^{n-j} \right] e^{-\beta T}$$

(3.44)

f) Covarianza del proceso acumulado h(T,z)

La obtención de la covarianza del proceso acumulado, en este caso, resulta relativamente más complicada. Pero al final se obtiene una expresión analítica que puede ser convenientemente manejada y evaluada y, por tanto, verifica los requerimientos básicos del modelo para la posterior calibración y estimación de parámetros.

$$Cov[h(T_1, \mathbf{z}_1)h(T_2, \mathbf{z}_2)] = \int_0^{T_1} \int_0^{T_2} Cov[\xi(t_1, \mathbf{z}_1)\xi(t_2, \mathbf{z}_2)] dt_1 dt_2 =$$

$$\begin{aligned}
 & \text{Covarianza } [h(T, \mathbf{z}_1) h(T, \mathbf{z}_2)] = \\
 &= \frac{B_2}{h^2} \int_0^T \left\{ e^{-\varphi t_1} \left[\int_0^{t_1} \left(t_1 t_2^n - t_2^{n+1} + t_1 \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{h^j} t_2^{n-j} - t_2 \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i)}{h^j} t_2^{n-j} + \right. \right. \right. \\
 &+ \left. \left. \frac{(-1)^n (n+2)!}{h^{n+1}} \right) e^{kt_2} - \frac{(-1)^n n!}{h^n} \left(ht_1 t_2 + (n+1)t_2 + (n+1)t_1 + \frac{(n+1)(n+2)}{h} \right) e^{-\varphi t_2} \right] dt_2 + \\
 &+ e^{-\varphi t_2} \left[\int_{t_1}^T \left(t_2 t_1^n - t_1^{n+1} + t_2 \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{h^j} t_1^{n-j} - t_1 \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i)}{h^j} t_1^{n-j} + \right. \right. \\
 &+ \left. \left. \frac{(-1)^n (n+2)!}{h^{n+1}} \right) e^{kt_1} - \frac{(-1)^n n!}{h^n} \left(ht_2 t_1 + (n+1)t_1 + (n+1)t_2 + \frac{(n+1)(n+2)}{h} \right) e^{-\varphi t_1} \right] dt_2 \Big\} dt_1 = \\
 &= \frac{B_2}{h^2} \left\{ \int_0^{T_1} \left[-\frac{(-1)^n n!}{k} \sum_{j=0}^n \frac{(j+1)}{h^j k^{n-j}} - \frac{(-1)^n n!}{h^{n-1} \varphi^2} - \frac{(-1)^n (n+1)!}{h^n \varphi} + \frac{(-1)^n n! c_2}{h^{n-1} \varphi} + \frac{(-1)^n (n+1)! c_1}{h^n \varphi} \right] t_1 e^{-\varphi t_1} dt_1 + \right. \\
 &+ \int_0^{T_1} \left[-\frac{(-1)^n (n+1)!}{k^2} \sum_{j=0}^{n+1} \frac{(j+1)}{h^j k^{n-j}} - \frac{(-1)^n (n+1)!}{h^n \varphi} \left(\frac{1}{\varphi} + \frac{n+2}{h} \right) + \frac{(-1)^n (n+1)!}{h^n \varphi} \left(c_2 + \frac{n+\tau}{h} c_1 \right) \right] e^{-\varphi t_1} dt_1 + \\
 &+ \int_0^{T_1} \left[\left(\frac{1}{k^2} + \frac{2}{hk} + \frac{2}{\varphi h} + \frac{1}{\varphi^2} \right) t_1^n + \right. \\
 &+ \left. \frac{1}{k} \sum_{j=1}^n \left[(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\frac{1}{k^{j+1}} + \frac{(j+2)}{h^{j+1}} + \frac{k(j+2)}{\varphi h^{j+1}} + \frac{k}{\varphi^2 h^j} + \frac{1}{k} \sum_{q=1}^j \frac{q+1}{h^q k^{j-q}} \right) t_1^{n-j} \right] \right] e^{-\beta t_1} dt_1 + \\
 &+ \left. \int_0^{T_1} \left[\frac{C_1}{\varphi} \left(t_1^{n+1} + \sum_{j=1}^{n+1} \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i)}{h^j} t_1^{n+1-j} \right) - \frac{C_2}{\varphi} \left(t_1^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{h^j} t_1^{n-j} \right) \right] e^{kt_1} dt_1 \right\} =
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &= \frac{B_2}{h^2} \left\{ \frac{(-1)^n n!}{\varphi} \left[\left(T_1 + \frac{1}{\varphi} \right) \left(\frac{1}{k} \sum_{j=0}^n \left(\frac{j+1}{h^j k^{n-j}} \right) + \frac{1}{h^{n-1} \varphi^2} + \frac{n+1}{h^n \varphi} \right) + \right. \right. \\
 &- \frac{n+1}{k^2} \sum_{j=0}^{n+1} \left(\frac{j+1}{h^j k^{n-j}} \right) + \frac{n+1}{\varphi^2 h^n} + \frac{(n+1)(n+2)}{\varphi h^{n+1}} \left. \right] e^{-\varphi T_1} - \\
 &- \frac{(-1)^n n! C_1}{\varphi^2 h^n} \left[\left(T_1 + \frac{1}{\varphi} \right) \left(h \left(T_2 + \frac{1}{\varphi} \right) + (n+1) \right) + (n+1) \left(T_2 + \frac{1}{\varphi} + \frac{n+2}{h} \right) e^{-\varphi T_1} - \right. \\
 &- \frac{1}{\beta} \left[\frac{h^2}{k^2 \varphi^2} \left(T_1^n + \sum_{j=1}^n \frac{\prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i)}{\beta^j} T_1^{n-j} \right) + \right. \\
 &+ \frac{h^2}{k^2 \varphi^2} \left(\sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{k^j} T_1^{n-j} + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{k^j} \left(\sum_{q=1}^{n-j} \frac{\prod_{i=0}^{q-1} (n-j-i)}{\beta^q} T_1^{n-j-q} \right) \right) \left. \right] e^{-\beta T_1} + \\
 &+ \frac{C_1}{\varphi k} \left[\left[T_1^{n+1} + \sum_{j=1}^{n+1} \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i)}{k^j} T_1^{n+1-j} + \sum_{j=1}^{n+1} \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i)}{h^j} T_1^{n+1-j} + \right. \right. \\
 &+ \sum_{j=1}^{n+1} (-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n+1-i) \left(\sum_{q=1}^{j-1} \frac{q+1}{h^q k^{j-q}} \right) T_1^{n+1-j} - \left(T_2 + \frac{1}{\varphi} \right) \left(T_1^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{k^j} T_1^{n-j} + \right. \\
 &+ \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1) \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{h^j} T_1^{n-j} + \sum_{j=1}^n (-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i) \left(\sum_{q=1}^{j-1} \frac{q+1}{h^q k^{j-q}} \right) T_1^{n-j} \left. \right] e^{k T_1} + \\
 &+ \left[\frac{(-1)^n (n+1)!}{k} \sum_{j=0}^{n+1} \frac{j+1}{h^j k^{n-j}} + \left(T_2 + \frac{1}{\varphi} \right) (-1)^n n! \sum_{j=0}^n \frac{j+1}{h^j k^{n-j}} \right] \left. \right] + \frac{n!}{\varphi^4} \left[-\frac{(-1)^n \varphi^2}{k} \sum_{j=0}^n \frac{j+1}{h^j k^{n-j}} - \frac{(-1)^n}{h^{n-1}} - \right. \\
 &- \frac{(-1)^n (n+1) \varphi}{h^n} - \frac{(-1)^n (n+1) \varphi^3}{k^2} \sum_{j=0}^{n+1} \frac{j+1}{h^j k^{n-j}} - \frac{(-1)^n (n+1) \varphi}{h^n} - \frac{(-1)^n (n+1)(n+2) \varphi^2}{h^n} + \\
 &+ \left. \frac{(-1)^n (n+1) \varphi^2}{h^n} \left(C_2 + \frac{n+2}{h} C_1 \right) + \frac{h^2 \varphi^2}{k^2 \beta^{n+1}} + \frac{\varphi^2}{k \beta} \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j (j+1)}{\beta^{n-j}} \left(\frac{h^2}{k^{j+1}} \right) \right] \left. \right\}
 \end{aligned}$$

$$\text{donde: } C_1 = e^{-\varphi T_2} \quad C_2 = e^{-\varphi T_2} \left(T_2 + \frac{1}{\varphi} \right)$$

$$\begin{aligned}
 \lim_{T \rightarrow \infty} \text{Covarianza} [h(T_1, \mathbf{z}_1), h(T_2, \mathbf{z}_2)] &= \\
 &= \text{Covarianza} [h(\infty, \mathbf{z}_1), h(\infty, \mathbf{z}_2)] = \frac{\lambda \pi e^2 E[D^2 e^{-\frac{d^2}{4D^2}}] E[i_0^2]}{\varphi^2}
 \end{aligned}
 \tag{3.47}$$

g) Función de correlación de la lluvia total

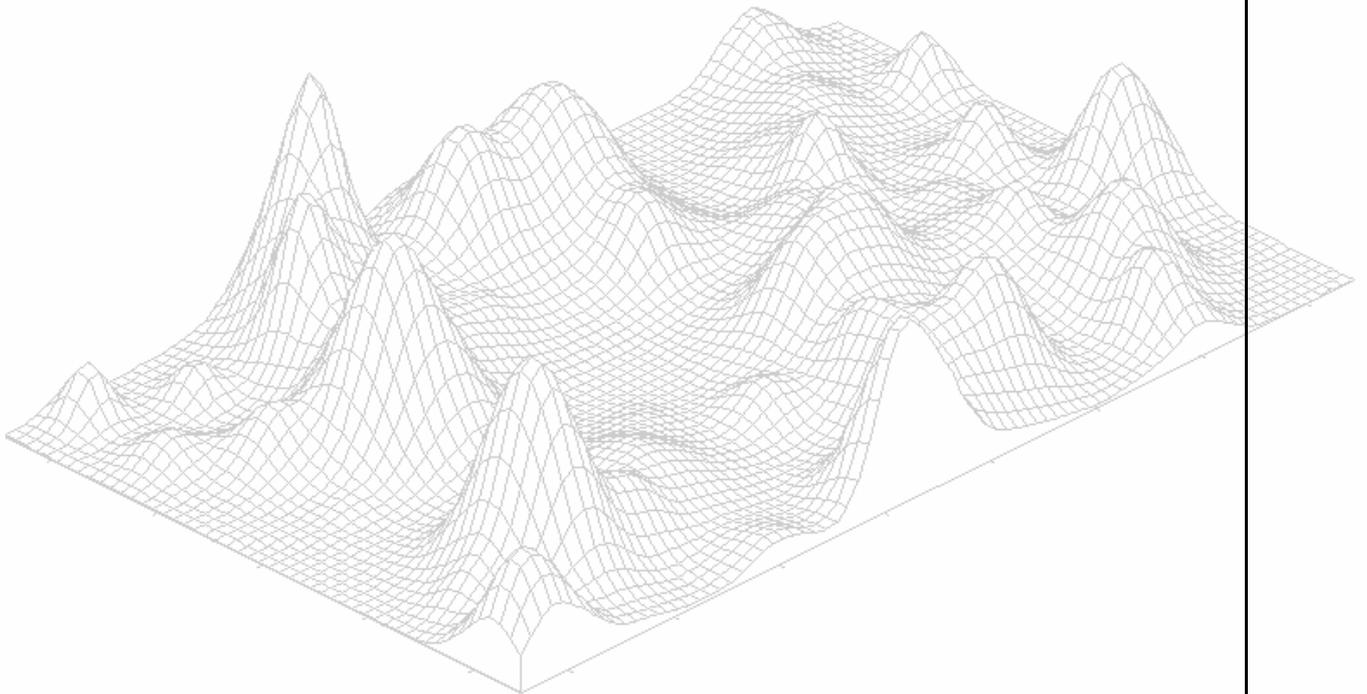
La función de correlación de la lluvia total al final del evento ($t \rightarrow \infty$) es:

$$\rho_{h(\infty, \mathbf{z})} = \frac{\text{Covarianza} [h(\infty, \mathbf{z}_1), h(\infty, \mathbf{z}_2)]}{\text{Varianza} [h(\infty, \mathbf{z})]} = \frac{E[D^2 e^{-\frac{d^2}{4D^2}}]}{E[D^2]}
 \tag{3.48}$$

la cual es la misma que en el modelo de celdas de lluvia con decaimiento exponencial. Esto se explica por el hecho de que entre ambos modelos no hay diferencias relacionadas con las características espaciales que definen las celdas.

Capítulo 4

Información Pluviométrica



4.1. INTRODUCCIÓN

Una vez establecido el modelo teórico, es deseable disponer de información pluviométrica con la mejor resolución espacial y temporal disponible, con el fin de obtener una buena estimación de los parámetros.

Los datos de lluvia con los que se ha trabajado han sido facilitados por la Confederación Hidrográfica del Júcar. La resolución temporal es buena, con datos de intensidad de precipitación promediados cada 5 minutos. Sin embargo la resolución espacial no es tan alta como cabría desear. Teniendo en cuenta que la extensión de las cuencas de la Confederación Hidrográfica del Júcar es de 42.988 km², la densidad resultante es de aproximadamente 1 pluviómetro por cada 400 km². No obstante, al seleccionar la zona de lluvias más importante en cada evento, esta densidad aumenta significativamente debido a que hay un mayor número de pluviómetros instalados en una franja costera de unos 70 km, que es sobre donde se producen la mayoría de los eventos lluviosos más importantes.

No cabe duda que, desde el punto de vista de la óptima resolución espacial, el uso de imágenes provenientes de RADAR, debidamente calibradas, es lo ideal. Se hicieron las gestiones para obtener por parte del Instituto Nacional de Meteorología imágenes de por lo menos un episodio, con el fin de poder comparar el resultado de la estimación de parámetros utilizando dichas imágenes con la estimación considerando sólo los pluviómetros. No fue posible disponer de ellas por no encontrarse disponibles.

En la Figura 4.1 se muestra un mapa con los sistemas de explotación de la

objetivos: 1) optimizar la gestión del agua y 2) el control de las avenidas. Las funciones que debe desempeñar el SAIH son las de informar, la de aportar datos (climáticos, hidrológicos y estado de las infraestructuras) así como la de gestionar los embalses y canales.

El SAIH se concibe como una estructura jerárquica que consta de sensores unidos a *puntos de control*; los distintos puntos de control se enlazan vía radio (conexiones vía satélite en la últimas instalaciones del sistema) con los *puntos de concentración*, quienes finalmente envían los datos a un único *centro de proceso* que recibe, trata y almacena la información.

En una primera fase se decide la instalación del SAIH en las cuencas mediterráneas (la primera en entrar en funcionamiento es la del Júcar en 1988). Posteriormente el sistema se habría de extender al Guadalquivir, Tajo, Guadiana, Norte y Duero, estando previsto completar la implantación en el año 2002.

El SAIH instalado en las Cuencas Hidrográficas dependientes de la Confederación Hidrográfica del Júcar consta de unos 5000 sensores. Estos sensores son interrogados cada cinco minutos por un ordenador central, que analiza el estado de cada uno y registra su valor sólo si ha cambiado desde el último barrido.

La red de pluviómetros consta de 106 sensores. En la Figura 4.2 se muestra la disposición de los mismos en las distintas cuencas de la Confederación Hidrográfica del Júcar, junto con las isohipsas, que dan una idea de la altitud a la que están instalados los pluviómetros.

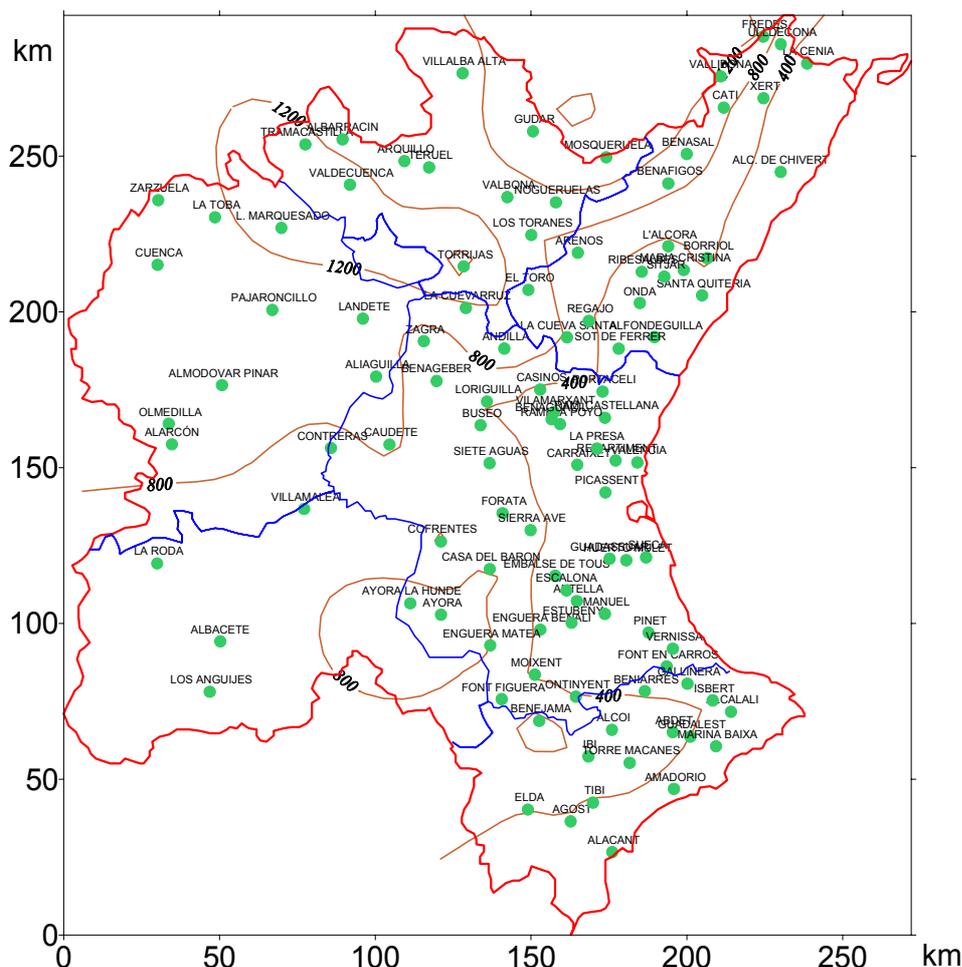


Figura 4.2. Localización de los pluviómetros.

Con anterioridad a abril de 1993 se enviaban los datos medidos durante 5 minutos al *centro de proceso*. Si surgía algún problema durante el proceso de recepción, los datos se perdían. Desde abril de 1993, los valores se acumulan en los puntos de control desde el inicio de cada día y el dato que se envía es el dato acumulado desde ese inicio. Con esto se palió el problema de la falta de sincronismo entre la toma de los datos y la petición de los mismos por parte del ordenador central, que producía ceros ficticios si la petición se realizaba antes de estar los datos preparados en los puntos de control.

Debido a esta falta de sincronismo y a que es relativamente frecuente el tener que interpolar o repartir lluvia en los periodos de ausencia de datos, se ha decidido el trabajar con ficheros agregados a 10 minutos, con lo que se minimizan parte de los errores debido a estas causas.

4.3. TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA

Los datos suministrados por la Confederación Hidrográfica del Júcar corresponden a los episodios más importantes ocurridos entre los años 1991 y 2000. El formato de partida fue Ms®Excel, transformándolo, posteriormente a formato ASCII con el fin de facilitar el tratamiento informático de los mismos (ver Figura 4.3).

La primera labor a realizar fue determinar el inicio y final de los datos, pues en la mayor parte de los casos el fichero constaba de varios días de duración con ceros al principio y al final que debían ser eliminados.

Figura 4. 3. Formato de los datos pluviométricos.

A continuación se contabilizó el número de datos etiquetados con ‘FALLO’ en cada pluviómetro, estableciendo el criterio de descartar aquel que tuviese un porcentaje de fallos mayor del 20%.

La siguiente tarea consistió en interpolar linealmente entre los datos que se hubiesen producidos

	A	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V
1307	11/10/94 7:45	0	0	0	19.2	0	0 FALLO	0	0	0	0
1308	11/10/94 7:50	0	0	0	14.4	0	0	2.4	0	0	
1309	11/10/94 7:55	0	0	0	12	0	0	0	0	0	
1310	11/10/94 8:00	0	0	0	0 FALLO	0	0	0	0	0	
1311	11/10/94 8:05	0	0	0	4.8	0	0	0 FALLO	0	0	
1312	11/10/94 8:10	0	0	0	2.4	0	0	0 FALLO	0	0	
1313	11/10/94 8:15	0	0	0	0	0	0	0 FALLO	0	0	
1314	11/10/94 8:20	0 FALLO	0 FALLO	0	4.8	2.4	0	0 FALLO	0	0	
1315	11/10/94 8:25	0 FALLO	0 FALLO	0	2.4	0 FALLO	0 FALLO	0 FALLO	0	0	
1316	11/10/94 8:30	0 FALLO	0 FALLO	0	0 FALLO	0 FALLO	0 FALLO	2.4	0	0	
1317	11/10/94 8:35	0	0	0	2.4	0	2.4	0	0	0	
1318	11/10/94 8:40	0	0	0	0 FALLO	0	0 FALLO	0	0	0	
1319	11/10/94 8:45	0	0	0	2.4	0	0	2.4	0	0	
1320	11/10/94 8:50	0	0	0	0	0	0	2.4	0	0	
1321	11/10/94 8:55	0	0	0	0 FALLO	0					
1322	11/10/94 9:00	0 FALLO	0								
1323	11/10/94 9:05	0	0	0	12	2.4	0	14.4	0	0	
1324	11/10/94 9:10	0	0	0	0 FALLO	0	0 FALLO	4.8	0	0	
1325	11/10/94 9:15	0	0	0	120.4	0	0	9.6	0	0	
1326	11/10/94 9:20	0	0	0	0 FALLO	0	0	14.4	0	0	
1327	11/10/94 9:25	0 FALLO	0	0							
1328	11/10/94 9:30	0 FALLO	0	0							
1329	11/10/94 9:35	0 FALLO	0	0							
1330	11/10/94 9:40	0	0	0	0	0	0	21.6	0	0	
1331	11/10/94 9:45	0	0	0	62.368	0	0	0	0	0	
1332	11/10/94 9:50	0	0	0	0 FALLO	0	0	7.2	0	0	
1333	11/10/94 9:55	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
1334	11/10/94 10:00	0 FALLO	0 FALLO	0	4.8	0 FALLO	0 FALLO	2.4	0	0	
1335	11/10/94 10:05	0	0	0	2.4	0	0	0 FALLO	0	0	
1336	11/10/94 10:10	0	0	0	2.4	0	0	4.8	0	0	
1337	11/10/94 10:15	0	0	0	12	0	0	2.4	0	0	

fallos y que no distasen más de 45 minutos (si distaban más de ese valor se asignaban ceros), siempre que los fallos apareciesen dentro de lo que se consideraba como episodio o conjunto de episodios; si estos aparecían al principio o al final se sustituían por ceros. La interpolación, como se comentó arriba, se realizó con aquellos episodios anteriores a abril de 1993. En los episodios siguientes se procedió al reparto de la lluvia del primer dato válido después de una serie de fallos, ya que la recepción de datos se hacía de forma acumulada después de esa fecha.

El reparto se llevó a cabo del siguiente modo: puesto que el valor mínimo de intensidad que es capaz de medir un pluviómetro del SAIH es de 2.4 mm/hr en 5 minutos, al primer valor mayor de 2.4 mm/hr después de una serie de fallos se lo dividía entre 2.4, de esta forma se obtenía el número de ‘paquetes’ de lluvia a repartir en el intervalo de fallos. Para el reparto se empleó la distribución uniforme. Si el periodo de fallos duraba más de 45 minutos, el reparto se hacía en los 45 minutos más próximos al final de dicho periodo.

Otro hecho a tener en cuenta era que los datos de algún pluviómetro podían aparecer dos veces y con número de fallos diferente. Esto es debido a que los datos de algún *punto de control* puede llegar al *centro de proceso* a través de dos *puntos de concentración*. Debido a esto, se debía proceder a quedarse con aquellos datos que contuviesen un menor número de fallos.

Por último se procedió a agregar los datos para obtener series 10-minutales y escribir los nuevos ficheros que ya debían de contener únicamente valores

considerados como válidos.

4.4. SELECCIÓN DE EPISODIOS

En cada uno de los ficheros preparados como se ha indicado en el punto anterior, se encuentran uno o varios episodios que se pueden calificar como independientes y que es necesario extraer para la posterior modelización de los mismos. La independencia de estos episodios ha de ser tanto espacial como temporal.

Para distinguir temporalmente unos eventos de otros se procedió a la representación de la lluvia acumulada por todos los pluviómetros con datos válidos en cada periodo de 10 minutos. Asimismo, se representó el valor acumulado normalizado de dichos datos. Un ejemplo de esta representación pueden verse en la Figura 4.4. En ella se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 13 hasta el día 25 de junio de 1992. Se aprecian diferentes episodios a lo largo de todos los días del periodo, siendo los más importantes los que se produjeron entre los días 13 y 16 que engloban el 70 % de la lluvia registrada. Se seleccionaron dos episodios, el primero con una duración de 21 horas y 10 minutos (13/06/92 12:35 - 14/06/92 9:45), y el segundo con una duración de 25 horas y 30 minutos (15/06/92 14:55 - 16/06/92 13:25). Representan el 30% y 40% de la lluvia del periodo respectivamente.

Una vez establecida la extensión temporal de cada episodio se procedió a la representación espacial de los mismos. El objetivo de estos mapas no es otro que el poder, de una forma visual, establecer la áreas donde se registraron las lluvias

más importantes.

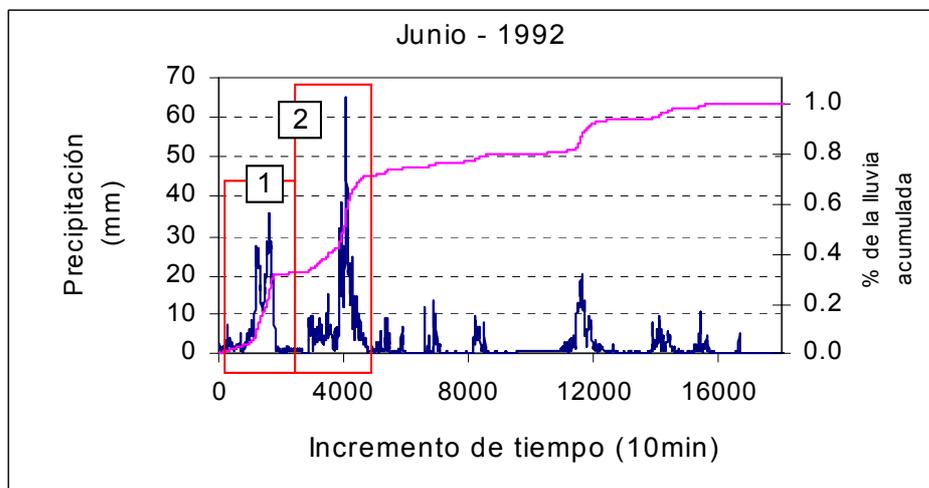


Figura 4. 4. Lluvia registrada por el conjunto de pluviómetros del SAIH.

En el mapa de la Figura 4.5 se han representado los pluviómetros como puntos de color verde con una cruz negra en su interior si éstos poseen datos válidos y el valor de la lluvia acumulada en ese periodo junto a cada uno en color negro. Por otro lado, se han trazado las isoyetas (en color negro y valor en fucsia) que representan la intensidad de la lluvia expresada en mm/día. De este modo es posible comparar los distintos mapas a pesar de que los periodos tengan distinta duración.

De todos los pluviómetros que poseen datos válidos se toman sólo aquellos que pertenecen a una región donde la intensidad diaria supera los 10-20 mm/día. Esta zona se ha enmarcado en un rectángulo de color anaranjado. En el mapa también se han trazado las curvas de nivel (en color marrón) donde se sitúan los pluviómetros (ver Figura 4.5).

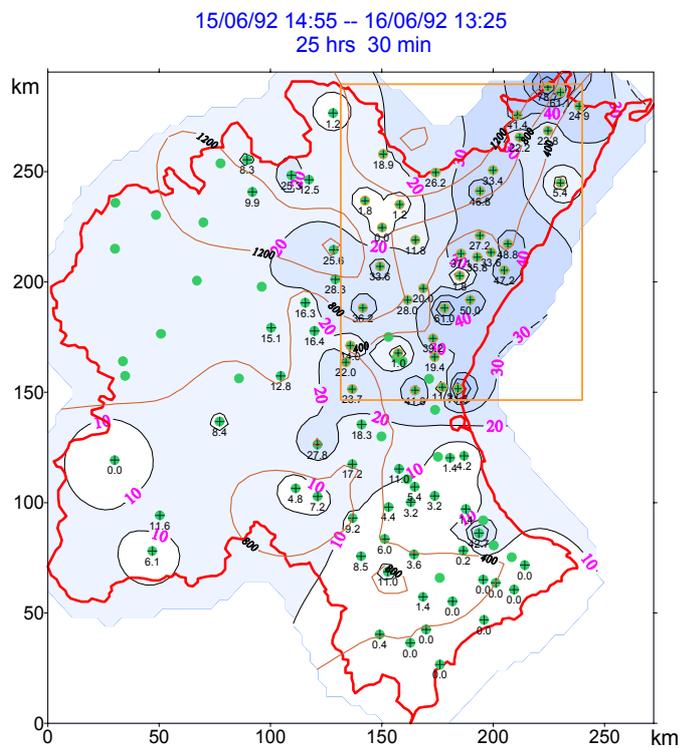
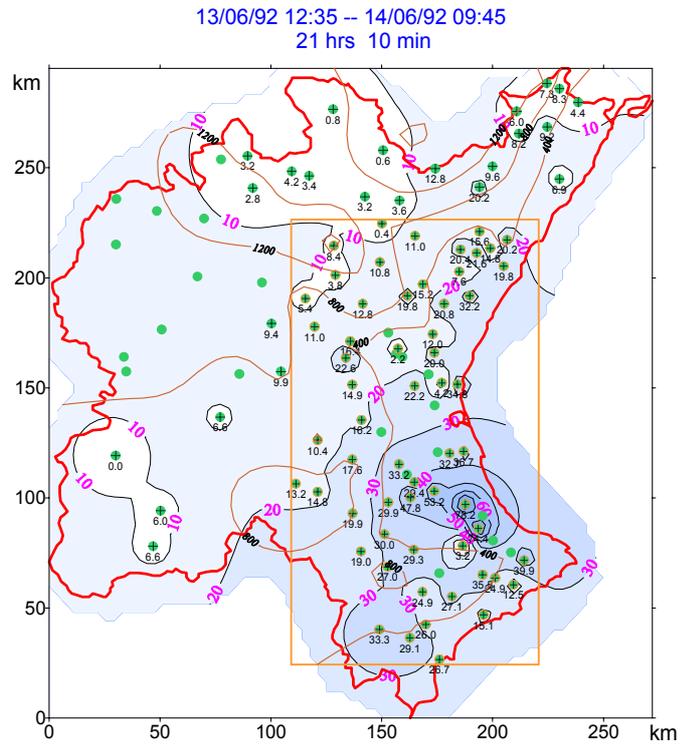


Figura 4. 5. Distribución espacial de la lluvia en dos episodios.

Otro aspecto que resulta sumamente interesante es averiguar cuál es el marco sinóptico en el que ocurren dichos eventos. Por ello se ha realizado una descripción de la situación sinóptica característica de cada episodio, analizando tanto la situación en superficie como en altura. En la Figura 4.6 se muestra un ejemplo de los mapas empleados.

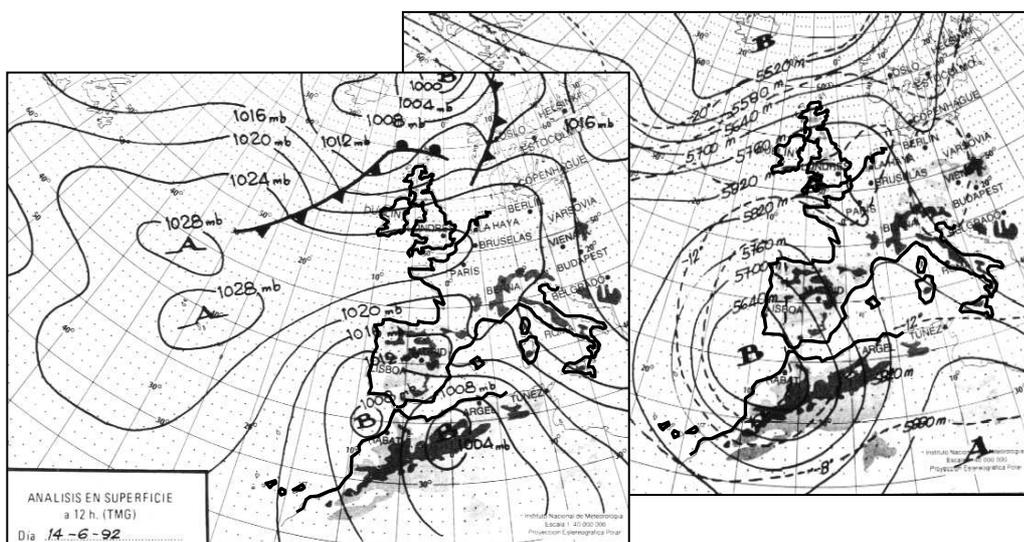


Figura 4.6. Mapas de presión en superficie y topografía de 500 hPa.

Es en el mapa de 500 hPa donde se detecta claramente la penetración de aire frío polar y su posterior aislamiento de la corriente general, formando una depresión aislada en niveles altos o comúnmente denominada gota fría.

La descripción detallada para cada uno de los periodos considerados se muestra en el ANEXO.

El número de episodios que finalmente se seleccionaron fue de 30. En la Tabla 4.1 se muestra la fecha y hora de comienzo y fin de cada evento, la duración, así como el número de pluviómetros que se tuvieron en cuenta.

	Inicio	Fin	Dur.(min)	Dias	Horas	Minutos	Nº Pluv.
enero91-1	22/01/91 17:40	24/01/91 13:00	2600	1	19	20	31
enero91-2	24/01/91 13:00	27/01/91 21:00	4800	3	8	0	50
febrero93-1	31/01/93 14:25	03/02/93 06:05	3820	2	15	40	52
febrero93-2	03/02/93 05:55	05/02/93 03:15	2720	1	21	20	63
abril91-1	14/04/91 16:10	15/04/91 20:20	1690	1	4	10	62
abril91-2	16/04/91 13:10	17/04/91 22:40	2010	1	9	30	39
mayo92	02/05/92 18:55	04/05/92 13:15	2540	1	18	20	49
junio92-1	13/06/92 12:25	14/06/92 09:45	1280	0	21	20	59
junio92-2	15/06/92 14:45	16/06/92 13:25	1520	1	1	20	37
junio93	08/06/93 16:45	09/06/93 02:15	560	0	9	20	28
julio93	01/07/93 18:05	02/07/93 05:55	710	0	11	50	32
agosto96	14/08/96 15:05	15/08/96 03:35	750	0	12	30	29
septiembre91	06/09/91 07:00	06/09/91 21:20	860	0	14	20	63
septiembre92	26/09/92 14:45	27/09/92 07:45	960	0	16	0	36
septiembre94-1	27/09/94 13:55	28/09/94 11:15	1280	0	21	20	38
septiembre94-2	28/09/94 11:15	30/09/94 04:05	2350	1	15	10	65
septiembre96	10/09/96 09:20	12/09/96 19:00	3460	2	9	40	78
septiembre97-1	29/09/97 03:10	29/09/97 14:45	690	0	11	30	67
septiembre97-2	29/09/97 16:25	30/09/97 05:15	770	0	12	50	21
septiembre97-3	30/09/97 07:15	01/10/97 11:05	1670	1	3	50	54
octubre91	04/10/91 08:00	05/10/91 07:20	1400	0	23	20	23
octubre92	07/10/92 23:00	09/10/92 06:20	1880	1	7	20	32
octubre93	25/10/93 23:00	28/10/93 11:50	3650	2	12	50	70
octubre94-1	05/10/94 12:15	06/10/94 07:35	1720	0	19	20	27
octubre94-2	09/10/94 04:45	10/10/94 04:45	1440	0	24	0	34
octubre94-3	10/10/94 13:05	12/10/94 04:25	2360	1	15	20	43
noviembre93	22/10/00 03:45	25/10/00 16:45	5100	3	13	0	105
octubre00	03/11/93 22:00	04/11/93 22:30	1470	1	0	30	85
diciembre92	23/12/92 07:30	27/12/92 18:00	6390	4	10	30	76
diciembre97	17/12/97 03:55	18/12/97 15:15	2120	1	11	20	49

Tabla 4.1. Instantes de comienzo y final de los episodios seleccionados.

En la Figura 4.7 se representa el histograma de la duración de los eventos. Los episodios de duración menor de 12 horas representan el 10%, mientras que los de duración menor de 36 horas suponen el 63%. Considerando los de duración menor de dos días el porcentaje sube hasta el 80%. Es decir, que los eventos más significativos la década de los 90, en su mayoría duraron entre 12 y 36 horas.

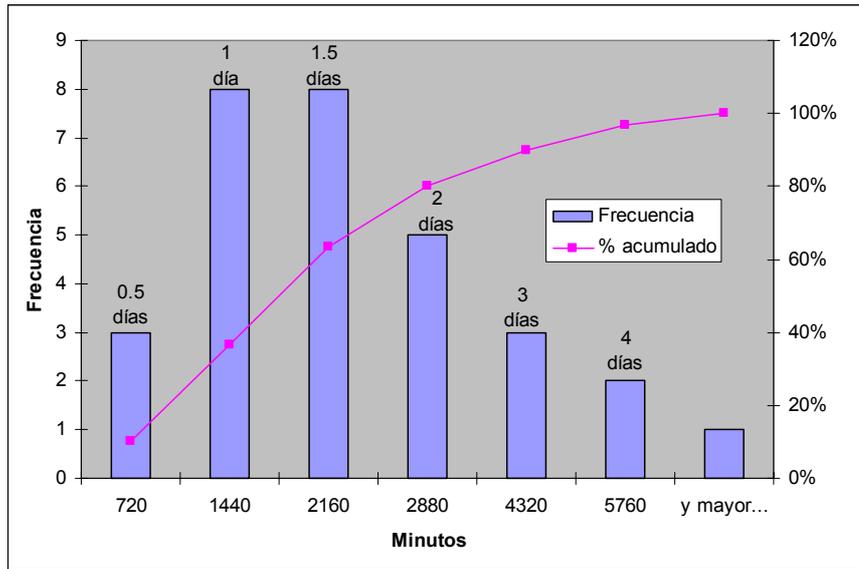


Figura 4. 7. Histograma de la duración de los episodios seleccionados.

En cuanto a los coeficientes de variación de los distintos episodios, se observa que el 70% de los casos la desviación típica es igual o inferior a la media. Sólo en tres episodios la desviación típica superó el 20% de la media. La duración de estos tres episodios fue inferior a un día.

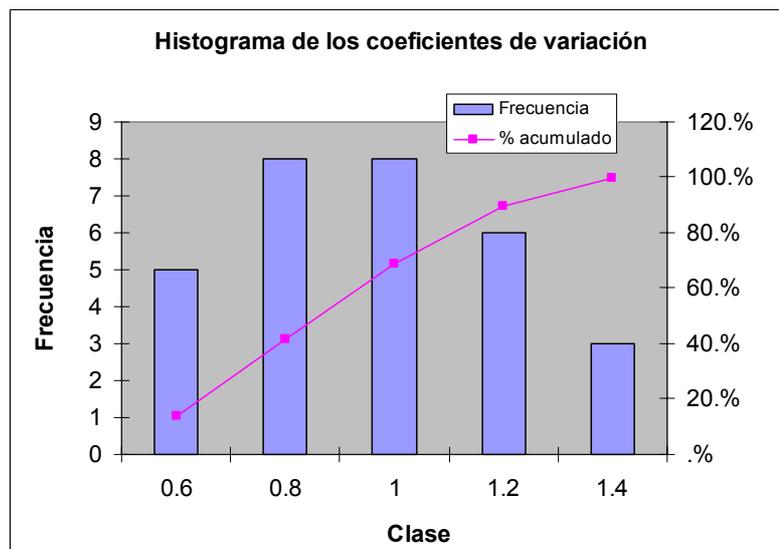


Figura 4. 8. Histograma de los coeficientes de variación.

En la Tabla 4.2 se detallan los valores de la media, varianza, coeficiente de variación, tamaño del rectángulo donde se incluyen los pluviómetros seleccionados y centro de gravedad de cada evento. Así mismo se señala la situación atmosférica en donde se enmarcan las lluvias.

Cabe señalar que aunque el episodio de octubre de 2000 no fue donde se alcanzaron las intensidades más altas (julio de 1993 en Manuel), si fue con diferencia el que mayor volumen de agua aportó en estos últimos diez años.

	Media	Varianza	C.V.	Lx	Ly	cdx	cdy	
enero91-1	45.9	617.5	0.5	89	102	157.7	114.9	Advección de levante con gota fría
enero91-2	49.3	1972.48	0.9	112	168	161.1	134.7	
febrero93-1	73.5	3269.5	0.8	106	175	165.1	98.3	Advección de levante con gota fría
febrero93-2	26.45	319.35	0.7	111	220	173.2	125.4	
abril91-1	19.5	196.625	0.7	153	195	156.1	165.4	Gota fría al sudoeste
abril91-2	28.55	342	0.6	86	143	170.1	186.9	
mayo92	68.7	6375.5	1.2	110	159	181.9	88.0	Advección del nordeste
junio92-1	22.6	225.15	0.7	111	202	171.3	116.7	Advección de levante con gota fría
junio92-2	29.8	394	0.7	108	143	188.7	216.5	
junio93	9.95	121.4	1.1	99	92	154.7	93.7	Pantano barométrico
julio93	18.85	642.425	1.3	110	102	167.2	91.5	Advección de componente nordeste
agosto96	13.35	177.65	1.0	198	107	133.9	244.1	Baja térmica con vaguada débil en altura
septiembre91	13.15	123.85	0.8	216	158	155.7	201.9	Pantano barométrico con vaguada débil en altura
septiembre92	14	108.3	0.7	141	120	162.6	223.7	Baja
septiembre94-1	13.8	136.5	0.8	114	121	147	190.9	Gota fría al sudoeste
septiembre94-2	39.8	497.4	0.6	116	223	173	162.4	
septiembre96	75.45	7054.85	1.1	188	199	165.9	113.4	Advección de levante con gota fría
septiembre97-1	11.05	122.25	1.0	130	185	172.9	141.7	Gota fría al sudoeste
septiembre97-2	25.15	1282.65	1.4	78	72	176.8	99.3	
septiembre97-3	71.35	4379.25	0.9	190	146	165	86.9	
octubre91	41.9	3250	1.4	67	89	175.9	121.4	Pantano barométrico
octubre92	38	1809.6	1.1	85	114	185.6	85.3	Advección de levante con gota fría
octubre93	69.85	4056.4	0.9	129	201	170.2	138.4	Advección de levante con gota fría
octubre94-1	19.2	308.3	0.9	88	92	176.1	99.7	Advección de levante con vaguada débil en altura
octubre94-2	54.5	998.5	0.6	213	266	189.3	227.7	
octubre94-3	47.45	2491.83	1.1	127	154	188.6	223.9	
noviembre93	209.9	15765.6	0.6	154	266	175.7	184.2	Advección de levante con vaguada débil en altura
octubre00	24	180.05	0.6	189	231	153.4	157.3	Advección de levante con gota fría
diciembre92	77.1	2690.2	0.7	128	238	180.7	156.4	Advección de levante con gota fría
diciembre97	19.4	369.1	1.0	162	127	98.9	205.5	Advección del sudoeste

Tabla 4. 2. Diversos valores descriptivos de los episodios seleccionados.

En la Figura 4.9 se muestran los centros de gravedad de los 30 episodios seleccionados. El relieve está obtenido a partir de la altitud a la que se hallan situados los pluviómetros. No representa el modelo digital del terreno pero da una

idea de la influencia orográfica. Cabe destacar que de estos 30 eventos, 20 se sitúan en la provincia de Valencia y en una cota inferior a los 400 m. Este hecho ya fue comprobado por en estudios con datos anteriores a los manejados en este estudio (*Martín [1987]*). El resto, en su mayor parte, se sitúan al sur de la provincia de Castellón por encima de los 400m. Ninguno de estos centros aparece en la provincia de Alicante, debido, principalmente, al papel que juega la orografía en la distribución espacial de la precipitación.

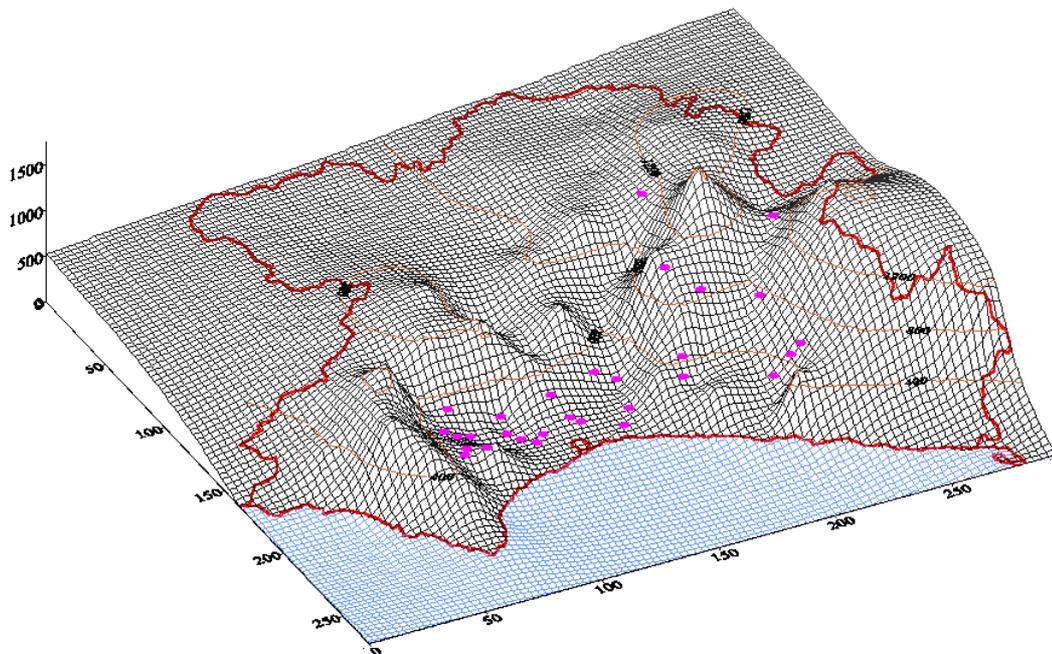


Figura 4. 9. Posición de los centros de gravedad de los episodios seleccionados.

Los 30 eventos seleccionados se enmarcaron en 20 configuraciones sinópticas, de las cuales se distinguen 8 distintas. La clasificación sigue en gran medida los grupos establecidos por *Martín [1990]*. De las 20 configuraciones, el 27% de ellas corresponden a la denominada *advección de levante con gota fría* y el 14% a la situación de *gota fría al sudoeste*. Estos dos tipos de

configuraciones junto con las que conllevan bajas presiones en superficie se producen en el 70% de los episodios seleccionados y se enmarcan, dentro del concepto más amplio de *tipo de tiempo*, en *tipo de tiempo inestable*, en el cual se encuadran el 14% de los días en el territorio valenciano (Pérez-Cueva [1990]). Señalar también que situaciones de pantano barométrico en ciertas situaciones pueden conducir a lluvias localmente importantes.

En la Figura 4.10 se muestran la distribución de masas de aire y tipos de tiempo que afectan al territorio valenciano según Clavero Paricio. La advecciones zonales y subzonales, junto con el pantano barométrico dominan los tipos de tiempo.

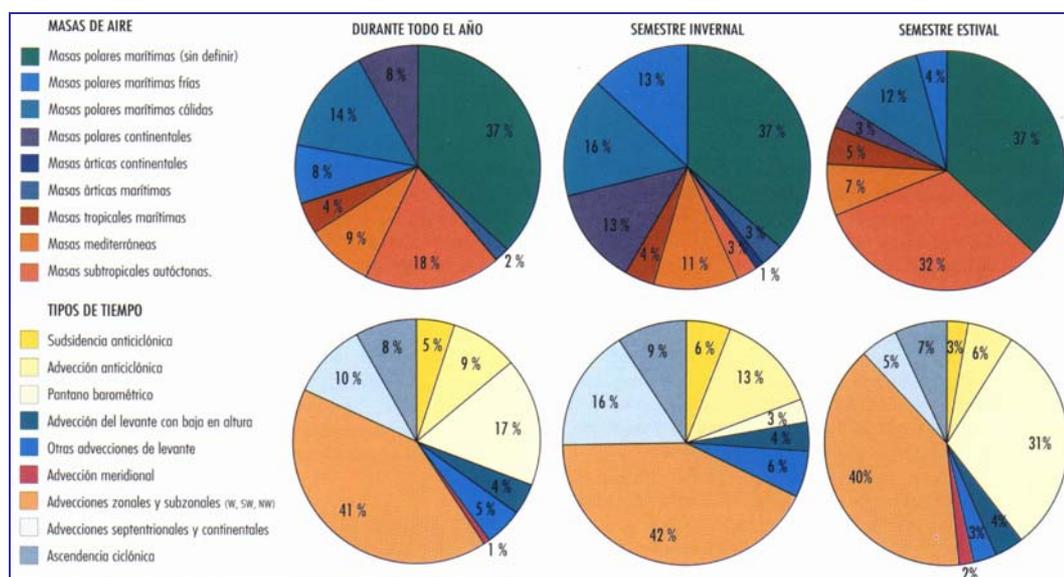
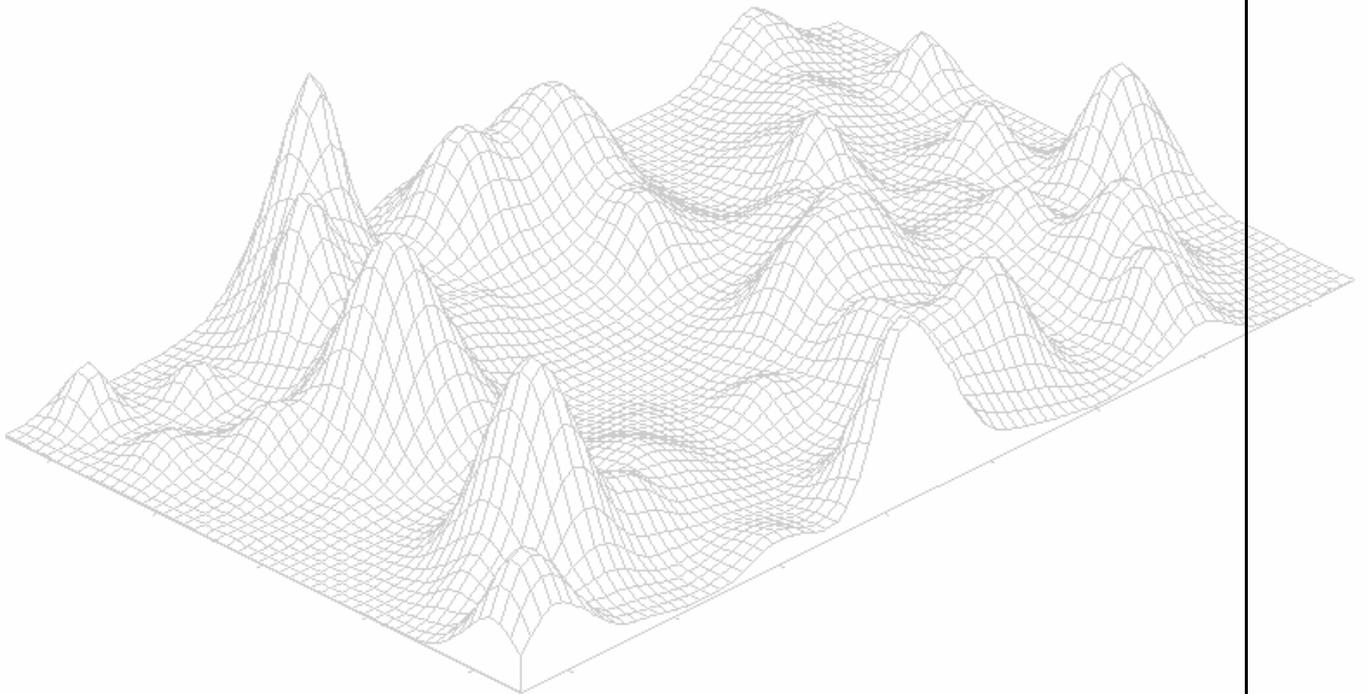


Figura 4.10: Reparto porcentual de las masas de aire y los tipos de tiempo que afectan al territorio valenciano. (Fuente: Atlas Climático de la Comunidad Valenciana, pag. 49).

Capítulo 5

Estimación de Parámetros



5.1. INTRODUCCIÓN

La estimación de los parámetros constituye una tarea que resulta clave a la hora de posteriormente poder aplicar el modelo. Aunque el tipo de modelos como el presentado en esta tesis (a veces denominados físicamente basados, en el sentido de que tratan de incorporar en su construcción conceptos y elementos encontrados en los campos de lluvia como pueden ser las celdas), poseen parámetros a los que se les puede dar un significado físico, no siempre resulta sencillo estimar un valor para los mismos. Entre otras cosas, porque para poder describir la evolución espacial y temporal de las celdas se requieren datos de una resolución acorde a lo que se quiere estudiar. Debido a esta problemática, modelos sofisticados como es el modelo continuo de *Waymire et al.* [1984], se han encontrado con dificultades en su aplicación práctica.

Por tanto, a la hora de formular el modelo y plantear las distintas hipótesis, es necesario tener muy en cuenta cuántos parámetros se emplean y si será o no factible su estimación. Esto conducirá a que el modelo en cuestión pueda ser aplicado de forma práctica y resulte útil.

Para estimar los parámetros de los 30 episodios seleccionados, hemos seguido la línea empleada por *Jacobs et al.* [1988]. En ese trabajo proponen una estrategia que resulta válida para los parámetros espaciales pero que presenta problemas a la hora de estimar los temporales.

Una vez estimados los parámetros de los 30 episodios y obtenidos, por tanto, 30 conjuntos de parámetros, se ha procedido a reestimar los mismos procediendo

previamente a la agrupación de los eventos de acuerdo a unos criterios establecidos. Esto ha permitido extraer algunas consecuencias globales a cerca de los parámetros estimados. Los detalles se presentan al final del capítulo.

5.2. ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS

Los siete parámetros del modelo se han estimado, para cada uno de los treinta episodios seleccionados, por el método de los momentos, esto es, igualando las expresiones analíticas de los momentos teóricos a los momentos observados en la muestra.

A continuación se presentan los siete parámetros de lo que consta el modelo:

- λ gobierna la distribución de celdas en el espacio según un proceso homogéneo de Poisson..
- D está relacionado con la atenuación espacial de la intensidad de celda. Se supone que D sigue una distribución gamma de dos parámetros: δ y θ .
- i_o representa la intensidad inicial en el centro de la celda en el modelo de celda exponencial, o la intensidad máxima alcanzada por el centro de la celda en el modelo de celda tipo gamma. Se supone exponencialmente distribuida con media $E[i_o]$.
- α , este parámetro describe la evolución temporal de la intensidad de celda en el modelo de celda exponencial. Cuando la evolución temporal está descrita por el modelo de celda tipo gamma, el parámetro a estimar es φ . Como ya se señaló en el capítulo 3, la relación entre ambos parámetros es: $\varphi = \alpha \cdot e$.

- El instante de nacimiento de cada celda, relativo al comienzo del evento, se supone que viene descrito por una distribución Erlang de parámetros β y n .

El proceso de estimación comprende dos etapas. En la primera, se estiman los parámetros que están involucrados en las propiedades espaciales del campo de lluvia. En la segunda, se estiman los parámetros que controlan la estructura y evolución temporal de la lluvia a lo largo del evento.

5.2.1. Parámetros espaciales

La densidad de celdas λ y los parámetros δ y θ , los cuales controlan la atenuación de la intensidad de celda en el espacio, se pueden expresar como funciones de la lluvia total medida. (*Jacobs et al.* [1988]).

5.2.2.1. Estimación de los parámetros δ y θ

Para la estimación de los parámetros espaciales, la función de autocorrelación espacial juega un papel decisivo. Dicha función caracteriza la variabilidad espacial del proceso estocástico de precipitación. El hecho de disponer de una estimación de la autocorrelación para cada uno de los episodios no sólo permite la estimación de los parámetros sino además permite caracterizar estos eventos en función de los valores obtenidos y abordar una clasificación de los mismos.

Según se demostró en el capítulo 3, la expresión de la función de autocorrelación espacial del campo de lluvia al final del evento viene dada por:

$$\rho_{h(\infty, \mathbf{z})}(d) = \frac{\text{Covarianza}[h(\infty, \mathbf{z}_1), h(\infty, \mathbf{z}_2)]}{\text{Varianza}[h(\infty, \mathbf{z})]} = \frac{E[D^2 e^{-\frac{d^2}{4D^2}}]}{E[D^2]} \quad (5.1)$$

Esta función, respecto de los parámetros, depende únicamente del parámetro de atenuación espacial D . En el trabajo *Rodriguez-Iturbe et al [1987]* se supone que D^{-2} sigue una distribución gamma, basando esta hipótesis en un trabajo anterior donde se analizaron 428 tormentas de verano. Puesto que parece más realista suponer una variación de D para las diferentes celdas del episodio que considerarlo constante, admitiremos también aquí que D^{-2} sigue una distribución gamma de dos parámetros:

$$\frac{1}{D^2} = x \sim \frac{\theta(\theta x)^{\delta-1} e^{-\theta x}}{\Gamma(\delta)} \quad (5.2)$$

Teniendo en cuenta la expresión (5.2), la expresión (5.1) se puede escribir como:

$$\rho_{h(\infty, \mathbf{z})}(d) = \frac{\frac{\theta^\delta}{(\delta-1)} \cdot \frac{1}{(\frac{d^2}{4} + \theta)^{(\delta-1)}}}{\frac{\theta}{(\delta-1)}} = \left(\frac{d^2}{4\theta} + 1 \right)^{1-\delta} \quad (5.3)$$

Los parámetros δ y θ se estiman igualando la función teórica de autocorrelación espacial de la lluvia al final del evento $h(\infty, \mathbf{z})$ a la función de autocorrelación empírica para cada evento.

Con el fin de estimar δ y θ es necesario disponer de un estimador para la covarianza. El estimador habitualmente empleado para un proceso aleatorio unidimensional viene dado por la siguiente expresión:

$$C\hat{ov}(\tau) = \frac{1}{(T-\tau)} \int_0^{T-\tau} (x(t) - \overline{x(t)})(x(t+\tau) - \overline{x(t)}) dt \quad (5.4)$$

El valor esperado de este estimador se puede escribir como:

$$E[C\hat{ov}(\tau)] = E[x(t)x(t+\tau)] - E[\bar{x}^2] \quad (4.5)$$

Sumando y restando $(E[x])^2$ que es igual a $(E[\bar{x}])^2$, se obtiene.

$$E[C\hat{ov}(\tau)] = Cov(\tau) - Var[\bar{x}] \quad (4.6)$$

En el caso de un campo bidimensional la expresión equivalente a la anterior es:

$$E\{C\hat{ov}[h(t, \mathbf{z}_1)h(t, \mathbf{z}_2)]\} = Cov[h(t, \mathbf{z}_1)h(t, \mathbf{z}_2)] - Var[h^{(L_1, L_2)}(t, \mathbf{z})] \quad (5.7)$$

donde $h^{(L_1, L_2)}(t, \mathbf{z})$ es el promedio del campo $h(t, \mathbf{z})$ sobre el área $L_1 \times L_2$ definido como:

$$h^{(L_1, L_2)}(t, \mathbf{z}) = \frac{1}{L_1 L_2} \int_{z_1-L_1/2}^{z_1+L_1/2} \int_{z_2-L_2/2}^{z_2+L_2/2} h(t, r) dr_1 dr_2 \quad (5.8)$$

Se observa, por tanto, que este estimador de la covarianza es sesgado, y en este caso, el valor esperado del estimador es menor que el momento poblacional.

Con el fin de solventar este hecho *Jacobs et al.* [1988] aplican el siguiente estimador insesgado para la correlación:

$$c\hat{ov}_c[h(t, \mathbf{z}_1)h(t, \mathbf{z}_2)] = c\hat{ov} [h(t, \mathbf{z}_1)h(t, \mathbf{z}_2)](1 - \gamma(L_1, L_2)) + \gamma(L_1, L_2) \quad (5.9)$$

donde se admite que el valor esperado del estimador de la función de autocorrelación puede aproximarse por el cociente entre los valores esperados de

los estimadores de la covarianza y varianza, es decir,

$$E[\hat{c}orr[h(t, \mathbf{z}_1)h(t, \mathbf{z}_2)]] = \frac{E[\hat{c}ov[h(t, \mathbf{z}_1)h(t, \mathbf{z}_2)]]}{E[\hat{V}ar[h(t, \mathbf{z})]]} \quad (5.10)$$

y $\gamma(L_1, L_2)$ es la función de varianza (*Vanmarcke*, [1983]). *Vanmarcke* propone la siguiente relación entre las varianzas de los campos $h(t, \mathbf{z})$ y $h^{(L_1, L_2)}(T, \mathbf{z})$:

$$Var[h^{(L_1, L_2)}(t, \mathbf{z})] = Var[h(t, \mathbf{z})] \cdot \gamma(L_1, L_2) \quad (5.11)$$

Esta función $\gamma(L_1, L_2)$, para el modelo RE, fue aproximada por *Rodriguez-Iturbe et al.* [1986]. Aunque dicha aproximación fue deducida para un modelo espacial de precipitación total, es posible utilizarla en nuestro contexto ya que el campo de precipitación integrado hasta el instante T se puede asimilar al campo empleado por *Rodriguez-Iturbe et al.* [1986]. La expresión viene dada por:

$$\gamma(L_1, L_2) = \left(1 + \frac{L_1^2}{4\pi D^2}\right)^{-\frac{1}{2}} \left(1 + \frac{L_2^2}{4\pi D^2}\right)^{-\frac{1}{2}} \quad (5.12)$$

El tener que aplicar una corrección a la estimación de la varianza o covarianza se debe a que el área donde se evalúan estas funciones no es infinita. A efectos prácticos, para valores de L_1 y L_2 mayores de 75 km, la función de *Vanmarcke* se hace lo suficiente pequeña para que la corrección sea poco significativa. A continuación se muestra un ejemplo del valor que toma $\gamma(L_1, L_2)$ para dos áreas distintas:

- Para $L_1 = L_2 = 75$ km y $D = 5$ km se obtiene que $\gamma(L_1, L_2) = 0.051$.
- Para $L_1 = L_2 = 30$ km y $D = 5$ km se obtiene que $\gamma(L_1, L_2) = 0.364$.

Respecto a la varianza, *Jacobs et al.* [1988] propuso el siguiente estimador insesgado:

$$\hat{Var}_c[h(t, \mathbf{z})] = \hat{Var}[h(t, \mathbf{z})] \left(\frac{1}{1 - \gamma(L_1, L_2)} \right) \quad (5.13)$$

donde se ha utilizado la expresión (5.11) y se ha tenido en cuenta que:

$$E[Var[h(t, \mathbf{z})]] = Var[h(t, \mathbf{z})] - Var[h^{(L_1, L_2)}(t, \mathbf{z})] \quad (5.14)$$

Una vez que se dispone de la expresión teórica, y en este caso corregida, para poder aplicar el método de los momentos se necesita el valor empírico que permita resolver la ecuación de estimación. La estrategia seguida se presenta a continuación:

- Se definen una serie de clases en función de las distancias que separan a los pluviómetros.
- Se determinan los pares de puntos que quedan incluidos dentro de cada clase. Cada punto está definido por sus coordenadas espaciales y el valor de lluvia acumulada la final del evento en dicho punto.
- Se calcula el valor de la covarianza para cada una de las clases.
- Finalmente, se estiman las correlaciones muestrales para cada una de las clases, dividiendo los valores de la covarianza entre la varianza muestral del campo de lluvia.

Se ha descartado la posibilidad de realizar interpolación de los datos y estimar la autocorrelación a partir del campo interpolado. Esto se justifica por la baja

densidad de pluviómetros y por la escala temporal de trabajo. El trabajar sobre el campo interpolado provocaría una perturbación de la estructura de la correlación, hecho que ya fue comprobado en el trabajo de *Lázaro et al* [1990].

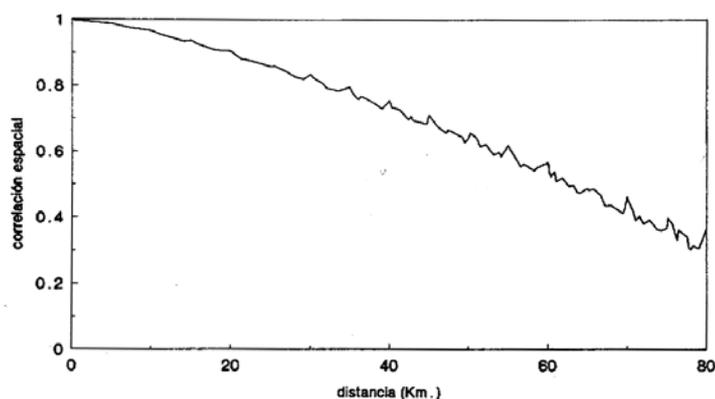


Figura 5. 1. Correlación espacial empleando *kriging* (de *Lázaro et al* [1990]).

En la Figura 5.1 se observa una estructura de correlación espacial que se extiende hasta distancias próximas a los 100 km, resultado que carece de sentido físico.

A pesar de que la densidad espacial de los datos no es alta, es posible apreciar la distinta forma que toma la función de autocorrelación al ser representada, reflejando características espaciales distintas o similares de los diferentes episodios lluviosos. En el caso de que se pudiera disponer de imágenes radar, adecuadamente calibradas, ayudaría significativamente a determinar de forma más precisa los parámetros relacionados con la distribución espacial de la precipitación.

Para determinar el intervalo más adecuado entre clases se probaron distintos valores. Un valor pequeño (5 km) en principio da una descripción más precisa de

la función de autocorrelación en distancias que son del orden de los tamaños de celda descritos en la literatura. Sin embargo, el hecho de que la separación más pequeña entre los pluviómetros de la red SAIH sea del orden de 10 km, imposibilita utilizar intervalos de clase tan pequeños. Por ello, tras varias pruebas, nos decidimos finalmente ha considerar un intervalo de 12 km, puesto que de esta forma ya había un número suficiente de puntos como para que el valor obtenido fuese representativo.

En las Figuras 5.2, 5.3 y 5.4 se muestran ejemplos de la función de correlación espacial de tres episodios. Las distintas formas que adopta la función son un reflejo de las distintas maneras de llover y que en buena medida, la expresión teórica reproduce, especialmente donde la correlación es significativa.

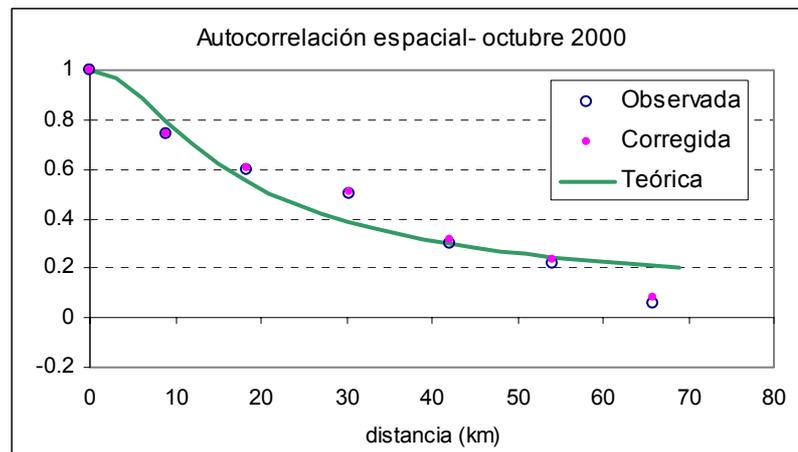


Figura 5. 2. Autocorrelación espacial – octubre 2000.

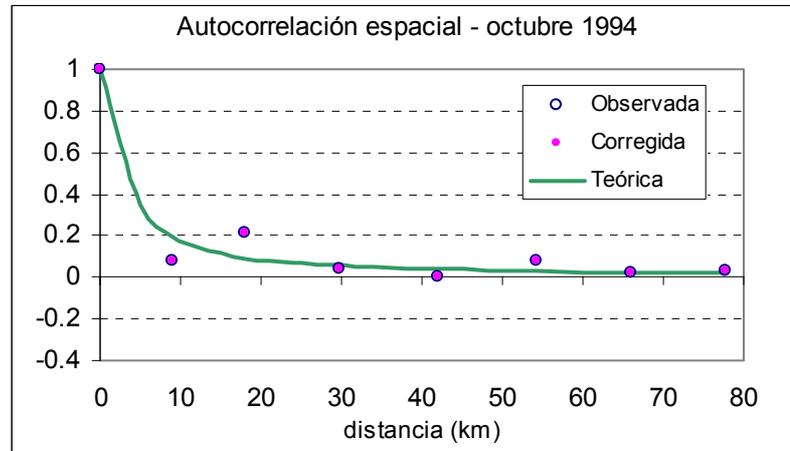


Figura 5.3. Autocorrelación espacial – octubre 1994.

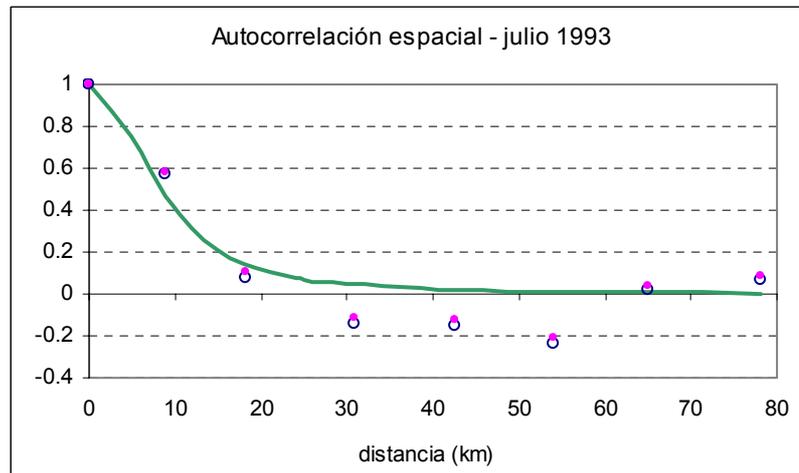


Figura 5.4. Autocorrelación espacial – julio 1993.

Los valores de δ y θ se obtienen mediante la búsqueda del mínimo error cuadrático medio entre la función teórica y los valores experimentales.

5.2.2.2. Estimación del parámetro λ

Una vez calculados los valores de δ y θ , se procede a estimar el valor del parámetro que describe la densidad espacial de las celdas. El valor se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$\lambda = \frac{1}{2\pi E[D^2]} \frac{E^2[h(\infty, \mathbf{z})]}{\text{Var}_c[h(\infty, \mathbf{z})]} \quad (5.15)$$

que se obtiene a partir de (3.28) y (3.35) en el caso del modelo con celda exponencial y a partir de (3.43) y (3.46) en el caso del modelo con celda tipo gamma. El valor de $E^2[h(\infty, \mathbf{z})]$ se obtiene a partir de la media muestral del episodio seleccionado, y lo mismo ocurre con $\text{Var}_c[h(\infty, \mathbf{z})]$. Una vez calculados los parámetros δ y θ , el valor de $E[D^2]$ se obtiene de la expresión $E[D^2] = \frac{\theta}{\delta - 1}$, resultado que se obtiene suponiendo que se verifica la ecuación (5.2).

5.2.2. *Parámetros Temporales*

Los parámetros que gobiernan la estructura temporal del modelo son tres: α , relacionado con la duración de la celda de lluvia y β y n relacionados con los instantes de nacimiento de las celdas, y por tanto controlan la duración del evento.

5.2.2.1. Estimación del parámetro α

En el trabajo de *Jacobs et al.* [1988], α y β se estiman utilizando la media y varianza normalizadas. Los autores señalan ciertas dificultades de convergencia de las ecuaciones de estimación. Observando la expresión teórica de la media normalizada, se puede concluir que dicha función no es lo suficientemente sensible para dar un valor robusto de α . En la mayoría de los casos cabe esperar que $\alpha \gg \beta$, y entonces la función de media normalizada se aproxima a un límite que es independiente de α . Esto es lo que cabe esperar, ya que tanto la media como la varianza normalizada proporcionan una descripción de la

evolución temporal del evento, y esta evolución depende principalmente del valor que tomen los parámetros β y n (en los episodios lluviosos analizados en esta tesis se tiene que el tiempo medio de nacimiento de celdas: $(n+1)\beta^{-1} \in [200 \text{ min}, 3000 \text{ min}]$), mientras que α gobierna la evolución temporal de la celda (en los episodios analizados en esta tesis $\alpha^{-1} \in [12 \text{ min}, 62 \text{ min}]$).

Con el fin de evitar los mencionados problemas se ha incorporado en el proceso de estimación de parámetros la función de correlación del proceso agregado de intensidad de lluvia $\xi^{(T)}(t, \mathbf{z})$, definido sobre intervalos de duración T . *Jacobs et al.* [1988] calculan las expresiones de la media, varianza y covarianza para $n=0$. La autocovarianza del proceso agregado para cualquier valor de n viene dada, en el caso de modelo con celda exponencial, por:

$$\text{Autocov}[\xi^{(T)}(t, \mathbf{z}), \xi^{(T)}(t + kT, \mathbf{z})] = \int_{t+kT}^{t+(k+1)T} dt_1 \int_t^{t+T} dt_2 \text{Autocov}[\xi(t_1, \mathbf{z}), \xi(t_2, \mathbf{z})] dt_2 =$$

(La autocovarianza de la intensidad de lluvia está dada por la expresión (3.25))

$$= A \int_{t+kT}^{t+(k+1)T} e^{-\alpha t_1} dt_1 \cdot \int_t^{t+T} \left[\left(t_2^n + \sum_{j=1}^n \frac{(-1)^j \prod_{i=0}^{j-1} (n-i)}{b^j} t_2^{n-j} \right) e^{at_2} - \frac{(-1)^n n!}{b^n} e^{-at_2} \right] dt_2$$

donde $A = \frac{\pi E[D^2] E[i_0^2] \lambda \beta^{n+1}}{n! b}$

$$= \frac{A}{\alpha} (e^{-\alpha(t+kT)} - e^{-\alpha(t+(k+1)T)}) \cdot \int_t^{t+T} I dt_2 = \frac{A e^{-\alpha t} e^{-\alpha kT}}{\alpha} (1 - e^{-\alpha T}) \cdot \int_t^{t+T} I dt_2 =$$

$$= e^{-\alpha kT} \cdot \left(\frac{A e^{-\alpha t}}{\alpha} (1 - e^{-\alpha T}) \cdot \int_t^{t+T} I dt_2 \right) \quad \text{donde } k \geq 1 \quad (5.16)$$

La varianza se obtiene en la expresión anterior haciendo $k=0$. Asumiendo que

la autocorrelación del proceso agregado viene dada por el cociente de la autocovarianza y de la varianza, tenemos:

$$Autocorr = \frac{Autocov[\xi^{(T)}(t, \mathbf{z}), \xi^{(T)}(t + kT, \mathbf{z})]}{Var[\xi^{(T)}(t, \mathbf{z})]} = e^{-\alpha kT} \quad (5.17)$$

la cual es independiente de β y n .

Desde el punto de vista práctico, el valor de α se obtiene minimizando el error cuadrático medio entre la expresión teórica y los valores calculados a partir de los datos del evento. Para obtener la autocorrelación del proceso agregado se han seleccionado los pluviómetros de lo que se podría denominar el núcleo del episodio y durante el período de tiempo más lluvioso, es decir, período en el cual hay activas más celdas de lluvia.

Respecto al parámetro φ , el análogo a α pero para celdas tipo gamma, se puede obtener su valor a través de la relación $\varphi = \alpha e$, según se comentó en el capítulo 3.

En las Figuras 5.5 y 5.6 se muestran dos ejemplos del ajuste realizado para la obtención del parámetro α . En todos los episodios se ha empleado series 10-minutales a excepción del episodio de octubre de 2000 donde se ha empleado la serie 5-minutal debido a la muy buena calidad de los datos.

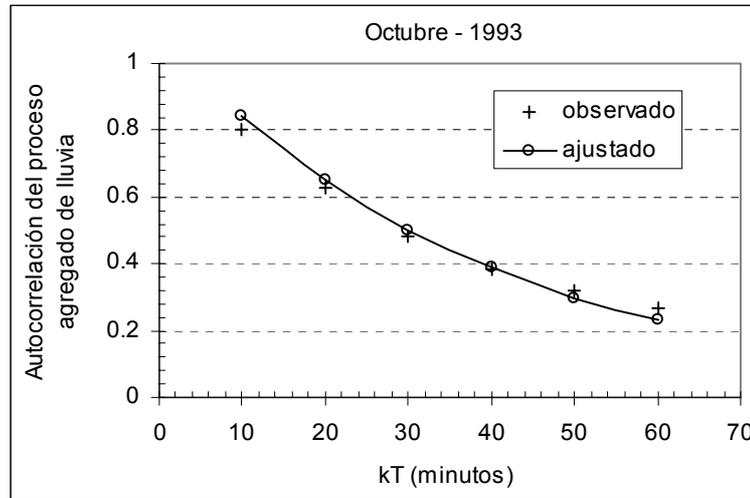


Figura 5. 5. Ajuste de la autocorrelación del proceso agregado (octubre-93).

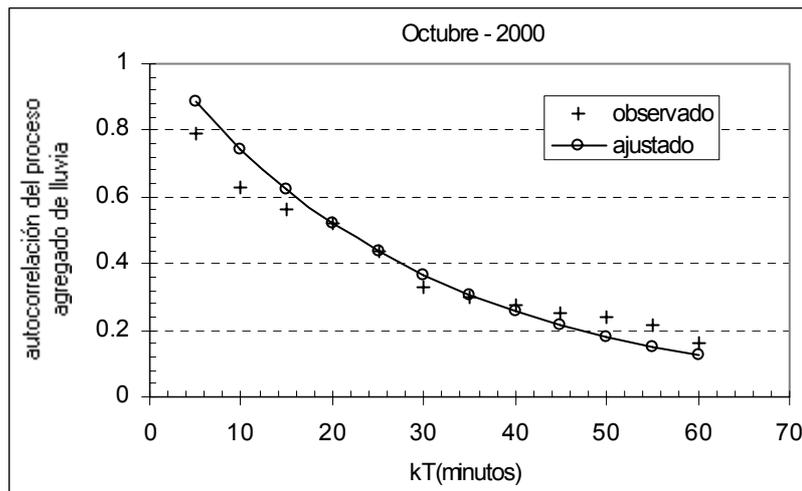


Figura 5. 6. Ajuste de la autocorrelación del proceso agregado (octubre-00).

5.2.2.2. Estimación de los parámetros β y n

El valor de β se estima minimizando el error cuadrático medio comparando la expresión teórica de la media normalizada con los correspondientes valores empíricos. Este cálculo se realiza para distintos valores de n . Se selecciona el valor de n , para el que el error cuadrático medio en el cálculo de β es menor.

En las Figuras 5.7 y 5.8 se muestra el ajuste de los episodios de octubre de 2000 y de julio de 1993 respectivamente. En el primer caso, se trata del episodio con mayor valor de precipitación registrada de la década. En el segundo caso, se trata de fuertes tormentas de verano en la que se alcanzaron los *records* de intensidad registrados por el SAIH (350 mm/h). Se puede apreciar también las distintas duraciones de ambos episodios, en el primer caso unos tres días y medio y en el segundo apenas llegó a medio día.

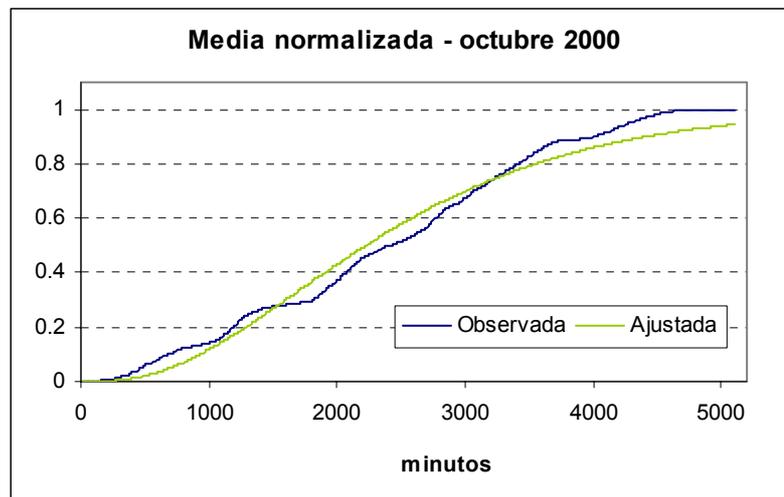


Figura 5. 7. Ajuste de la media normalizada donde $n=2$ (octubre-00).

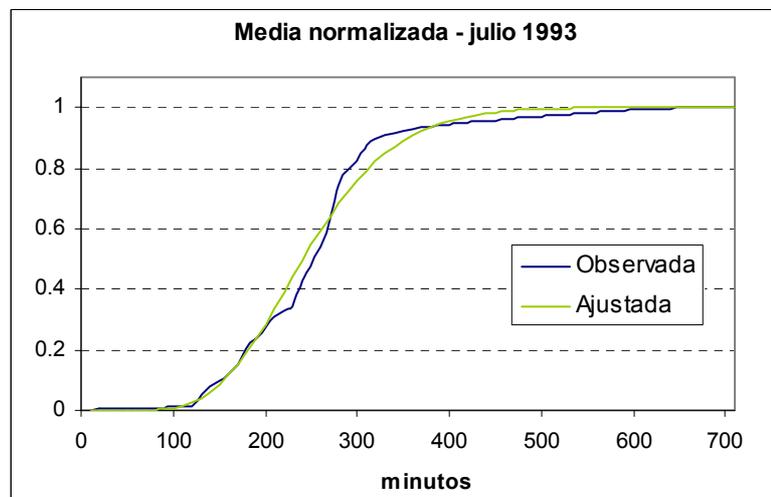


Figura 5. 8. Ajuste de la media normalizada donde $n=8$ (julio-93).

5.2.3. *Valor medio de los máximos de intensidad de celda*

El parámetro $E[i_o]$ controla principalmente la magnitud del evento. Este parámetro se puede expresar como una función de α y de la media del total de lluvia acumulada al final del evento.

$$\text{De (3.28) o (3.43): } E[i_o] = \frac{\alpha}{2\pi\lambda E[D^2]} E[h(\infty, \mathbf{z})] \quad (5.18)$$

5.3. RESUMEN DE LA ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS

El procedimiento de estimación de parámetros ha sido aplicado a los 30 episodios seleccionados, dando lugar a conjuntos de parámetros los cuales se muestran en la tabla 5.1.

En todos los casos se han obtenido valores de los parámetros que pueden considerarse físicamente razonables, los cuales corresponden a rangos de variación que claramente corresponden a las suposiciones empleadas en el proceso de construcción de los modelos presentados en este tesis.

Por otro lado, la estrategia seguida en el proceso de estimación ha dado buenos resultados al ser aplicada al conjunto de episodios en consideración, los cuales se pueden tomar como una buena representación de los eventos convectivos típicos que afectan al litoral mediterráneo español.

Episodio	delta	theta	lambda	E[i ₀]	alpha	beta	n	(E[D2]) ^{1/2}	(n+1)/beta	phi ⁻¹	alpha ⁻¹	
			celdas/km2	mm/min	min-1	min-1		km	min	min	min	
enero91-1	3.25	468.75	2.31E-03	0.50	3.67E-02	2.93E-03	2	8.9	1022.5	10.0	27.2	
enero91-2	1.56	18.36	5.87E-03	0.68	1.66E-02	1.09E-03	1	5.7	1829.5	22.2	60.2	
febrero93-1	1.31	4.23	1.66E-02	1.23	2.61E-02	2.36E-03	4	3.7	2118.6	14.1	38.3	
febrero93-2	1.54	3.54	5.31E-02	0.63	5.20E-02	2.52E-03	3	2.6	1588.0	7.1	19.2	
abril91-1	7.27	200.00	9.39E-03	0.30	2.89E-02	5.84E-03	4	5.6	856.0	12.7	34.6	
abril91-2	3.00	50.00	1.48E-02	0.70	5.70E-02	1.44E-02	9	5.0	696.4	6.5	17.5	
mayo92	1.26	3.27	9.35E-03	1.50	1.60E-02	1.91E-03	1	3.5	1049.7	23.0	62.4	
junio92-1	1.22	0.25	3.17E-01	0.50	5.02E-02	1.04E-02	6	1.1	675.5	7.3	19.9	
junio92-2	1.28	1.10	9.01E-02	0.80	6.04E-02	5.72E-03	1	2.0	349.5	6.1	16.6	
junio93	1.50	6.36	1.00E-02	0.90	7.25E-02	4.62E-02	8	3.6	194.7	5.1	13.8	
julio93	2.43	28.55	4.30E-03	1.90	5.45E-02	3.81E-02	8	4.5	236.2	6.7	18.3	
agosto96	1.28	0.54	8.14E-02	1.10	8.26E-02	1.22E-02	2	1.4	245.6	4.5	12.1	
septiembre91	12.00	32.62	7.49E-02	0.75	7.95E-02	2.87E-02	8	1.7	314.0	4.6	12.6	
septiembre92	1.69	5.62	3.49E-02	0.60	7.71E-02	1.62E-02	4	2.9	308.9	4.8	13.0	
septiembre94-1	2.18	2.00	1.30E-01	1.13	5.70E-02	2.24E-02	8	1.3	401.8	6.5	17.5	
septiembre94-2	1.72	22.21	1.62E-02	0.90	7.10E-02	9.51E-03	7	5.6	841.3	5.2	14.1	
septiembre96	1.56	10.13	7.06E-03	2.36	2.50E-02	2.96E-03	4	4.3	1688.1	14.7	40.0	
septiembre97-1	3.01	42.65	7.40E-03	0.80	7.15E-02	2.73E-02	6	4.6	256.5	5.1	14.0	
septiembre97-2	3.11	51.01	3.08E-03	1.30	2.42E-02	4.15E-03	0	4.9	241.0	15.2	41.4	
septiembre97-3	1.71	41.41	3.11E-03	1.87	2.96E-02	6.86E-03	3	7.6	583.2	12.4	33.7	
octubre91	5.52	12.64	3.06E-02	1.80	2.31E-02	5.46E-03	2	1.7	549.9	15.9	43.3	
octubre92	1.97	27.56	4.21E-03	1.04	2.08E-02	4.81E-03	3	5.3	832.0	17.7	48.2	
octubre93	1.70	6.44	2.09E-02	1.53	2.62E-02	1.30E-03	1	3.0	1534.6	14.0	38.1	
octubre94-1	2.08	48.00	4.02E-03	0.90	5.24E-02	7.41E-03	2	6.7	405.1	7.0	19.1	
octubre94-2	1.55	31.16	7.93E-03	1.12	5.85E-02	7.79E-03	5	7.6	770.1	6.3	17.1	
octubre94-3	1.55	1.10	7.18E-02	1.40	2.66E-02	3.40E-03	1	1.4	588.9	13.8	37.6	
noviembre93	1.40	0.56	3.68E-01	0.46	6.13E-02	7.66E-03	4	1.2	653.1	6.0	16.3	
octubre00	1.42	27.06	6.82E-03	2.70	3.55E-02	1.22E-03	2	8.0	2468.0	10.4	28.2	
diciembre92	1.67	20.36	1.14E-02	0.80	2.26E-02	6.76E-04	1	5.5	2960.3	16.2	44.2	
diciembre97	1.24	0.28	1.38E-01	0.50	2.63E-02	3.42E-03	3	1.1	1170.9	14.0	38.1	
Nota:	Verdes -> eventos 'fuertes'				Azules -> eventos 'medios'				Sin color -> 'débiles'			

Tabla 5. 1. Valores de los parámetros de los 30 episodios seleccionados.

En la tabla 5.1 se puede apreciar la diversidad de conjuntos de parámetros que intentan reflejar los distintos modos de llover. Con el fin de simplificar e intentar extraer algunas conclusiones a cerca del valor de los parámetros, hemos procedido a establecer unos criterios que permitan el agrupamiento de los mismos. Se han establecido tres grupos: uno denominado de eventos ‘fuertes’ constituido por aquellos episodios en donde aproximadamente el 10 % de los pluviómetros registro valores iguales o superiores a 100 mm/día. Un segundo grupo denominado eventos ‘medios’ formado por aquellos episodios donde aproximadamente el 10 % de los pluviómetros donde mayor precipitación se registró alcanzaron valores mayores o iguales a 50 mm/día e inferiores a

100 mm/día. Finalmente un tercer grupo denominado eventos ‘débiles’ con el resto de los episodios.

La forma de proceder para estimar los parámetros considerando éstos agrupados ha sido la siguiente:

- Selección de los eventos que se inscriben en cada grupo, de acuerdo a los criterios anteriormente mencionados.
- Cálculo de la media del parámetro α de aquellos eventos con valores similares.
- Cálculo de la función de autocorrelación de aquellos eventos con igual valor de α .
- El valor de λ se obtiene a partir del valor de $E[D^2]$ de la media de las medias y de la media de las varianzas de los episodios correspondientes. De la misma forma se procede con $E[i_0]$.

$$\lambda = \frac{1}{2\pi E[D^2]} \frac{E_e^2[h(\infty, z)]}{\text{Var}_e[h(\infty, z)]} \quad (5.19)$$

$$E[i_0] = \frac{\alpha}{2\pi\lambda E[D^2]} E_e[h(\infty, z)] \quad (5.20)$$

El subíndice ‘e’ en las expresiones anteriores hace referencia a las medias y varianzas del conjunto (*essemble* en la denominación anglosajona).

- En cuanto a los valores de β y n , no se ha procedido a ningún agrupamiento debido a la disparidad de valores obtenidos.

Los valores de los parámetros obtenidos a partir de agrupar los episodios han de considerarse únicamente como valores representativos de una serie de episodios con unas ciertas características comunes, de tal forma que permitan extraer algún tipo de conclusión.

Las tablas 5.2 y 5.3 muestran los valores de los parámetros obtenidos para los eventos menos importantes o ‘débiles’ según comentamos anteriormente. En este grupo situamos casi la mitad de los episodios (14 de 30).

	Estructura de celda			Estructura de evento	
	α^{-1}	$E[io]$	$(E[D^2])^{1/2}$	lambda	$(n+1)/\beta$
	min	mm/min	km	celdas/km ²	min
Junio92-1	15.9	0.55	1.53	0.144	676
Septiembre92					309
Septiembre94-1					402
Noviembre93					653
Abril91-2	0.77	3.57	0.0285	0.0285	696
Septiembre91					314
Septiembre94-2					841
Febrero93-2	41.8	0.77	1.61	0.0558	1588
October94-1					589
Diciembre97					1171
Enero91-1	0.0071	5.77	0.0071	0.0071	1023
Enero91-2					1829
Abril91-1					856
Diciembre92					2960

Tabla 5. 2. Valores descriptivos de los episodios ‘débiles’.

	Estructura de celda				Estructura de evento		
	alpha	$E[io]$	delta	theta	lambda	beta	n
	min ⁻¹	mm/min			celdas/km ²	min ⁻¹	
Junio92-1	0.063	0.55	1.45	1.05	0.144	0.01036	6
Septiembre92						0.01619	4
Septiembre94-1						0.02240	8
Noviembre93						0.01619	4
Abril91-2	0.77	2.29	16.43	0.0285	0.0285	0.01436	9
Septiembre91						0.02866	8
Septiembre94-2						0.00951	7
Febrero93-2	0.024	0.77	1.4	1.05	0.0558	0.00252	3
October94-1						0.00741	2
Diciembre97						0.00342	3
Enero91-1	0.0071	1.9	30.05	0.0071	0.0071	0.00293	2
Enero91-2						0.00109	1
Abril91-1						0.00584	4
Diciembre92						0.00068	1

Tabla 5. 3. Parámetros obtenidos para el grupo de episodios ‘débiles’.

En el grupo de los denominados eventos ‘medios’ tenemos un 20% de los episodios. En las tablas 5.4 y 5.5 se muestran los resultados obtenidos.

	Estructura de celda			Estructura de evento	
	α^{-1}	$E[i_0]$	$(E[D^2])^{1/2}$	lambda	$(n+1)/\beta$
	min	mm/min	km	celdas/km ²	min
Junio92-2	15.7	0.85	2.8	0.0247	350
Junio93					195
Agosto96					246
Julio93		1.3	6.2	0.005	236
Septiembre97-1					257
Octubre94-2					405

Tabla 5. 4. Valores descriptivos de los episodios ‘medios’.

	Estructura de celda				Estructura de evento		
	α	$E[i_0]$	delta	theta	lambda	beta	n
	min ⁻¹	mm/min			celdas/km ²	min ⁻¹	
Junio92-2	0.064	0.85	1.48	3.72	0.028	0.00572	1
Junio93						0.04623	8
Agosto96						0.01222	2
Julio93		1.3	2.9	74.1	0.005	0.03810	8
Septiembre97-1						0.02730	6
Octubre94-2						0.00741	2

Tabla 5. 5. Parámetros obtenidos para el grupo de episodios ‘medios’.

Finalmente, el grupo de los episodios más importantes está constituido por el 30 % de los eventos. Las tablas 5.6 y 5.7 recogen los resultados obtenidos.

	Estructura de celda			Estructura de evento	
	α^{-1}	$E[i_0]$	$(E[D^2])^{1/2}$	lambda	$(n+1)/\beta$
	min	mm/min	km	celdas/km ²	min
Febrero93-1	41.7	1.7	3.56	0.012	2119
Mayo92					1050
Octubre91					550
Octubre93					1535
Octubre94-3					589
Septiembre96			6.4	0.005	1688
Septiembre97-2					241
Septiembre97-3					583
October-92					832
Octubre00					2468

Tabla 5. 6. Valores descriptivos de los episodios ‘fuertes’.

	Estructura de celda				Estructura de evento		
	alpha min ⁻¹	E[i _o] mm/min	delta	theta	lambda celdas/km ²	beta min ⁻¹	n
Febrero93-1	0.024	1.7	1.62	4.96	0.019	0.00236	4
Mayo92						0.00191	1
Octubre91						0.00546	2
Octubre93						0.00130	1
Octubre94-3						0.00340	1
Septiembre96			2.1	45.1	0.005	0.00481	3
Septiembre97-2						0.00296	4
Septiembre97-3						0.00415	0
October-92						0.00686	3
Octubre00						0.00122	2

Tabla 5. 7. Parámetros obtenidos para el grupo de episodios ‘fuertes’.

A continuación vamos a realizar una comparativa de los resultados obtenidos y que se han mostrado de forma resumida en las tablas anteriores.

1. Respecto del parámetro alpha, relacionado con la duración de la celda, se han encontrado dos duraciones características, una entorno a los 15 minutos y otra entorno a los 40 minutos. En el caso de los episodios más importantes (tablas 5.6 y 5.7), a todos ellos se les puede asignar un valor de unos 40 minutos (41.7 min), en contraposición a los denominados medios (tablas 5.4 y 5.5) donde todos se aproximan a los 15 minutos. Respecto a los menos importantes (tablas 5.2 y 5.3), la mitad se aproximan a los 15 minutos y la otra mitad a los 40 minutos.
2. En relación al parámetro E[i_o], valor medio de las intensidades máximas alcanzadas en el centro de las celdas, se observa que para el caso de los eventos más significativos, todos ellos pueden tomar un valor único de 1.7 mm/min, lo que representa intensidades superiores

a los 100 mm/h. En el caso de los eventos ‘medios’, éstos se han dividido en dos grupos: unos con valores de aproximadamente 50 mm/h y otros con valores entorno a los 75 mm/h. Para los eventos ‘débiles’ también se han establecido dos grupos, uno con valores de unos 30 mm/h y el otro entorno a los 50 mm/h.

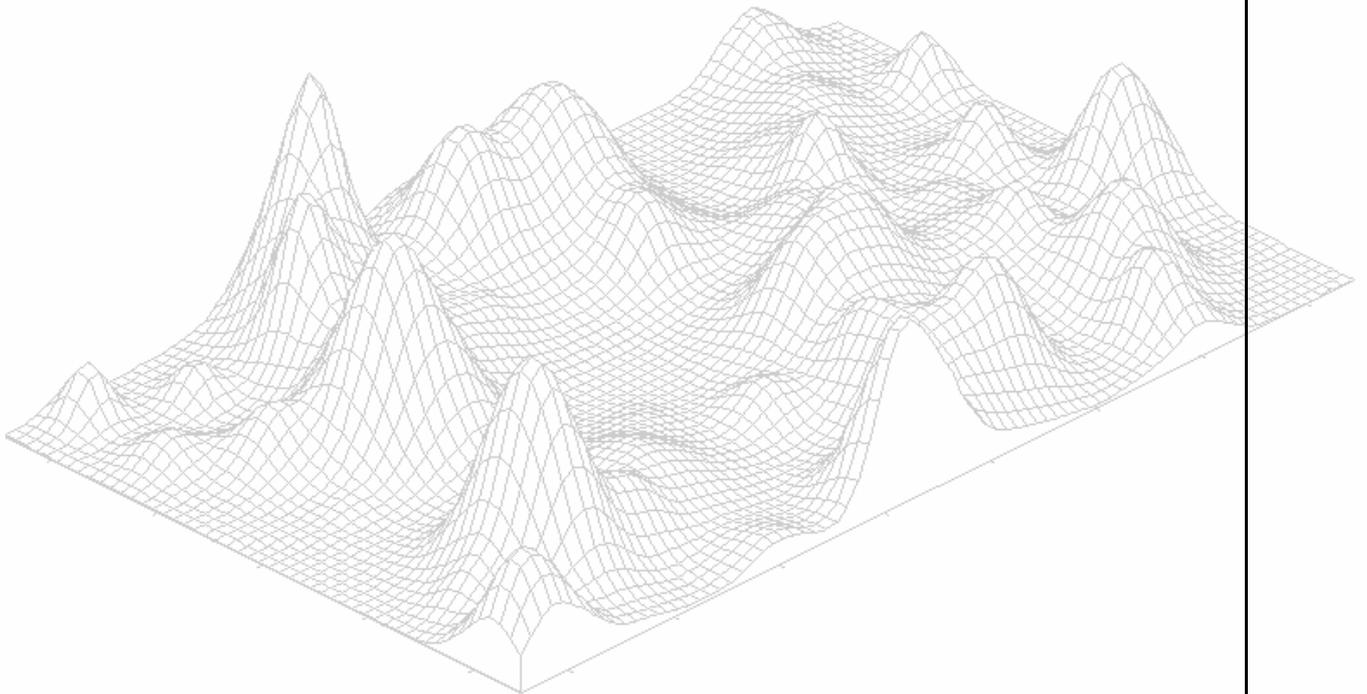
3. A partir de los valores de θ y δ , se puede calcular el valor de $(E[D^2])^{1/2}$, el cual da una idea de la extensión espacial de la celda. De forma aproximada, se puede decir que hay tres valores característicos para la descripción espacial: 1.5 km, 3 km y 6 km. En el caso de los eventos ‘fuertes’, dividimos éstos en dos grupos, uno con valor de 3.5 km y el otro episodios con un valor de 6.4 km. En el caso de eventos ‘medios’, los del grupo con un menor valor de $E[i_o]$ tienen también un menor valor de $(E[D^2])^{1/2}$ (2.8 km), frente a los 6.2 km del resto de los episodios del grupo. Finalmente, los episodios ‘menos importantes’, el valor de $(E[D^2])^{1/2}$ presenta una mayor dispersión, con lo que se ha establecido cuatro grupos con valores que van desde 1.5 km a 5.8 km.
4. La densidad espacial de celdas λ está estrechamente relacionada con el valor de $E[D^2]$, según la expresiones matemáticas del modelo. Se observa que cuanto mayor es $E[D^2]$ menor es λ y viceversa, es decir, que eventos con celdas muy extensas tienen un menor número que otros eventos con celdas más pequeñas.
5. Como ya comentamos, los valores que marcan la distribución de

celdas en el tiempo (β y n) no se han agrupado debido a la diversidad de valores independientemente del valor de los parámetros que describen la celda. Vemos que, en cierta manera, es posible quedarnos con unos cuantos ladrillos tipo con los que construir edificios muy diferentes.

6. Con relación a la época del año y marco sinóptico donde se desenvuelven estos episodios, en el caso de los eventos ‘fuertes’, la mayoría se producen en septiembre y octubre con una situación de gota fría. Los episodios clasificados como ‘medios’ se produjeron durante el verano y principios del otoño con diversas situaciones sinópticas y su duración fue en la mayor parte de los casos inferior a 12 horas. En cuanto a los episodios ‘débiles’, se observa que se produjeron en distintas épocas del año, estando la mayoría de los episodios de invierno y primavera en este grupo.

Capítulo 6

Aplicación del Modelo



6.1. INTRODUCCIÓN

En los capítulos anteriores se han presentado los aspectos teóricos que involucra el enfoque propuesto para la simulación de lluvia de carácter convectivo. Se ha mostrado el tipo y modo de selección de la información pluviométrica disponible. A continuación se han estimado los parámetros del modelo empleando la citada información.

Puesto que lo que se pretende es poder simular precipitación, es necesario disponer de los programas informáticos que permitan aplicar lo más fácilmente posible todo lo desarrollado en las tareas precedentes. Esto ha de dar lugar, por un lado, a poder evaluar la bondad del modelo, es decir, si es capaz de reproducir características estadísticas de la lluvia como medias, varianzas y correlaciones incorporadas directamente en el modelo y otras como máximos que no están directamente consideradas. Por otra parte, ha de permitir generar campos de lluvia capaces de ser incorporados a modelos lluvia-escorrentía y modelos de crecidas.

A continuación se presenta una descripción de la aplicación informática desarrollada. Dicha descripción no pretende ser un manual de usuario, ya que existen numerosos detalles y consideraciones que no son relevantes dentro del contexto de lo que pretende alcanzar la presente tesis. Por último, se muestra un ejemplo de aplicación con uno de los conjuntos de parámetros estimados, el cual ilustra la clase de resultados generados y el potencial que ofrece para una diversidad de aplicaciones posibles en el contexto hidrológico.

6.2. DESCRIPCIÓN DEL PROGRAMA RAINGEN

El programa **RainGen** está escrito en Visual Basic y constituye un entorno que facilita la introducción de datos y el análisis de los mismos. En la Figura 6.1 se muestran las distintas ventanas del programa **RainGen** así como los distintos programas FORTRAN empleados.

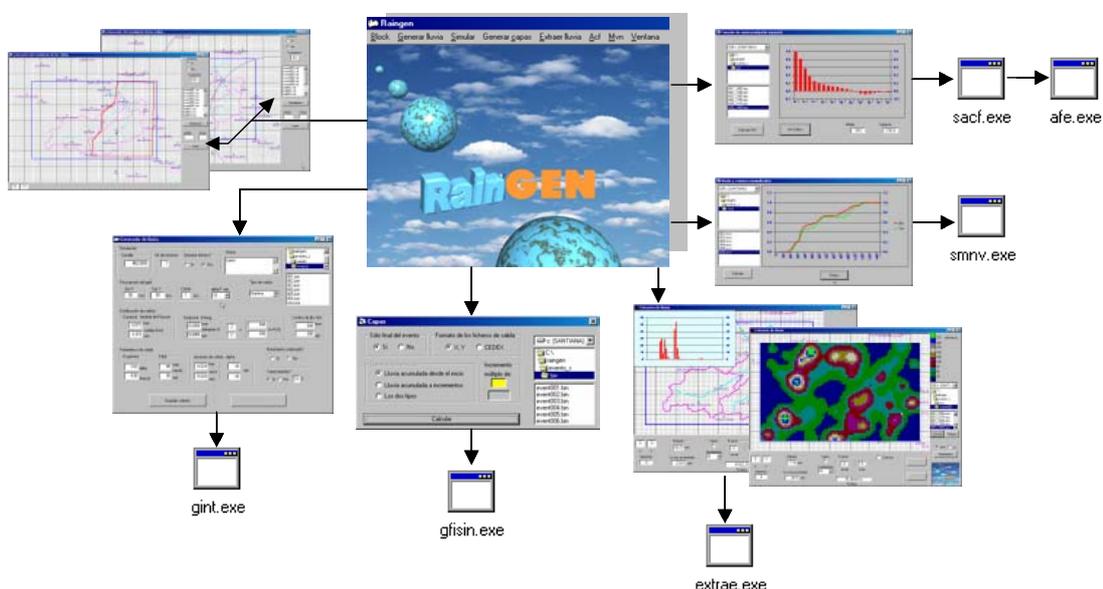


Figura 6. 1. Representación de los distintos elementos del programa RainGen.

El programa consta de un menú principal desde el cual se puede acceder a las distintas opciones. La principal de estas opciones es la que permite ejecutar el programa de simulación (*gint.exe*), corazón de la aplicación y que está escrito en FORTRAN 90, conteniendo más de 1000 líneas de código.

Antes de proceder a la ejecución del programa *gint.exe*, es necesario introducir la información que dicho programa necesita. Esta información consiste, de acuerdo con el modelo descrito, en introducir el valor de los parámetros

así como el tamaño del área de simulación. En principio esta información es aplicable a un área genérica del tamaño introducido. Con el fin de realizar una aplicación realista del modelo, se ha considerado la cuenca del río Albaida como base de la simulación.

Como características adicionales, la aplicación RainGen contempla la posibilidad de indicarle al programa *gint.exe* un orden temporal en el nacimiento de las celdas de lluvia, algo que desde el punto estrictamente teórico no afecta a la construcción del modelo, ya que se ha admitido una separación entre el proceso de nacimiento de las celdas y su posterior evolución temporal. En Figura 6.2 se muestra la pantalla donde se puede indicar la dirección de avance de la precipitación.

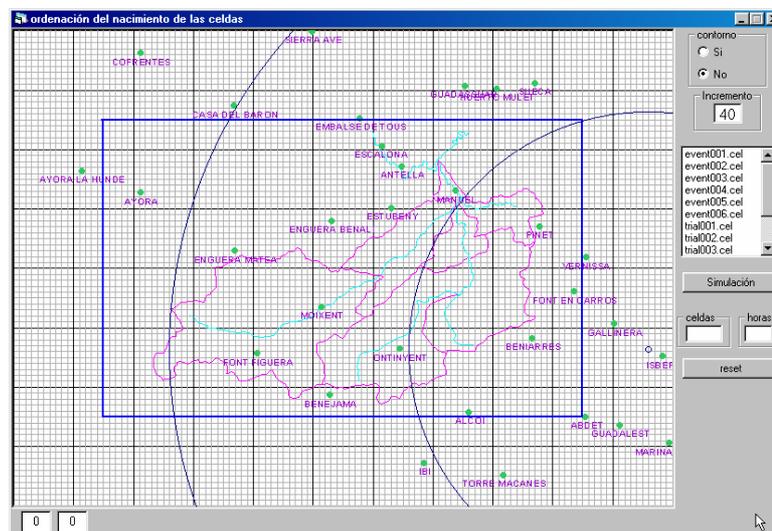


Figura 6. 2. Pantalla de selección de avance de la lluvia.

En este caso, surgirían en primer lugar las celdas cuyo origen está dentro del círculo más interno, a continuación las celdas cuyo origen está comprendido dentro de los dos círculos y así sucesivamente. Dentro de cada círculo el orden de

nacimiento es aleatorio. Es posible fijar un nacimiento aleatorio para toda la región.

Otra característica que se ha incorporado y que no tiene correspondencia teórica, es la posibilidad de incorporar un área donde la densidad de nacimiento de celdas sea mayor que en el resto de la zona, con el fin de reflejar de alguna forma el efecto orográfico que puede favorecer el ‘anclaje’ del sistema nuboso.

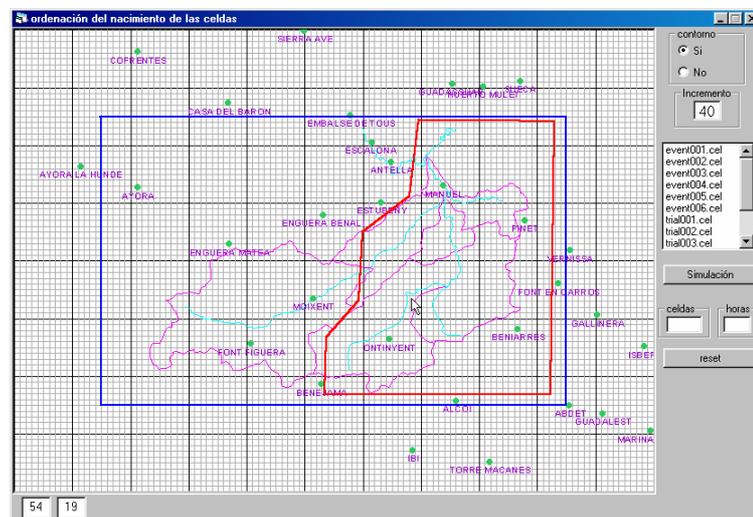


Figura 6. 3. Pantalla de asignación de zona de mayor probabilidad de lluvia.

Una vez elegidos estos dos criterios, se procede a la introducción del valor de los parámetros. Se puede también elegir el tipo de celda (exponencial o gamma) que se empleará en los cálculos. Además el programa permite generar varios eventos consecutivos. La Figura 6.3 muestra la correspondiente pantalla.

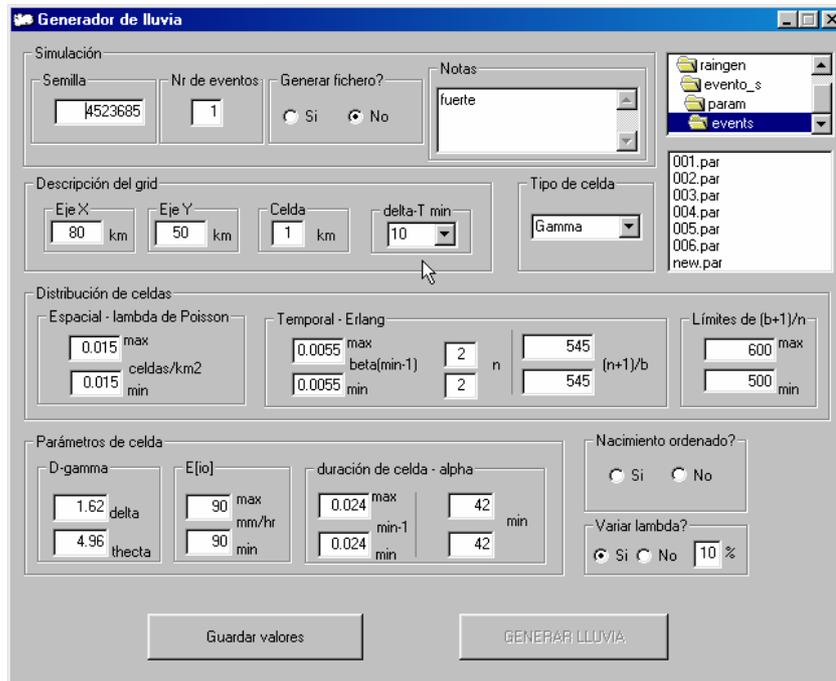


Figura 6. 4. Pantalla de introducción de datos para la generación de lluvia.

Una vez introducido los distintos valores, se puede generar únicamente la posición y características de las celdas de lluvia (no se genera la lluvia asociada), proceso rápido que permite comprobar las características de las celdas generadas. Esta comprobación rápida se hace editando el fichero *trialxxx.cel*.

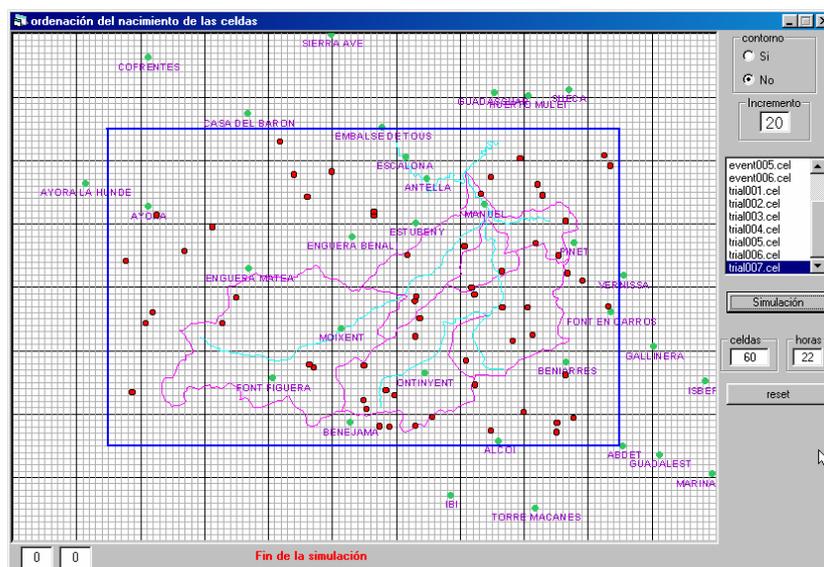


Figura 6. 5. Pantalla de simulación de la posición y nacimiento de celdas.

Desde esta pantalla (Figura 6.5) se puede realizar la simulación del evento, considerando la posición e instante de nacimiento de las celdas (puntos rojos).

Si se está conforme con el resultado obtenido, se puede proceder a la generación completa del episodio, proceso más costoso desde el punto de vista computacional.

Como ya se ha comentado, el programa *gint.exe* se encarga de realizar la generación de la precipitación. Este programa genera un fichero binario donde se almacena, según el tiempo fijado (por ejemplo cada 10 minutos) la lluvia acumulada en cada punto de la rejilla así como la intensidad de la precipitación en ese instante. Las expresiones teóricas se evalúan cada 2 minutos de simulación.

Una vez generado el fichero binario, es posible pasar la información a formato ASCII. Para ello se ha elaborado otro programa en FORTRAN 90 (*gfsin.exe*) que se encarga de obtener ficheros tanto de lluvia acumulada desde el inicio del episodio como ficheros incrementales. En la Figura 6.6 se muestra la pantalla de Visual Basic que se encarga de recoger los datos de entrada y llamar al programa *gfsin.exe*:

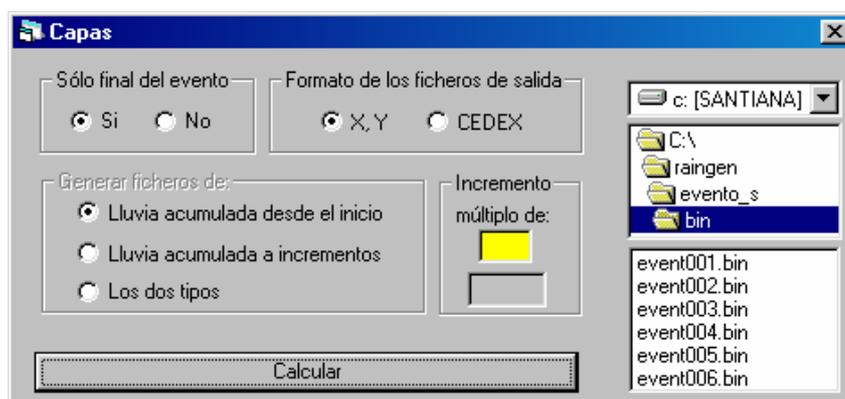


Figura 6. 6. Pantalla para la extracción de lluvia del fichero binario.

Otras dos opciones permiten la comprobación desde el punto de vista estadístico del evento generado. Estas son: el cálculo de la función de autocorrelación espacial y de la función de media normalizada. Las figuras 6.7 y 6.8 muestran dichas opciones.

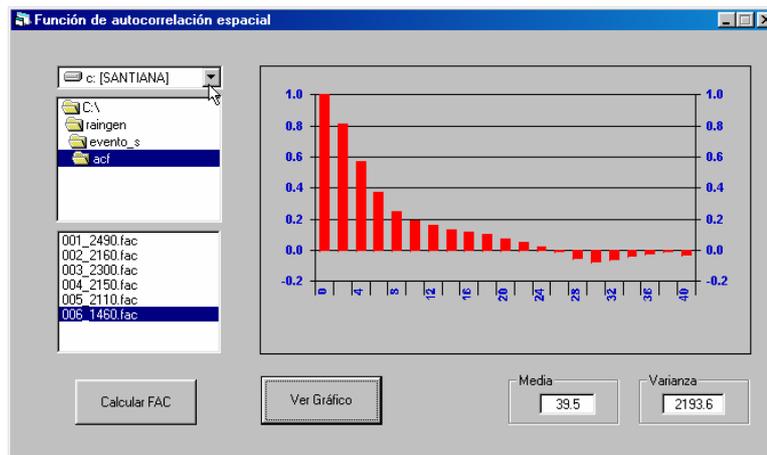


Figura 6.7. Pantalla donde se calcula y muestra la función de autocorrelación.

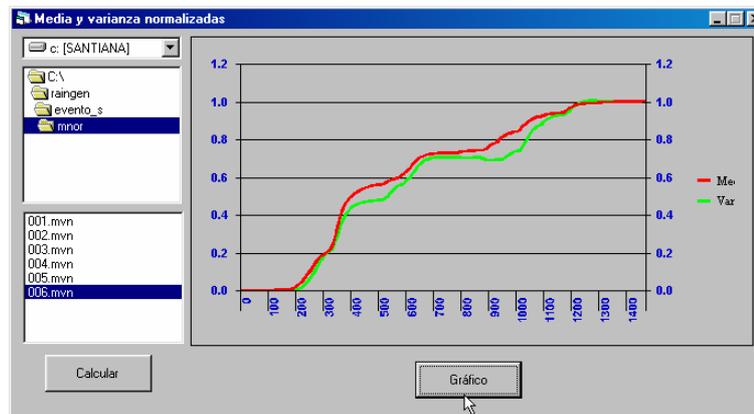


Figura 6. 8. Pantalla donde se calcula y muestra la función de media y varianza normalizada.

Finalmente, se ha creado una ventana que permite visualizar (y extraer el correspondiente fichero del archivo binario) el hietograma de cualquier punto de la zona de simulación para distintos valores de incremento temporal. En la

Figura 6.9 se muestra el hietograma para el punto rojo situado sobre el mapa. Se indica así mismo la lluvia acumulada en dicho punto y el valor máximo alcanzado en el correspondiente incremento temporal.

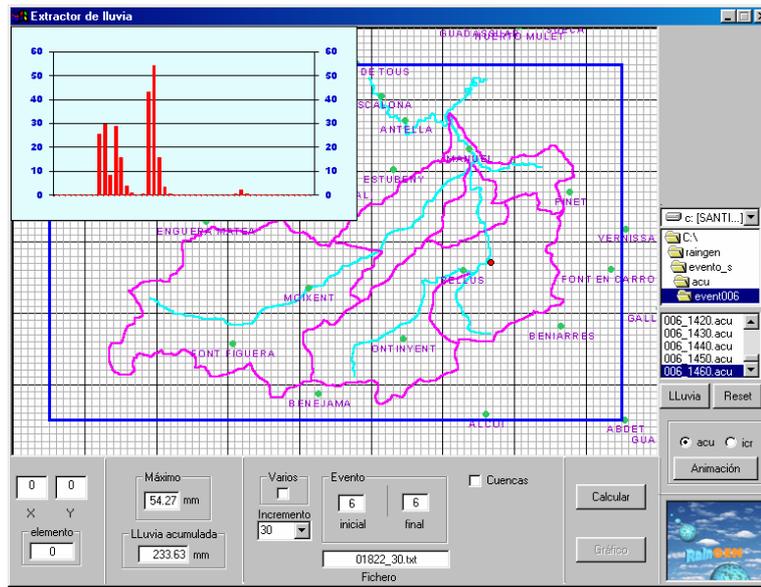


Figura 6.9. Pantalla donde se puede representar el hietograma para cualquier punto de la zona de simulación.

Por otro lado, se puede visualizar el hietograma sobre la lluvia promedio de todo la cuenca o de alguna subcuenca. Esto se muestra en la figura 6.10.

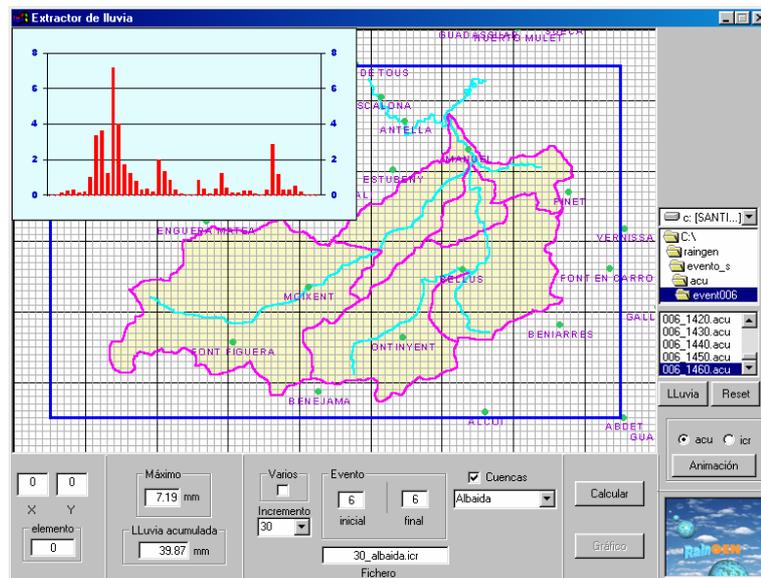


Figura 6. 10. Pantalla que muestra la evolución de la lluvia media en la cuenca seleccionada.

Otra posibilidad que permite esta opción es la de representar tanto el campo de lluvia acumulado como la lluvia acumulada en los distintos incrementos. Además es posible realizar una animación de la lluvia producida durante el evento.

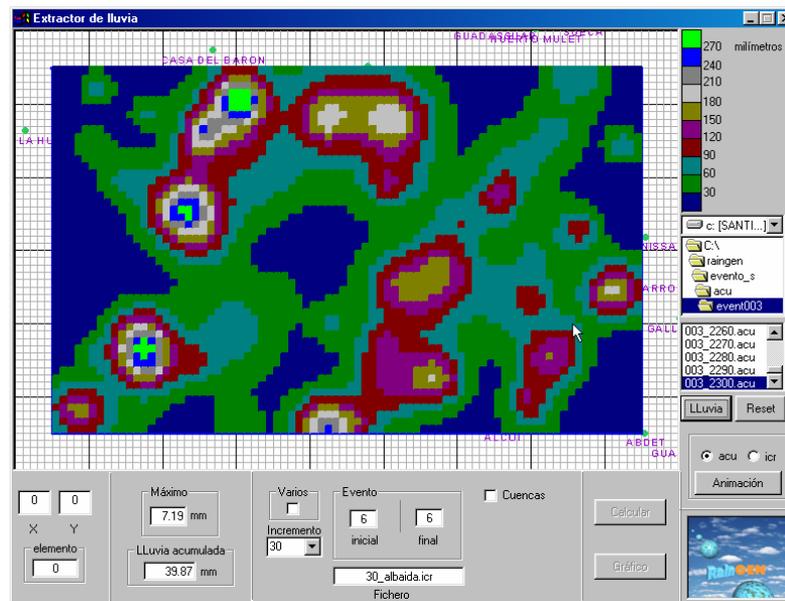


Figura 6. 11. Pantalla donde se muestra la lluvia acumulada desde el inicio de la simulación.

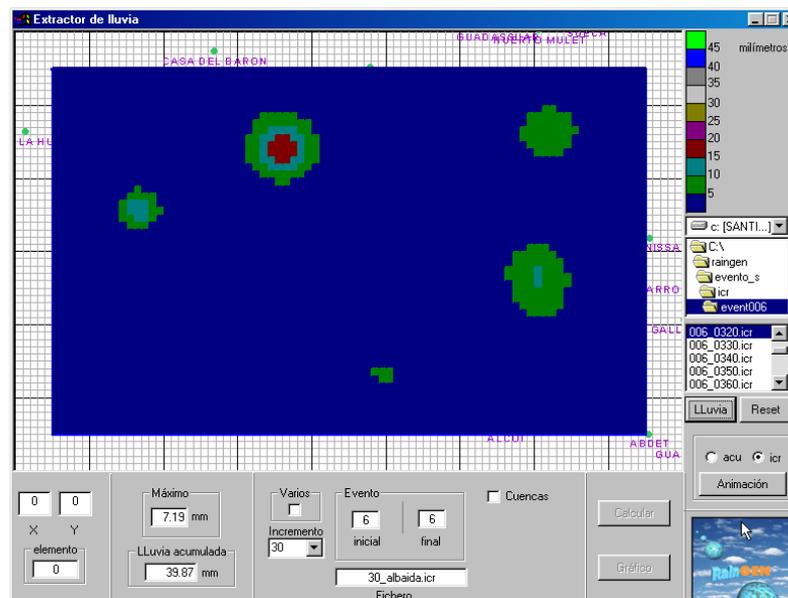


Figura 6. 12. Pantalla donde se muestra la lluvia acumulada en cada intervalo (por ejemplo cada 10 minutos).

6.3. EJEMPLO DE APLICACIÓN

A continuación se presenta un ejemplo de simulación donde se ha utilizado el conjunto de parámetros obtenidos con el episodio de oct91_1. La aplicación RainGen tiene una opción donde permite ver los parámetros estimados, tanto para cada evento como una vez clasificados:

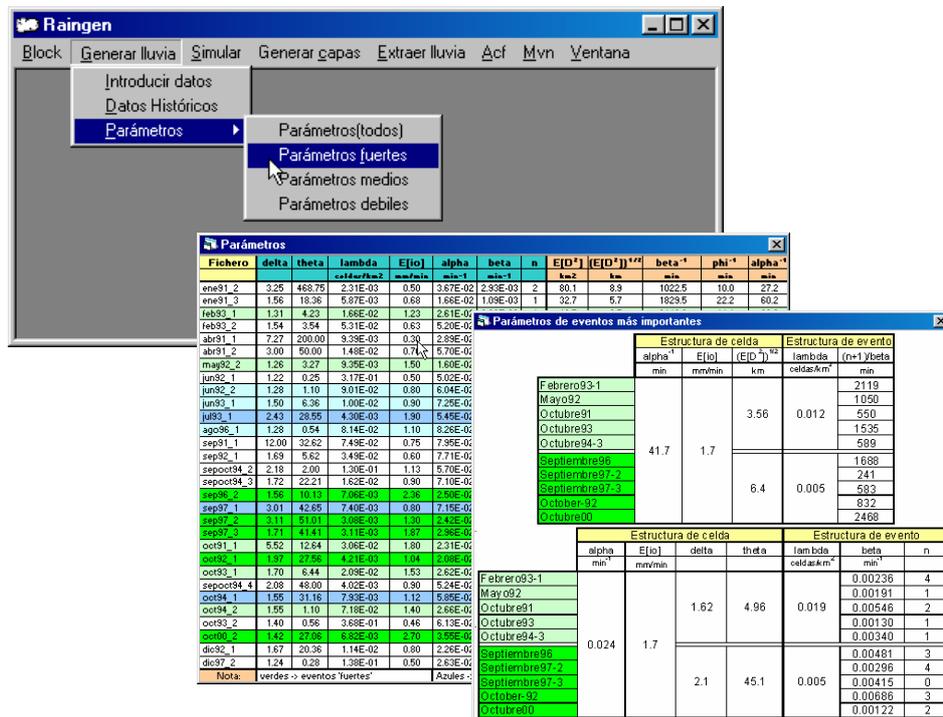


Figura 6. 13. Pantalla donde se muestran los datos históricos y parámetros.

Para la simulación no se ha establecido ningún orden en el nacimiento de las celdas. Sin embargo se ha aumentado ligeramente la probabilidad de nacimiento de celdas en la mitad derecha del campo de simulación, intentado reflejar que dicha zona, históricamente, alcanza valores de precipitación mayores.

En la Figura 6.14 se muestra el campo de lluvia obtenido al final del evento.

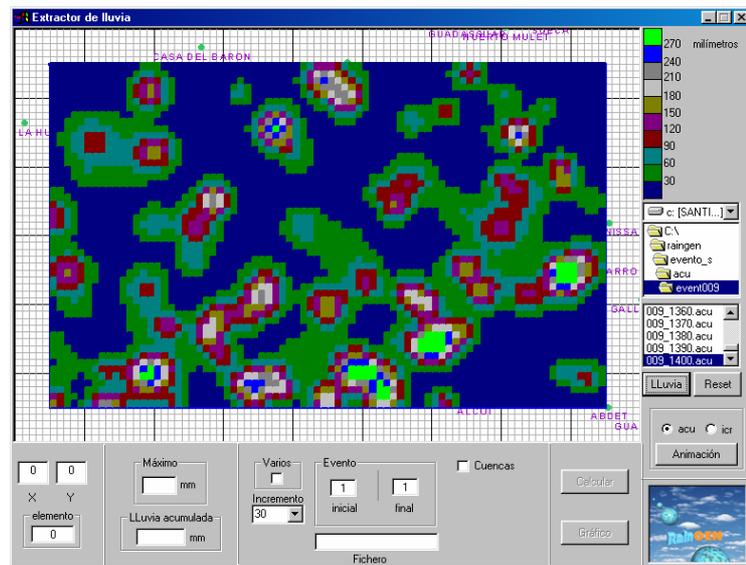


Figura 6. 14. Lluvia acumulada al final de la simulación.

En este episodio de octubre de 1991 se registraron hasta 257 mm en casi 24 horas. En otros puntos se midieron valores de más de 100 mm, en contraposición de puntos no muy lejanos donde la lluvia fue casi nula. La Figura 6.15 muestra una representación de los datos históricos para dicho episodio de 23 horas de duración.

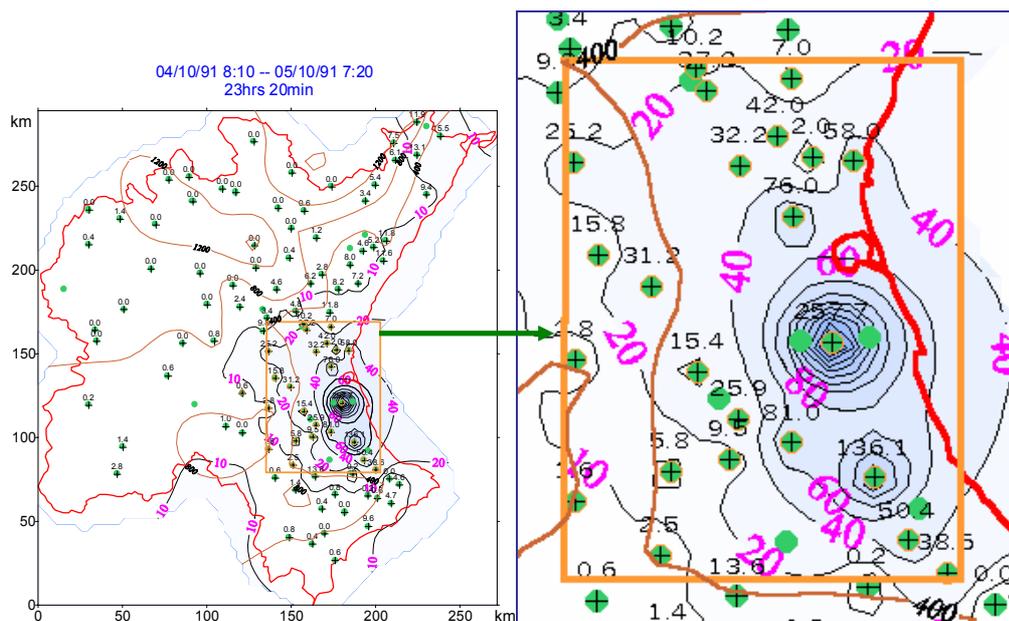


Figura 6. 15. Distribución espacial de la lluvia en el episodio de octubre de 1991.

Se observa en la Figura 6.14 del campo simulado como se alcanzan en algunos puntos valores superiores a los 270 mm y como aparecen también zonas donde la lluvia acumulada es muy poca, llegando en algunas zonas a cero.

En las Figuras 6.16 y 6.17 se comparan los valores observados con los teóricos, obtenidos mediante ajuste, y los obtenidos mediante la simulación realizada.

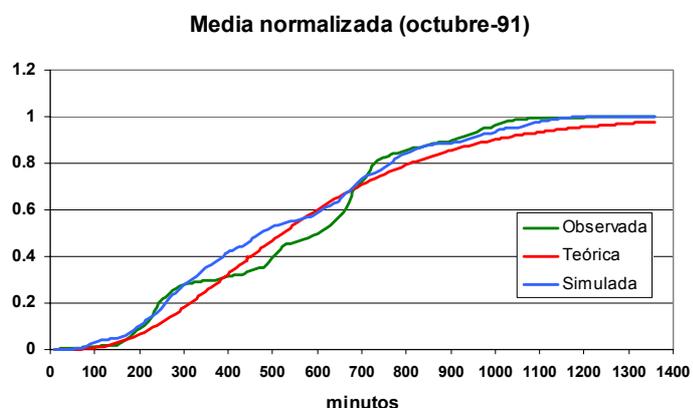


Figura 6. 16. Comparativa de la media normalizada.

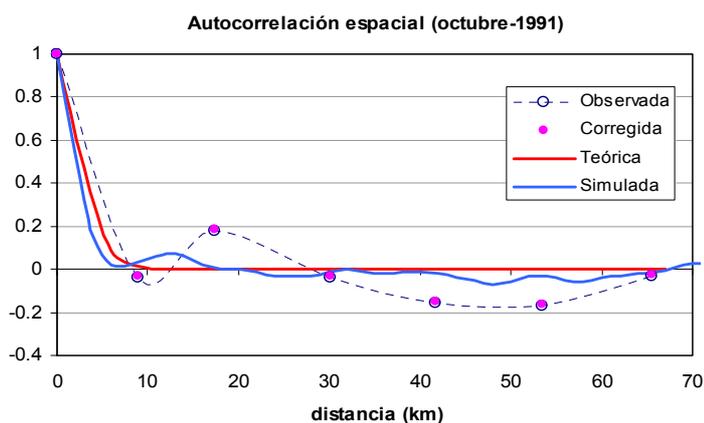


Figura 6. 17. Comparativa de la autocorrelación espacial.

En la Figura 6.18 se presenta la evolución de la lluvia media registrada en la

zona de simulación (gráfico de la izquierda) así como la evolución de la lluvia media de la zona recuadrada en la figura 6.15 para el episodio de octubre de 1991. En esta simulación se observan puntas de intensidad similares a las históricas, aunque llegando a valores más altos.

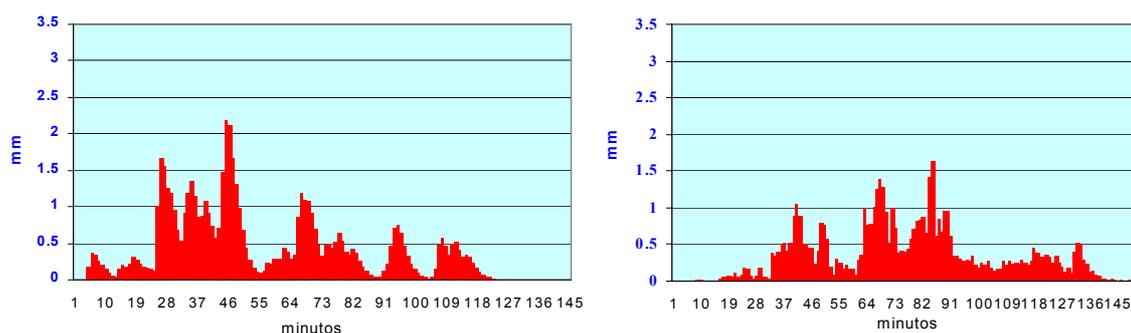


Figura 6.18. Evolución de la lluvia media en el episodio simulado y en el de octubre de 1991 (datos cada 10 minutos).

En la Figura 6.19 (gráfico de la izquierda) se representa la lluvia registrada por el pluviómetro de Huerto Mulet en octubre de 1991. Se alcanzaron valores de más de 250 mm con valores de intensidad próximos a los 120 mm/h en 10 minutos. En la simulación realizada se ha extraído el hietograma de un punto con lluvia acumulada similar (240 mm) en una extensión temporal también similar (unas 7 horas). En este caso la intensidades simuladas fueron un poco más altas, próximas a los 150 mm/h en 10 minutos.

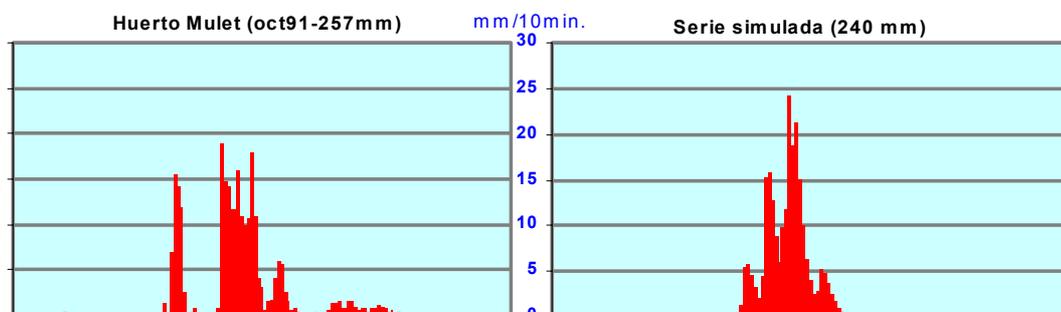
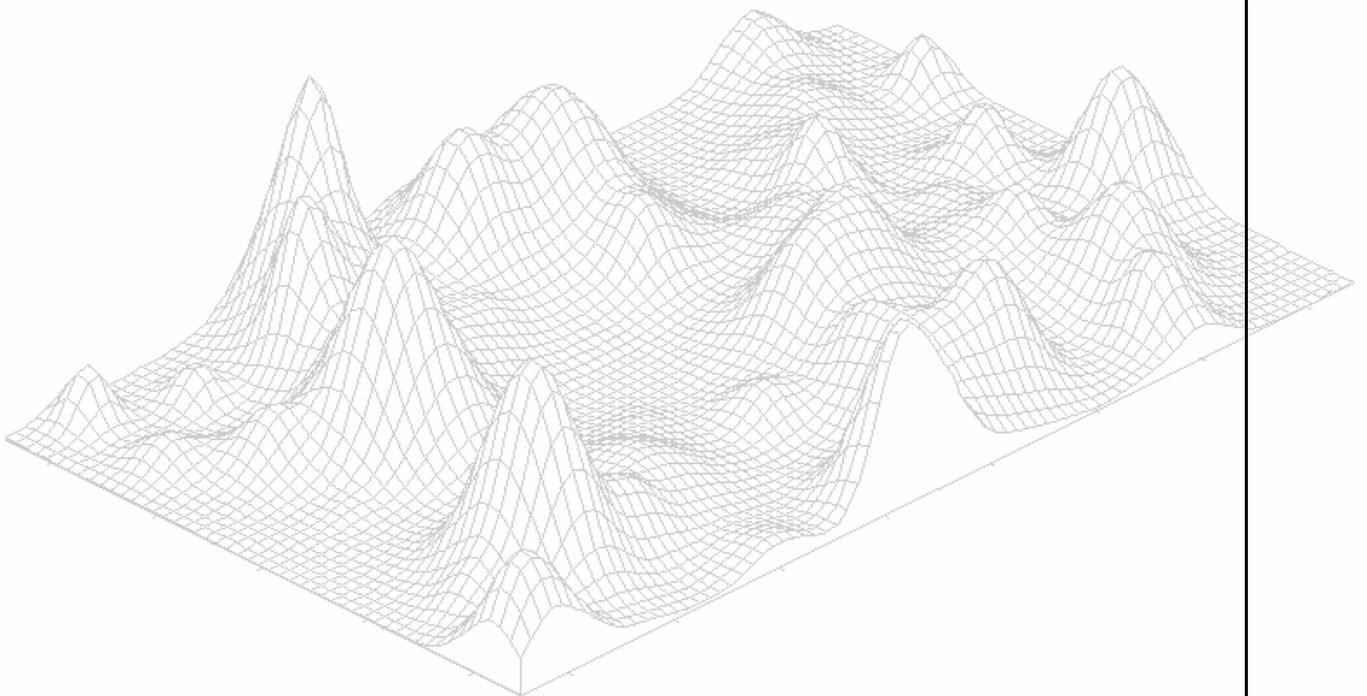


Figura 6. 19. Lluvia registrada en Huerto Mulet (izquierda) y lluvia simulada (derecha).

Capítulo 7

Conclusiones y Futuras Vías de

Investigación



7.1. CONCLUSIONES

La precipitación, a diferencia de otras variables meteorológicas, se caracteriza por su enorme variabilidad tanto temporal como espacial. Cuando se habla de las escalas mayores hay que poner especial énfasis en la planificación y gestión de los recursos hidráulicos. A escalares menores (desde minutos a días), se requiere una especial atención tanto en la predicción cuantitativa de la lluvia como en su simulación a estas escalas, debido a la repercusión directa que existe con las escorrentías y, por tanto, con las crecidas. En esta tesis se ha intentado aportar un pequeño avance en el campo de la simulación de lluvia convectiva.

En la revisión del estado de la cuestión de los modelos espacio temporales de precipitación llevado a cabo en esta tesis, se ha señalado que un gran grupo lo constituyen los modelos dinámicos (basados en las ecuaciones de la Física). Estos modelos, aplicados a las pequeñas escalas, por la propia naturaleza caótica de la atmósfera y por los requerimientos computacionales, están especialmente indicados para la predicción, siendo generalmente necesario acoplar algún modelo estadístico para alcanzar las escalas más finas (al menos en precipitación).

En cuanto a la modelación puramente estocástica de la lluvia, resulta sumamente atractivo el enfoque que se centra en la invarianza de escala, puesto que resulta muy parsimonioso. Sin embargo, para este tipo de modelación se requiere, habitualmente, información proveniente de RADAR, algo no siempre disponible, y por otro lado, no se considera explícitamente la evolución temporal de celdas de lluvia, algo que creemos es vital cuando lo que se intenta modelar

son las fuertes lluvias convectivas.

Como conclusiones más importantes que se pueden extraer del trabajo realizado podemos señalar:

1. Se ha formulado un modelo estocástico basado en procesos de punteo que representa un compromiso entre la complejidad suficiente para dar una descripción realista del campo de lluvia y la sencillez para permitir la obtención de expresiones analíticas de los momentos de primer y segundo orden. El modelo desarrollado mejora de forma sustancial los modelos precursores de este tipo.
2. El empleo de procesos de punteo y la descripción conceptual realizada presenta ciertas limitaciones en cuanto a incorporar de forma explícita la orografía y, por tanto, anisotropía en el campo de lluvia. Por otro lado, el añadir nuevas hipótesis que hagan más realista el modelo puede conducir a no poder ser aplicado de forma práctica, lo cual implicada sopesar muy bien qué aspectos se pueden mejorar.
3. En cuanto a la información pluviométrica manejada, su resolución temporal ha sido buena, aunque la espacial es algo que se podrá mejorar, tanto por el empleo de datos provenientes de RADAR o satélite como por el aumento del número de pluviómetros.
4. Se ha constatado que aunque pueden ocurrir lluvias fuertes en invierno y primavera, los grandes temporales se producen en los meses de septiembre, octubre y noviembre. Es posible también alcanzar grandes

valores de intensidad de precipitación en los meses de verano. El marco sinóptico predominante en estos temporales es la advección de levante con gota fría, pero no el único. Finalmente señalar que la duración característica de estos episodios es de uno o dos días.

5. Como ya se ha señalado, el gran reto en este tipo de modelación lo constituye la estimación de los parámetros. En esta tesis, a partir de estrategias anteriores, se han añadido mejoras, especialmente con los parámetros temporales. El poder disponer de información con mayor resolución espacial conducirá a una estimación más fina de los parámetros.
6. La construcción de herramientas que permitan de una forma rápida y relativamente sencilla simular precipitación supondrá una gran ayuda a la hora de poder sacar consecuencias tanto de la propia precipitación como de su relación con otros aspectos del ciclo hidrológico. En esta tesis se aporta un modesto ejemplo en este sentido.

7.2. FUTURAS VÍAS DE INVESTIGACIÓN

Las posibles vías de investigación a seguir en el futuro las podemos agrupar en dos grandes bloques:

1. Investigación directamente relacionada con la precipitación

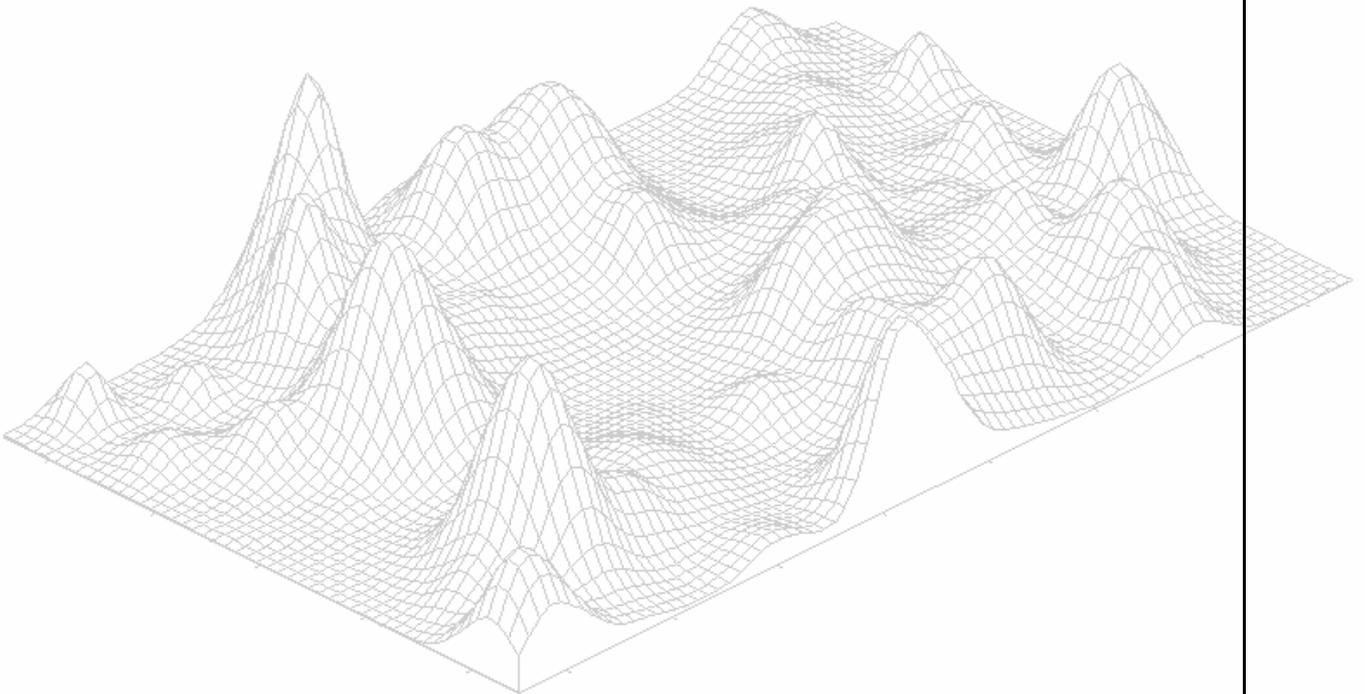
- Obtención de propiedades derivadas del modelo: Máximos, curvas Intensidad-Duración-Frecuencia, Factores de Reducción Areal, etc.
- Estimación de los parámetros del modelo empleando imágenes provenientes de RADAR, contrastando los resultados con los valores obtenidos empleando datos de la red de pluviómetros.
- Aplicación del modelo en otras zonas y con otro origen de la lluvia (por ejemplo, con lluvia convectiva producida por frentes fríos muy activos). Puede que en estos casos se requiera una modificación del modelo para incorporar *clustering* de celdas.

2. Investigación en respuesta hidrológica

- Análisis de sensibilidad de la respuesta hidrológica frente a la hipótesis de lluvia agregada – lluvia distribuida.
- Cuantificación de la no linealidad en los procesos de lluvia-escorrentía.
- Análisis de frecuencia de máximos: distribución de lluvia versus distribución de caudales.
- Comparación de modelos agregados y distribuidos.

Anexo

Descripción de los Episodios Seleccionados



1. ENERO 1991

- Periodo: 22/01/1991 – 27/01/1991
- Situación sinóptica: Advección de levante con gota fría
- Descripción:

La configuración sinóptica de este periodo se caracteriza por la presencia de un anticiclón centrado sobre Gran Bretaña, extendiéndose sobre el Atlántico y el centro de Europa. Hay dos borrascas sobre el Atlántico con frentes asociados. La posición del anticiclón frena su avance y no llegan a alcanzar el continente Europeo durante estos días (situación de bloqueo). Sobre el Sahara occidental se aprecian bajas presiones, con un núcleo cerca del estrecho de Gibraltar (día 23-12h GMT) causado por la baja en altura. En la topografía de 500 hPa se aprecia una gota fría sobre el suroeste peninsular. En el centro se encuentra la isohipsa de 5520 m y una temperatura de $-28\text{ }^{\circ}\text{C}$.

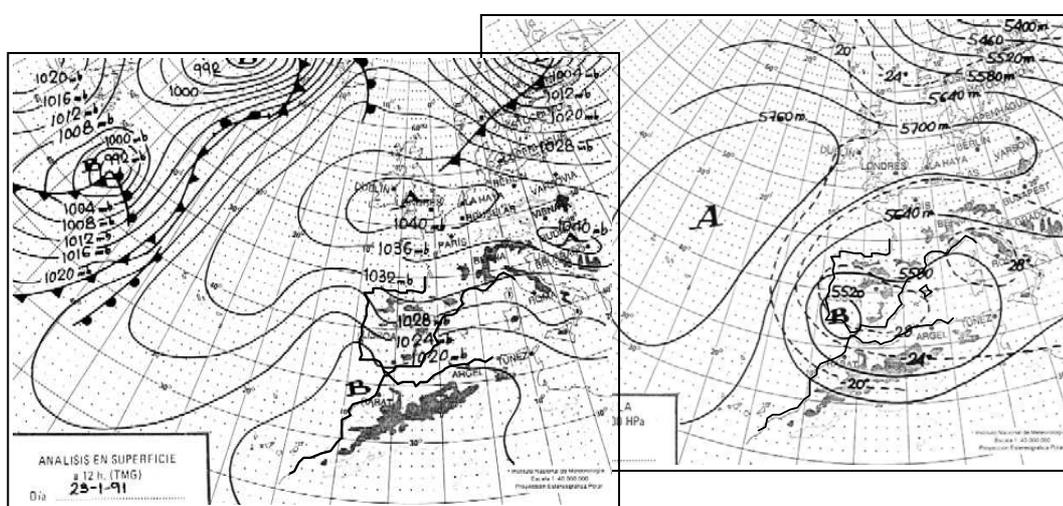


Figura 9.1: Situación atmosférica del día 23 de enero de 1991 (INM).

Se registraron chubascos y tormentas (especialmente el día 23) en Valencia, Murcia y Baleares. Precipitaciones en general débiles en el resto de las zonas. Viento moderado del este en Valencia, Murcia y Baleares con alguna racha fuerte el día 23.

En la Figura 9.2 se muestra la lluvia registrada por los pluviómetros del SAIH. cada 10 minutos, así como la curva del porcentaje, relativo al evento, de lluvia acumulada. A la vista de dicho gráfico, seleccionamos dos episodios: el primero se extiende desde el 22/01/91 17:40 h hasta el 24/01/91 13:00 h. y representa el 35% de la lluvia registrada. El segundo desde el 24/01/91 13:00 h. hasta el 27/01/91 21:00 h. y representa un 50% de la lluvia del periodo.

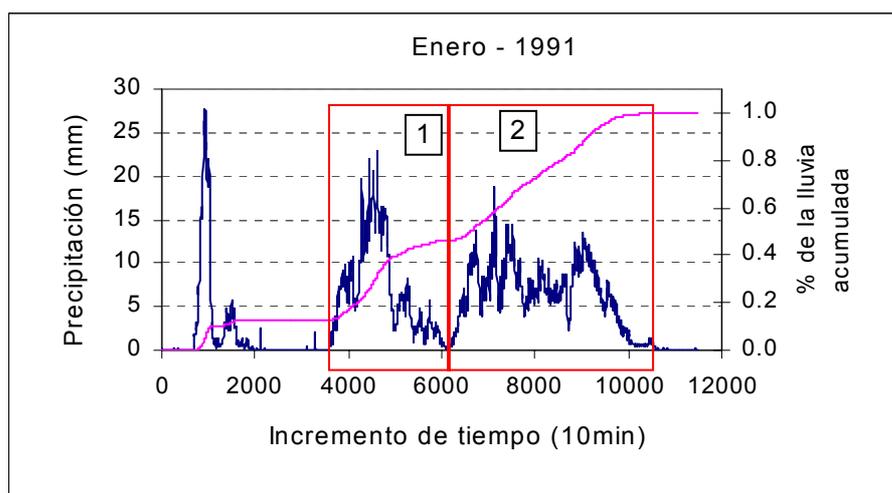


Figura 9.2: Lluvia registrada por el SAIH (enero-1991).

- Episodio 1: El primero tiene una duración de 43 h y 20 min., afectando las lluvias más intensas a la confluencia de las zonas de Caroché, Albaida y la Ribera. Se midieron precipitaciones superiores a 85 mm. La intensidad medida en mm/día superó el valor de 40 (ver Figura 9.3).
- Episodio 2: En este episodio, si bien la zona de lluvias más importantes no se modifica, la inestabilidad se extiende hacia el norte, registrándose focos tormentosos como el que se produce entorno al pluviómetro de Torrijas (169.4 mm). Se sigue superando en algunos puntos el valor de los 40 mm/día, hecho a destacar si se tiene en cuenta que el episodio dura más de tres días (ver Figura 9.4).

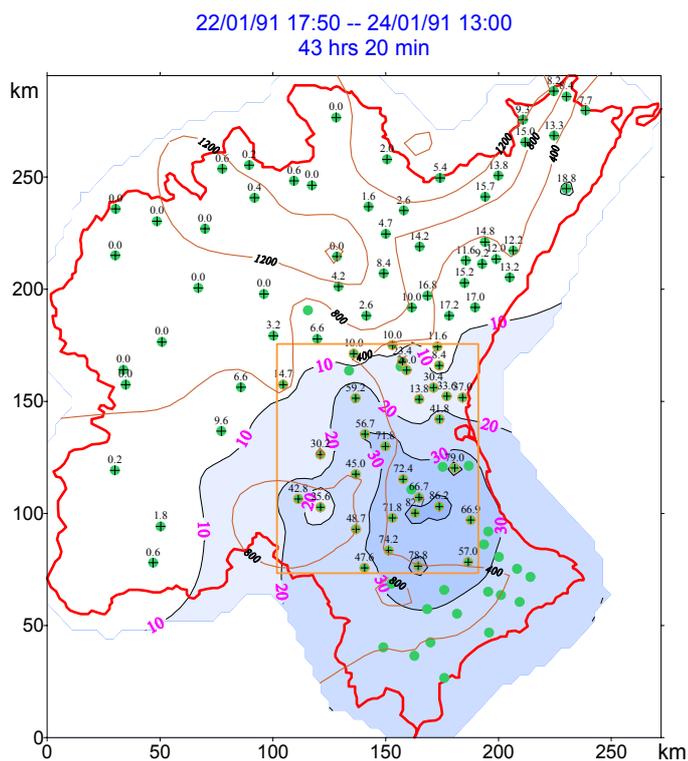


Figura 9.3: Distribución espacial de la lluvia (enero-1991, episodio 1)

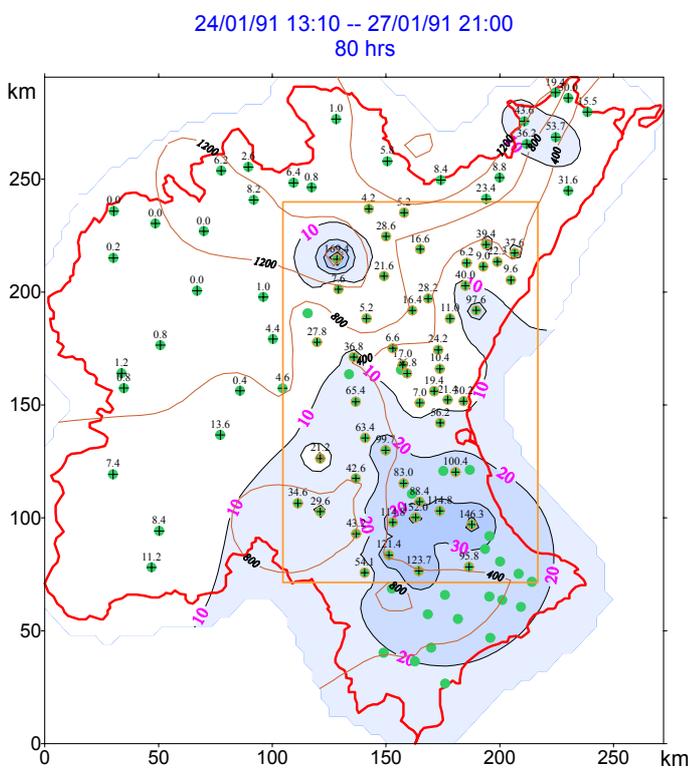


Figura 9.4: Distribución espacial de la lluvia (enero-1991, episodio 2).

2. FEBRERO 1993

- Periodo: 31/1/93 - 5/2/93.
- Situación sinóptica: Advección de levante con gota fría.
- Descripción:

Durante este periodo de tiempo, que abarca seis días, la configuración sinóptica varía ligeramente. En superficie se aprecia una zona de altas presiones desde las islas Azores hasta el centro del continente europeo. Esto provoca que los frentes asociados a borrascas situadas en latitudes superiores no afecten a la Península Ibérica. El centro del anticiclón se sitúa sobre las Islas Británicas, con una presión en la isobara central de 1036 mb el día 31, oscilando hacia el este y el oeste los siguientes días. Sobre el Atlas se observa una zona de bajas presiones, al igual que ocurre en la topografía de 500 hPa, donde el núcleo está rodeado por una isohipsa de 5520 m el día 1 y sube hasta los 5640 m el día 5. Se aprecia también una isoterma en la zona central de $-24\text{ }^{\circ}\text{C}$, llegando el día 4 a $-28\text{ }^{\circ}\text{C}$ al oeste de Lisboa.

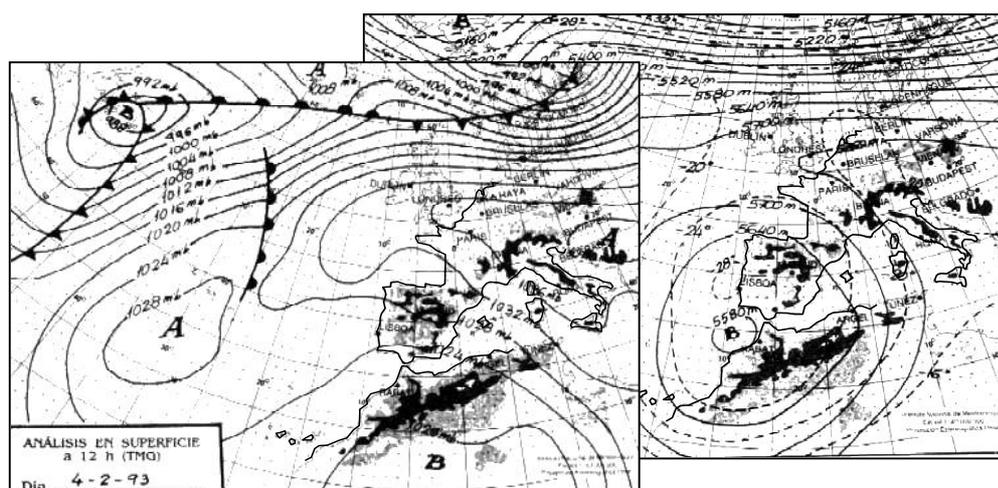


Figura 9.5: Situación atmosférica del día 4 de febrero de 1993 (INM).

Se produjeron precipitaciones moderadas y localmente fuertes en el sudeste peninsular, Valencia, Ceuta y Melilla. Lluvias de débiles a moderadas en

Extremadura, zona centro, sur de Aragón y Cataluña. Vientos de flojos a moderados del este.

En la Figura 9.6 se observa que las lluvias más importantes se produjeron los primeros días del periodo, en concreto, durante los días que van del 31 de enero al 5 de febrero. Durante los siguientes días continuó la inestabilidad y se produjeron precipitaciones pero siendo en general de carácter débil. Se han seleccionado dos episodios dentro de este periodo. El primero desde el día 31 a las 14:35 horas hasta el día 3 a las 6:05 horas (63 h y 40 min) y representa el 50% de la lluvia recogida por el SAIH. El segundo desde el día 3 a las 6:05 horas hasta el día 5 a las 3:15 horas (45 h y 20 min) y representa el 20%. Se puede apreciar que los valores más intensos de precipitación se registraron en la segunda mitad del evento en ambos casos.

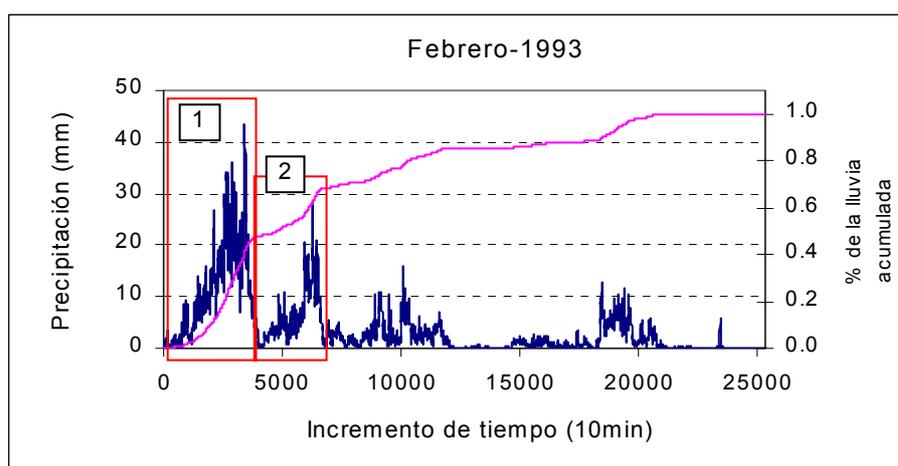


Figura 9.6: Lluvia registrada por el SAIH (febrero-1993).

- Episodio 1: Las lluvias más importantes se produjeron en la mitad sur de la Cuenca, siendo las comarcas más afectadas las de Alcoi-Castalla, Albaida y Caroché. El valor más alto registrado fue el de Enguera Matea con 239.1 mm.
- Episodio 2: Las precipitaciones más importantes se registraron en buena parte del litoral valenciano y, en su mayor parte, por debajo de la cota de los 400 m. Los valores más altos se midieron en las comarcas de Alcoi-Castalla y La Marina-Safor (108 mm en el pluviómetro de Alcalalí).

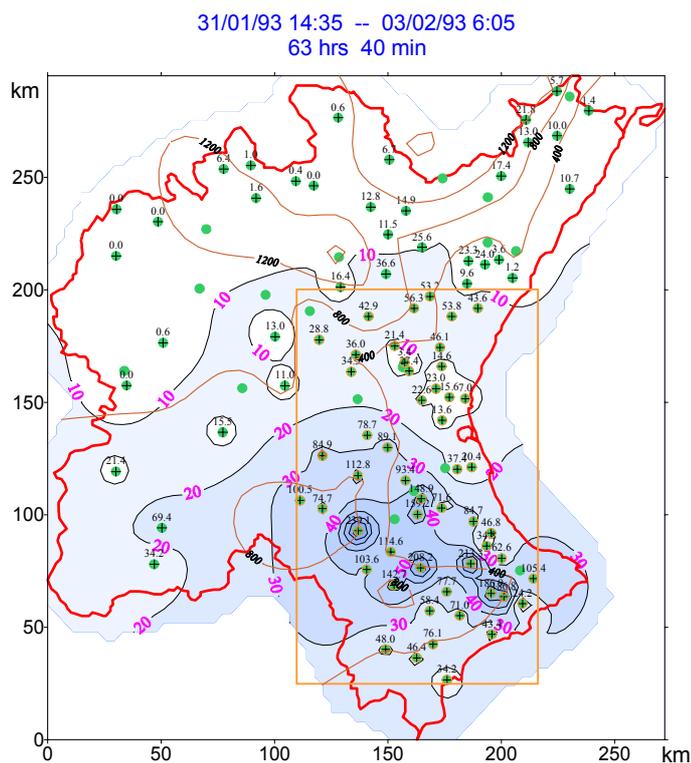


Figura 9.7: Distribución espacial de la lluvia (febrero-1993, episodio 1).

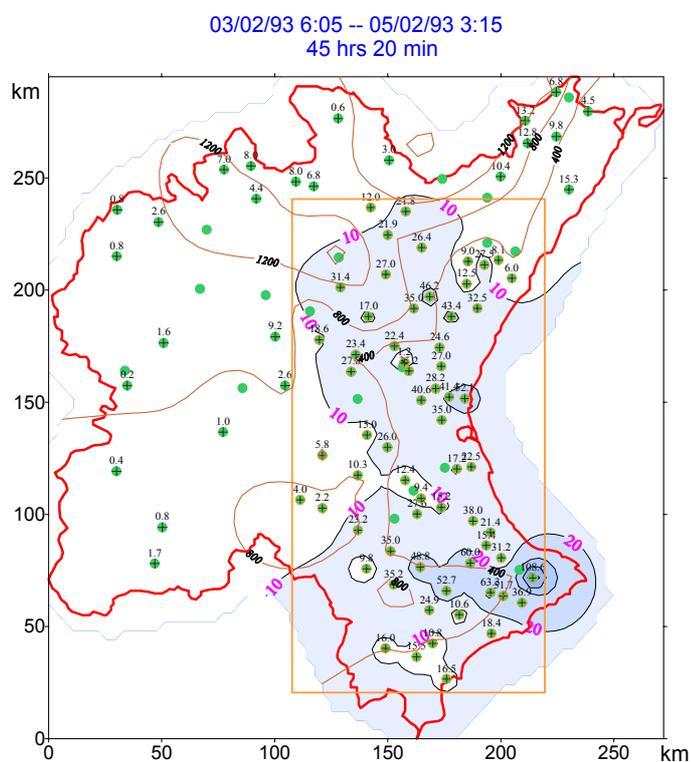


Figura 9.8: Distribución espacial de la lluvia (febrero-1993, episodio 2).

3. ABRIL 1991

- Periodo: 14/4/91 - 17/4/91.
- Situación sinóptica: Gota fría al sudoeste.
- Descripción:

En superficie se aprecian altas presiones con centro al noroeste de las Islas Británicas extendiéndose por el Atlántico y centro de Europa. Se observan bajas presiones sobre Marruecos y una baja relativa, como consecuencia de las bajas presiones en altura, al oeste de Lisboa (día 14 a las 12 h TMG). Esta baja relativa en los siguientes días se profundiza, llegando a tener frentes asociados (día 15 a las 12 h TMG).

En la topografía de 500 hPa existe una baja con isohipsa de 5520 m y una isoterma cerrada de $-24\text{ }^{\circ}\text{C}$ sobre Portugal. El día 16 se aprecia claramente una configuración del flujo en forma de rombo.

Se registraron precipitaciones de débiles a moderadas por toda la península Ibérica y los vientos fueron en general flojos del sur-sureste.

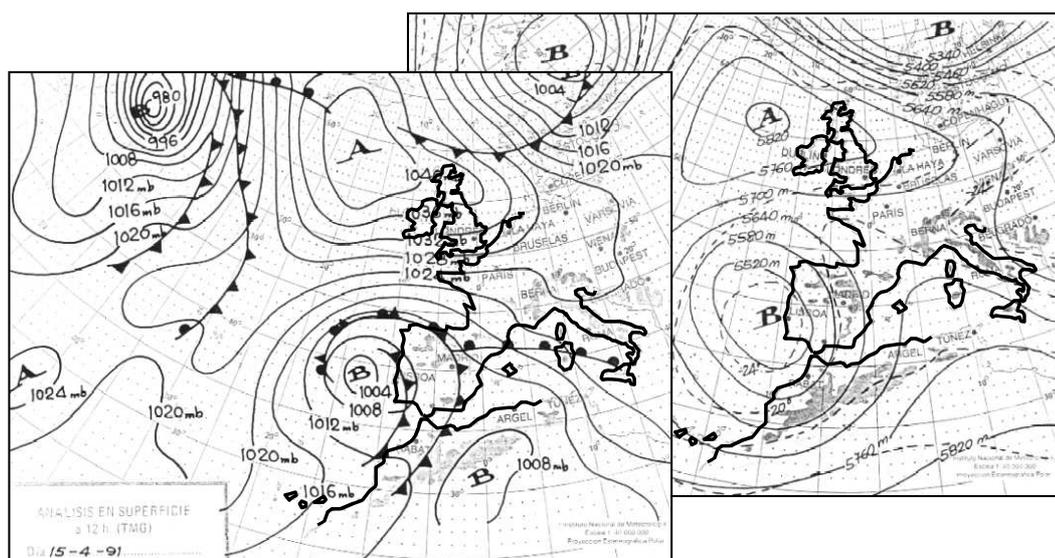


Figura 9.9: Situación atmosférica del día 15 de abril de 1991 (INM).

En la Figura 9.10 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 12 hasta el día 19. De este periodo seleccionamos dos episodios. El primero del día 14 a las 16:20 horas al día 15 a las 20:20 horas (28 h y 10 min), con un volumen de lluvia registrada que representa el 30% del periodo. El segundo va del día 16 a las 13:20 horas al día 17 a las 22:40 horas (33 h y 30 min) y representa el 40 % de la lluvia recogida en dicho periodo.

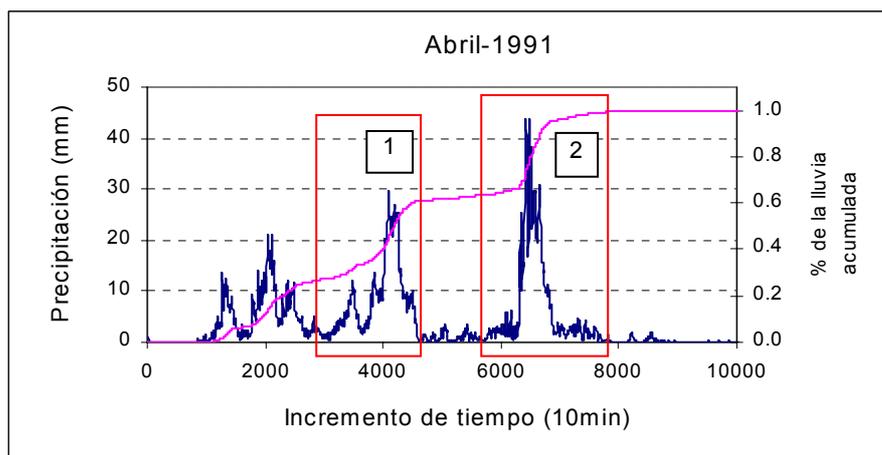


Figura 9.10: Lluvia registrada por el SAIH (abril-1991).

- Episodio 1: El valor más alto se midió en Onda con 75.7 mm. Valores en torno a los 50 mm se recogieron en el interior de la provincia de Valencia y otros puntos de Castellón (ver Figura 9.11).
- Episodio 2: Los valores más significativos se registraron en la comarca de Liria (Valencia) y en la zona de la Plana, donde se midieron 99.6 mm (pluviómetro de Onda). Cabe señalar que en esta localidad en el conjunto de los dos episodios el total de lluvia medido ascendió a 170 mm (ver Figura 9.12).

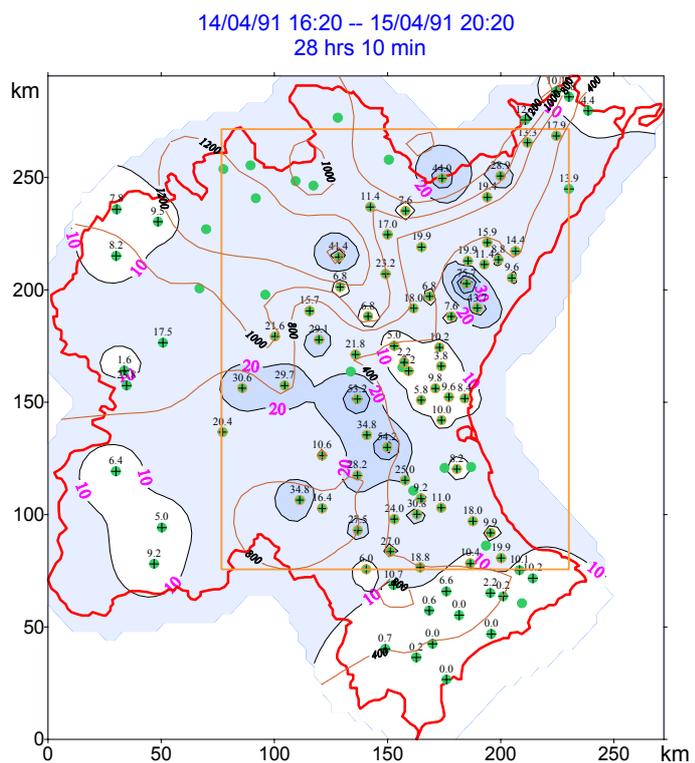


Figura 9.11: Distribución espacial de la lluvia (abril-1991, episodio 1).

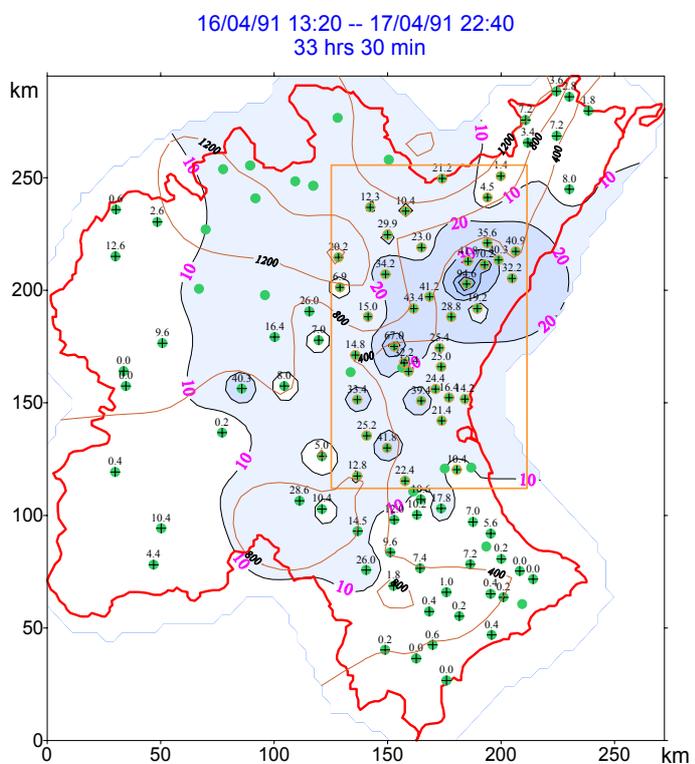


Figura 9.12: Distribución espacial de la lluvia (abril-1991, episodio 2).

4. MAYO 1992

- Periodo: 02/05/92 - 04/05/92.
- Situación sinóptica: Advección del nordeste.
- Descripción:

En superficie se aprecia un anticiclón con centro al noreste de las Azores extendiéndose hasta el centro del continente europeo. La presión en la zona central es de 1032 hPa. En la zona del Atlas hay bajas presiones con un valor de 1008 hPa en la isobara central (día 2). La situación en superficie se mantiene durante este periodo, con una tendencia al aumento de la presión sobre la Península Ibérica.

En la topografía de 500 hPa, el día 2 se observa una vaguada con eje sobre la península Ibérica que da lugar a una depresión aislada (día 3) con isohipsa central a 5510 m y un núcleo de aire frío que llega a los $-24\text{ }^{\circ}\text{C}$ sobre el litoral Mediterráneo.

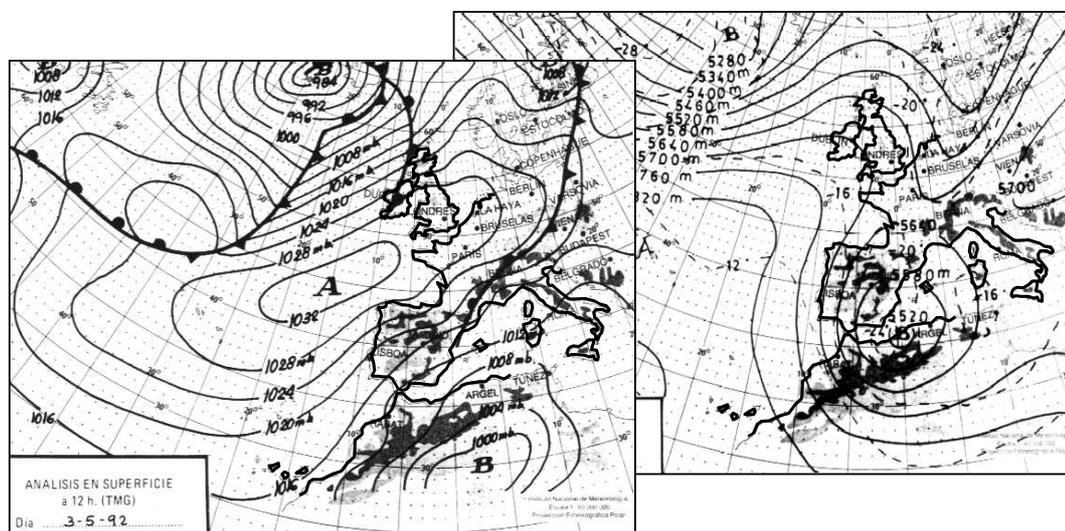


Figura 9. 13: Situación atmosférica del día 3 de mayo de 1992 (INM).

Se produjeron precipitaciones en forma de chubascos, ocasionalmente tormentosos, en el litoral Mediterráneo y Baleares. Lluvias dispersas en el resto de la península. Vientos del nordeste moderados con alguna racha fuerte y temperaturas más bajas de lo normal.

En la Figura 9.14 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 2 hasta el día 5. De este periodo, en el que se produjeron dos eventos, seleccionamos el segundo. Éste se extiende desde el día 2 a las 19:05 horas al día 4 a las 13:15 horas con una duración de 42 horas y 20 minutos, y representa el 80 % del volumen de la lluvia registrada en el periodo considerado.

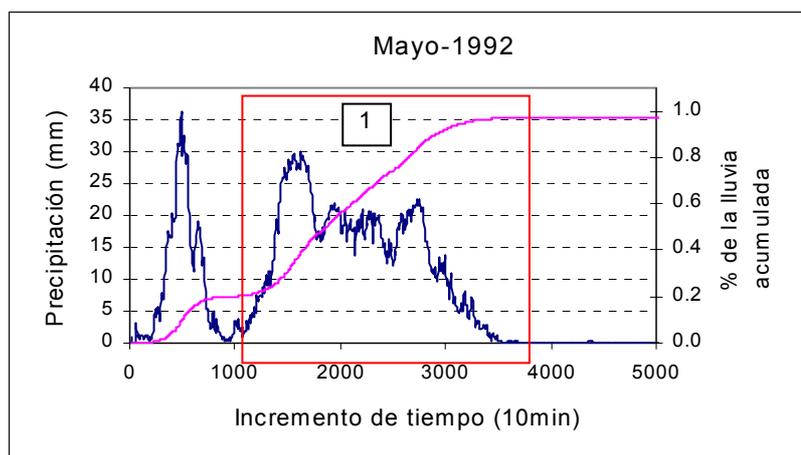


Figura 9.14: Lluvia registrada por el SAIH (mayo-1992).

Las lluvias más importantes de este episodio se produjeron al sur de Valencia y norte de Alicante, en las zonas de la Marina-Safor y Alcoy-Castalla. En la zona de la Marina se produjeron lluvias torrenciales en algunos puntos, como en el caso del pluviómetro de Isbert, donde se midieron 324mm en 26 horas (ver Figura 9.15).

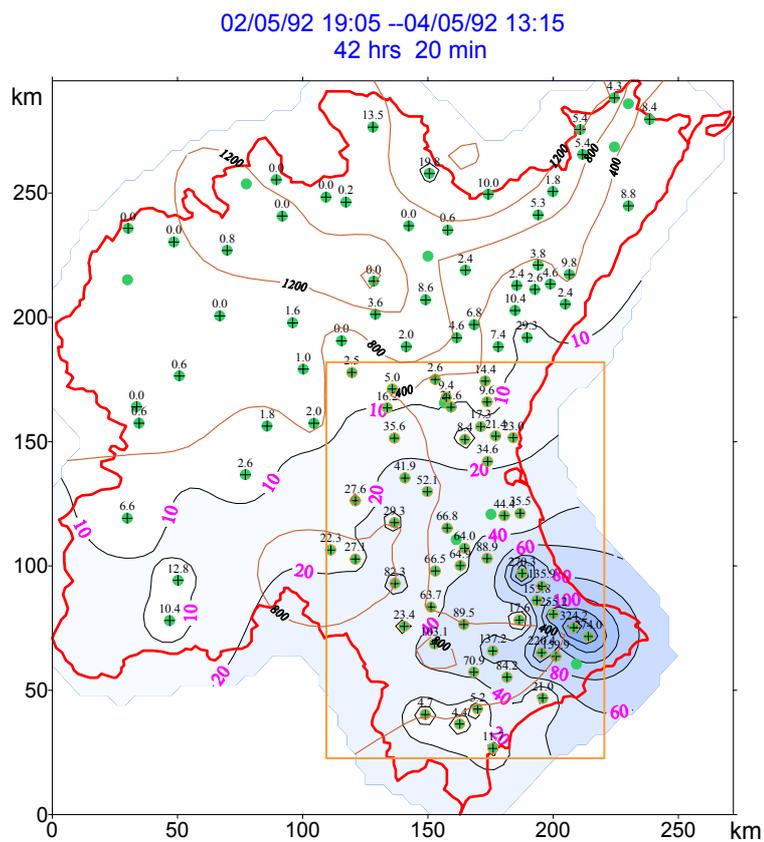


Figura 9.15: Distribución espacial de la lluvia (mayo-1992).

5. JUNIO 1992

- Periodo: 13/06/92 - 15/06/92.
- Situación sinóptica: Advección de levante con gota fría.
- Descripción:

Anticiclón en superficie con centro al norte de las islas Azores extendiendo su radio de acción hasta las Islas Británicas y la parte occidental del continente europeo. La presión en la isobara central es de 1028 mb. El día 13 se observan bajas presiones en el continente africano con centro al sur del Atlas y ejerciendo influencia hasta el sur de la Península Ibérica. El día 14 se aprecia una baja relativa en el Golfo de Cádiz causado por el embolsamiento de aire frío en altura. Al día siguiente las bajas presiones se extienden por toda la Península.

En la superficie de 500 hPa, el día 14 se aprecia ya claramente una gota fría con isohipsa central de 5640 m e isoterma de $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ sobre el golfo de Cádiz. Al día siguiente no hay variaciones significativas en la configuración.

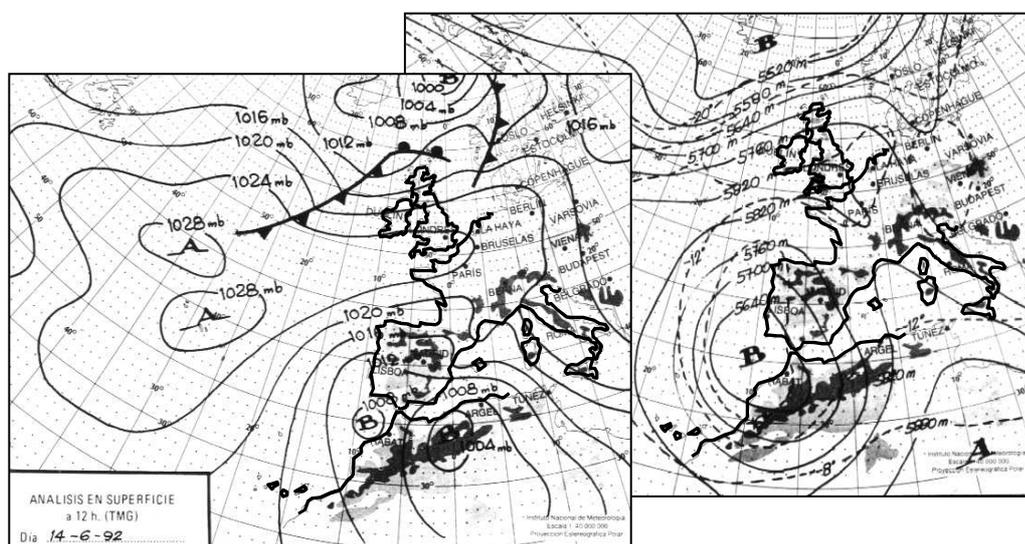


Figura 9. 16: Situación atmosférica del día 14 de junio de 1992 (INM).

Se produjeron lluvias y chubascos generalizados, localmente fuertes y de carácter tormentoso en Extremadura, Andalucía, litoral Mediterráneo y Baleares. Vientos de componente este moderados con alguna racha fuerte en el litoral

mediterráneo.

En la Figura 9.17 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 13 hasta el día 25. Se aprecian diferentes episodios a lo largo de todos los días del periodo, siendo los más importantes los que se produjeron entre los días 13 y 16 que engloban el 70 % de la lluvia registrada. Hemos seleccionado dos episodios, el primero con una duración de 21 horas y 10 minutos (13/06/92 12:35 - 14/06/92 9:45), y el segundo con una duración de 25 horas y 30 minutos (15/06/92 14:55 - 16/06/92 13:25). Representan el 30% y 40% de la lluvia del periodo respectivamente.

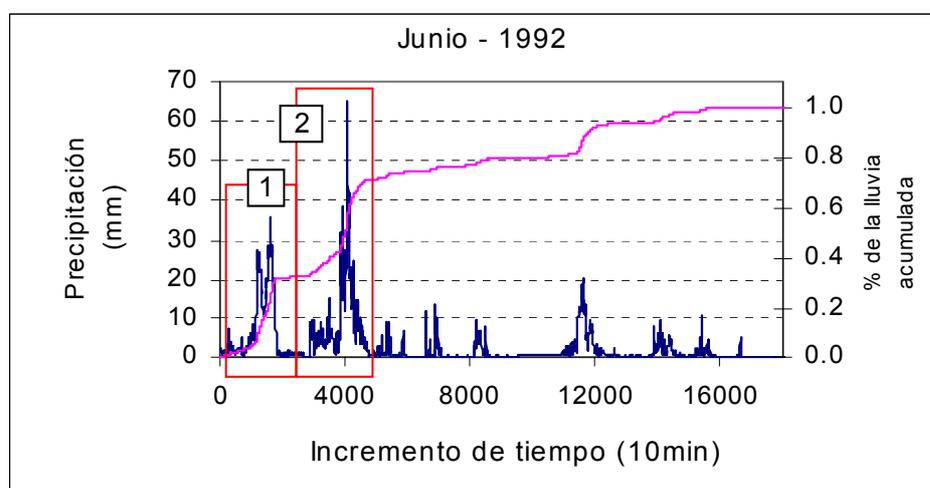


Figura 9.17: Lluvia registrada por el SAIH (junio-1992).

- Episodio 1: La inestabilidad ocasionada por la gota fría provocó chubascos tormentosos a lo largo de la zona costera de la Comunidad Valenciana, siendo la zona de la Ribera-Valdigna la más afectada. En el pluviómetro de Pinet se midieron 78 mm.
- Episodio 2: Comenzó al día siguiente del anterior. La inestabilidad se desplazó hacia el norte, produciéndose tormentas de importancia en distintos puntos, como en la ciudad de Valencia con 71 mm o en el límite norte de la Comunidad (78 mm y 61 mm en los pluviómetros de Fresdes y Uldecona respectivamente).

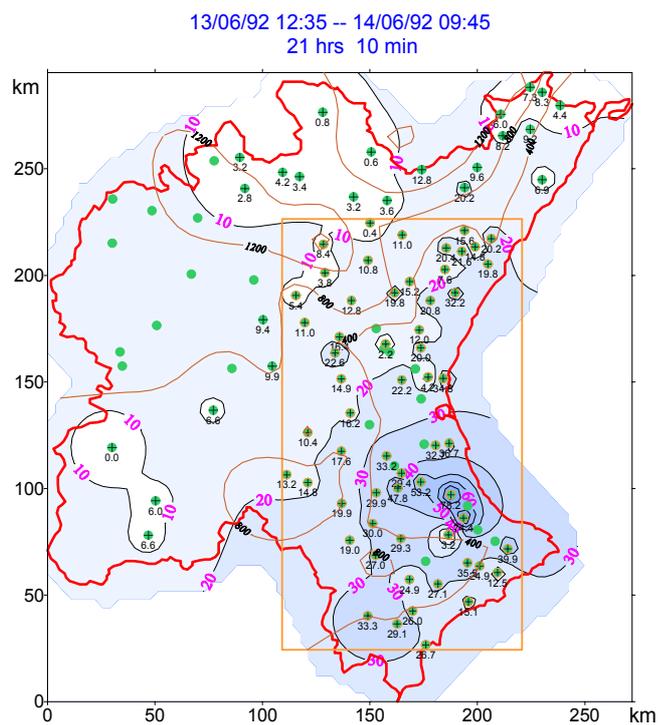


Figura 9.18: Distribución espacial de la lluvia (junio-1992, episodio 1).

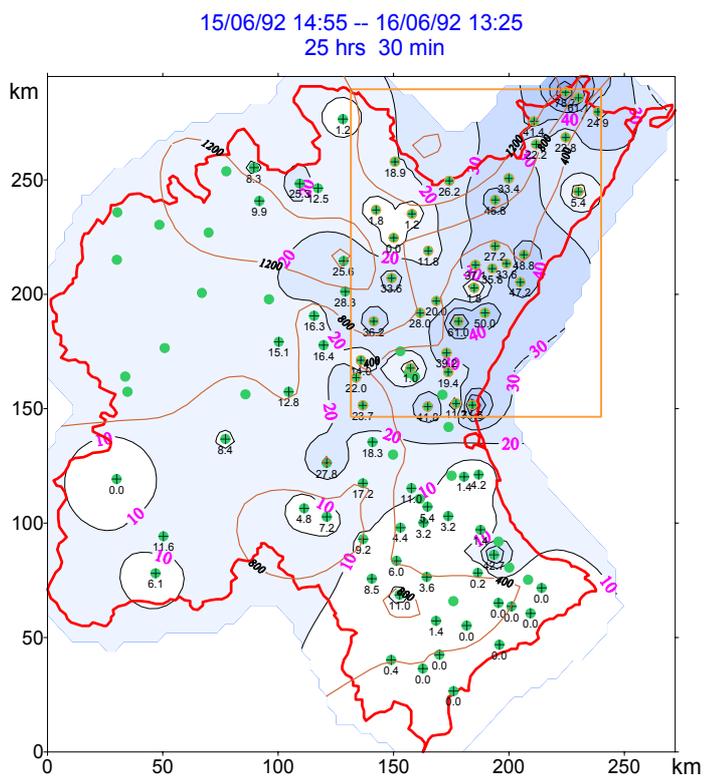


Figura 9.19: Distribución espacial de la lluvia (junio-1992, episodio 2).

6. JUNIO 1993

- Periodo: 08/06/93 - 09/06/93.
- Situación sinóptica: Pantano barométrico.
- Descripción:

El día 7 la Península Ibérica se encuentra en una situación de pantano barométrico pero se aprecia en altura un embolsamiento de aire frío (-16°C a unos 5000 m) que se mantiene al día siguiente. Esto provoca que el día 8 se observen bajas presiones en la superficie peninsular. En la topografía de 500 hPa se observa una bifurcación del flujo y una zona de bajas presiones sobre la Península.

Se produjeron chubascos ocasionalmente tormentosos y de carácter moderado en la vertiente atlántica y cantábrica, zona centro y Valencia. Chubascos débiles en el resto. Vientos flojos variables.

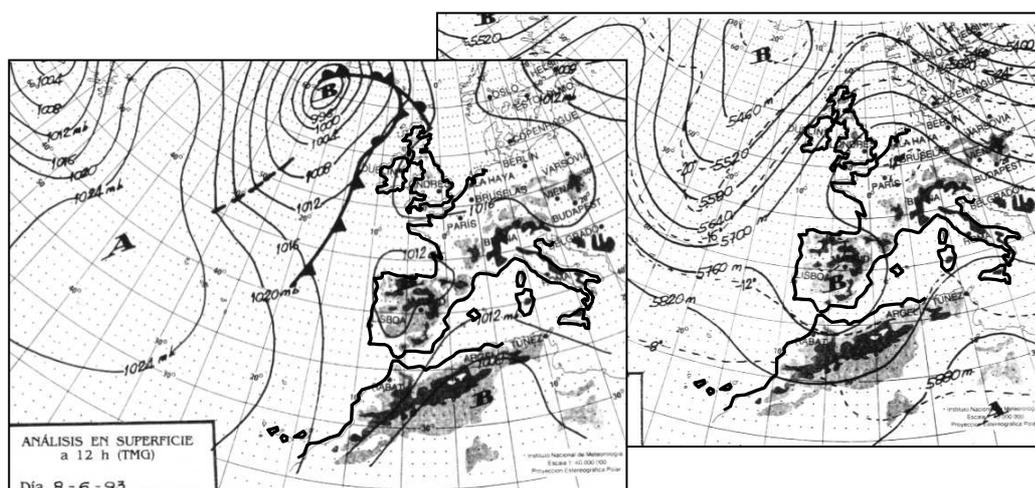


Figura 9.20: Situación atmosférica del día 8 de junio de 1993 (INM).

En la Figura 9.21 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 8 hasta el día 10. De este periodo seleccionamos un evento de 9 horas y 20 minutos (08/06/93 16:55 - 09/06/93 2:15), que representa casi el 90% de la lluvia recogida.

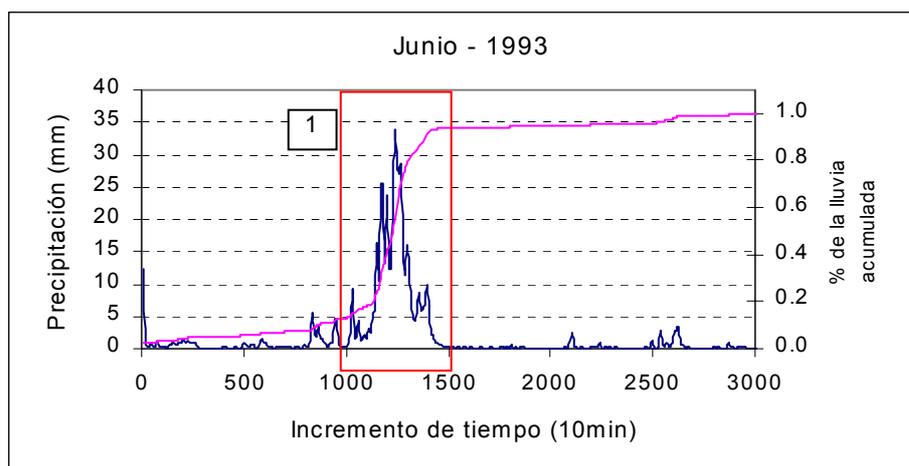


Figura 9.21: Lluvia registrada por el SAIH (junio-1993).

Las lluvias durante este periodo se produjeron principalmente en las zonas del Vinalopó y Albaida (ver Figura 9.22), aunque afectaron de forma más débil a las comarcas limítrofes y puntos del este de Castilla-La Mancha. Caben destacar los 40 mm registrados en el pluviómetro de Enguera y los 45.8 mm de Font Figuera, donde en 40 minutos (08/06/93 19:05 - 08/06/93 19:45) se midieron 40 mm con una intensidad punta de 112.8 mm/h en 10 minutos (ver Figura 9.22).

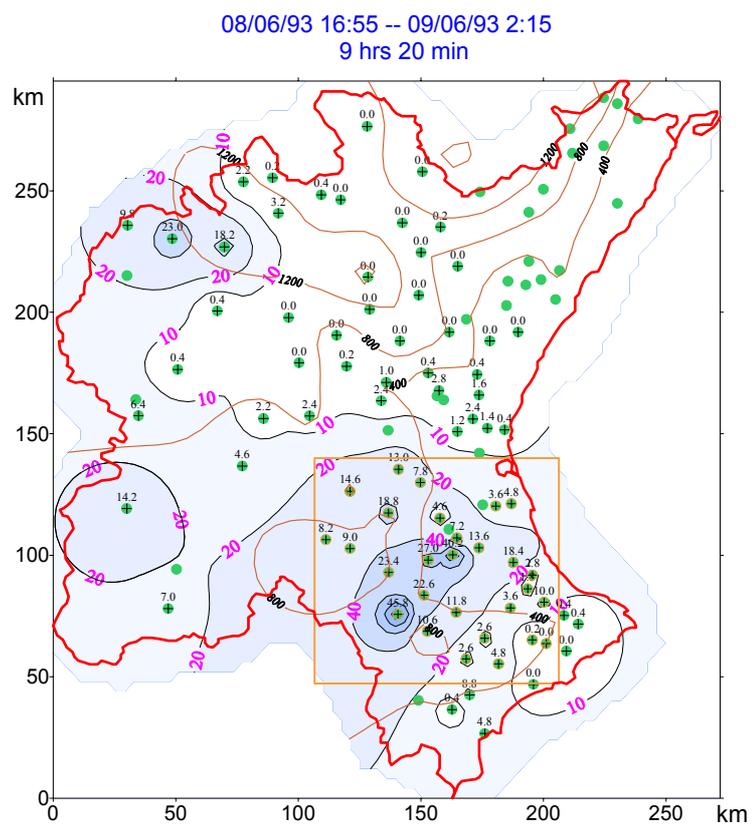


Figura 9.22: Distribución espacial de la lluvia (junio-1993).

7. JULIO - 1993

- Periodo: 01/07/93 18:05 - 02/07/93 5:55
- Situación sinóptica: Advección del norte.
- Descripción:

Un anticiclón con isobara central de 1036 mb se sitúa al norte de las islas Azores extendiéndose hasta las islas Británicas. Un centro de bajas presiones se sitúa al sur del Atlas quedando la península Ibérica situada entre ambos centros. En la topografía de 500 hPa y en 300 hPa se aprecian bajas presiones con centro al sudoeste de Francia así como un embolsamiento de aire frío sobre dicha región con una isoterma cerrada de $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Esta situación es propicia para la formación de tormentas en el norte y este Peninsular.

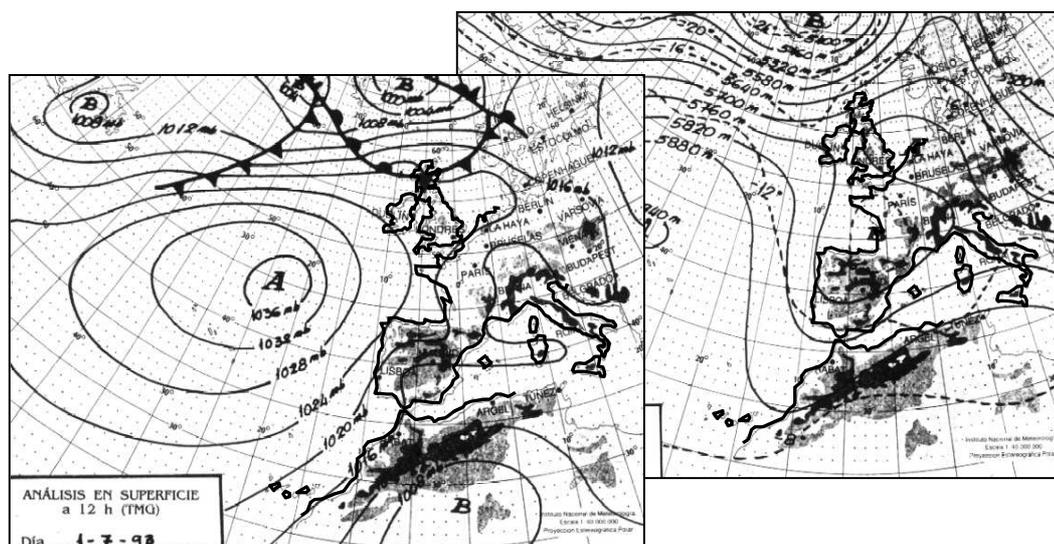


Figura 9.23: Situación atmosférica del día 1 de julio de 1993 (INM).

Se produjeron chubascos y tormentas localmente fuertes o muy fuertes en el Cantábrico, Madrid, este de Castilla-La Mancha, Aragón, Cataluña, Valencia, Murcia y Baleares. Vientos del nordeste de flojos a moderados en el cuadrante noroccidental de la Península y flojos variables en el resto con régimen de brisas

en el litoral mediterráneo.

En la Figura 9.24 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 1 hasta el día 3. Se aprecian diversas tormentas, en general de escasa importancia, excepto la seleccionada, con una duración de 11 horas y 50 minutos (01/07/93 18:05 - 02/07/93 5:55) y un volumen del 65% de la lluvia del periodo.

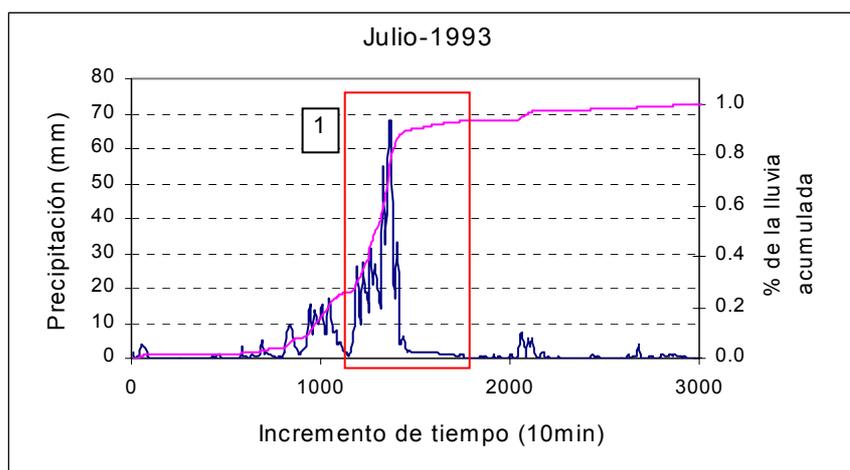
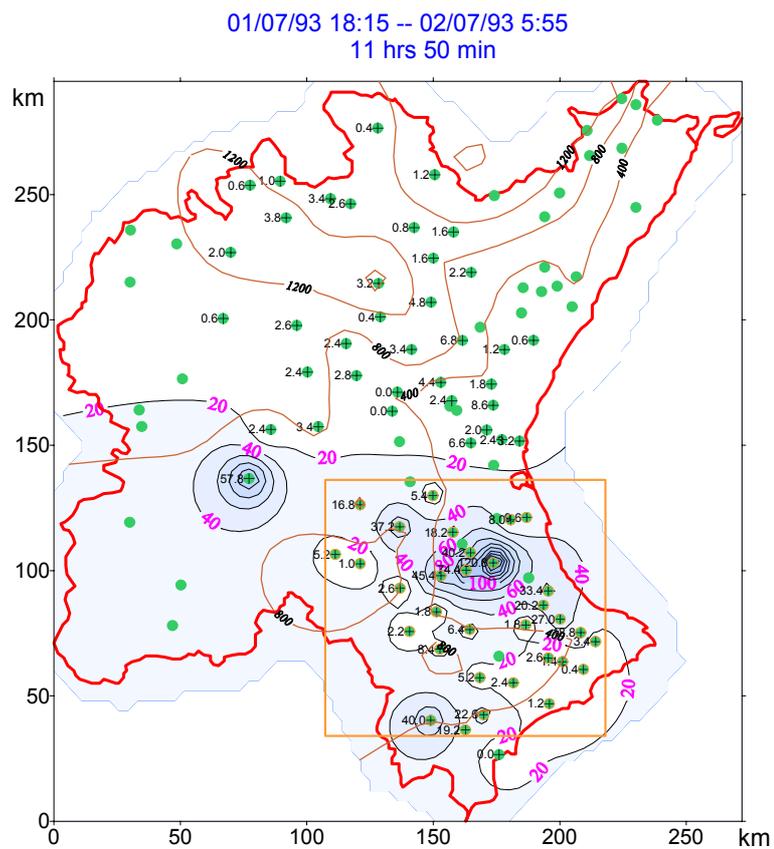


Figura 9.24: Lluvia registrada por el SAIH (julio-1993).

Se produjeron tormentas, que en algún caso hay que catalogarlas como torrenciales, en la mitad sur de la Comunidad Valenciana y puntos del este de Castilla-La Mancha, como la registrada por el pluviómetro de Villamalea (57.8mm). La lluvia más importante recogida por el SAIH corresponde al pluviómetro de Manuel con 120.8 mm, de los cuales 119 mm se midieron en una hora. Los valores que se observaron son uno de los ejemplos de mayor intensidad (355.3 mm/h en 5 min) registrados por el SAIH. Durante 20 minutos consecutivos la intensidad no descendió de 240 mm/h (ver Figura 9. 25).



8. AGOSTO - 1996

- Periodo: 14/08/96 15:15 - 15/08/96 3:35
- Situación sinóptica: Baja térmica con vaguada débil en altura.
- Descripción:

En superficie se aprecia una baja relativa de origen térmico en el interior de la Península Ibérica y una baja en el norte de África con un seno que se extiende hasta la isla de Cerdeña.

En la topografía de 500 hPa se observa un vaguada poco profunda con centro de bajas presiones sobre Berlín. La isoterma de $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ cruza la Península Ibérica.

Esta situación, que también se observa en la superficie de 300 hPa, ocasionó inestabilidad y dio lugar a chubascos tormentosos en ambas mesetas, siendo localmente fuertes en puntos de los sistemas Central e Ibérico. Vientos flojos variables con régimen de brisas en el litoral Mediterráneo.

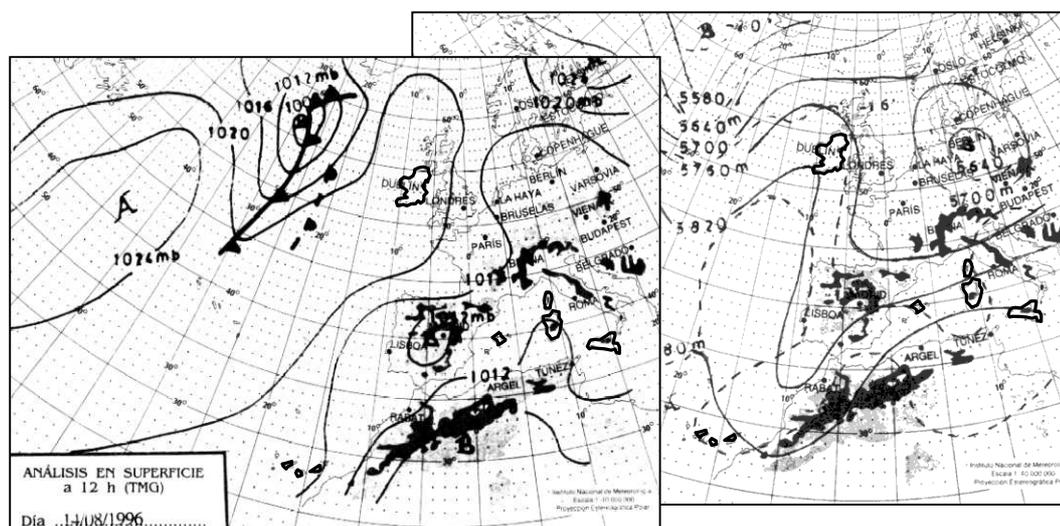


Figura 9.26: Situación atmosférica del día 14 de agosto de 1996 (INM).

En la Figura 9.27 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 12 hasta el día 17. Se aprecian diversas tormentas en esas fechas. Seleccionamos como episodio a modelar el ocurrido desde el 14/08/96 a las 15:15 horas hasta el día 15/08/96 a las 3:35 horas, con una duración de 12 horas y 20 minutos. Representa el 45% de la lluvia del periodo.

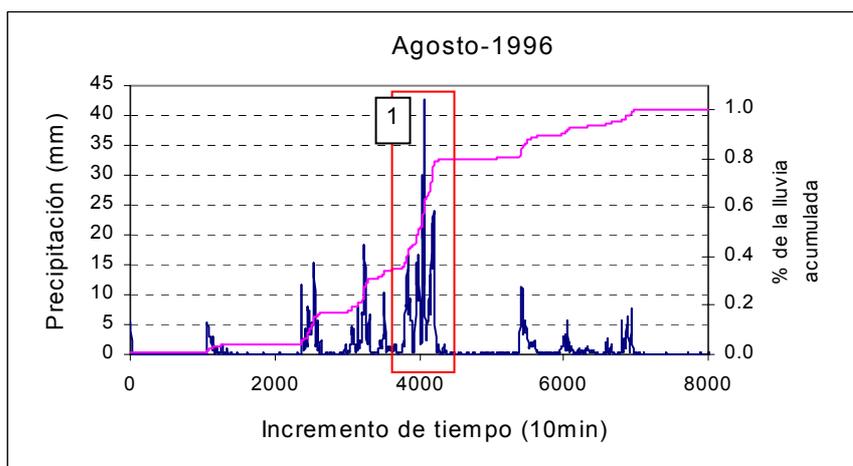


Figura 9.27: Lluvia registrada por el SAIH (agosto-1996).

La inestabilidad y las tormentas más importantes afectaron a las zonas montañosas del norte de la Confederación Hidrográfica del Júcar. Se superaron los 30 mm en numerosos puntos, siendo los 60.6 mm de Villalba Alta (55.6 mm en 110 minutos) el valor más alto registrado (ver Figura 9.28).

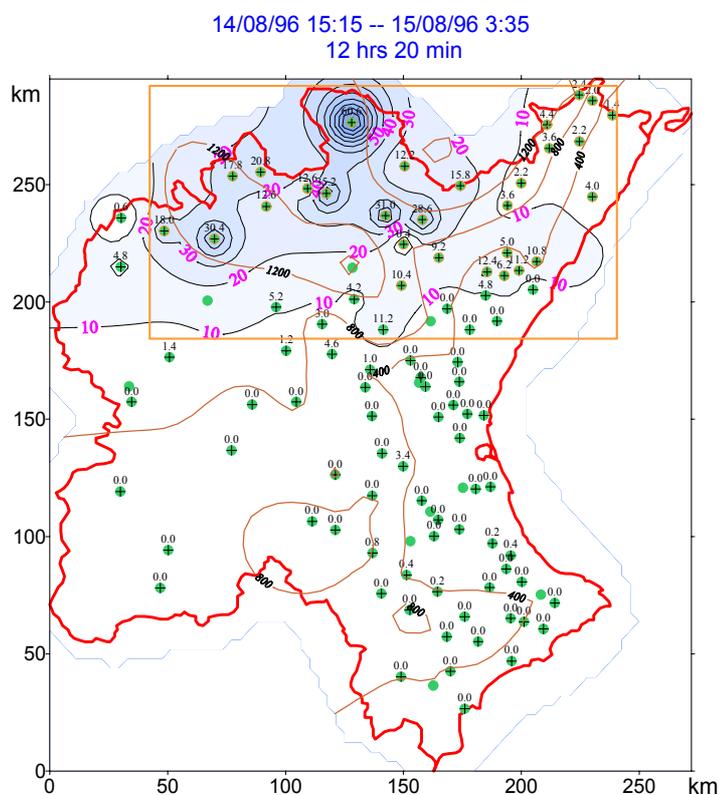


Figura 9.28: Distribución espacial de la lluvia (agosto-1996).

9. SEPTIEMBRE - 1991

- Periodo: 06/09/91 7:00 - 06/09/91 21:20
- Situación sinóptica: Pantano barométrico con vaguada débil en altura.
- Descripción:

Se observa en superficie, sobre la Península Ibérica un gradiente bórico muy débil, con influencia lejana de un anticiclón centrado al sur de Islandia. Una borrasca se aproxima por el Atlántico pero sin llegar a afectar a la Península.

En la topografía de 500 hPa, una vaguada débil se sitúa sobre la Península Ibérica el día 5 y una isoterma cerrada de $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ sobre los Pirineos. Esta situación provocó inestabilidad con chubascos tormentosos en el interior y litoral mediterráneo. Vientos flojos variables con régimen de brisas en los litorales.

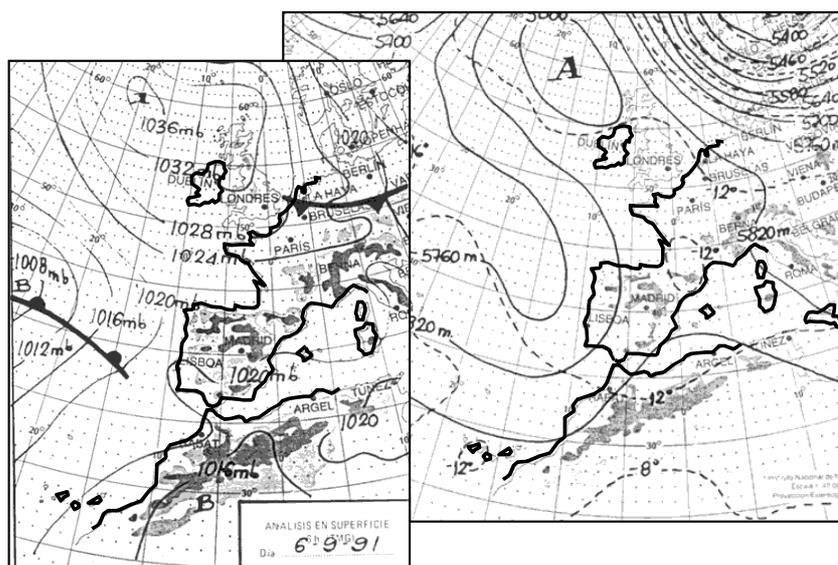


Figura 9.29: Situación atmosférica del día 6 de agosto de 1991 (INM).

En la Figura 9.30 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 6 hasta el día 7. Se observa un único episodio de duración 14 horas y 20 minutos (06/09/91 07:00 - 06/09/91 21:20).

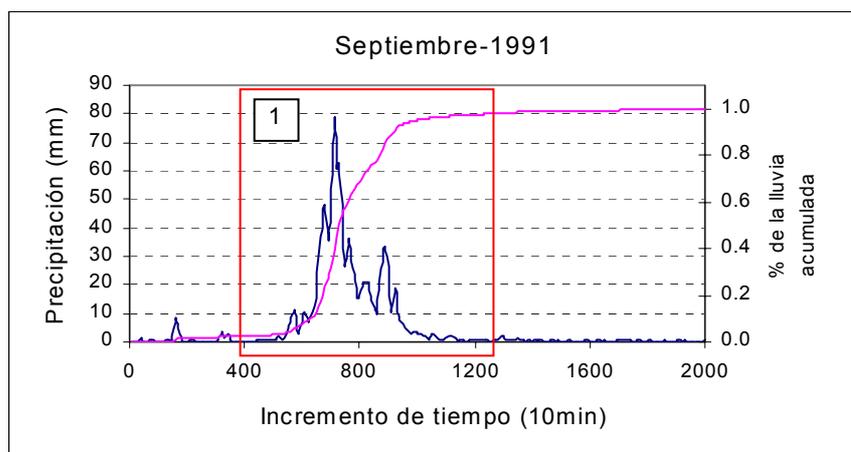


Figura 9.30: Lluvia registrada por el SAIH (septiembre-1991).

Se produjeron lluvias generalizadas en toda la zona, siendo de carácter débil en la mayoría del territorio. Hubo tormentas fuertes en algunos lugares, como en la zona de Picasent, que afectó también a Valencia ciudad y alrededores de la Albufera. En Picasent se registraron 51 mm, de los cuales 48.6 mm se midieron en 60 minutos. Se alcanzaron intensidades de 100mm/h en 10 minutos (ver Figura 9.31).

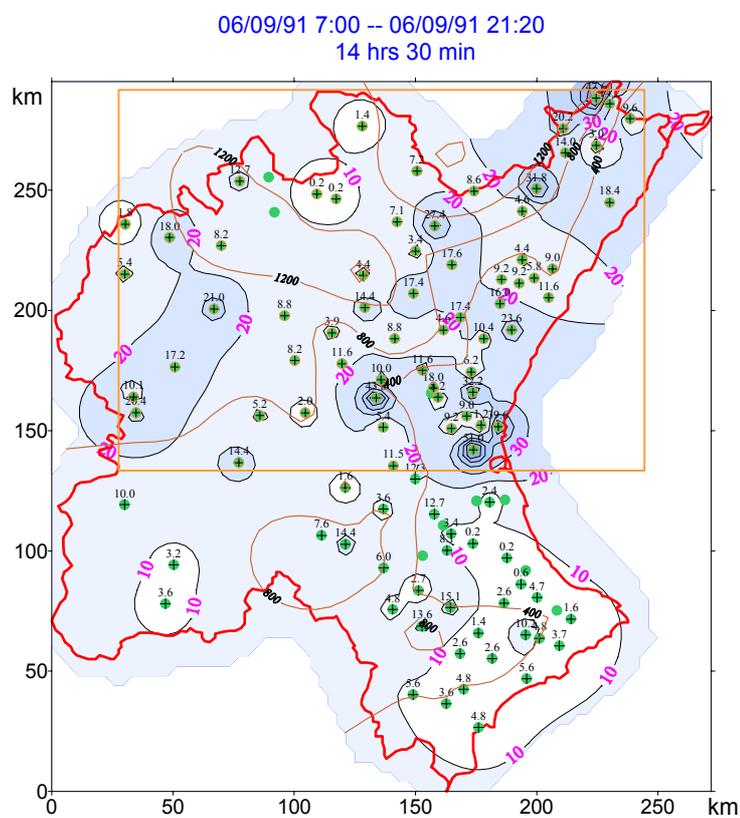


Figura 9.31: Distribución espacial de la lluvia (septiembre-1991).

10. SEPTIEMBRE - 1992

- Periodo: 26/09/92 0:05 - 27/09/92 7:35
- Situación sinóptica: Baja.
- Descripción:

En superficie se aprecia una baja con centro sobre el norte de Galicia con un frente frío que se desplaza a través de la Península Ibérica de oeste a este. En la topografía de 500 hPa se observa la parte delantera de una vaguada sobre la Península, con un centro de bajas presiones sobre el litoral atlántico gallego y un núcleo frío de $-24\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Se produjeron lluvias en casi toda España, con tormentas en Cataluña, Valencia, Castilla-La Mancha y Baleares. Los vientos fueron de componente oeste moderados con intervalos fuertes en Galicia y Cataluña.

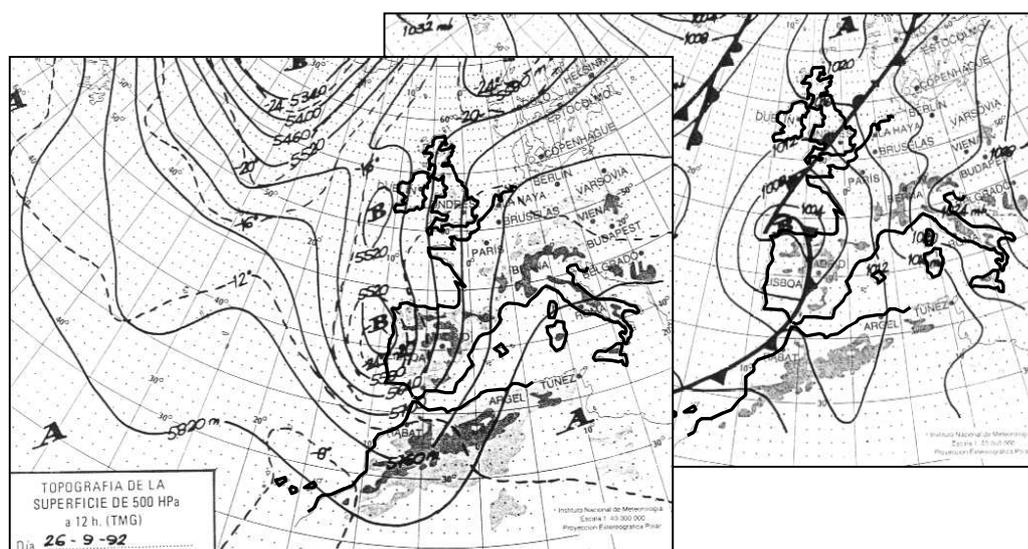


Figura 9.32: Situación atmosférica del día 26 de septiembre de 1992 (INM).

En la Figura 9.33 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 26/09/92 a las 0:00 horas hasta el día 28/09/92 a las 1:55 horas. Se observan distintos eventos, de los cuales se ha seleccionado el último (26/09/92 14:45 - 27/09/92 07:45). Representa aproximadamente el 70 % de la lluvia del periodo.

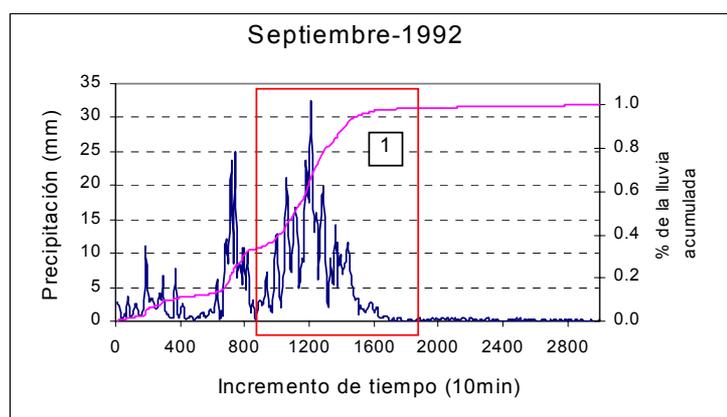


Figura 9.33: Lluvia registrada por el SAIH (septiembre-1992).

Las lluvias de este evento se produjeron principalmente en el norte del territorio de la Confederación Hidrográfica del Júcar, como suele ocurrir con los temporales del oeste. En el resto de las zonas las lluvias fueron muy débiles.

Los mayores valores se midieron en las zonas de la Serranía-Ademuz y Alto Mijares. En el pluviómetro de La Cuevarruz se registraron 41.9 mm en 2 h y 40 min (ver Figura 9.34).

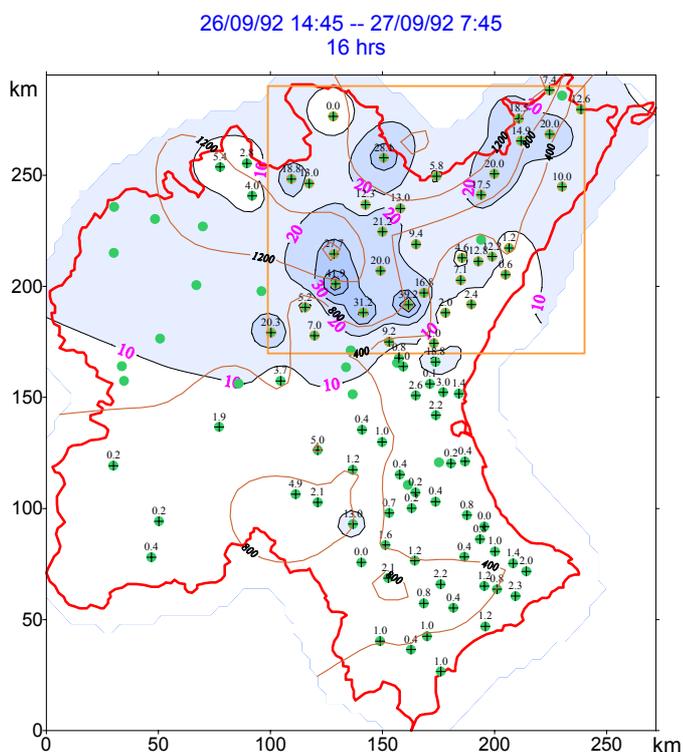


Figura 9.34: Distribución espacial de la lluvia (septiembre-1992).

11. SEPTIEMBRE – 1994

- Periodo: 27/09/94 13:55 - 30/09/94 04:05
- Situación sinóptica: Gota fría al sudoeste.
- Descripción:

El día 28 el centro de un anticiclón se sitúa al noroeste de Galicia y un centro de bajas presiones sobre el Atlas. El gradiente bórico sobre la Península es escaso. En altura se aprecia una gota fría sobre el Golfo de Cádiz de isohipsa cerrada de 5700 m e isoterma central de $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Al día siguiente sitúa su centro sobre el Estrecho de Gibraltar. En superficie, el día 29, se observa un centro de bajas presiones en el Golfo de Cádiz poco pronunciado, que constituye un primer reflejo de la borrasca en altura. El día 30, las bajas presiones predominan en toda la Península.

Durante estos días predominó la inestabilidad en toda la Península y se produjeron chubascos y tormentas en casi todas las regiones.

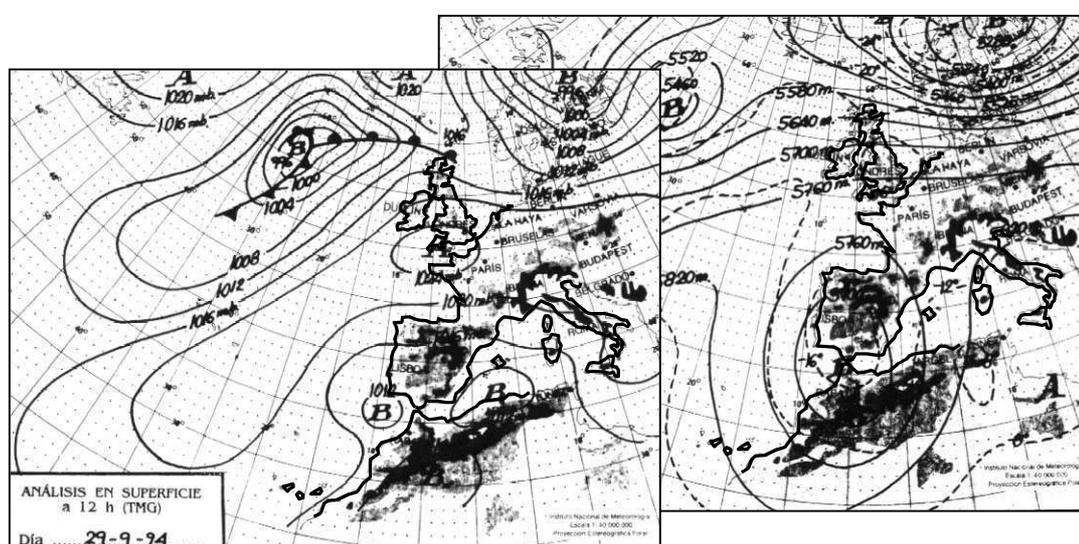


Figura 9.35: Situación atmosférica del día 29 de septiembre de 1994 (INM).

En la Figura 9.36 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 27/09/94 a las 12:05 horas hasta el día 04/10/94 a las 0:05 horas. Se han seleccionado dos episodios: el primero desde el 27/09/94 13:55 al 28/09/94 11:15, representado el 15 % del total de lluvia. El segundo va desde el 28/09/94 11:15 al 30/09/94 04:05 y representa el 65 % del total.

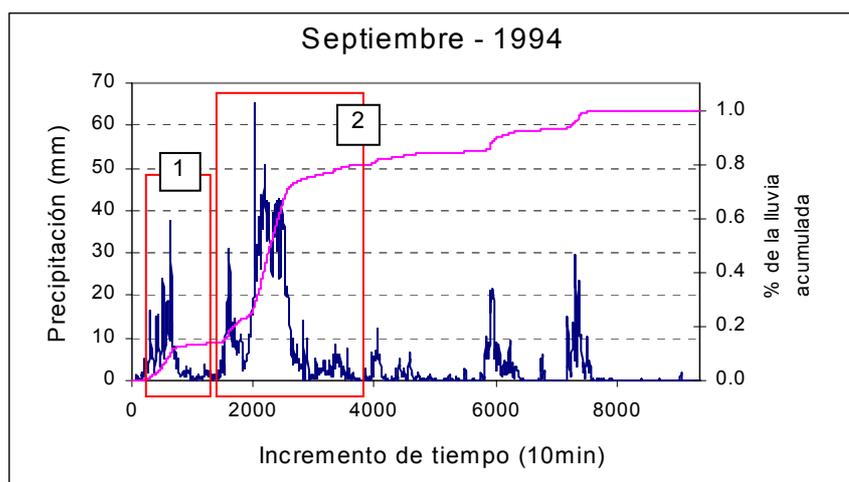


Figura 9.36: Lluvia registrada por el SAIH (septiembre-1994).

- Episodio 1: Tuvo una duración de 21 horas y los chubascos y tormentas se produjeron a lo largo de la cuenca del Turia y alto Mijares. Los mayores valores se midieron en el área de Valencia ciudad donde se superaron los 40 mm (ver Figura 9.37).
- Episodio 2: Se produjeron lluvias por toda la zona, pero los valores más importantes se registraron en la provincia de Valencia. En las comarcas de La Ribera y L'Horta Sur se superaron los 70 mm en numerosos puntos. El valor mayor se midió en el embalse de Tous con 102 mm (ver Figura 9.38).

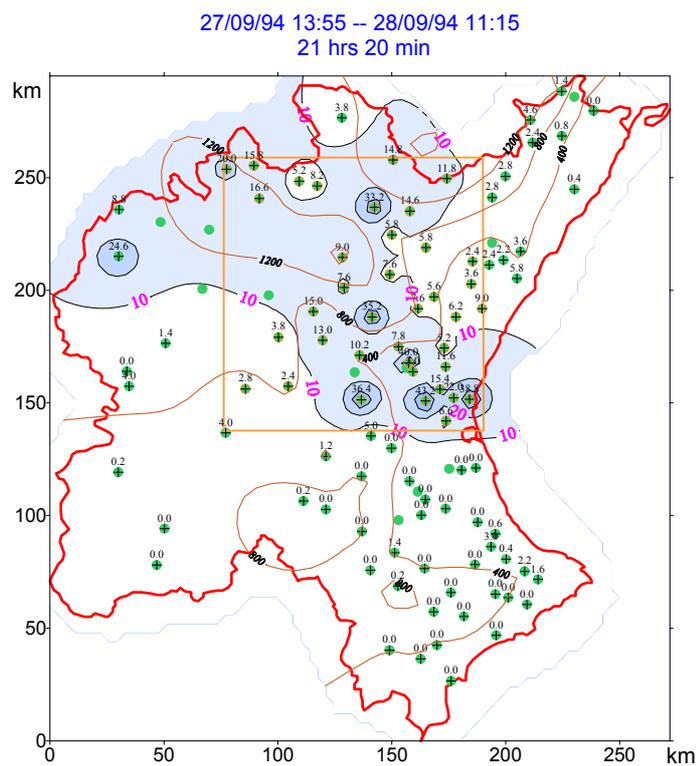


Figura 9.37: Distribución espacial de la lluvia (septiembre-1994, episodio 1).

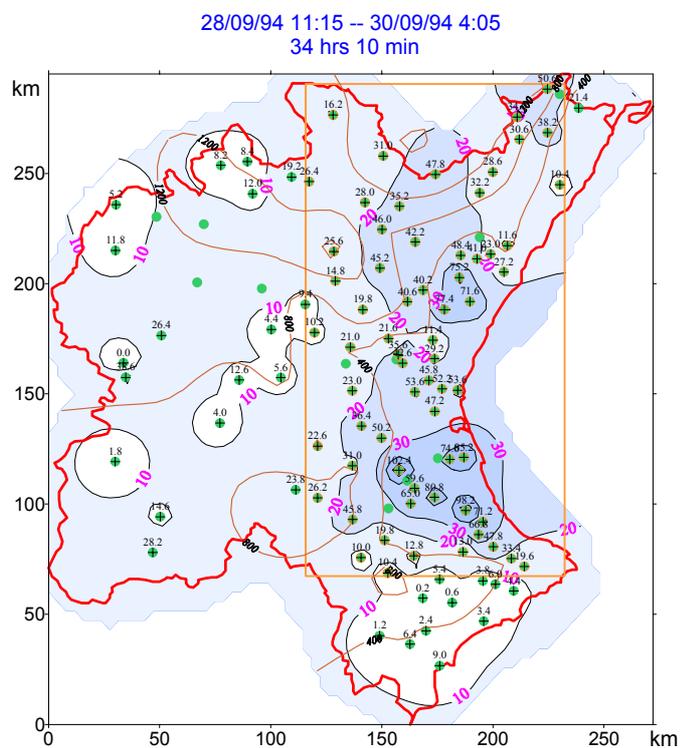


Figura 9.38: Distribución espacial de la lluvia (septiembre-1994, episodio 2)

12. SEPTIEMBRE - 1996

- Periodo: 10/09/96 09:30 - 12/09/96 19:00
- Situación sinóptica: Advección de levante con gota fría.
- Descripción:

En superficie se aprecia un anticiclón al oeste de las Islas Británicas con una isobara central de 1028 mb (día 11). Sobre el Atlas existen bajas presiones que avanzan hacia el norte. Así, el día 11 el centro de la baja se sitúa sobre Argel, dando lugar a vientos del este sobre el litoral mediterráneo español, siendo muy fuertes en Baleares.

En la topografía de 500 hPa se observa la típica situación de gota fría, con una configuración del flujo en rombo. Se aprecia una zona de aire cálido sobre el área anticiclónica y aire frío en la baja situada sobre Rabat, con una isohipsa cerrada de 5620 m y una isoterma de $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$. En 300 hPa se manifiestan las bajas presiones con dos tramos de la corriente de chorro rodeándolas.

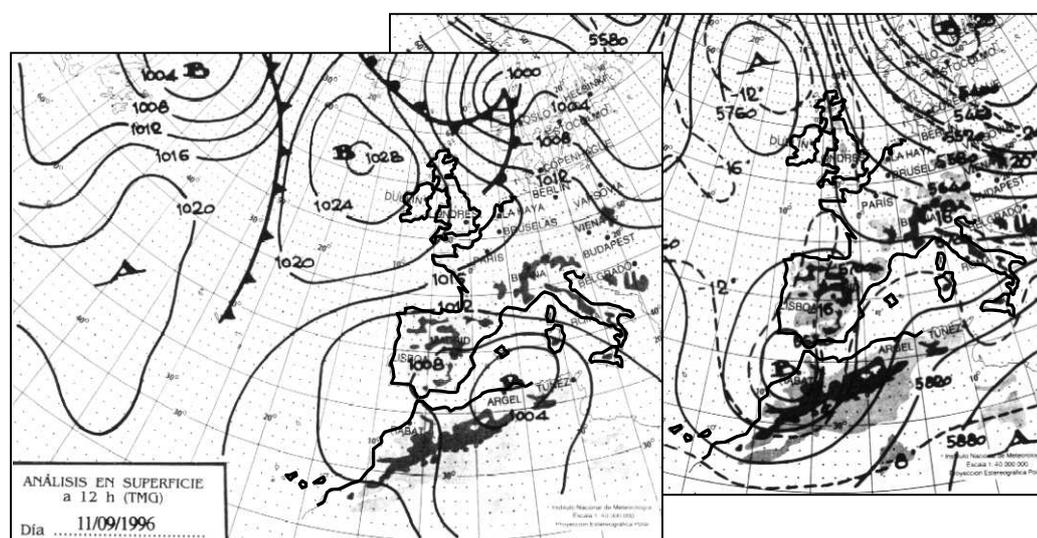


Figura 9.39: Situación atmosférica del día 11 de septiembre de 1996 (INM).

Esta configuración se mantuvo los días 10, 11 y 12, dando lugar a chubascos tormentosos fuertes o muy fuertes sobre todo en Valencia y Baleares.

En la Figura 9.40 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 7 hasta el día 13. Las lluvias hicieron acto de presencia el día 8 por la tarde, pero fue entre los días 10 y 12 cuando las precipitaciones fueron más intensas. De este periodo hemos seleccionado un episodio que se extiende desde el día 10/09/96 a las 09:30 horas hasta el día 12/09/96 a las 19:00 horas (57 h y 30 min) y representa el 80% de la lluvia del periodo.

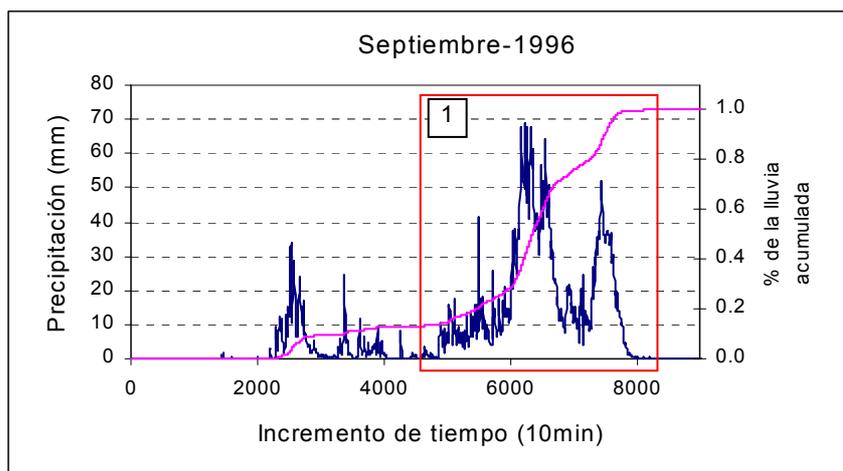


Figura 9.40: Lluvia registrada por el SAIH (septiembre-1996).

Este episodio es el más importante de los acontecidos durante los siete primeros años de la década de los noventa. Se produjeron lluvias significativas por todo el territorio de la Confederación del Júcar. Las precipitaciones más importantes se midieron en la zona de la Marina Alta, la Ribera y Albaida. Se aprecia una clara influencia orográfica en las lluvias más abundantes. En Pinet se recogieron 524 mm, de los cuales 396.6 se midieron en 8 horas y 50 minutos, con intensidad punta de 164.4 mm/h en 10 minutos (ver Figura 9.41).

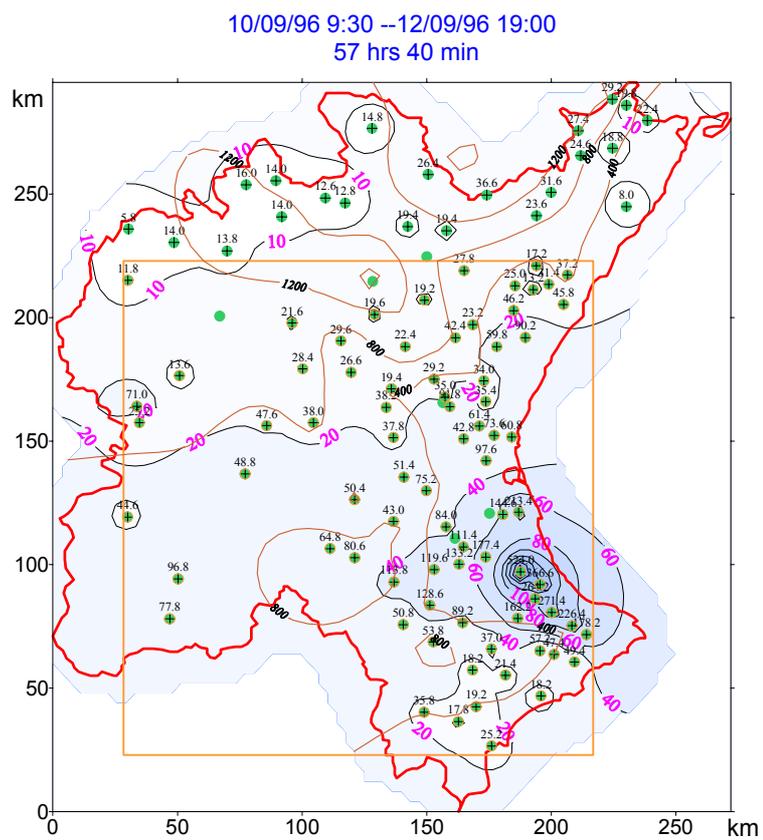


Figura 9.41: Distribución espacial de la lluvia (septiembre-1996).

13. SEPTIEMBRE - 1997

- Periodo: 29/09/97 03:15 - 01/10/97 11:05
- Situación sinóptica: Gota fría al sudoeste.
- Descripción:

En superficie se aprecia un anticiclón con centro sobre el Canal de La Mancha. Bajas presiones sobre el Atlas, con un seno que se extiende hasta el oeste de Lisboa. Se puede ver en superficie una baja relativa causada por la depresión en altura así como un frente ocluido causado por el aire frío en niveles altos.

En la topografía de 500 hPa se observa una configuración en rombo con un centro de bajas presiones rodeado por una isohipsa cerrada de 5760 m sobre el Golfo de Cádiz y una isoterma cerrada de $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ que llega hasta el sur de Andalucía.

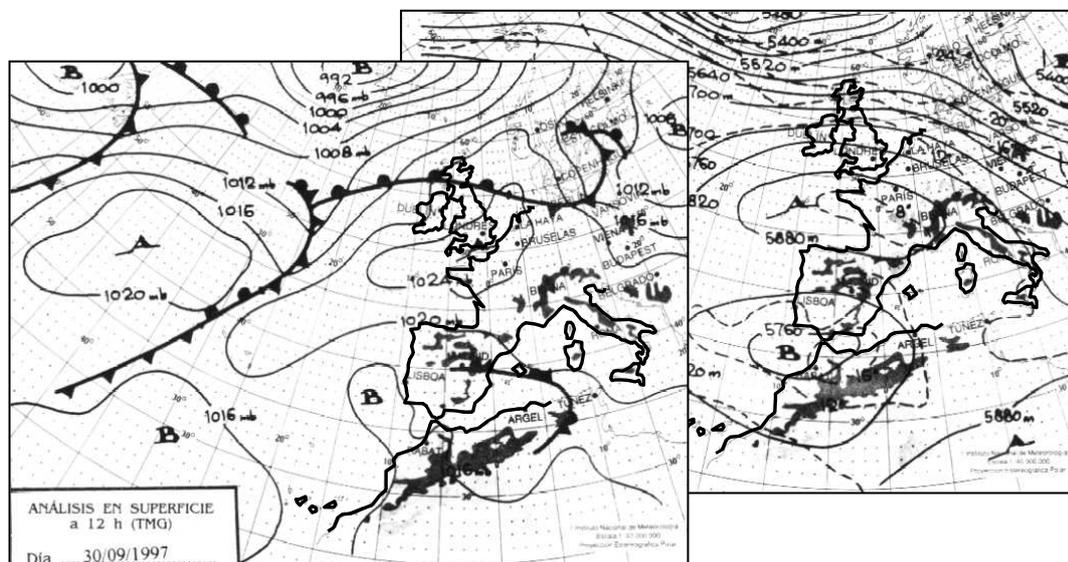


Figura 9.42: Situación atmosférica del día 30 de septiembre de 1997 (INM).

Se registraron chubascos tormentosos, puntualmente torrenciales, en Alicante y sur de Valencia. En Murcia precipitaciones de moderados a fuertes y de moderados a débiles en Castilla-La Mancha. Vientos flojos, localmente

moderados, del este.

En la Figura 9. 43 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 25 de septiembre hasta el día 2 de octubre. Seleccionamos los tres episodios más importantes de este periodo. Ocurrieron entre los días 29/09 y 01/10 con duraciones de 11h 40min, 12h 50min y 27h 50min respectivamente. Representan el 90% de la lluvia del periodo.

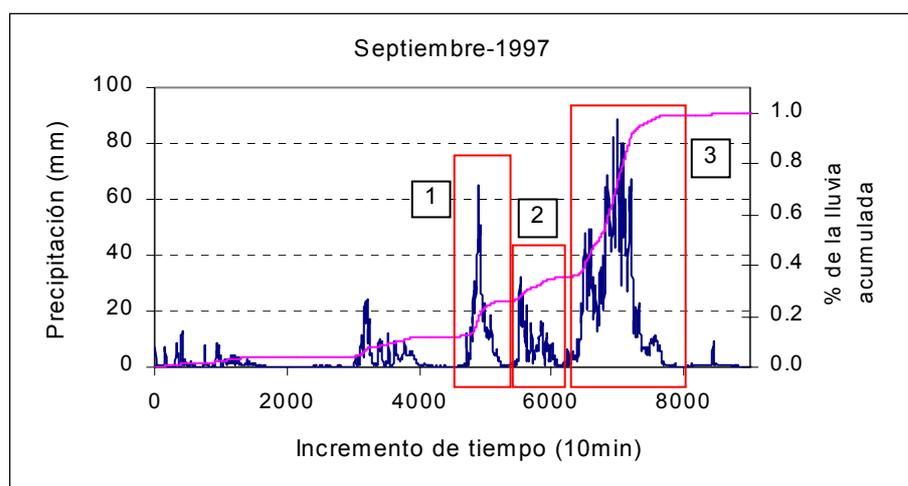
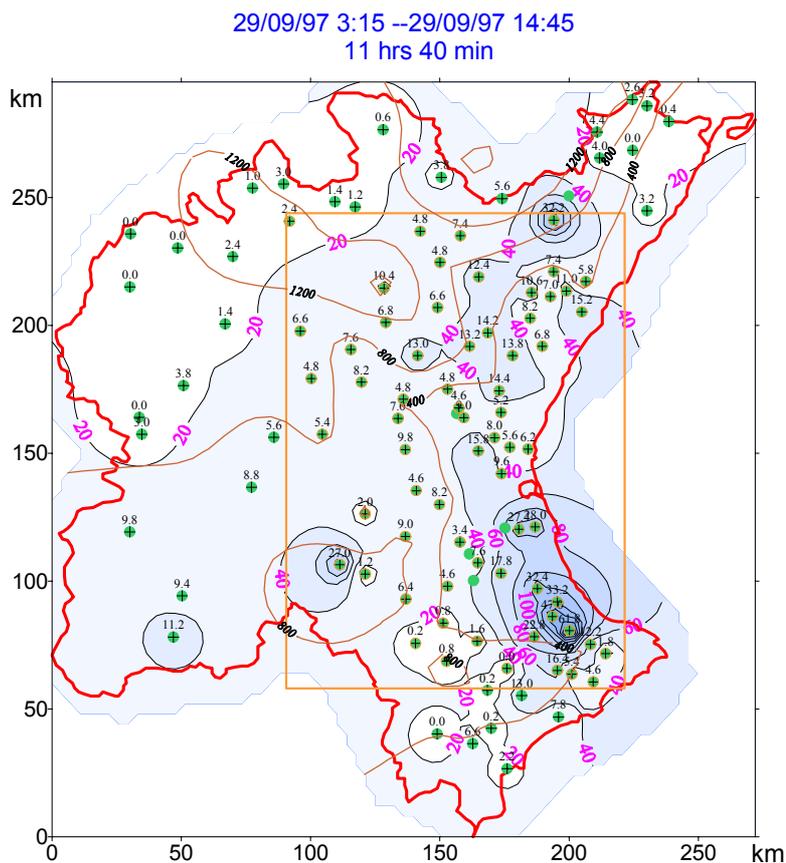


Figura 9. 43: Lluvia registrada por el SAIH (septiembre-1997).

- Episodio 1: Se produjeron precipitaciones moderadas en casi toda la región, siendo las más importantes las producidas en la zona de la Ribera, donde se llegaron a registrar hasta 61.8 mm en el pluviómetro de Gallinera (ver Figura 9.44).
- Episodio 2: El día 28 por la tarde y primeras horas del día siguiente, la lluvia se focalizó al sur de la provincia de Valencia y sobre elevaciones inferiores a 400 m. Se produjeron tormentas que fueron localmente fuertes en puntos como Font en Carret con 141.4 mm (ver Figura 9.45).
- Episodio 3: Fue el más importante de los tres. Las lluvias se produjeron en la mitad sur de la Confederación Hidrográfica del Júcar. Los precipitaciones más intensas se midieron al sur de la provincia de Valencia y norte de Castellón. En el pluviómetro de Font en Carret se recogieron 248 mm (si se suma la lluvia de los tres eventos el dato asciende a 436 mm). Como dato curioso, que pone de manifiesto la

enorme variabilidad espacial de este tipo de precipitación, cabe señalar que la lluvia recogida por el pluviómetro del INM en Alicante fue de 269.8 mm desde las 6 horas (TMG) del día 30 hasta las 6 horas del día 1, mientras que en el aeropuerto del Altet fue de 97.7mm; por su parte el SAIH (en Alicante) midió 136.5 mm en el mismo periodo (ver Figura 9.46).



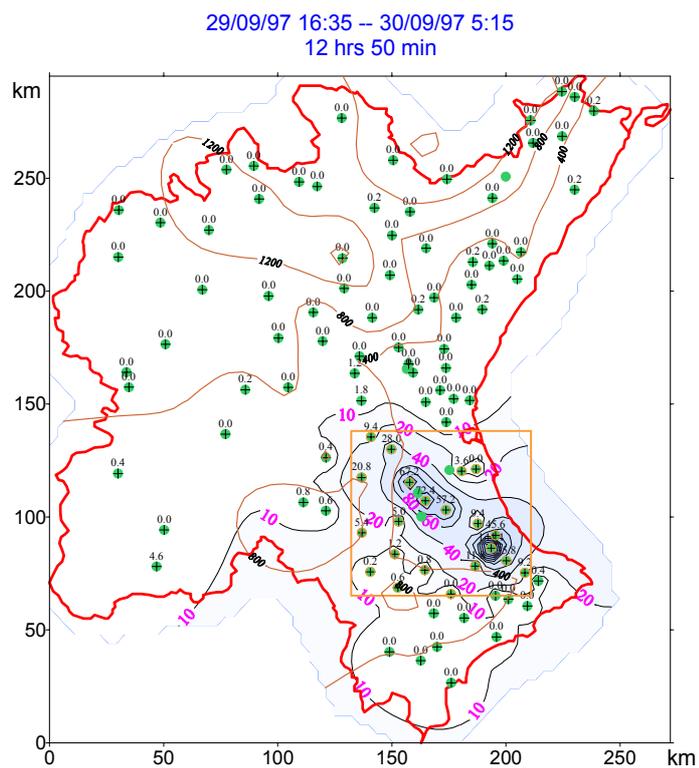


Figura 9.45: Distribución espacial de la lluvia (septiembre-1997, episodio 2).

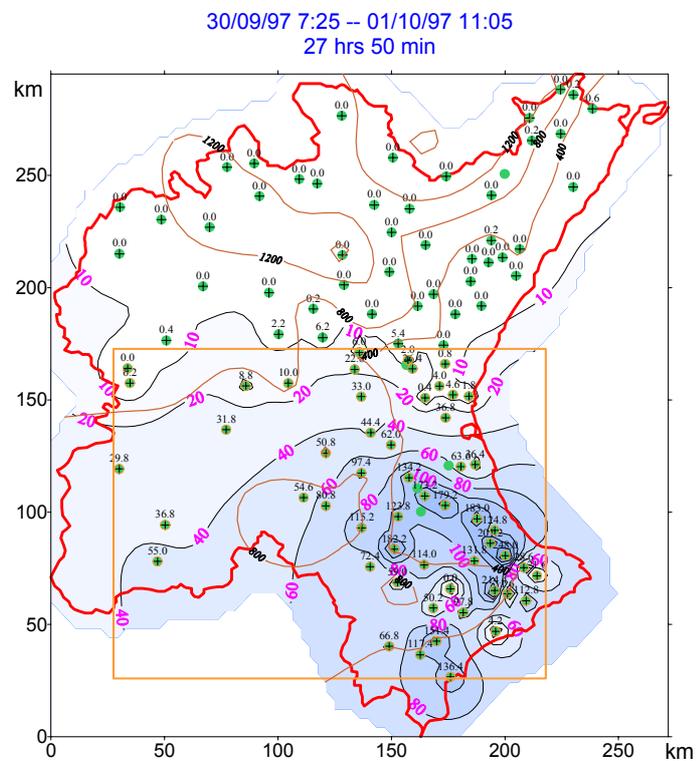


Figura 9.46: Distribución espacial de la lluvia (septiembre-1997, episodio 3).

14. OCTUBRE - 1991

- Periodo: 04/10/91 08:10 - 05/10/91 07:20
- Situación sinóptica: Pantano barométrico.
- Descripción:

En superficie se aprecian altas presiones con centros sobre las Azores y el interior del continente europeo. Un frente frío asociado a la borrasca de Islandia desliza su extremo meridional por el tercio norte de la península Ibérica aunque no llega a alcanzar el Mediterráneo. Gradiente bórico muy débil sobre la Península.

En la topografía de 500 hPa se observa una baja relativa con centro sobre Almería y una isohipsa cerrada de 5820 m. Se aprecia una irrupción de aire frío que afecta a gran parte de la Península Ibérica y Baleares.

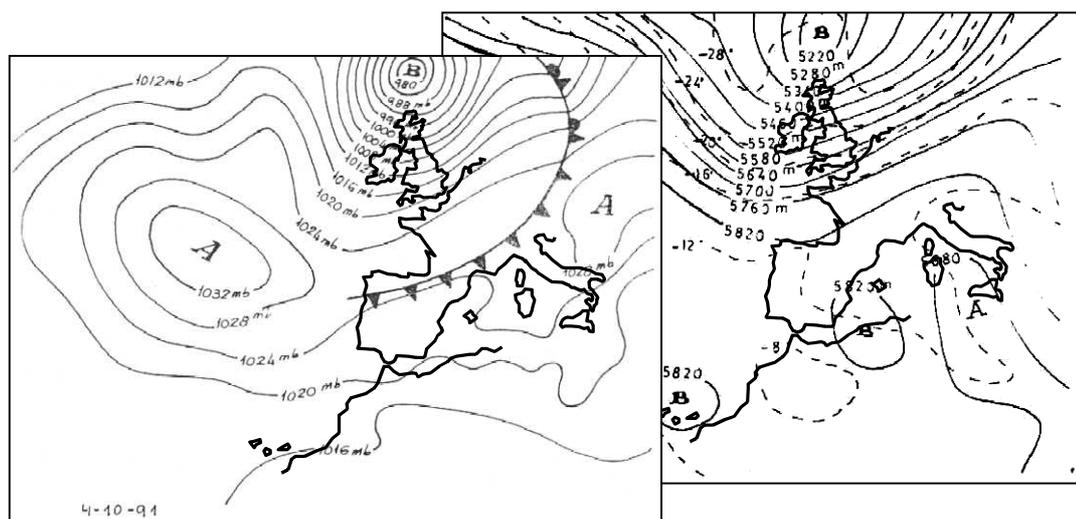


Figura 9.47: Situación atmosférica del día 4 de octubre de 1991 (INM).

Aunque aparentemente esta situación no parece muy propicia a lluvias intensas, hay que tener en cuenta varios factores que pueden producir tormentas localmente intensas: temperatura superficial máxima en el litoral valenciano de 25 °C (-12 °C a 5000 m), similar temperatura superficial del mar y aporte de humedad hacia la costa debido al régimen de brisas. Todo esto provocó

inestabilidad en puntos de Murcia, Comunidad Valenciana y Baleares, dejando lluvias débiles en general y tormentas localmente fuertes en algunos lugares de las zonas mencionadas.

En la Figura 9.48 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 4 hasta el día 6. En este periodo se observa un episodio claramente destacado con una duración de 23 horas y 10 minutos (04/10/91 08:10 -- 05/10/91 07:20) que representa el 99% de la lluvia.

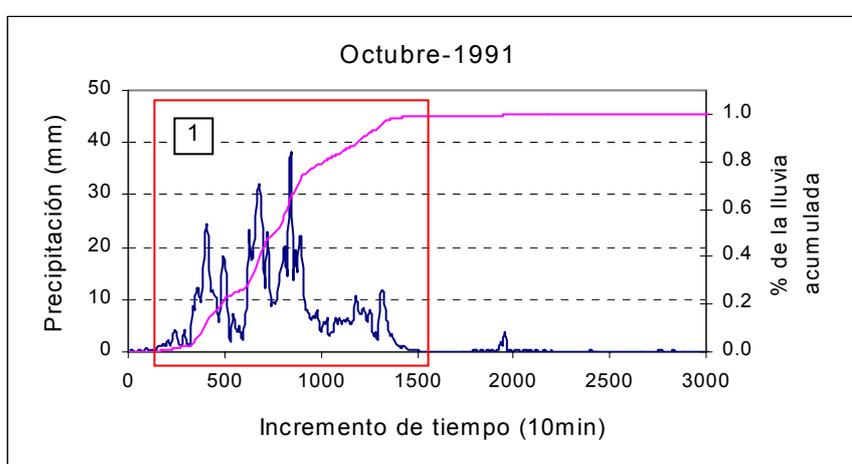


Figura 9.48: Lluvia registrada por el SAIH (octubre-1991).

Las lluvias afectaron a la zona litoral del sur de Valencia, llegando a ser en algún punto torrenciales, como en el caso del pluviómetro de Huerto Mulet que registro 257, de los cuales 235.1 se midieron en 6.5 horas alcanzándose intensidades de 112 mm/h en 10 minutos (ver Figura 9. 49).

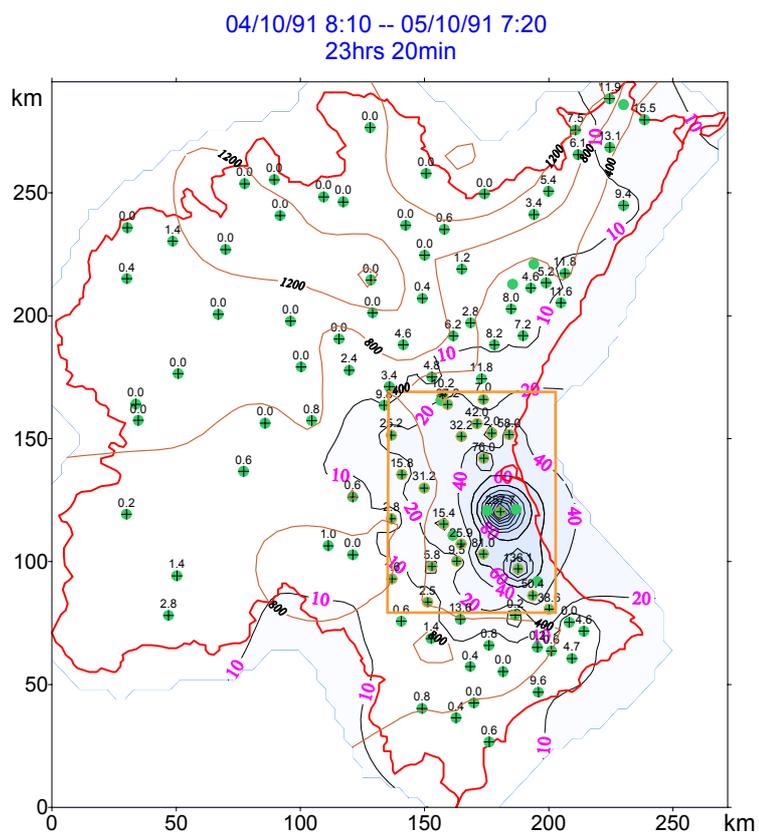


Figura 9. 49): Distribución espacial de la lluvia (octubre-1991).

15. OCTUBRE - 1992

- Periodo: 07/10/92 23:10 - 09/10/92 06:20
- Situación sinóptica: Advección de levante con gota fría.
- Descripción:

En superficie se observa un anticiclón al oeste de Irlanda, ejerciendo su influencia hasta el interior del continente europeo y frenando el avance de los frentes asociados a la borrasca atlántica (situación de bloqueo). Hay bajas presiones en el norte de África. Sobre el sur de Castilla-La Mancha se sitúa una baja relativa como consecuencia del embolsamiento de aire frío en altura. Así, en 500 hPa el día 8 se puede ver claramente una gota fría con centro sobre Lisboa, isohipsa cerrada de 5640 m y temperatura de $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Esta configuración produjo precipitaciones en ambas Mesetas, Aragón, Cataluña, Andalucía y Baleares, siendo de carácter tormentoso en puntos de Extremadura y Levante. Vientos moderados de Levante en la mitad sur de la Comunidad Valenciana el día 8.

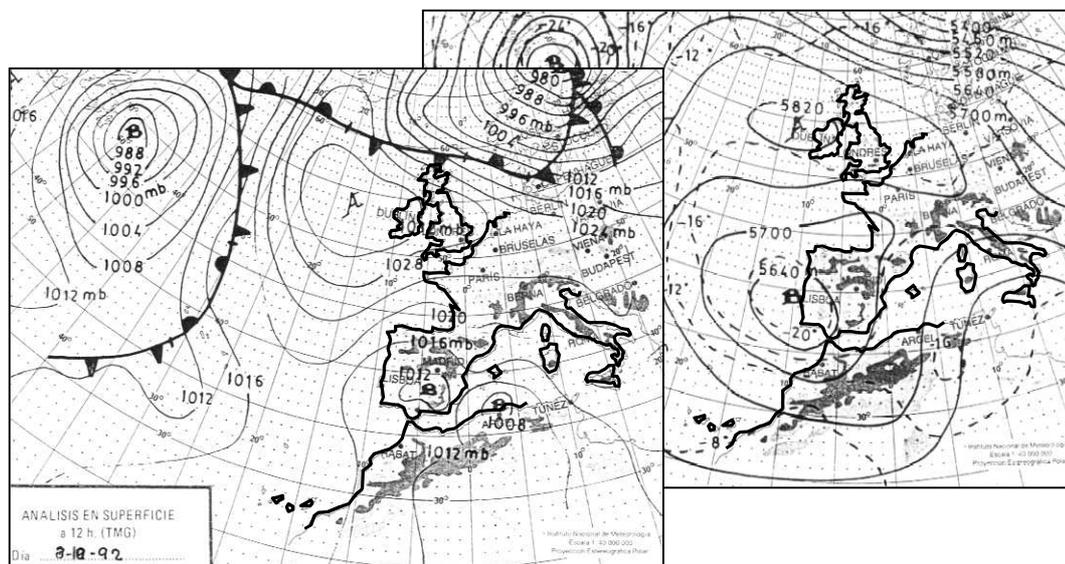


Figura 9.50: Situación atmosférica del día 8 de octubre de 1992 (INM).

En la Figura 9.51 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 4

hasta el día 16. En este periodo se registraron varios episodios, siendo el más importante el producido entre los días 7 a las 23:10 horas y 9 a las 6:20 horas, con una duración de 31 horas y 10 minutos y totalizando el 60% de la lluvia.

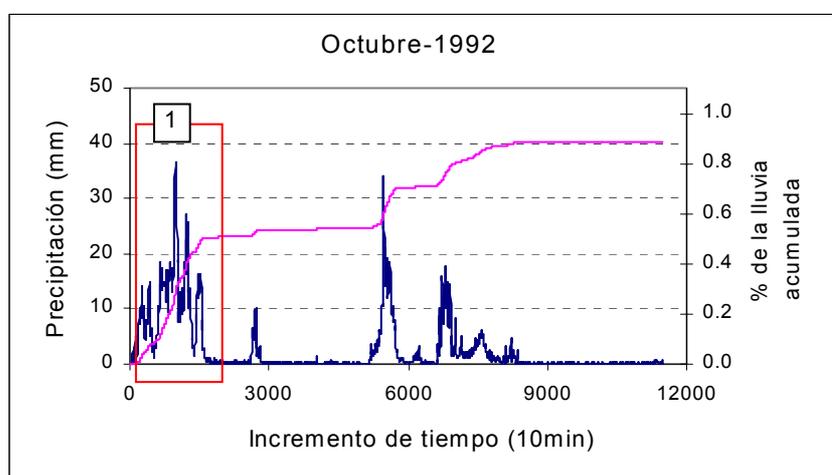


Figura 9.51: Lluvia registrada por el SAIH (octubre-1992).

Se produjeron lluvias de débiles a moderadas por todo el territorio de la Confederación del Júcar, si bien en la zona costera del sur de Valencia y norte de Alicante llegaron a ser fuertes y localmente muy fuertes. El valor más alto registrado por el SAIH fue de 171.5 mm en el pluviómetro de Isbert. En este caso el viento junto con la orografía jugaron un papel muy importante (ver Figura 9.52).

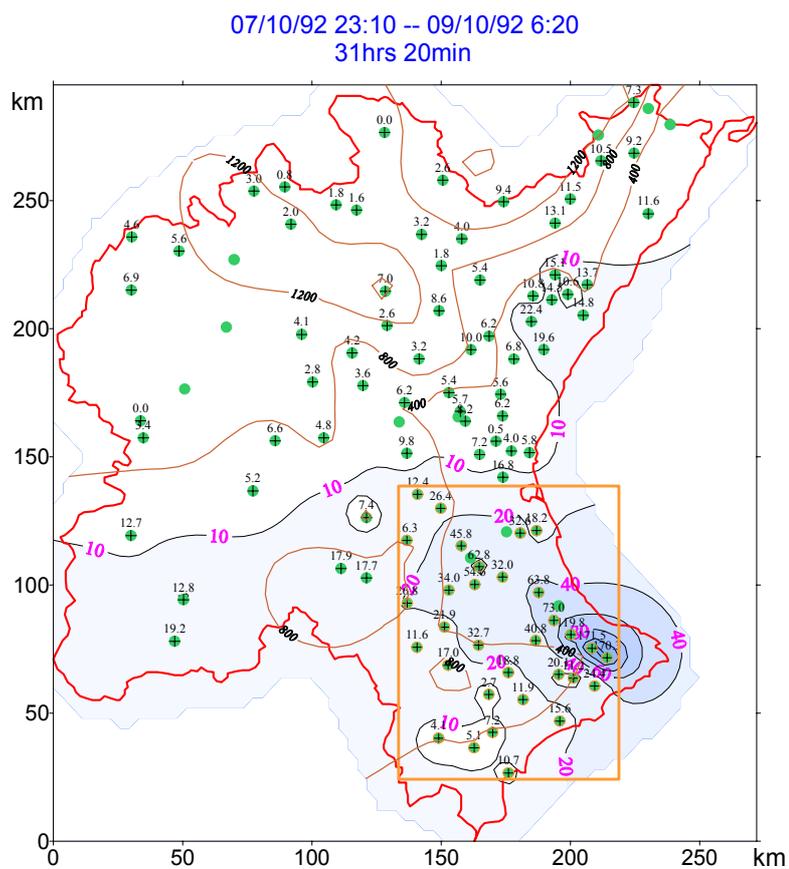


Figura 9.52: Distribución espacial de la lluvia (octubre-1992).

16. OCTUBRE - 1993

- Periodo: 25/10/93 23:10 - 28/10/93 11:50
- Situación sinóptica: Advección de levante con gota fría.
- Descripción:

En superficie hay un anticiclón con isobara cerrada en su centro de 1036 hPa extendiéndose desde las Islas Británicas hasta Europa central (situación de bloqueo). Bajas presiones en el continente africano con centro al sur del Atlas.

En la topografía de 500 hPa se observa una gota fría sobre la Península Ibérica. En su centro presenta una isohipsa de 5580 m y una temperatura de -20°C el día 26 y de -24°C el día 27. La gota fría se hace notar en superficie como una baja que surge el día 27 centrada al sur de Extremadura. El día 26, a 300 hPa, se aprecia una parte del chorro polar en su borde septentrional.

Esta situación dio lugar a lluvias muy intensas en la Comunidad Valenciana y moderadas en Andalucía, Castilla-La Mancha, Cataluña, Murcia y en puntos de Asturias, Castilla-León, Extremadura y Madrid. Vientos moderados del este en la costa valenciana el día 26 tendiendo a flojos el día 27.

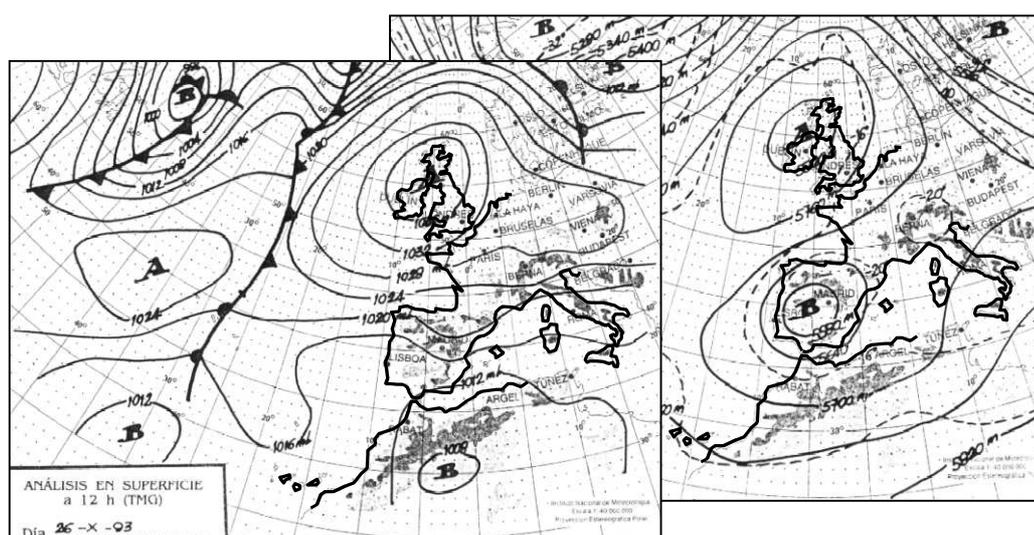


Figura 9.53: Situación atmosférica del día 26 de octubre de 1993 (INM).

En la Figura 9.54 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día

25 hasta el día 31. Hemos seleccionado el episodio más importante del periodo con una duración de 60 horas y 50 minutos (25/10/93 23:10 -- 28/10/93 11:50) representando casi el 90% de la lluvia.

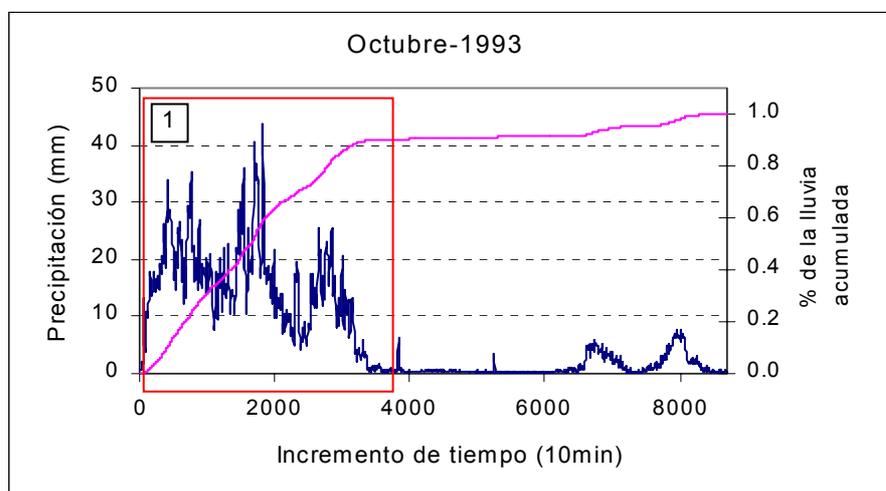


Figura 9.54: Lluvia registrada por el SAIH (octubre-1993).

La mayor parte de los pluviómetros del SAIH registraron lluvia. Los valores más altos se midieron en las zonas costeras del sur de Valencia y norte de Alicante. En numerosos puntos se superaron los 40 mm/día. El valor más alto de precipitación se recogió en el pluviómetro de Huerto-Mulet (348.6 mm), de los cuales 209 mm se midieron en 4 horas y 40 minutos. Se alcanzaron intensidades de 133.2 mm/h en 10 min (ver Figura 9.55).

25/10/93 23:10 -- 28/10/93 11:50
60 hrs 50 min

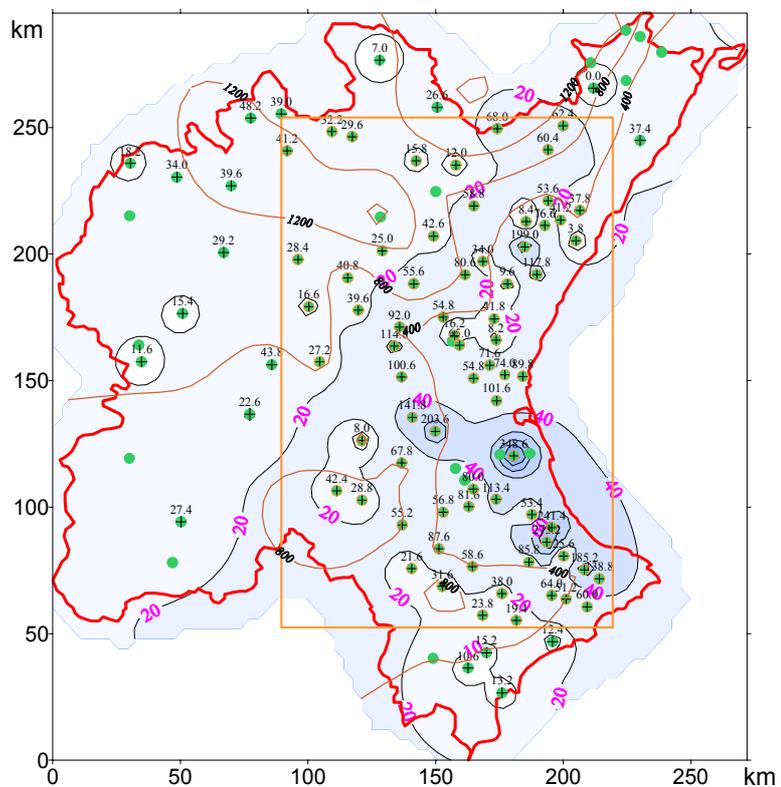


Figura 9.55: Distribución espacial de la lluvia (octubre-1993).

17. OCTUBRE – 1994

Se han seleccionado tres eventos durante el periodo de tiempo que va desde el día 5 al 12. El primero de ellos se produce en el contexto de una configuración sinóptica distinta a los dos últimos.

- Periodo: 05/10/94 12:15 - 06/10/94 7:35
- Situación sinóptica: Advección de levante con vaguada débil en altura.
- Descripción:

En superficie, el día 5 a las 12 h, se observa un anticiclón centrado al sur de Irlanda y que se extiende desde las Azores hasta el centro del continente europeo, bloqueando el avance de los frentes atlánticos. En el sur de Portugal se aprecia una baja relativa reflejo de las bajas presiones que hay en altura. Un frente frío, asociado a dicha baja, cruza el Golfo de Cádiz hacia el sureste y un frente cálido atraviesa la Comunidad Valenciana hacia el noroeste. El flujo en la mitad norte peninsular es de componente este. En altura se aprecia una vaguada que se extiende hasta las Islas Canarias, con un centro de bajas presiones sobre el Cabo de San Vicente. La isoterma de -16°C cruza la Península. Se produjeron lluvias en ambas Castillas, Aragón, Cataluña, Comunidad Valenciana, Andalucía y área del Estrecho.

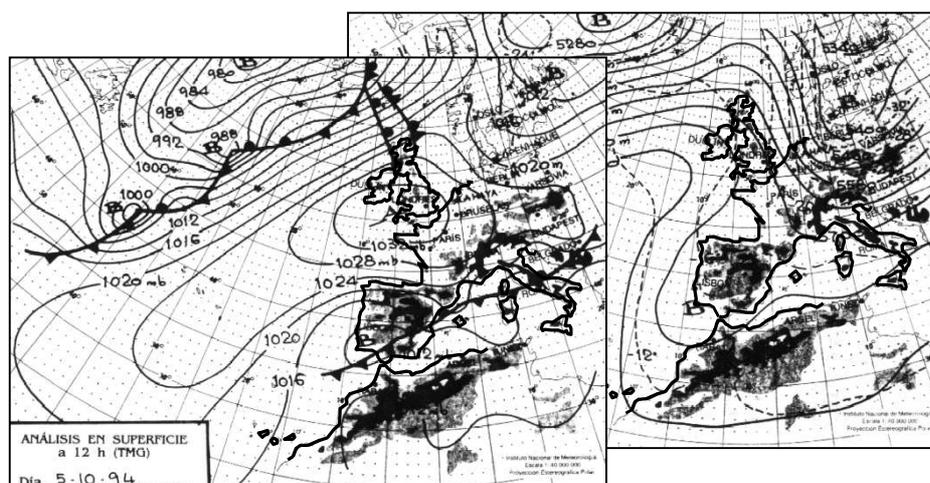


Figura 9.56: Situación atmosférica del día 5 de octubre de 1994 (INM).

- Periodo: 09/10/94 4:45 - 12/10/94 04:25
- Situación sinóptica: Advección del sur.
- Descripción:

En superficie, una borrasca se sitúa sobre las islas Azores con un frente frío asociado. Dicha borrasca no llega a alcanzar la Península Ibérica durante estos días. La configuración isobárica produce vientos del sur-sureste que durante los días 9 y 10 fueron moderados.

En altura se observa una borrasca, cuyo borde delantero (día 10) muestra un haz de isohipsas no muy apretadas con una marcada componente sur. El día 11 en superficie la situación evoluciona hacia un pantano barométrico, lo que conlleva vientos flojos variables.

Esta situación provocó chubascos tormentosos de moderados a fuertes (sobre todo el día 11) en el valle del Ebro, litoral mediterráneo y Baleares. Las temperaturas fueron superiores a las normales para esta época del año.

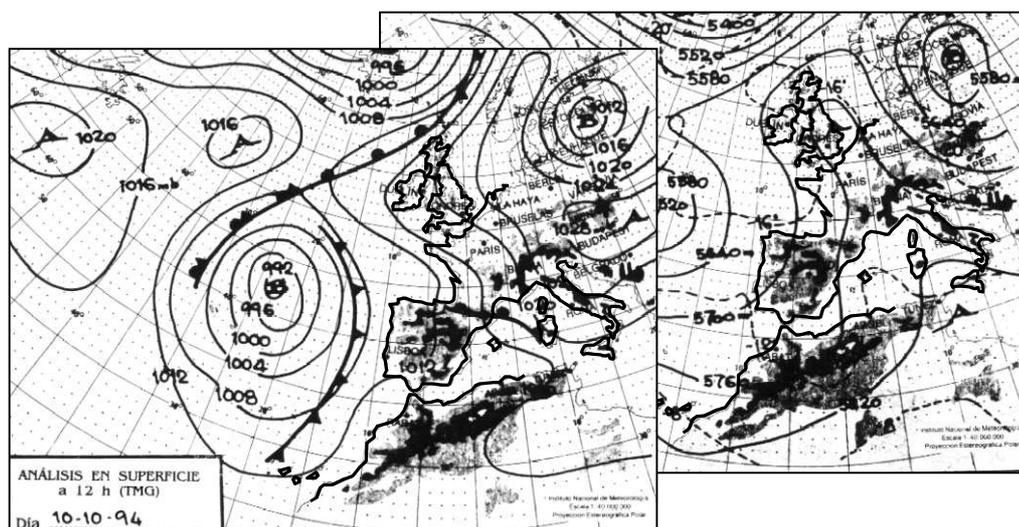


Figura 9.57: Situación atmosférica del día 10 de octubre de 1994 (INM).

En la Figura 9.58 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el 05/10/94 a las 0:00 horas hasta el 13/10/94 a las 0:00 horas. Se han seleccionado tres episodios: el primero comienza el día 05/10/94 a las 12:15 horas y finaliza el día 06/10/94 a las 07:35 horas, representando casi un 15 % de la lluvia del periodo. El segundo se extiende desde el día 09/10/94 a las 04:45 horas hasta el día 10/10/94 a las 04:45 horas con un 45 % del total de la lluvia registrada. Finalmente, el tercero comienza el día 10/10/94 a las 13:05 horas y finaliza el día 12/10/94 a las 04:25 horas, con casi un 40 % del total.

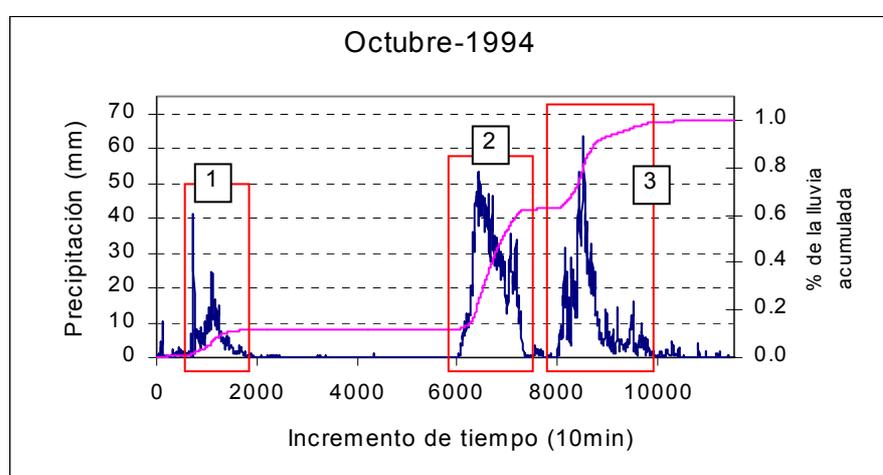


Figura 9.58: Lluvia registrada por el SAIH (octubre-1994).

- Episodio 1: Se registraron tormentas en las comarcas de La Rivera y La Marina, alcanzándose valores de hasta 60 mm como es el caso de Pinet. En el resto de las zonas a penas hubo precipitaciones (ver Figura 9. 59).
- Episodio 2: Las lluvias se extendieron por todas las zonas, pero las más importantes se midieron en la provincia de Castellón y particularmente en la comarca del Maestrazgo-Litoral. El pluviómetro de Borriol registró 118.4 mm y el de Fredes 109 mm (ver Figura 9.60)..
- Episodio 3: Las lluvias fueron remitiendo, pero aún se midieron valores importantes en la provincia de Castellón y norte de Valencia. En el pluviómetro de La Cenia, en el límite con Tarragona, se registraron 308.6 mm, de los cuales más de 100 mm en 2 horas y se alcanzaron intensidades de 120 mm/h en 10 min (ver Figura 9.61).

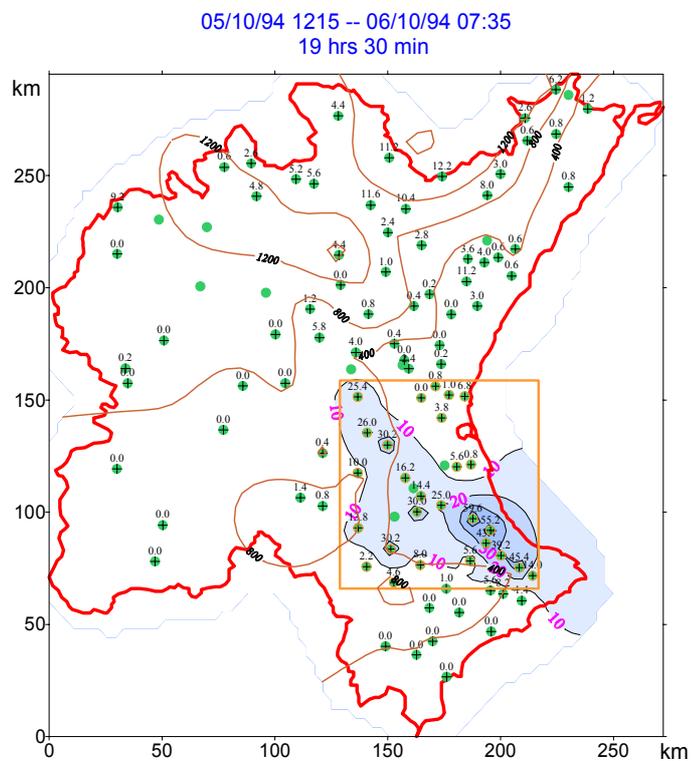


Figura 9. 59: Distribución espacial de la lluvia (octubre-1994, episodio 1).

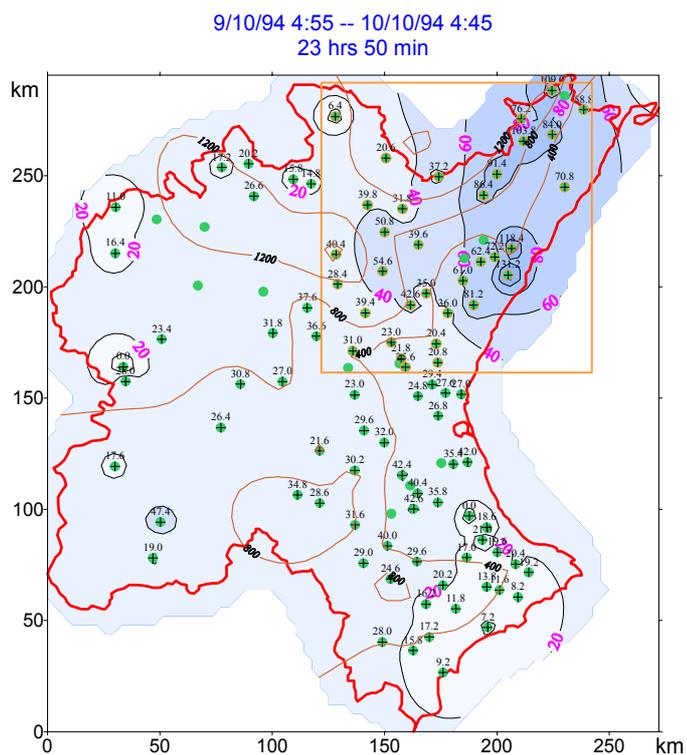


Figura 9.60: Distribución espacial de la lluvia (octubre-1994, episodio 2).

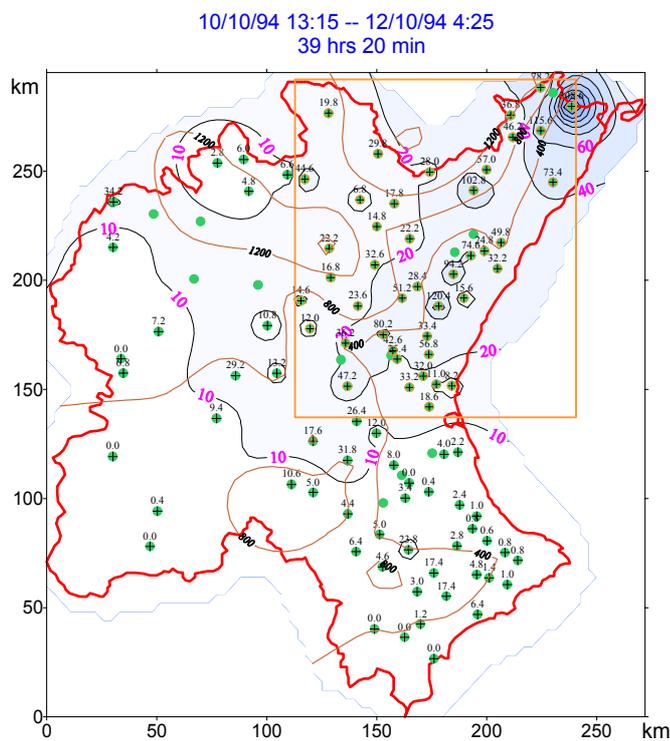


Figura 9.61: Distribución espacial de la lluvia (octubre-1994, episodio 3).

18. OCTUBRE - 2000

- Periodo: 22/10/00 03:45 - 25/10/00 16:45
- Situación sinóptica: Advección de levante con gota fría.
- Descripción:

Este episodio es sin lugar a dudas el más importante de los últimos 10 años. En la imagen, se observa como el anticiclón de las Azores penetra en forma de cuña sobre el norte de la Península (las isobaras son las líneas blancas) y como los vientos en la zona de Levante son del este/sureste. En la superficie de 500 hPa. (indicada mediante colores) se aprecia la gota fría que ha quedado aislada de la circulación zonal. Se aprecia como este día 24 ya ejerce su efecto en superficie, apareciendo una baja relativa sobre el estrecho de Gibraltar.

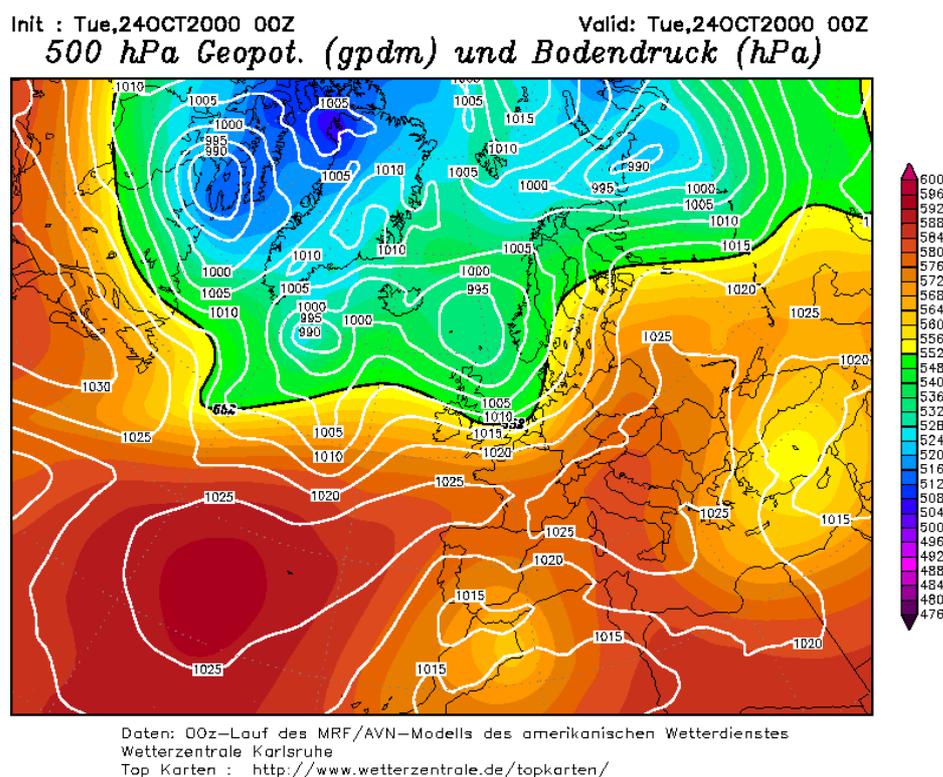


Figura 9. 62. Situación sinóptica el día 24-10-00 a la 1 a.m. (hora local).

En la Figura 9. 63 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 20 hasta el día 26. Hemos seleccionado una episodio de 85 horas de duración, (22/10/00 03:45 - 25/10/00 16:45) representando casi el 95% de la lluvia del periodo. Aunque pudiera parecer que el último tramo de este periodo fuera un evento distinto, consideramos uno sólo debido a que fue una reactivación de la actividad convectiva sobre la misma zona de lluvias.

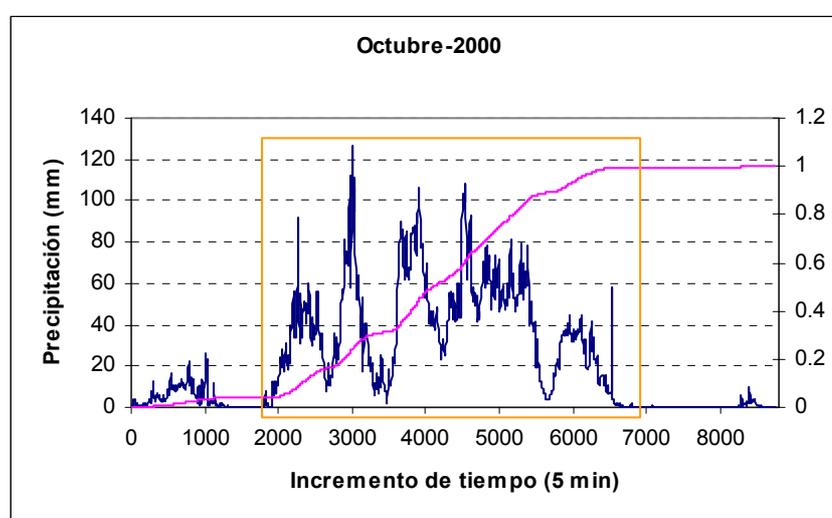


Figura 9. 63. Lluvia registrada por el SAIH (octubre-2000).

Durante los aproximadamente 3 días y medio que abarca este episodio de lluvias torrenciales, la media diaria superó los 100 mm en numerosos puntos de la provincia de Valencia y más de 120 mm en el norte de la provincia de Castellón y sur de Tarragona. Las lluvias registradas superaron los 400 e incluso 500mm en puntos del norte de Castellón. Estas fuertes lluvias provocaron la muerte de 4 personas en la provincia de Tarragona y 3 en la Región de Murcia; numerosas personas fueron evacuadas desde Murcia hasta Tarragona. La estimación de los daños ocasionados se cifra en 15.000 millones.

Cabe señalar, desde el punto de vista hidrológico, la enorme crecida del Ebro a su paso por Tortosa y en general en todo el tramo de la desembocadura. Por otro lado, la presa de María Cristina (al norte de Castellón) durante varias horas fue desbordada por las aguas, llegándose a temer por su integridad.

Se puede observar (Figura 9. 64) como la mayor cantidad de lluvia se produjo,

en la provincia de Valencia por debajo de, aproximadamente, 400m y en la provincia de Castellón entre los 400 y 1200 m. En este caso, los vientos del sureste en superficie se toparon con la Serranía del Maestrazgo propiciado y favoreciendo la descarga de lluvia en toda esa zona.

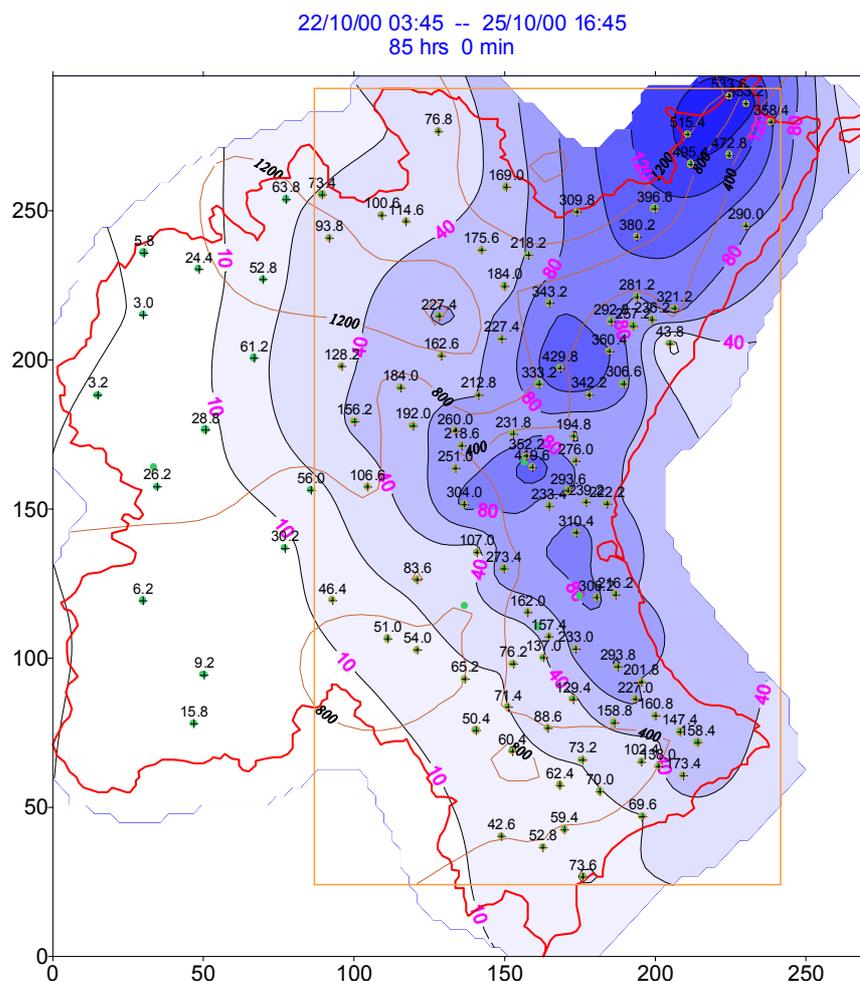


Figura 9. 64. Distribución espacial de la lluvia (octubre-2000).

19. NOVIEMBRE - 1993

- Periodo: 03/11/93 22:10 - 04/11/93 22:30
- Situación sinóptica: Advección del sudoeste.
- Descripción:

En superficie una borrasca con presiones en su centro de 992 hPa, situada al oeste de la costa atlántica gallega, envía flujo del sudoeste hacia la Península Ibérica. Se aprecia el día 3 (12h TMG) el sistema frontal asociado.

En altura, el día 3, la parte delantera de una vaguada se sitúa sobre la Península. Un núcleo ciclónico, relacionado con el que se observa en superficie, está rodeado por una isoterma de $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$. La presión en superficie el día 4, en el centro de la baja, aumentó a 1004 hPa, situándose este centro sobre Alicante.

Esta situación produjo lluvias de débiles a moderadas en todo el país. Vientos del suroeste moderadas con intervalos fuertes en Galicia.

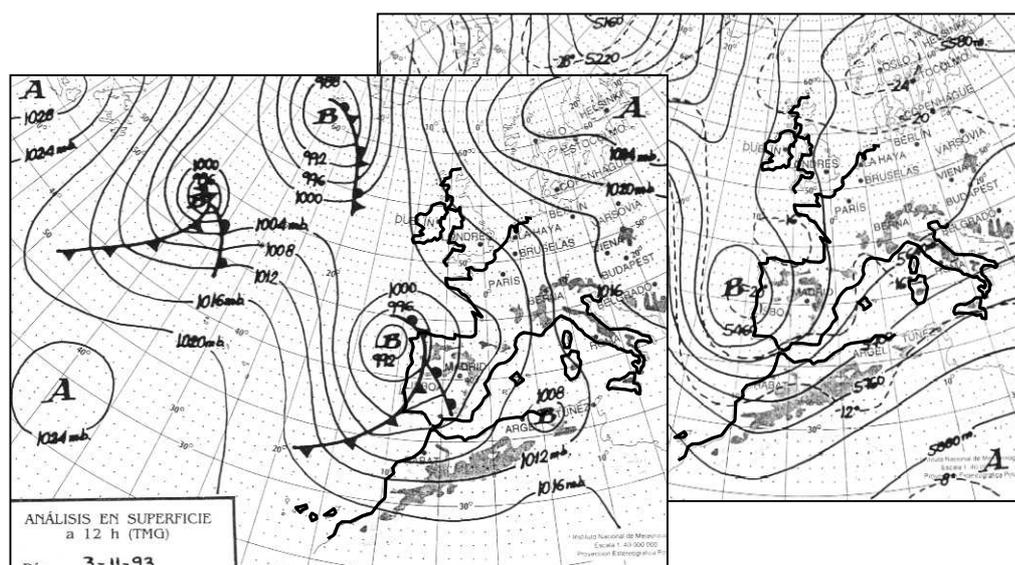


Figura 9. 65: Situación atmosférica del día 3 de noviembre de 1993 (INM).

En la Figura 9.66 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el día 1 hasta el día 8. Hemos seleccionado una episodio de 24 horas y 30 minutos de duración, (03/11/93 22:10 - 04/11/93 22:30) representando casi el 80% de la lluvia del periodo.

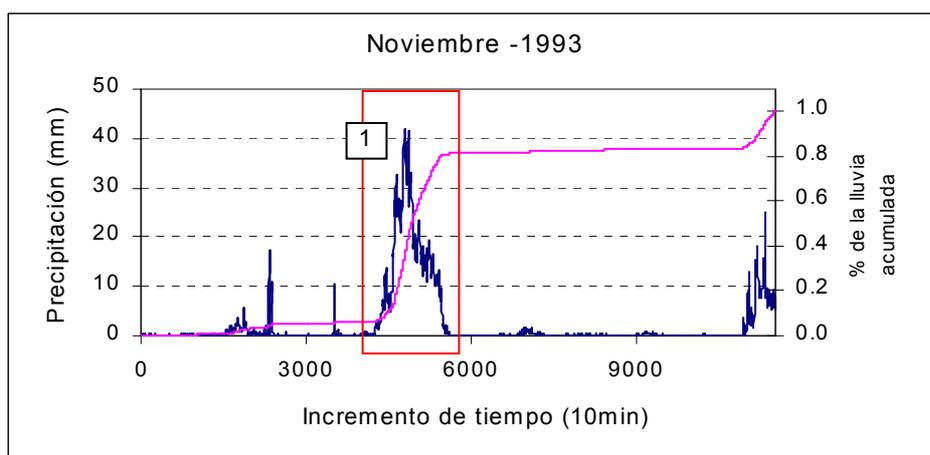


Figura 9.66: Lluvia registrada por el SAIH (noviembre-1993).

En una gran parte de la Confederación Hidrográfica del Júcar se superaron los 20 mm/día. Las lluvias más importantes se registraron en el norte de Valencia y sur de Castellón, afectando tanto a las zonas del interior como costeras. En diversos puntos de esas zonas se superaron los 50 mm. El valor más alto se alcanzó en el pluviómetro de Loriguilla, donde se recogieron 59 mm (ver Figura 9.67).

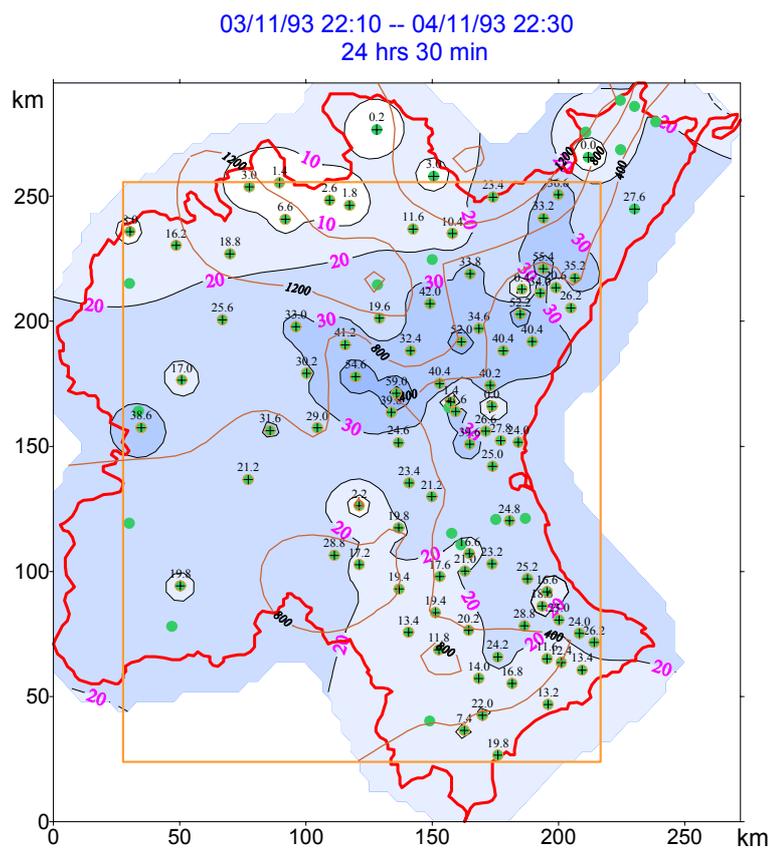


Figura 9.67: Distribución espacial de la lluvia (noviembre-1993).

20. DICIEMBRE - 1992

- Periodo: 23/12/92 07:40 - 27/12/92 18:00
- Situación sinóptica: Advección de Levante con gota fría.
- Descripción:

Durante el periodo considerado, se aprecia en superficie un potente anticiclón sobre el continente europeo. Al sudoeste del Cabo San Vicente se observa una baja relativa reflejo de la situación en altura

En la topografía de 500 hPa se aprecian bajas presiones sobre toda la Península y un embolsamiento de aire frío (-24°C) principalmente sobre la mitad occidental francesa (día 25) y que se extenderá sobre la Península al día siguiente.

Se registraron precipitaciones en toda la península Ibérica durante estos días, siendo más importantes en Levante y Baleares donde se registraron lluvias de fuertes a muy fuertes de origen tormentoso. Lo vientos fueron flojos de levante.

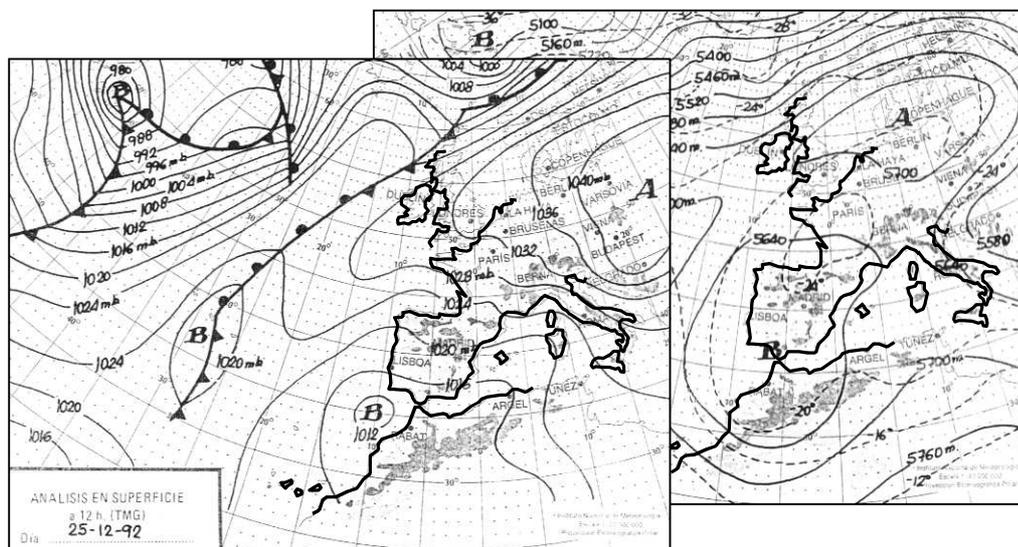


Figura 9.68: Situación atmosférica del día 25 de diciembre de 1992 (INM).

En la Figura 9.69 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el 23 hasta el día 30. El episodio seleccionado tiene una duración de 4 días, 10 horas y 30 minutos. Comenzó el día 23 a las 07:40 horas y finalizó el día 27 a las 18:00 horas.

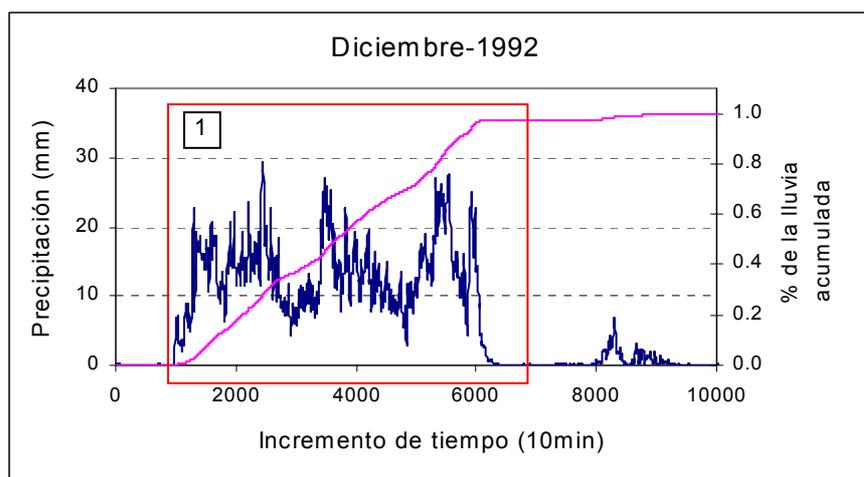


Figura 9.69: Lluvia registrada por el SAIH (diciembre-1992).

Se registraron lluvias en todas las zonas, especialmente en la Comunidad Valenciana donde se aprecian dos núcleos con mayor cantidad de lluvia, uno en la zona de La Plana y el otro en la zona costera del sur de la provincia de Valencia. El valor más alto recogido durante este periodo fue de 265.2 mm en el pluviómetro de Pinet (ver Figura 9.70).

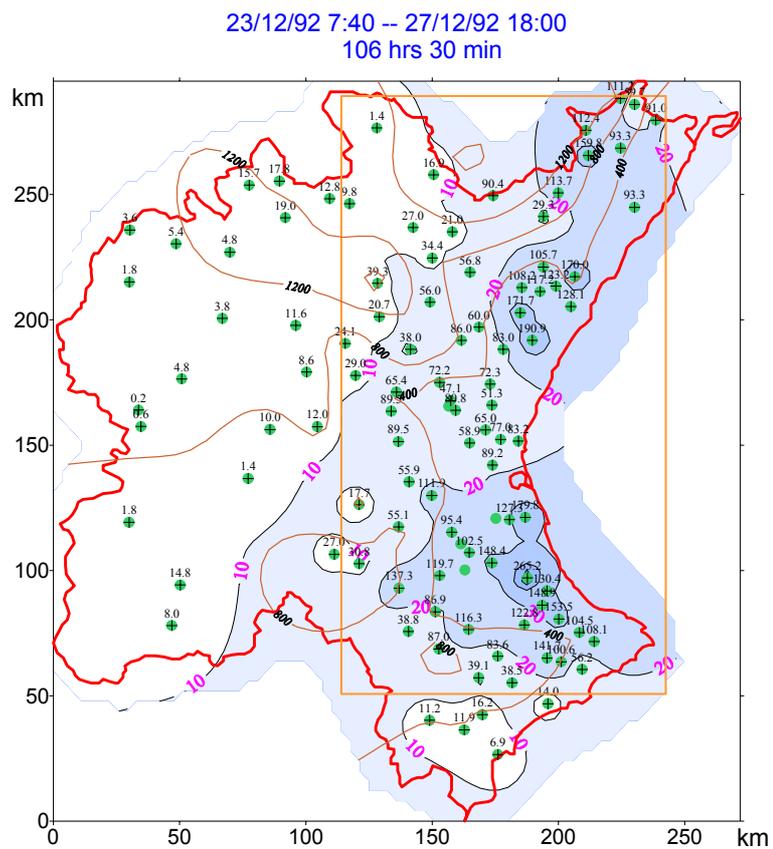


Figura 9.70: Distribución espacial de la lluvia (diciembre-1992).

21. DICIEMBRE - 1997

- Periodo: 17/12/97 04:05 - 18/12/97 15:15
- Situación sinóptica: Advección del sudoeste.
- Descripción:

En superficie, una baja se sitúa el día 17 a las 12 TMG al noroeste de la península Ibérica (48 °N, 20 °W). Un frente frío, ocluido al noroeste de las costas gallegas, penetra por la parte occidental del país.

En altura existe un haz de isohipsas bien definido con sentido subzonal y un apreciable gradiente. Un núcleo ciclónico, correspondiente a la depresión en superficie, se sitúa al oeste de aquella.

Hubo lluvias en todo el país, siendo copiosas en el bajo Guadalquivir (257 mm en Grazalema). Vientos del sur-suroeste de moderados a fuertes.

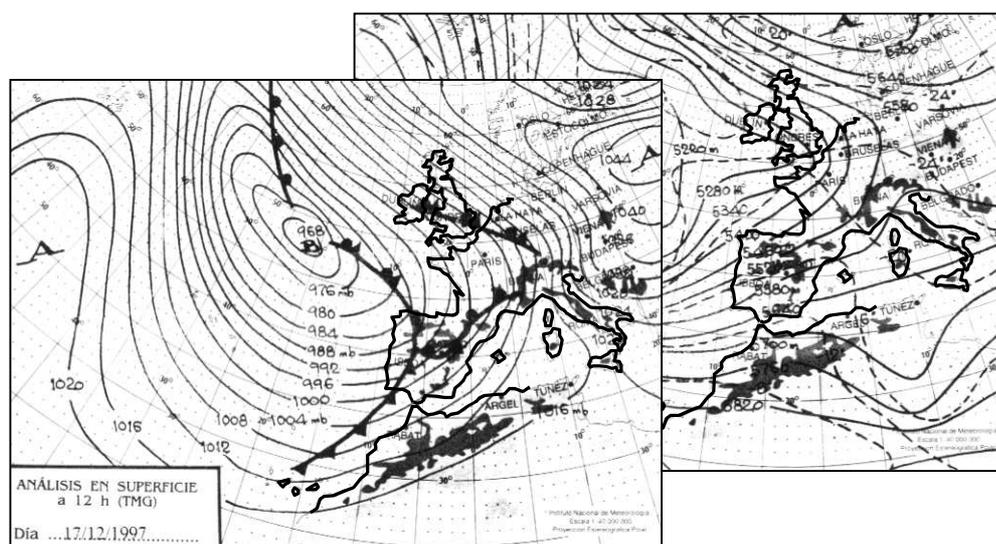


Figura 9. 71: Situación atmosférica del día 17 de diciembre de 1997 (INM).

En la Figura 9.72 se representa la lluvia registrada por el SAIH desde el 16 hasta el día 22. El paso del frente ocasionó diversos episodios durante estos días. Seleccionamos de ellos uno, de duración 35 horas y 20 minutos (17/12/97 04:05 -- 18/12/97 15:15). Representa el 50% de la lluvia de este periodo.

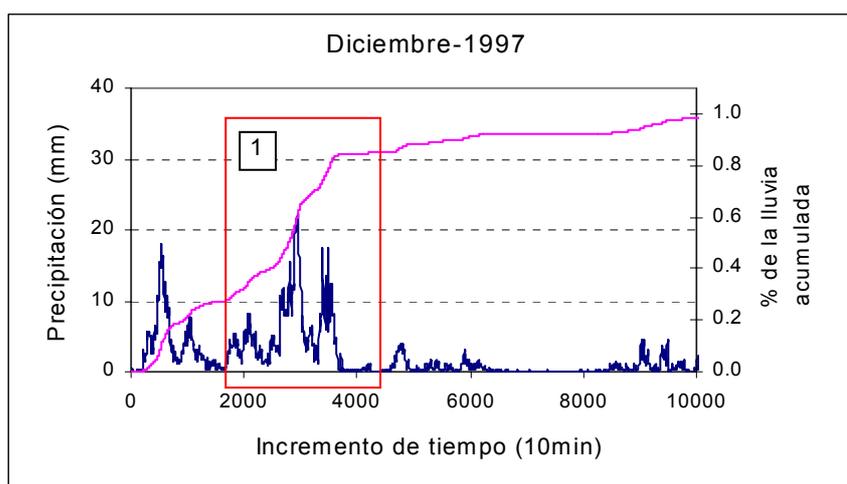


Figura 9.72: Lluvia registrada por el SAIH (diciembre-1997).

Se produjeron lluvias débiles al sur de la Comunidad Valenciana. Los valores más altos se registraron en la provincia de Cuenca, alcanzándose un valor de 82.2 mm en el pluviómetro de Marquesado (ver Figura 9.73).

17/12/97 4:05 -- 18/12/97 15:15
35 hrs 20 min

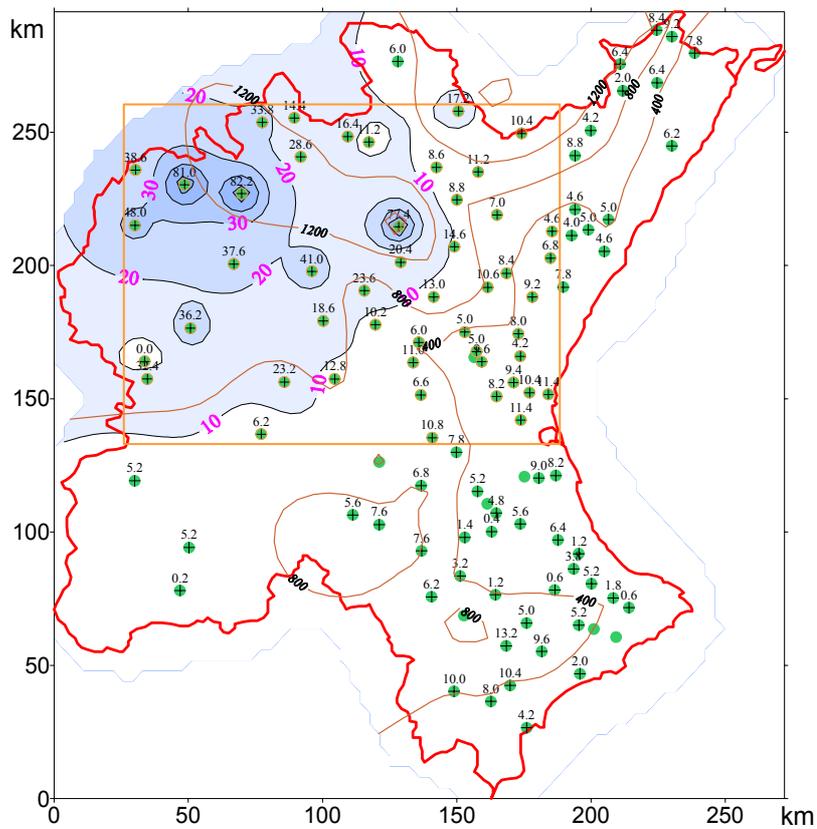
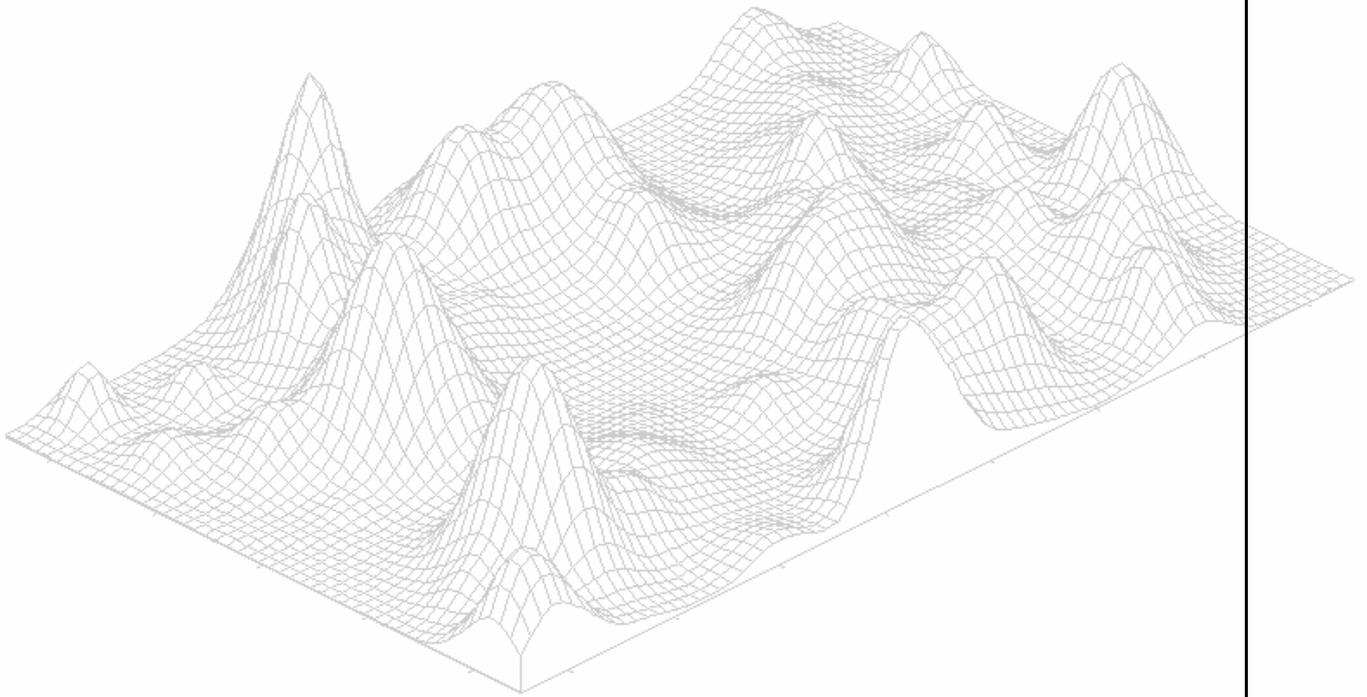


Figura 9.73: Distribución espacial de la lluvia (diciembre-1997).

Referencias



REFERENCIAS

- [1] Albero, V. Estudio meteorológico de las precipitaciones torrenciales en el ámbito de las cuencas de la Confederación Hidrográfica del Júcar. *SAIH*. Valencia, 1989.
- [2] Amani, A. and Lebel T. Lagrangian kriging for the estimation of Sahelian rainfall at small time steps. *Journal of Hydrology*, 192, 125-157, 1987.
- [3] Amani, A., Lebel, T., Rotiaselle J. and Taupin J.D. Typology of rainfall fields to improve rainfall estimation in the Sahel by the area threshold method. *Water Resources Research*, 32(8), 2473-2487, 1996.
- [4] Armengot, R. Atlas Climático de la Comunidad Valenciana, pp 98 y 99. *Generalitat Valenciana*, 1994.
- [5] Austin, P.M. and Houze, R.A. Analysis of the structure of precipitation patterns in New England. *Journal of Applied Meteorology*, 11, 926-935, 1972.
- [6] Bacchi, B. and Kottegoda, N.T. Identification and calibration of spatial correlation patterns of rainfall. *Journal of Hydrology*, 165, 311-348, 1995.
- [7] Bardossy, A. and Plate, E. J. Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns. *Water Resources Research*, 28(5), 1247-1259, 1992.
- [8] Bell, T.L. A space time stochastic model of rainfall for satellite remote-sensing studies, *Journal of Geophysical Research*, 9631-9643, 1987.
- [9] Brachet, M.E., Meneguzzi, M., Politano, H. and Sulem, P.L. The dynamics of freely decaying two-dimensional turbulence. *Journal of Fluid Mechanics*, 194, 333-349, 1988.

-
- [10] Bras, E. L. and Rodriguez-Iturbe I. Rainfall generation: A nonstationary time-varying multidimensional model. *Water Resources Research*, 12, 450-456, 1976.
- [11] Camarasa, A. Atlas Climático de la Comunidad Valenciana pp 100-101. *Generalitat Valenciana*, 1994.
- [12] Cowpertwait, P. A generalized point process model for rainfall. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 447, 23-37, 1994.
- [13] Cowpertwait, P. A generalized spatio-temporal model of rainfall based on a clustered point process. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 450, 163-175, 1995.
- [14] Cox, D.R. and Isham, V. Point Processes. *Chapman e Hall*, London, 1980.
- [15] Crane, R.K. Space-time structure of rainrate fields. *Journal of Geophysical Research*, 95, 2011-2020, 1990.
- [16] Curso sobre “Métodos para el cálculo hidrológico de crecidas”. *Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente*. 1996.
- [17] Deidda, R., Benzi, R. Siccardi, F. Multifractal modeling of anomalous scaling laws in rainfall. *Water Resources Research*, 35(6), 1853-1867, 1999.
- [18] Entekhabi, D., Rodriguez-Iturbe, I., and Eagleson, P. S. Probabilistic representation of the temporal rainfall process by the modified Neyman - Scott rectangular pulses model. Parameter estimation and validation. *Water Resources Research*, 25(2), 295- 302, 1989.
- [19] Eagleson, P.S., Fennessey, N.M., Qinliang, W., Rodríguez-Iturbe, I. Application of spatial poisson models to air mass thunderstorm rainfall, *Journal of Geophysical Research*, 92(D8), 9661-9678, 1987.

-
- [20] Foufoula-Georgiou, E. and Krajewski, W. Recent advances in rainfall modeling, estimation and forecasting. *Reviews of Geophysics*, suplement, 1125-1137, 1995.
- [21] García-bartual, R. and Marco, J. A stochastic model of the internal structure of convective precipitation in time at a raingauge site. *Journal of Hydrology*, 118, 129-142, 1990.
- [22] Gil, A. y Olcina, J. Climatología General. *Editorial Ariel, S.A.* 1ª edición, 1997.
- [23] Gupta, V.K. and Waymire, E. A stochastic kinematic study of subsynoptic space-time rainfall. *Water Resources Research*, 15, 637-644, 1979.
- [24] Gupta, V.K. and Waymire, E. On Taylor's hypothesis and dissipation in rainfall. *Journal of Geophysical Research*, 92(D8), 9657-9660, 1987.
- [25] Gupta, V.K. and Waymire, E. A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 251-267, 1993.
- [26] Gupta, V.K. and Waymire, E. Reply to "Universal multifractals do exist!": Comments on "A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade". *Journal of Applied Meteorology*, 36, 1304, 1997.
- [27] Gupta, V.K. and Waymire, E. Multiscaling properties of spatial rainfall and river flow distributions. *Journal of Geophysical Research*, 95, 1999-2009, 1990.
- [28] Haan, C. T. Statistical methods in Hydrology. *The Iowa State University Press*.
- [29] Han-Ru Cho. Stochastic dynamics of precipitation: An example. *Water Resources Research*, 21, 1225-1232, 1985.
- [30] Harrold, T.W. and Austin, P.M. The structure of precipitation systems – a review. *Journal of Research Atmosphere*, 8, 41-57, 1974.

-
- [31] Hay L.E., McCabe G. J., Wolock, D. M. and Ayers, M. A. Ayers. Simulation of precipitation by weather type analysis, *Water Resources Research*, 27, 493-501, 1991.
- [32] Hobbs, P. V. and J. D. Locatelli. Rainbands, precipitation cores and generating cells in a cyclonic storm. *Journal of Atmospheric Sciences*, 35, 230-241, 1978.
- [33] Hutchjinson, M. F. Stochastic space-time weather models from ground-based data. *Agriculture for Meteorology*, 73, 237-264, 1995.
- [34] Hughes, J. P., Lettenmaier, D. P. and Guttorp, P. A stochastic approach for assessing the effects of changes in regional circulation patterns on local precipitation. *Water Resources Research*, 29, 3303-3315, 1993.
- [35] Islam, S., Bras,R.L., Rodríguez-Iturbe, I. Multidimensional modelling of cumulative rainfall, parameter estimation and model adequacy through a continuum of scales. *Water Resources Research*, 24(7), 985-992, 1988.
- [36] Islam, S., Entekhabi, D., Bras, R. L., and Rodriguez-Iturbe, I. Parameter estimation and sensitivity analysis for the modified Bartlett-Lewis rectangular pulses model of rainfall. *Journal of Geophysical Research*, 95(D3), 2093 – 2100, 1990.
- [37] Jacobs, B.L., Rodriguez-Iturbe, I., Eagleson, P.S. Evaluation of a homogeneous point process description of arizona thunderstorm rainfall. *Water Resources Research*, 24(7), 1174-1186, 1988.
- [38] Katz, R. W., and Parlangué, M. B. Effects of an index of atmospheric circulation on stochastic properties of precipitation. *Water Resources Research*, 29, 2335-2334, 1993.
- [39] Kenden, B. and Chiu, L. S. Are rain rate processes self-similar? *Water Resources Research*, 23(10), 1816-1818, 1987.

-
- [40] Kumar, P. and Foufula-Georgiou, E. A multicomponent decomposition of spatial rainfall fields. 1. Segregation of large and small scale features using wavelets transform. *Water Resources Research*, 29(8), 2515-2532, 1993 a.
- [41] Kumar, P. and Foufula-Georgiou, E. A multicomponent decomposition of spatial rainfall fields. 2. Self similarity in fluctuations. *Water Resources Research*, 29(8), 2533-2544, 1993 b.
- [42] Larsen, M.F., Kelley, M.C. and Gage, K.S. Turbulence spectra in the upper troposphere and lower stratosphere at periods between 2 hours and 40 days. *Journal of Atmospheric Science*, 39, 1035-1041, 1982.
- [43] Lázaro, C. Modelo de estructura espacio-temporal de las precipitaciones extremas en el Litoral Mediterráneo. *Ejercicio Final de Carrera E.T.S.I. Caminos, Canales y Puertos*. U.P. de Valencia, 1990.
- [44] Lebel, T., Braud, I., Creutin, J.D. A space-time rainfall disaggregation model adapted to Sahelian mesoscale convective complexes. *Water Resources Research*, 34(7), 1711-1726, 1998.
- [45] LeCam, L. A stochastic description of precipitation, in *4th Berkley Symposium on Mathematics, Statistics and Probability*, vol 3 pp. 165-186. University of California Press, Berkley, 1961.
- [46] Lesieur, M. and Herring, J. Diffusion of a pasive scalar in two-dimensional turbulence. *Journal of Fluid Mechanics*, 161, 77-95, 1985.
- [47] Linés, A. Perturbaciones típicas que afectan a la Península Ibérica y precipitaciones asociadas. I.N.M. Serie A. Madrid. 1985.
- [48] Lovejoy, S. The area-perimeter relation for rain and clouds. *Science*, 216, 185-187, 1982.

-
- [49] Lovejoy, S. and Mandelbrot, B. Fractal properties of rain and a fractal model. *Tellus*, 37A, 209-232, 1985.
- [50] Lovejoy, S., Schertzer D. Generalised scale invariance in the atmosphere and fractal models of rain. *Water Resources Research*, 21, 1233-1250, 1985.
- [51] Lovejoy, S., Schertzer D. Comment on “Are rain rate processes self-similar?”. *Water Resources Research*, 25 (13), 577-579, 1989.
- [52] Lovejoy, S., Schertzer D. Multifractals, universality classes and satellite and radar measurements of clouds and rain fields. *Journal of Geophysical Research*, 95 (D3), 2021-2034, 1990.
- [53] Maddox, R. A. Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61, 1374-1387, 1980.
- [54] Mandelbrot, B. The Fractal Geometry of Nature. *Freeman Cooper, San Francisco, California*, 1982.
- [55] Mantoglou, A, and J. L Wilson. The turning band method for simulation of random fields using line generation by a spectral method. *Water Resources Research*, 18(5), 1379-1394, 1982.
- [56] Martín, J. Característiques climatològiques de la precipitació en la franja costera mediterrànea de la Península Ibérica. Barcelona, Inst. Cartogràfic de Catalunya, 245 pp. 1987.
- [57] Martín, J. Mapas del tiempo: Fundamentos, interpretación e imágenes de satélite. Oikus-tau, 2ª edic., 1990.
- [58] Matheron, G. The intrinsic random functions and their applications. *Adv. Appl. Probab.*, 5, 439-468, 1973.
- [59] May, D., Julien, P.Y. Eulerian and Lagrangian correlation structures of convective rainstorms. *Water Resources Research*, 34(10), 2671-2683, 1998.

-
- [60] McAnelly, R. L., and Cotton W.R. The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States. *Monthly Weather Review*, 117, 784-808, 1989.
- [61] Medina, M. Meteorología básica sinóptica. Paraninfo. 1976.
- [62] Medina, M. Teoría de la predicción meteorológica. I.N.M. Serie B. Madrid. 1985.
- [63] Mellor, D. The modified turning bands (MTB) model for space-time rainfall, model definition and properties, *Journal of Hydrology*, 175, 113-127, 1996.
- [64] Menabde, M., Harris, D., Seed, A., Austin, G., Stow, D. Multiscaling properties of rainfall and bounded random cascades. *Water Resources Research*, 33(12), 2823-2830, 1997.
- [65] Menabde, M., Seed, A., Harris, D., Austin, G. Multiaffine random field model of rainfall. *Water Resources Research*, 35(2), 509-514, 1999.
- [66] Nakamoto, S., Valdés, J. B., North, G.R. Frequency-wave number spectrum for GATE Phase I rainfields, *Journal of Applied Meteorology*, 29, 842-850, 1990.
- [67] North, G.R. and Nakamoto, S. Formalism for comparing rain estimation designs. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies*, 6, 985-992, 1989.
- [68] Papoulis, A. Probability, random variables and stochastic processes. *McGraw Hill*, 2nd edition.
- [69] Parzen, E. Stochastic Processes, *Holden-Day, San Francisco*, 1962.
- [70] Pegram, G.G.S., Clothier, A.N. High resolution space-time modelling of rainfall: the “String of Beads” model. *Journal of Hydrology*, 241, 26-41, 2001.
- [71] Pérez Cueva, A. J. Atlas Climático de la Comunidad Valenciana. *Generalitat Valenciana*, 1994.

- [72] Perica, S., and Foufoula-Georgiou, E. A model for multiscale disaggregation of spatial rainfall based on coupling meteorological and scaling descriptions. *Journal of Geophysical Research*, 101(D21); 26,347-26,361, 1996.
- [73] Quereda, J. y Montón, E. Las lluvias torrenciales en la Comunidad Valenciana. *Diputació de Castelló*, 1994.
- [74] Rajagopalan, B. and Tarboton, D. Understanding complexity in the structure of rainfall. *Fractals*, 1(3), 606-616, 1993.
- [75] Rodriguez Iturbe, I. Scale of fluctuations of rainfall models. *Water Resources Research*, 22(9), 15S-37S, 1986.
- [76] Rodríguez-Iturbe, I. Scale of Fluctuation of Rainfall Models. *Water Resources Research*, 22, 15S-37S, 1986.
- [77] Rodriguez-Iturbe, I., Eagleson, P.S. Mathematical Models of Rainstorm Events in Space and Time. *Water Resources Research*, 23(1), 181-190, 1987.
- [78] Rodríguez-Iturbe, I., Febres de Power, B., Sharifi, M.B., Georgakakos, K.P., Chaos in Rainfall. *Water Resources Research*, 25, 1667-1675, 1989.
- [79] Rogers, R.R. Física de las nubes. *Editorial Reverté*, 1977.
- [80] Romero, R., Ramis, C. and Guijarro, J.A. Daily rainfall patterns in the Spanish Mediterranean Area: an objective classification. *International Journal of Climatology*, 19, 95-112, 1999 a.
- [81] Romero, R., Ramis, C., Guijarro, J.A. and Summer, G. Daily rainfall affinity areas in Mediterranean Spain. *International Journal of Climatology*, 19, 557-578, 1999 b.
- [82] Salsón, S. and García-Bartual, R. A model for numerical simulation of rainfall intensities in space and time for convective rainstorms events. *Water Resources Research* (enviado para publicación, referencia: WRR 00-606).

-
- [83] Schertzer, D. and Lovejoy, S. Universal multifractals do exist!: Comments on “A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade”. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 1296-1302, 1997.
- [84] Sivapalan, M., and E. F. Wood. A multidimensional model of non stationary space-time rainfall at the catchment scale. *Water Resources Research*, 23(7), 1289-1299, 1987.
- [85] Smith J. A. and W. F. Krajewski. Statistical modeling of space-time rainfall using radar and rain gage observations. *Water Resources Research*, 23(10),1893-1900, 1987.
- [86] Smith, J.A., Karr, A.F. Parameter estimation for a model of space-time rainfall. *Water Resources Research*, 21, 1251-1257, 1985.
- [87] Sorman, A.U. Characteristics of rainfall cell patterns in the southeast costal plain areas of the USA and a computer simulation model of thunderstorm rainfall. *IAHS Pub.*, 115, 214-221, 1975.
- [88] Taylor, G. I. The spectrum of turbulence. *Proc. R. Soc. London, Ser. A.*, 164, 476-490, 1938.
- [89] Tessier, Y., Lovejoy, S. and Schertzer D. Universal multifractals in rain and clouds: theory and observations. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 223-250, 1993.
- [90] Valdés, J.B., Rodríguez-Iturbe, I., Gupta,V.K. Approximations of temporal rainfall from a multidimensional model. *Water Resources Research*, 21, 1529-1270, 1985.
- [91] Valdés, J.B., Nakamoto, S., Shen, S.S.P. and North, G.R. Estimation od multidimensional precipitation parameters by areal estimates of oceanic rainfall. *Journal of Geophysical Research*, 95 (D3), 2101-2111, 1990.

-
- [92] Valdés, J.B., Ha, E., Yoo, C. and North, G.R. Stochastic characterization of space-time precipitation: Implications for remote sensing *Adv. Water Resources Research*, 17, 47-59, 1994.
- [93] Vanmarcke, E. *Random Fields: Analysis and Synthesis. MIT Press, Cambridge Massachusetts*, 1983.
- [94] Waymire, E., Gupta, V.K. The mathematical structure of rainfall representations 1. A Review of the Stochastic Rainfall Models. *Water Resources Research*, 17(5), 1261-1272, 1981 a.
- [95] Waymire, E., Gupta, V.K. The Mathematical Structure of Rainfall Representations. 2. A Review of the theory of point processes. *Water Resources Research*, 17(5), 1273-1286, 1981 b.
- [96] Waymire, E., Gupta, V.K. The Mathematical Structure of Rainfall Representations 3. Some applications of the point process theory to rainfall processes. *Water Resources Research*, 17(5), 1287-1294, 1981 c.
- [97] Waymire, E., Gupta, V.K., Rodriguez-Iturbe, I. A spectral theory of rainfall intensity at the meso- β scale. *Water Resources Research*, 20(10), 1453-1465, 1984.
- [98] Waymire, E. V. Scaling limits and self-similarity in precipitation fields. *Water Resources Research*, 21, 1271-1281, 1985.
- [99] Yoo, C., Valdés, J., North, G. Stochastic modeling of multidimensional precipitation fields considering spectral structure. *Water Resources Research*, 32(7), 2175-2187, 1996.
- [100] Zawadzky, I.I. Statistical properties of precipitation patterns. *Journal of Applied meteorology*, 12, 459-472, 1973.

- [101] Zhao, W. and Smith, J.A. Numerical simulation of heavy rainfall event during the PRE-STORM experiment. *Water Resources Research*, 33(4), 783-799, 1997.