





R.H.5559

BID T 803(1)

**UNIVERSIDAD DE VALENCIA**

**FACULTAD DE GEOGRAFIA E HISTORIA**

**GENESIS DE CRECIDAS EN PEQUEÑAS CUENCAS SEMIARIDAS: BARRANC  
DE CARRAIXET Y RAMBLA DE POYO**

(tomo I, Memoria)



50000489464

Biblioteca Depòsit

T. 803

**Tesis Doctoral**

Presentada por

**ANA MARIA CAMARASA BELMONTE**

Dirigida por los cadráticos

**Dr. JOAN F. MATEU BELLES**

**Dr. JUAN MARCO SEGURA**

Valencia, Diciembre 1991



UMI Number: U607306

All rights reserved

INFORMATION TO ALL USERS

The quality of this reproduction is dependent upon the quality of the copy submitted.

In the unlikely event that the author did not send a complete manuscript and there are missing pages, these will be noted. Also, if material had to be removed, a note will indicate the deletion.



UMI U607306

Published by ProQuest LLC 2014. Copyright in the Dissertation held by the Author.  
Microform Edition © ProQuest LLC.

All rights reserved. This work is protected against  
unauthorized copying under Title 17, United States Code.



ProQuest LLC  
789 East Eisenhower Parkway  
P.O. Box 1346  
Ann Arbor, MI 48106-1346

D. 489455  
L. 489464

b11936848  
L 13288337  
CB 0000489464

*A mis padres  
y hermano*



Esta tesis se ha realizado con ayuda de una beca del Plan de Formación de Personal Investigador en España del Ministerio de Educación y Ciencia en el periodo 1988-1991.

Esta tesis doctoral ha sido posible gracias al apoyo y colaboración de muchas personas e instituciones, a las que, desde estas páginas, deseo expresar mi más sincero agradecimiento:

En primer lugar agradezco el aliento y la amistad que me han brindado todos los miembros del Departamento de Geografía de la Universitat de València. En particular quisiera expresar mi reconocimiento al Dr. Vicenç M. Rosselló i Verger por su apoyo incondicional y por su amable disponibilidad en todo cuanto ha sido necesario. Asimismo, agradecer al Dra. Francisca Segura su continuo asesoramiento y las dosis de esperanza con que ha aliviado mis momentos de desconsuelo; a las Dras. Pilar Carmona y M. Pilar Fumanal su compañía y consejos en el trabajo de campo; al Dr. Adolfo su inestimable ayuda en el uso informático.

Quisiera destacar con un afecto muy particular al colectivo de becarios y exbecarios con quienes he compartido inquietudes e ilusiones a lo largo de estos cuatro años. En especial agradecer a los doctores Josep Pardo, M. José López y M. José Viñals, así como a Ana Crespo, Jorge Cruz y León Navarro, su colaboración y amistad, que ha supuesto en todo momento un importante baluarte humano, indispensable en mi trayectoria como investigador.

Asimismo quiero manifestar mi reconocimiento al Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia por la cálida acogida que siempre me ha brindado. Quiero particularizar mi agradecimiento a Carlos Lázaro, quién me ha proporcionado el software base del estudio, y, sobre todo, al Dr. Rafael García Bartual, quién, además de prestarme una inestimable ayuda informática, ha seguido con interés el desarrollo del trabajo, aconsejándome sabiamente en todo momento.





Deseo manifestar mi reconocimiento a todas aquellas instituciones que me han facilitado información y datos:

- A la Confederación Hidrográfica del Júcar, y en especial a D. Carles Genovés y a D. Pedro Marco, quienes me han procurado el acceso al centro de cálculo del SAIH; así como a los operadores de dicho centro, por su amabilidad y disponibilidad.

- Al Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica nell'Italia Centrale y, en especial, al Dr. Corrado Corradini, quién durante mi breve visita a su departamento, me dedicó buena parte de su tiempo y me proporcionó gran cantidad de información bibliográfica, hecho que hizo particularmente fructífera mi estancia.

- A la Secció de Prevenció del Servei de Protecció Civil de la Generalitat de Valencia, y en concreto a Jeroni Banyuls, quién me ha facilitado la consulta de los mapas de riesgo de inundación en la cuenca del Carraixet y me ha demostrado su disposición para todo lo necesario.

- A Micronova Informàtica, C.B., que me ha permitido utilizar sus equipos para montar e imprimir esta tesis.

Quiero manifestar mi agradecimiento, también, a todos mis amigos y, en especial, a mis compañeras de piso que soportaron con paciencia mis momentos de desconsuelo.

De modo muy especial quiero dejar constancia de mi gratitud y reconocimiento a los directores de esta tesis Dres. Joan F. Mateu Bellès y Juan Marco Segura, por haber depositado en mí su confianza para llevar a cabo este trabajo, a caballo entre dos disciplinas y entre dos departamentos universitarios. Durante el desarrollo de la tesis, sus sabias directrices han dado cabida, en todo momento, a mi iniciativa personal, facilitando mi realización como investigador y como persona. A ellos debo los progresos conseguidos desde mi primer acercamiento a la hidrogomorfología. Por ello reitero una vez más mi agradecimiento por un apoyo de doble vertiente: la científica y la humana.

Finalmente quiero dejar constancia del amparo incondicional recibido de mis padres y hermano, presente todo el tiempo y vital en los momentos de flaqueza.

INTRODUCCION.....	1
1. CONVERSION LLUVIA-CAUDAL Y GENESIS DE AVENIDAS EN AMBIENTES SEMIARIDOS.....	4
1.1. Las crecidas en pequeñas cuencas semiáridas: una cuestión de escala y de medios.....	5
1.2. Procesos de conversión lluvia-caudal.....	9
1.2.1. La generación de escorrentía: factores físico-químicos.....	10
1.2.2. La interacción entre procesos y formas....	13
1.3. Los modelos matemáticos de conversión lluvia-caudal.....	16
1.3.1. Tipos de modelos.....	17
1.3.2. Criterios para la elección del modelo utilizado.....	19
1.4. Objetivos de la investigación y localización de la zona de estudio.....	23
2. LA CUENCA FLUVIAL: ESPACIO DINAMICO DE LA CRECIDA.....	28
2.1. Ramblas y barrancos: un sistema fluvial mediterráneo.....	29
2.1.1. Los sectores montañosos.....	30
2.1.2. Las formas de transición: abanicos y piedemontes.....	32
2.1.3. Llanuras de inundación.....	37
2.2. El Barranc del Carraixet.....	41
2.2.1. Topografía.....	42
2.2.2. Marco geológico.....	44
2.2.2.1. Las estructuras.....	46
2.2.2.2. Litoestratigrafía.....	51
2.2.3. Rasgos geomorfológicos.....	55
2.2.3.1. El sector septentrional: relieves mesozoicos de la Serra de Calderona..	56
2.2.3.2. El sector intramontano: piedemote de Bétera.....	61
2.2.3.3. La llanura de inundación.....	69
2.2.4. La red de drenaje.....	84
2.3. La Rambla de Poyo.....	101
2.3.1. Topografía.....	101
2.3.2. Marco geológico.....	103



2.3.2.1.	Las estructuras.....	105
2.3.2.2.	Litoestratigrafía.....	106
2.3.3.	Rasgos geomorfológicos.....	107
2.3.3.1.	Caracterización de las unidades principales.....	108
2.3.3.2.	El corredor Buñol-Chiva-Cheste.....	111
2.3.4.	La red de drenaje.....	116
3.	PRECIPITACION Y ESCORRENTIA. UN METODO DE ESTUDIO....	124
3.1.	Fuentes de información.....	126
3.1.1.	Observatorios del Servicio Nacional de Meteorología.....	128
3.1.2.	Sistema Automático de Información Hidrológica.....	130
3.2.	Metodología.....	131
3.2.1.	Tratamiento de los sucesos meteorológicos.....	133
3.2.2.	Tratamiento de la escorrentía superficial.....	143
4.	EL SUCESO DE NOVIEMBRE DE 1988 (días 11 y 12).....	153
4.1.	La situación sinóptica.....	154
4.2.	Las precipitaciones.....	156
4.2.1.	Totales precipitados.....	157
4.2.2.	La intensidad de precipitación.....	161
4.2.2.1.	Variabilidad temporal.....	161
4.2.2.2.	Variabilidad espacial.....	179
4.2.3.	Relación volumen intensidad: el efecto orográfico.....	194
4.3.	La escorrentía superficial.....	198
4.3.1.	El hidrograma del Carraixet.....	198
4.3.1.1.	La precipitación efectiva.....	198
4.3.1.2.	La respuesta de la cuenca.....	200
4.3.2.	El hidrograma de la Rambla de Poyo.....	204
4.3.2.1.	La precipitación efectiva.....	204
4.3.2.2.	La respuesta de la cuenca.....	207
5.	EL SUCESO DE SEPTIEMBRE DE 1990 (días 8 y 9).....	211
5.1.	La situación sinóptica.....	212
5.2.	Las precipitaciones.....	213
5.2.1.	Totales precipitados.....	214
5.2.2.	La intensidad de precipitación.....	220
5.2.2.1.	Variabilidad temporal.....	220
5.2.2.2.	Variabilidad espacial.....	231
5.2.3.	Relación volumen intensidad: el efecto orográfico.....	241
5.3.	La escorrentía superficial.....	243
5.3.1.	El hidrograma del Carraixet.....	243
5.3.1.1.	La precipitación efectiva.....	243
5.3.1.2.	La respuesta de la cuenca.....	245
5.3.2.	El hidrograma de la Rambla de Poyo.....	247
5.3.2.1.	La precipitación efectiva.....	247
5.3.2.2.	La respuesta de la cuenca.....	251

6. EL SUCESO DE ABRIL DE 1991 (días 16 y 17).....	253
6.1. La situación sinóptica.....	253
6.2. Las precipitaciones.....	255
6.2.1. Totales precipitados.....	256
6.2.2. La intensidad de precipitación.....	260
6.2.2.1. Variabilidad temporal.....	261
6.2.2.2. Variabilidad espacial.....	268
6.2.3. Relación volumen intensidad: el efecto orográfico.....	278
6.3. La escorrentía superficial.....	281
6.3.1. El hidrograma del Carraixet.....	282
6.3.1.1. La precipitación efectiva.....	282
6.3.1.2. La respuesta de la cuenca.....	283
6.3.2. El hidrograma de la Rambla de Poyo.....	285
6.3.2.1. La precipitación efectiva.....	286
6.3.2.2. La respuesta de la cuenca.....	288
7. SIMULACION MATEMATICA DE LA CRECIDA: EL HIDROGRAMA UNITARIO GEOMORFOLOGICO.....	291
7.1. Fundamentos teóricos y metodológicos.....	292
7.1.1. El hidrograma unitario.....	292
7.1.2. El hidrograma unitario geomorfológico.....	295
7.1.3. El GUH propuesto por ROSSO a partir del IUH de NASH.....	299
7.1.3.1. Estimación del parámetro de forma...	299
7.1.3.2. Estimación del parámetro de escala.....	302
7.2. Aplicación del GUH.....	306
7.2.1. Simulaciones en la cuenca del Carraixet...	306
7.2.2. Simulaciones en la cuenca del Poyo.....	309
7.3. Conclusiones.....	312
8. CONCLUSIONES: LAS CRECIDAS EN RAMBLAS.....	314
BIBLIOGRAFIA.....	321
ANEXO GRAFICO.....	Tomo II

## **INTRODUCCION**

---

El papel hidrogeomorfológico de las crecidas se conoce y reconoce desde hace mucho tiempo, pero sigue siendo controvertido (LEWIN, 1989). No siempre se dispone de los datos necesarios para evaluar los procesos de crecida a causa de la dificultad de registrarlos en el lugar adecuado y en el momento preciso. Todo ello es más cierto, si cabe, en la región mediterránea por la desmesurada magnitud de las crecidas fluviales alcanzada en cortos períodos de concentración que no facilita observaciones de calidad suficiente, dañan el instrumental previamente instalado o no dan tiempo al despliegue de medios y grupos de investigación.

El análisis geomorfológico, hidrológico, sedimentológico e hidráulico de avenidas no agotan otros enfoques e interpretaciones sociales, especialmente por parte de la población asentada en las inmediaciones de las riberas fluviales. Cuando el acontecimiento hidrogeomorfológico se convierte en catástrofe humana, suele abrirse un amplio debate que desborda los límites académicos del problema. No obstante, transcurridos unos meses, la percepción social del riesgo se va amortiguando y debilitando.

La continuidad de grupos investigadores -más allá de la conmoción social de las catástrofes- constituye una manifestación de una sociedad avanzada que trata de conocer mejor la complejidad del fenómeno para aminorar los costes.

La sociedad valenciana ha conocido a lo largo de la década de los ochenta numerosos impactos derivados de avenidas fluviales que han afectado muchas de sus comarcas. Los llanos de inundación (ROSSELLO, 1989a) han recuperado su impronta hidrogeomorfológica en diversas ocasiones, al tiempo que se evidenciaba el alto riesgo -¿asumido?- por sus habitantes.

La catástrofe de la Ribera de 1982 constituye una referencia obligada. En muchos aspectos, se analizó el fenómeno a agua pasada. Informes, planes y evaluaciones siguieron a la tragedia de la Ribera. Pasados los años, la

percepción colectiva se ha relajado (ROSSELLO, 1983) pero los instrumentos para la prevención, previsión y protección ofrecen elementos novedosos: articulación, a diversas escalas, de Protección Civil; instalación de una red automática de información hidrológica; emplazamiento de un radar con fines meteorológicos en Cullera; elaboración de planes de defensa; realización de importantes obras de infraestructura; etc. Con todos los claroscuros que se quiera, las crecidas en los grandes ríos valencianos han sido abordadas por las distintas administraciones como problema prioritario. No obstante, todavía subsisten retos académicos y prácticos en los grandes llanos de inundación valencianos.

A otra escala, sigue planteada la problemática de las avenidas en cuencas de tamaño medio y elemental. El análisis hidrogeomorfológico de las ramblas presenta numerosas incógnitas mientras la sociedad mediterránea no siempre es consciente del riesgo que entraña ocupar lechos de ramblas y barrancos efímeros.

Ante este panorama de crecidas a distinta escala, este trabajo opta por detenerse en las cuencas de dimensiones medias y pequeñas. La presente Tesis Doctoral es beneficiaria de la creciente cooperación entre el Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valenciano y el Departamento de Geografía de la Universidad de Valenciano. De otra parte, en la investigación se utilizan instrumentos de reciente implantación por la Confederación Hidrográfica del Júcar. Sin estas coincidencias personales e instrumentales no hubiera sido posible, ni el planteamiento del trabajo, ni los resultados que aquí se ofrecen.

**1. CONVERSION LLUVIA-CAUDAL Y GENESIS DE AVENIDAS EN  
AMBIENTES SEMIARIDOS**

---



### 1.1. LAS CRECIDAS EN PEQUEÑAS CUENCAS SEMIARIDAS: UNA CUESTION DE ESCALA Y DE MEDIOS.

Ramblas y barrancos mediterráneos son cursos fluviales efímeros los cauces intermitentes se distribuyen por todo el planeta bajo climas muy diferentes (SMITH, 1975), pero proliferan especialmente en los ambientes semiáridos. La escorrentía superficial en dichos sistemas está determinada casi exclusivamente por la precipitación, de modo que, exceptuando los cauces conectados acuíferos (SEGURA, 1990), hablar de hidrología en pequeñas cuencas semiáridas es hablar de crecidas.

Las crecidas fluviales desmesuradas no son exclusivas de estos ambientes y, en los anales hidrológicos, existen abundantes ejemplos de catástrofes producidas por avenidas. De hecho, "el riesgo natural más extendido mundialmente y más frecuentemente experimentado son, sin duda, las inundaciones. Al mismo tiempo originan mayores pérdidas de vidas y bienes que cualquier otro tipo de desastre natural" (CALVO GARCIA-TORNEL , 1984) .

Sin embargo, es en el contexto mediterráneo donde cabe enmarcar y analizar las crecidas de los ríos valencianos (MATEU, 1989). Aguaceros otoñales ocasionan violentas y catastróficas avenidas. A ellas contribuyen también importantes factores de intensificación en el, como la compartimentación del relieve, la propia articulación de las redes de drenaje, la desforestación de las cabeceras de los ríos o la creciente antropización del espacio, (MATEU, 1988).

Dichas crecidas sólo afectan una franja terrestre alrededor del mar interior. Los cauces, a través de los cuales escurren dichas avenidas, pueden ser autóctonos o alóctonos. Al inicio del suceso -de rápido desenlace temporal- los ríos autóctonos permanecen totalmente secos mientras los alóctonos vehiculan un caudal de base. Durante

las horas o días de crecida, los cursos autóctonos o alóctonos, perennes o efímeros, adquieren rasgos hidrológicos bastante semejantes.

"La estimación de caudales procedentes de pequeñas cuencas naturales ha recibido, hasta fechas recientes, una atención muy inferior a la dedicada al cálculo de caudales procedentes de cuencas de gran extensión. Este fenómeno estaba justificado por el mayor interés económico que presenta la predicción de caudales en grandes ríos, tanto para llevar a cabo su aprovechamiento como para evitar daños por crecidas" (TEMEZ, 1978). Aparece, así, un problema de escala. No es lo mismo, ni puede tratarse de la misma manera, las grandes cuencas valencianas (el Túria, el Xúquer y el Segura), con caudales máximos instantáneos de unos miles de metros cúbicos por segundo, que las crecidas de centenares de metros cúbicos por segundo en cuencas de dimensión media (el Barranc de Torrent), o pequeñas (el Barranc de Puçol), cuyas puntas máximas no sobrepasan el centenar de metros cúbicos por segundo. (MARCO, 1989).

La formación de avenidas (NIETO, 1988) en cuencas de tamaño medio y pequeño es muy rápida, del tipo *flash flood* (IASH, 1974), con una curva de concentración de caudales muy empinada (MATEU, 1982; SEGURA, 1990). En consecuencia, existe un escaso tiempo de reacción para la población potencialmente expuesta y, por consiguiente, un incremento considerable del riesgo. Si a ello se añade la deficiente percepción social del peligro (ROSSELLO, 1983) se hace más necesario estudiar las características de las crecidas en las ramblas mediterráneas.

Esta misma cuestión de escala se advierte en la diferencia numérica de estudios dedicados a crecidas en cursos perennes y los referidos a avenidas en lechos efímeros.

El primer y principal obstáculo a la hora de estudiar los comportamientos hidrológicos de pequeñas cuencas semiáridas no aforadas estriba en la limitación y baja calidad de los datos de precipitación y escorrentía. Muchos países afectados por condiciones de aridez no contempla la instalación y mantenimiento de redes significativas de control hidrológico. Existe, por tanto, una grave carencia de información que dificulta el estudio de avenidas en estos ambientes.

La fachada mediterránea española no es muy diferente. Por una parte la red de observatorios meteorológicos, presenta una distribución insuficiente y desigual, primando las estaciones litorales. Esta circunstancia dificulta notablemente el análisis hidroclimático en cuencas elementales, ya que, tal y como apunta QUEREDA (1976), en nuestro territorio, "se pesca con redes muy anchas", especialmente en los arcos montañosos litorales y prelitorales. Además, la naturaleza de los datos no permite reconocer la estructura temporal de las precipitaciones.

De otra parte, la medición de la escorrentía en ramblas no presenta mejores perspectivas. Exceptuando algunas series de caudales diarios registradas durante el primer cuarto de siglo (como las del Riu Cérvol o el Barranc del Carraixet), hasta 1988 no se dispuso de aforos en las ramblas que atraviesan el País Valenciano. A pesar del inapreciable valor de los aforos de principios de siglo, los caudales medios diarios no son los más idóneos para el estudio de crecidas (SEGURA, 1990).

En conclusión, la mayor parte de los datos de precipitación y caudal son de escasa precisión, muy cortos en el tiempo y con una distribución espacial excesivamente asistemática lo cual desvirtúa el análisis de generación del *quickflow* o avenida súbita. En efecto, si es importante lo que llueve, más lo es la manera como lo hace. La intensidad de la lluvia es fundamental en la respuesta hidrológica de las cuencas fluviales, puesto que afecta a la capacidad de infiltración del suelo, los umbrales de

escorrentía, los tiempos de concentración o el retraso de la cuenca (YAIR y LAVEE, 1985; SCHICK, 1988; SEGURA, 1990).

La génesis de avenidas fluviales mediterráneas deriva de la precipitación de grandes volúmenes de agua en un escaso período de tiempo, que originan hidrogramas con corto tiempo de retraso (*lag time*) y exorbitadas puntas de caudal, especialmente en cuencas elementales la gestión del riesgo de inundación precisa conocer, con una discretización temporal suficientemente detallada, la intensidad de la precipitación y la formación de la avenida.

En noviembre de 1988 entró en funcionamiento la red SAIH (Sistema Automático de Información Hidrológica) en el ámbito territorial de la Confederación Hidrográfica del Júcar la red ha supuesto una notable mejoría de la calidad de los datos. La red, incluida en un Programa Nacional de Seguridad y Explotación de las Presas del Estado del Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, abarca 42.903 km<sup>2</sup>.

El SAIH-JUCAR se compone de sensores (pluviométricos, limnimétricos, etc.) que captan las magnitudes en 141 puntos de control y las transmiten por radio a 10 puntos de concentración, los cuales transforman la información en magnitudes hidráulicas y meteorológicas y la comunican -asimismo por radio- al Centro de Proceso de Cuenca, situado en la sede de la Confederación.

El SAIH ha supuesto un salto cuantitativo y cualitativo, por cuanto facilita información, sobre precipitación y caudal, tanto en cursos fluviales tradicionalmente controlados, como en ramblas hasta ahora no aforadas, con una discretización temporal de cinco minutos. Ahora bien, no todas las ramblas adscritas a la Cuenca Hidrográfica del Júcar disponen de estaciones de medición. De hecho, "se han seleccionado los cauces que históricamente se han manifestado con más peligrosidad para la población y especialmente donde existe la posibilidad de

laminar las avenidas mediante embalses" (GARCIA ALANDETE, 1989) .

## 1.2. PROCESOS DE CONVERSION LLUVIA-CAUDAL

"Tras la aventura de Noé, se ha incrementado la preocupación del hombre por los procesos que controlan la trilogía lluvia-infiltración-escorrentía" (THIRRIOT, 1980). Sin embargo, este tema -como otros muchos- fue enfocado, inicialmente, desde la realidad de los países de clima templado-húmedo. Solo en los últimos años, paralelamente al desarrollo económico de los países afectados por condiciones de aridez y a la creciente necesidad de prevenir crecidas catastróficas, se ha comenzado a investigar los procesos de conversión lluvia-caudal en sistemas fluviales semiáridos. ¿Los procesos de formación de avenidas en desiertos y regiones semiáridas son diferentes de los de otras zonas?, ¿se diferencian simplemente por la intensidad con que actúan unos mismos mecanismos o tiene lugar la sustitución de unos procesos por otros? (SCHICK, 1988).

### 1.2.1. LA GENERACION DE ESCORRENTIA: FACTORES FISICO-QUIMICOS

Estudios sistemáticos sobre los factores físicos que controlan los procesos de escorrentía en ambientes húmedos describen tres tipos de flujo (KIRKBY y CHORLEY, 1967; HEWLETT y HIBERT, 1967; WHIPKEY, 1967; RAGAN, 1968; WEYMAN, 1970; ANDERSON y BURT, 1978; ANDERSON y KNELAE, 1980):

i) "*Hortonian overland flow*" es el flujo laminar generado cuando la intensidad de la lluvia excede la capacidad de infiltración del suelo o cuando el suelo está saturado o como consecuencia de los flujos de retorno.

ii) Flujo de saturación es el flujo subsuperficial susceptible de aparecer a cualquier nivel del suelo que puede estar o no saturado. En el primer caso el agua llena todos los poros. En el segundo, el agua rellena sólo los poros más pequeños y sólo en parte los mayores. Existe una diferencia de velocidad entre el llamado *bypass flow*, flujo que circula por redes de macroporos conectados, y *matrix flow*, flujo más lento, que se mueve a través de la matriz del material. Los *bypass flows* son más rápidos, turbulentos y erosivos que los *matrix flows*.

iii) El flujo subterráneo empapa completamente las rocas en las que se instala. Su techo viene limitado por el nivel freático.

Trabajos de campo en pequeñas cuencas de ambientes húmedos (BETSON, 1964; RAGAN, 1967; BETSON y MARIUS, 1969; DUNNE y BLACK, 1970; DUNNE *et al.*, 1975; DUNNE, 1978) revelaron que el *overland flow* hortoniano apenas contribuye al flujo de canal por la alta capacidad de almacenamiento y de infiltración de los suelos y las bajas intensidades de precipitación características de estos ambientes. No obstante, a pesar de la reducida contribución del *overland flow*, los canales responden rápidamente a lluvias de baja intensidad. Surge, así, el concepto de *área fuente variable*

(*variable source area*), que considera como áreas contribuyentes al flujo de canal el propio lecho y una franja a ambos lados del mismo de rápida saturación (HARR, 1977; ANDERSON y BURT, 1978; ANDERSON y KNEALE, 1980; TROENDLE, 1985). Sobre esta zona la infiltración se anula, por lo que se genera escorrentía hortoniana, además de caudales exfiltrados.

En zonas áridas y semiáridas la situación es más simple. Los flujos de saturación y subterráneos apenas tienen protagonismo en la generación de escorrentía (SCHICK, 1988) debido a la escasez de tormentas, la limitada cantidad de agua precipitada en cada una de ellas, la falta de cubierta vegetal y el cuarteado de los suelos. Además, la infiltración suele ser menor que la intensidad de la lluvia, por lo que la contribución del *hortonian overland flow* al flujo de canal es casi exclusiva (YAIR y LAVEE, 1985), de manera que "parece más apropiado para ambientes áridos y semiáridos (YAIR, 1990).

Rasgo característico de la escorrentía superficial en ambientes semiáridos es su variabilidad espacio-temporal, en función de la estructura de la precipitación y de las propiedades físico-químicas de la cuenca.

En áreas de baja capacidad de infiltración, las propiedades de la lluvia juegan un importante papel en los procesos de generación de escorrentía. Imprevisibilidad y variabilidad espacio-temporal son características de las tormentas. Ambos rasgos cobran mayor protagonismo a medida que disminuye la media anual de precipitación. Aguaceros de carácter convectivo, originados por células móviles (FOGEL, 1981; SHARON, 1972, 1974, 1981; WAYMIRE y GUPTA, 1981; WAYMIRE y GUPTA, 1984), dan lugar a lluvias de alta intensidad y corta duración. En pocos minutos se pasa de atmósfera seca a importantes volúmenes de precipitación (SCHICK, 1988). Todo ello provoca considerables diferencias espaciales en la entrada de los *inputs*, ya sea entre zonas mojadas y las adyacentes secas, ya sea dentro de la zona

afectada por la lluvia, en función de la humedad y movilidad de las células convectivas (YAIR y LAVEE, 1985).

A las variaciones temporales y espaciales de la precipitación, se añaden diferencias en la capacidad de infiltración. En ambientes húmedos, el flujo basal de canal está controlado por la extensión y distribución de las áreas saturadas (BETSON, 1964; HEWLETT y HIBERT, 1967; RAGAN, 1968; BETSON y MARIUS, 1969; DUNNE y BLACK, 1970; DUNNE *et al*, 1975; DUNNE, 1978). Sin embargo en zonas semiáridas no ocurre así, ya que el flujo superficial disminuye ladera abajo (YAIR y DANIN, 1980; YAIR, 1983; YAIR, 1990). Incluso en el caso de existir áreas saturadas cerca de los canales, éstas no aseguran por sí mismas el flujo superficial a lo largo de la red (SCHICK, 1988). Diversos experimentos han demostrado que la humedad antecedente tiene menor significación en estos ambientes (SCHICK, 1988). Aquí, las diferencias espaciales en la generación de escorrentía están condicionadas por las propiedades físicas y químicas del material superficial (YAIR y LAVEE, 1985).

Un elemento decisivo en la generación de escorrentía son las laderas escarpadas labradas sobre roca madre consolidada y coluviones groseros en la base. YAIR y LAVEE (1985) -tras diversas simulaciones de lluvia concluyen que, a pesar de la rápida respuesta hídrica en las zonas rocosas, el flujo de canal está muy retardado por la absorción del cinturón de derrubios que separa el cauce de la parte alta de las laderas. Teniendo en cuenta todos estos aspectos, YAIR (1990) traslada a ambientes subáridos la teoría de la contribución parcial de áreas saturadas y establece un paralelismo entre las superficies rocosas de ambientes semiáridos y las zonas saturadas de climas húmedos, habida cuenta que ambas responden de manera rápida y continuada a la lluvia.

Aparte de las características físicas de la cuenca, también las propiedades químicas juegan un papel fundamental, sobre todo si existen materiales arcillosos. Numerosos estudios han puesto de manifiesto que la



porosidad del suelo depende (i) del porcentaje de sodio intercambiable (ESP), (ii) la concentración electrolítica y (iii) la floculación de las arcillas (QUIRK y SCHOFIELD, 1955; McNEAL *et al*, 1968; PUPISKY y SHAINBERG, 1979; SHAINBERG *et al*, 1981; AGASSI *et al*, 1981; STOCKING, 1981; IMESON *et al*, 1982). Parece ser que la permeabilidad superficial puede reducirse por la formación de una costra a causa de la floculación de las arcillas, asociada, a su vez, a altos valores de ESP y bajas concentraciones electrolíticas. Asimismo un incremento en la concentración electrolítica puede dar lugar a la floculación de las arcillas y al consiguiente aumento de la infiltración (YAIR y DANIN, 1980). Por último, cambios de volumen en las arcillas bajo la superficie favorecen la formación de *pipes* y flujos subsuperficiales (PARKER, 1965; HEEDE, 1971; BRYAN *et al*, 1978; YAIR *et al*, 1980), que reducen la escorrentía superficial.

En síntesis, los procesos de conversión lluvia-caudal en ambientes semiáridos están marcados por la variabilidad espacio-temporal de la precipitación y de las propiedades físico-químicas de la cuenca.

### 1.2.2. LA INTERRELACION ENTRE PROCESOS Y FORMAS

"Una de las paradojas más sorprendentes de los ambientes áridos y semiáridos es que, a pesar de los bajos totales de precipitación, el modelado de su superficie se debe fundamentalmente a la acción fluvial" (GRAF, 1988a).

Para los cursos de agua efímeros de climas semiáridos los procesos sedimentarios y geomórficos están ajustados a episodios poco frecuentes de alta magnitud (BRAKENRIDGE, 1988). En el caso mediterráneo las lluvias estacionales están en la base de la incuestionable eficacia de las acciones geomórficas mecánicas (ROSSELLO, 1986). BRAKENRIDGE (1988) habla de *sistemas dominados por sucesos extraordinarios*, con una "configuración activa" (por oposición a la "configuración estable" de las regiones húmedas), esto es, con rápidos e impulsivos cambios en los

procesos de incisión y sedimentación. En realidad, el autor duda de que los sistemas fluviales semiáridos hayan tenido alguna vez una configuración relativamente estable. Grandes oscilaciones en la descarga implican que estos sistemas no puedan operar sobre una base continua, como en ambientes húmedos, y las tendencias hacia el equilibrio proceso-forma tienen pocas probabilidades de verse consumadas (STEVENS, 1975; GRAF, 1981). En efecto, las variaciones de los *inputs* en cortos periodos de tiempo resultan "pseudocatastróficas para la operación sistémica" (GRAF, 1988b). El ejemplo más claro puede observarse quizás en los cauces: una descarga de gran energía altera la morfología del canal y la adapta a flujos voluminosos, sin embargo, estas modificaciones no están en equilibrio con la circulación del resto del año (SCHUMM y LICHTY, 1963; BURKHAM, 1972); por el contrario, durante un período de aguas bajas el canal se vuelve cada vez más incapaz de acomodar una gran avenida. "Los procesos controlan las formas en episodios de importante magnitud, mientras que las formas controlan los procesos en aquellos en que la magnitud es baja" (GRAF, 1988b).

Como respuesta a los sucesos de alta energía, los sistemas fluviales de regiones áridas y semiáridas configuran un modelado con abundantes formas de transición espacio-temporal (conos, abanicos, piedemontes) que constituyen auténticos almacenes de sedimentos. En este sentido, cabe remarcar que para sistemas de pequeñas dimensiones, la deposición es más común en las cuencas medias, dado que la energía potencial de la corriente en las cuencas bajas es débil. Destacan, pues, *piedemontes*, formas que conectan las áreas montañosas con las cuencas bajas, dominadas por procesos de transporte, en las que, a menudo, se generan *sheet-flows*; y *abanicos aluviales*, formas sedimentarias cónicas que se desarrollan a partir de la salida de los cursos fluviales de zonas de alta pendiente, por las que discurren confinados, a secoras no confinados, de menor energía, donde la competencia del flujo se reduce notablemente.

La morfología de los canales puede ser *braided*, meandrizante o compuesta, en función de la relación entre la potencia de la corriente y la resistencia de los materiales. Cuando la potencia de la corriente es mayor que la resistencia del sustrato se desarrollan canales *braided*; una relación de signo contrario es propicia para cursos meandrizantes; y balances intermedios entre ambas variables favorecen los canales compuestos. En el contexto mediterráneo, son frecuentes las ramblas de lechos amplios y pedregosos, con una morfología *braided* derivada de las fuertes pendientes, la gran cantidad de carga de fondo y la circulación espasmódica (MATEU, 1982; SEGURA, 1990).

### 1.3. MODELOS MATEMATICOS DE CONVERSION LLUVIA-CAUDAL

Reproducir matemáticamente el comportamiento de una cuenca durante el proceso de generación de escorrentía ha conducido a la elaboración de modelos de simulación. La mayoría de estos modelos persiguen una pregnosis del futuro comportamiento hidrológico de un sistema, en tiempo real (*previsión*) o sin referencia temporal específica (*predicción*) (ANDERSON y BURT, 1985).

Durante la primera mitad de nuestro siglo, los métodos hidrológicos clásicos de evaluación de la punta máxima probable de crecida se basaban en el Método Racional (DOOGE, 1957). Esta aproximación parte de la intensidad de la precipitación -uniformemente considerada- y de las características de la cuenca, y sólo es válida para superficies menores de 50 Km<sup>2</sup>. A pesar de las hipótesis restrictivas de que parte, ha sido, y sigue siendo, muy utilizada por la sencillez de su aplicación en la predicción de caudales máximos. Considera la descarga hídrica como una función de la intensidad de la lluvia según la fórmula:

$$Q_{pk} = CIA$$

donde C = Coeficiente de escorrentía basado en las características de la cuenca

A = Area de drenaje

Q<sub>pk</sub> = Pico de descarga

I = Intensidad de pp

En 1932, SHERMAN introdujo el concepto de hidrograma unitario fundamentado sobre la base de los sistemas lineales. El hidrograma unitario, que dominó la Hidrología durante un cuarto de siglo, sigue aplicándose hoy con diversas adaptaciones.

Al mismo tiempo HORTON (1932, 1945) y STRAHLER (1952, 1964) sintetizaron las características físicas de las redes de drenaje. Consideraron que las cuencas estaban integradas

por superficies geométricas complejas y trataron de describir numéricamente sus propiedades. Enunciaron leyes que recogían el comportamiento de tales sistemas de erosión, contribuyendo a sentar las bases matemáticas de los modelos de conversión lluvia-caudal.

Posteriormente, MILLER (1953), CHORLEY (1957), SCHUMM (1956), MORISAWA (1962), ABRAHAMS (1984) profundizan las relaciones existentes entre la morfometría de redes y los parámetros hidrológicos de conversión lluvia-caudal.

Por su parte, KIRKBY (1978), YAIR y LAVEE (1976, 1985), FREEZE (1978), CHORLEY (1978), DUNNE y BLACK (1970) DUNNE (1978) se inclinaron por el estudio de procesos y condiciones físicas de generación de escorrentía a escalas detalladas. Aunque los pequeños sistemas hidrológicos no son componentes lineales de los grandes (EGMAN *et al.*, 1971) y entre ambos existe una importante cuestión de escala (GRAF, 1988a), estos trabajos contribuyeron al conocimiento de los diferentes flujos de escorrentía, así como de los mecanismos que los condicionan.

Recientemente, modelos basados en la descripción geomorfológica de la cuenca de drenaje combinan conceptos hidrológicos. El hidrograma unitario geomorfológico (PATTON, 1988), fue introducido por RODRIGUEZ-ITURBE y VALDES (1979) y desarrollado posteriormente por GUPTA *et al* (1980), SINGH (1983), ROSSO (1984), CARONI *et al* (1986), CORRADINI *et al* (1986); AGNESE *et al.* (1988); BRAS (1990).

### 1.3.1. TIPOS DE MODELOS

Los modelos matemáticos (FREEZE, 1978) se basan: (i) un examen del problema físico, (ii) sustitución del problema físico por un problema matemático equivalente, (iii) solución del problema matemático e (iv) interpretación de los resultados matemáticos en términos del problema físico.

La creciente sofisticación informática exige continuos reajustes en las formulaciones de los procesos

considerados. Resumir en términos matemáticos la complejidad y heterogeneidad de la naturaleza conlleva los problemas propios de una imitación, más o menos verídica, del mundo real (BETSON y ARDIS, 1978). El uso de los modelos hidrológicos implica la idealización de los sistemas físicos y de los *inputs* considerados (NASH, 1967). Tales simplificaciones dan cabida a distintas formulaciones, sin olvidar que, a menudo, la disponibilidad de datos entraña limitaciones en su aplicación.

Existe una amplia gama de modelos, desde los que incorporan gran número de variables interrelacionadas hasta los que arbitran un débil compromiso entre teoría y realidad.

Podemos distinguir tres tipos:

a) **MODELOS DE CAJA-NEGRA O EMPIRICOS:** No teniendo un soporte físico, se basan en una función de transferencia que relaciona *inputs* y *outputs* mediante correspondencias de teoría de sistemas o estadísticas. Incluyen métodos como el hidrograma unitario o algunas aproximaciones de previsión en tiempo real. A veces, la estructura matemática de tales modelos lleva implícita una conexión con el sistema físico subyacente. Sin embargo, el anclaje con la realidad dificulta la extrapolación del modelo a otros ambientes (KLEMES, 1981),

b) **MODELOS CONCEPTUALES:** Ocupan una posición intermedia entre los métodos determinísticos y los empíricos de caja-negra (ANDERSON y BURT, 1985). A partir de datos limitados combinan aproximaciones probabilísticas y determinísticas (YAIR y LAVEE, 1985). Relacionan un número relativamente pequeño de componentes del sistema, cada uno de los cuales supone una representación simplificada de un proceso. Así, a partir de una base de datos muy limitada, mediante funciones matemáticas, se desarrolla una secuencia temporal de sucesos. Los valores de los parámetros, a través de un procedimiento de optimización, se obtienen ajustando los datos estimados a los observados.

c) **MODELOS DETERMINISTICOS O FISICOS:** Más complejos que los anteriores, están dotados de un soporte físico y de una estructura teórica basada en las leyes de conservación de la masa, la energía y el impulso. Ofrecen la capacidad de predecir el régimen completo de escorrentía diferenciando entre distintos *outputs*. Ayudan a mejorar la comprensión del sistema hidrológico y los efectos del cambio en las características de la cuenca. Presentan dos inconvenientes: consumen mucho tiempo de procesamiento y necesitan gran cantidad de datos. Ambos *handicaps*, particularmente el segundo, limitan sustancialmente la aplicabilidad de los modelos determinísticos. Su uso en la previsión de fenómenos hidrológicos es más esperanza futura que realidad, hecha excepción de las simulaciones científico-didácticas a microescala (normalmente laderas, pequeñas vertientes o minúsculas cuencas de experimentación).

### 1.3.2. CRITERIOS PARA LA ELECCION DEL MODELO UTILIZADO

Expuestos los tipos de modelos hidrológicos, procede elegir uno que se adecúe a nuestras condiciones atendiendo a tres criterios claves: la escala, los objetivos y la disponibilidad de medios.

#### a) La escala espacio-temporal

Los modelos de producción de escorrentía analizan los procesos hidrológicos en laderas (*hillslope hydrology models*) o se refieren a la cuenca entera (*basin models*). Conceptualmente podría existir un modelo de cuenca integrado por modelos de laderas, ya que en última instancia las grandes áreas vertientes están compuestas de laderas. De hecho, la teoría de las unidades de área fuente (*unit-source areas*) desarrollada durante los años 60, se basaba en la subdivisión de una cuenca compleja en unidades de área fuente. En cada una de estas unidades se llevaría a cabo la predicción de escorrentía, de manera que la suma

total de los resultados proporcionaría una estimación para el conjunto de la cuenca.

A pesar del optimismo, los resultados no fueron satisfactorios. Según MINSHALL y HAMINSON (1965) no se tuvieron en cuenta las ganancias hídricas por flujos de retorno, ni las pérdidas por transmisión. De otra parte, la variabilidad espacial de las propiedades del suelo requiere una excesiva cantidad de datos y tiempo de procesamiento que hace inviable la aplicación satisfactoria del método (WOOLHISER, 1971). Además los pequeños sistemas hidrológicos no son componentes lineales de grandes sistemas; por debajo de un umbral mínimo la escala opera de una manera impredecible (EGMAN *et al*, 1971).

En consecuencia, la escala espacial es un factor decisivo. Por una parte los modelos de hidrología de laderas trabajan en detalle, con una variabilidad espacial tanto más importante cuanto más pluridimensional sea el modelo (uno tridimensional será más complejo que uno unidimensional), pero necesita gran cantidad de datos, así como una elevada capacidad del equipo informático. Por otra parte están las simulaciones que consideran cuencas de drenaje en su conjunto, con menor demanda de información, puesto que, debido, tanto a la enorme variabilidad de las propiedades físicas del terreno, como a los efectos de almacenamiento y pérdidas hídricas en el canal, la dependencia directa entre *outputs* y *inputs* aparece muy sesgada. Como consecuencia de esta amortiguación, se gana muy poco en precisión aunque se incluya información más detallada de lo razonable.

Si se incorpora la hidrología de laderas a un modelo de cuenca se facilita su extrapolación a áreas no aforadas de extensión y características diferentes (BETSON y ARDIS, 1978). Combinar ambas escalas se presenta como atractiva vía en futuras simulaciones sintéticas.

Otro factor es la escala temporal, al dividir los modelos para el análisis de sucesos únicos de crecida y los que hacen previsiones continuas. En los primeros se eligen los episodios, por encima de un umbral, que nos parezca



representativo, con lo que, desde la base, introducimos elementos de subjetividad. Por su parte, los segundos, desarrollados sobre largos periodos de observación, tienen un soporte estadístico más sólido, pero no están indicados, ni para los climas áridos o semiáridos (con cursos de agua efímeros), ni para el tratamiento de crecidas (donde introducen muchas distorsiones en los parámetros del hidrograma).

#### b) Los objetivos

La elección del modelo es importante hacerla según los objetivos. Por ejemplo ¿interesa la previsión en tiempo real o la predicción hidrológica en general?, ¿interesa un modelo operativo y "manipulable" o de mayor representatividad pero menor aplicabilidad?...

Existen modelos orientados a la previsión en tiempo real y otros sin una referencia temporal. Los primeros son más funcionales que los segundos y pretenden una *pregnosis* del hidrograma de avenida en un tiempo mínimo, para un lugar concreto y en relación con unos *inputs* que están llegando al centro de cálculo. Son muy utilizados por protección civil frente a riesgos naturales. En situaciones especiales de alerta, de limitada disponibilidad de datos y de urgencia de los mismos para disponer del mayor tiempo posible de reacción, los modelos simples son más adecuados que los complejos. SIMPSON, WOOD y HAMLIN (1980) al comparar la eficacia de modelos complejos y simples en la previsión de caudales en tiempo real demostraron que los simples funcionan bien, y que no se obtiene una previsión mucho mejor utilizando uno más complejo.

Los modelos sin referencia temporal cumplen una misión de diseño y son tanto determinísticos como estocásticos según se evalúe o no en términos de probabilidad.

Según ANDERSON y BURT (1985), un modelo debe de ser lo suficientemente simple para que sea operativo y lo suficientemente complejo para que sea representativo del sistema estudiado.

Una comparación entre modelos de simulación, centra los objetivos en dos puntos de vista principales: una visión estrictamente operativa, según la cual es el resultado final el que cuenta (admitiendo incluso correcciones manuales subjetivas), o, por el contrario, una reproducción de las condiciones más representativas de la realidad. LEVANDIER (1987) sostiene que, mientras el primer método es una aproximación al estado actual de la técnica, el segundo se presenta como una vía de desarrollo futuro.

### c) Disponibilidad de medios

La disponibilidad de datos fiables condiciona la elección del tipo de simulación. Por ejemplo, la mayoría de los modelos hidrológicos utilizados en zonas áridas y semiáridas son probabilísticos o estocásticos (DISKINS y LAND, 1952; GIRARD y RODIER, 1979; SINGH y CHOWDURY, 1979; COHEN y BEN ZVI, 1979; PILGRIM *et al*, 1982; HEKMAN y BERKAS, 1982) por la carencia de datos. Por contra, en regiones más desarrolladas, europeas por lo general, se dispone de más información con la que alimentar simulaciones de estructura más compleja.

De acuerdo con los criterios expuestos, procede definir las características de un modelo adecuado para las cuencas objeto de estudio: Barranc del Carraixet y Rambla de Poyo.

En primer lugar, aparece la cuestión de la escala espacio-temporal. La elección en esta primera fase parece fácil. Necesitamos una simulación referida a la cuenca en su conjunto y adecuada a la previsión de sucesos de crecida.

En segundo lugar, dadas las características de las avenidas en nuestro ámbito, resultan más adecuados los modelos orientados a la *pregnosis* del hidrograma en un tiempo mínimo. En consecuencia, se requieren una estructura matemática relativamente simple y de aplicación rápida.

Por último, la escasa disponibilidad de datos fiables aconseja un modelo de tipo conceptual.

Resumiendo, parece acertado un modelo que tome la cuenca en su conjunto, que se ajuste bien a los sucesos de crecida y que no requiera gran cantidad de datos.

Con estas condiciones, se descartaron inmediatamente los modelos de "caja-negra" (*black-box models*) por cuanto se carece de datos suficientes en ramblas que validen el análisis estadístico. Tampoco los determinísticos, -de estructura excesivamente compleja- se adecuan a nuestras necesidades, por cuanto precisan de gran cantidad de datos de base y consume mucho tiempo de procesamiento.

Son, por tanto, los conceptuales los más adaptados a nuestro caso. Estos modelos ocupan una posición intermedia entre los dos anteriores, y, en base a una disponibilidad de datos muy limitada, predeterminan el hidrograma de una manera teórica, pero manteniendo "cierto contacto con la realidad".

Llegados a este punto, se elige un modelo conceptual que conjuga la teoría clásica del hidrograma unitario con la teoría geomorfológica, para dar lugar al hidrograma geomorfológico unitario (*Geomorphological Unitary Hydrograph*). Esta línea de investigación establece un vínculo entre los sistemas hidrológicos lineales y la morfometría de las redes de drenaje, para obtener el hidrograma unitario de una cuenca a partir de las características geomorfológicas de la misma.

#### 1.4. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACION

Las pequeñas cuencas fluviales semiáridas, y en concreto las ramblas mediterráneas, presentan un funcionamiento particular que entraña especial riesgo durante el período de lluvias extremas, dada su propensión al *flash-flood*.

Paradójicamente, existe un desconocimiento práctico de los mecanismos que dan lugar a la formación de crecidas en estos ambientes, empezado por la lluvia y acabando por la escorrentía, incluidos los procesos hidrogeomorfológicos intermedios de conversión lluvia-caudal. En la base de este

desconocimiento se halla la falta generalizada de datos o, en caso de haberlos, su inadecuada discretización temporal. El problema afecta también al diseño de modelos matemáticos de predicción adaptados a la realidad morfoclimática de estos ambientes. A menudo, el dilema adquiere carices circulares: si no sabemos lo que ocurre, difícilmente podremos simularlo; por otra parte, a priori todo modelo es susceptible de funcionar ya que no se dispone de datos de comprobación. Sólo la cruda realidad demuestra, inundación tras inundación, la inadecuación de los modelos y recuerda, una vez más, el perfil particular de nuestro entorno.

Como consecuencia las estrategias de predicción y prevención del riesgo más extendido en el levante peninsular se ven a menudo abocadas al fracaso y los responsables de la protección civil se encuentran de pronto "dando palos de ciego" en una caótica situación sobrevenida de manera súbita y sin tiempo de reacción.

La instalación de la red SAIH en los territorios adscritos a las cuencas hidrográficas del Júcar, Segura y Guadalquivir, denota una voluntad manifiesta de afrontar el problema desde sus raíces. Con una densidad espacial de sensores que, si bien no es todo lo tupida que sería deseable, supera en mucho la actual cobertura de pluviógrafos del Servicio Nacional de Meteorología, y con una discretización cinco minutal, proporciona datos de precipitación y caudal, de manera continuada. Desde noviembre de 1988 el SAIH ha ofrecido los primeros hidrogramas en rambla a partir de registros hidrológicos efectuados en tiempo real.

Basándonos en los datos proporcionados por este sistema, completados con los del Servicio Nacional de Meteorología, el presente trabajo pretende profundizar en los mecanismos de formación de avenidas en pequeñas cuencas semiáridas sobre la base espacial de dos ramblas mediterráneas: el Barranc del Carraixet y la Rambla de Poyo. La primera se erige como cuenca nuclear de la investigación, por lo que será tratada con mayor lujo de detalles y la segunda, de dimensiones parecidas e idénticas

condiciones climáticas, constituye una cuenca auxiliar en la que contrastar metodología y resultados.

Desde la puesta en funcionamiento del SAIH únicamente se han registrado tres crecidas simultáneamente en ambas cuencas, en parte debido a la dificultad para captar crecidas en cursos de agua pedregosos con grandes fugas por transmisión, en los que, en ocasiones, las pérdidas de caudal son tan significativas que la avenida no alcanza el mar (o, en este caso, el punto de aforo), y, en parte, debido a deficiencias técnicas imponderables propias de un sistema en pruebas. No obstante consideramos que, pese a la escasez de sucesos, se trata de los primeros hidrogramas "reales" en rambla que pueden aportar información de inapreciable valor acerca del funcionamiento hídrico de estos sistemas fluviales.

En base a los datos proporcionados por el SAIH y sobre el soporte espacial de las cuencas del Carraixet y Poyo, la presente investigación persigue tres objetivos claves:

1. La familiarización con la nueva y prolífera fuente de información que constituye el SAIH, testar sus posibilidades de cara a los estudios hidrológicos y comparar, en la medida de lo posible, el grado de afinidad con la información del Servicio Nacional de Meteorología.

2. El análisis detallado de cada una de las crecidas en las cuencas objeto de estudio a partir de una óptica hidrogeomorfológica que tenga en cuenta tres factores fundamentales: el agua que está entrando en el sistema, la base geomorfológica sobre la que se está moviendo y la cantidad de escorrentía registrada a la salida. Se pretenden avanzar resultados en torno a tres cuestiones claves: ¿cómo llueve?, ¿cómo se produce la escorrentía? y ¿que influencia tiene el soporte físico de la cuenca?.

3. Una vez analizado detalladamente cada suceso, surge la necesidad de su predicción mediante la simulación matemática del hidrograma respuesta.

En la última fase de la investigación se pretende testar la eficacia del Hidrograma Unitario Geomorfológico, modelo basado en una descripción estocástica de la geomorfología, pensado para cuencas no aforadas, que, por sus características, puede resultar apropiado para ambientes semiáridos. Llegados a este punto consideramos interesante verificar el potencial predictivo de este modelo de base morfométrica en las cuencas objeto de estudio. Además, en el Barranc del Carraixet, se llevaron a cabo simulaciones adicionales para diversos supuestos de jerarquización de la red con objeto de comprobar hasta que punto influyen en los resultados finales las características morfométricas de la cuenca.

En la elección de la zona de estudio, se han atendido tres condiciones: (i) que el curso fluvial constituyera una cuenca de pequeñas dimensiones y circulación efímera; (ii) que estuviera dotada de estaciones de control SAIH y (iii) que dispusiera de registros de crecida desde que se puso en funcionamiento la red.

En un principio, la tesis se ciñó únicamente el Barranc del Carraixet. Posteriormente se creyó conveniente añadir el estudio de la Rambla de Poyo como cuenca auxiliar de idénticas condiciones climáticas y similares dimensiones pero con rasgos litológicos y geomorfológicos distintos, con objeto de disponer de un marco de ensayo metodológico más amplio y diversificado que permitiera el contraste de resultados (fig. 1.1).

La cuenca del Carraixet es considerada en su totalidad, mientras que para la Rambla de Poyo sólo se tiene en cuenta el área controlada por el aforo. Este hecho deriva de que tanto el estudio hidrogeomorfológico basado en la relación del hidrograma con la lluvia y el soporte físico, como la predicción de la avenida llevadas a cabo en este trabajo, están referidos únicamente a las subcuencas

controladas por los aforos. Para el Barranc del Carraixet, sin embargo, se ha trabajado con la totalidad del sistema fluvial. Esta rambla constituye la cuenca nuclear de la investigación y, si bien el estudio hidrológico atañe exclusivamente al área vertiente al aforo, la caracterización hidrogeomorfológica de toda la cuenca permite relacionar los resultados obtenidos para este sector con el resto del sistema. Esto posibilita una perspectiva de conjunto que ayuda a profundizar en la génesis de crecidas en pequeñas cuencas semiáridas desde una aproximación hidrogeomorfológica.

## **2. LA CUENCA FLUVIAL: ESPACIO DINAMICO DE LA CRECIDA**

---



La cuenca como soporte físico es un control decisivo en la generación de la esorrentía a partir de una precipitación dada, sin olvidar que su configuración topográfica propicia el "disparo" de movimientos ascendentes de tipo convectivo.

No obstante, aquí y ahora nos referimos al marco físico en tanto que sistema donde tienen lugar los procesos de conversión lluvia-caudal. Adoptamos así una concepción de la cuenca de drenaje como sistema abierto (CHORLEY y KENNEDY, 1971; GREGORY y WALLING, 1973; SCHUMM, 1977; MORISAWA, 1985) con entradas de materia y energía a través del clima, y salidas de flujo de agua y sedimento en la desembocadura. En este contexto, las características físicas de la cuenca son fundamentales en el proceso de conversión lluvia-caudal, en cuanto que actúa como elemento conversor, o mejor aún, como espacio dinámico donde tiene lugar la conversión.

### 2.1. RAMBLAS Y BARRANCOS: UN SISTEMA FLUVIAL MEDITERRANEO

Ramblas y barrancos constituyen un modelo de erosión mediterránea (ROSSELLO, 1986). Pequeñas cuencas de circulación efímera salvan, en pocos kilómetros, las grandes amplitudes altimétricas existentes entre las montañas litorales o prelitorales y el mar.

Bruscas rupturas de pendiente, gran control estructural y redes desorganizadas constituyen características inherentes a las ramblas mediterráneas y están presentes a lo largo y ancho de sus cuencas. A menudo, en este rompecabezas topográfico se advierte, no obstante, la disposición coherente de reducidos llanos litorales, valles interiores y pasillos tectónicos (MATEU, 1989). Si esta coherencia la trasladamos a un modelo geomorfológico general, la cuenca se articula en torno a tres unidades fundamentales:

i) El sector montañoso de cabecera, constituido por un relieve juvenil fracturado en gradería hacia el mar.

ii) Un sector de transición, a menudo edificado sobre bloques tectónicos hundidos sobre los que se desarrollan conos abanicos y piedemontes.

iii) La llanura de inundación, de morfología enormemente intervenida por el hombre.

### 2.1.1. LOS SECTORES MONTAÑOSOS

"La franja donde se originan y desenvuelven las crecidas mediterráneas es un gran anfiteatro montañoso, inmediato al mar" (MATEU, 1989). Este territorio, como consecuencia de los esfuerzos distensivos alpinos, se ha articulado en base a un complejo rompecabezas de bloques. Las cabeceras de las cuencas fluviales mediterráneas se desarrollan sobre sectores montañosos dominados por grandes desniveles topográficos y litologías predominantemente calcáreas y margosas.

Los procesos geomorfológicos que actúan sobre estos sectores montañosos modelan vertientes, elemento decisivo para la generación de escorrentía en ambientes semiáridos (YAIR y LAVÉE, 1985). A grandes rasgos, los tipos de vertiente más frecuente en la región son (PEREZ CUEVA, 1988):

i) *Vertientes cantil-talud*. Constan de dos partes bien diferenciadas: el cantil o parte más abrupta, con una pendiente en torno a los 45° y el talud, tramo más o menos recto, situado al pie del cantil, con una pendiente de unos 35° (YOUNG, 1972). Las funciones de estas dos partes están bien delimitadas. Los procesos de meteorización son dominantes en el cantil, mientras en el talud predominan los procesos de transporte (CALVO, 1987). De este modo ambos elementos del perfil responden a un único modelo genético, integrado por

incisión rápida de la red fluvial y retroceso del cantil por meteorización según modelos teóricos inspirados en FISHER (1866), y confirmados por CALVO (1987) para el País Valenciano.

*ii) Vertientes de perfil simple y convexidad en la cumbre.* Son las que, en ausencia de cantil, presentan una convexidad en la parte superior. Normalmente enlazan, sin solución de continuidad, con glaciais o terrazas. Entre sus factores genéticos destacan: (1) una base litológica homogénea, (2) escasa actividad tectónica pliocuaternaria, y (3) actuación atenuada de la red de drenaje.

*iii) Vertientes estructurales.* Están favorecidas por la acción conjunta de un roquedo duro y alternante, una red fluvial agresiva y una notable incidencia de la erosión acelerada en detrimento de los horizontes edáficos. Los rasgos estructurales que se relfejan en mayor medida en el perfil son la alternancia de estratos duros y blandos, resaltados por la erosión diferencial, y el buzamiento de las capas. Dentro de este tipo destacan las vertientes estructurales de dorso de cuesta, con una estrecha relación entre pendiente de la ladera y buzamiento de los estratos.

Independientemente de la forma de las laderas, un factor común a ellas es la convexidad basal, asociada a momentos de inestabilidad de los sistemas fluviales (CALVO, 1987). La citada convexidad basal, generalizada para la mayor parte de vertientes del País Valenciano (BERNABE y CALVO, 1979; CALVO y FUMANAL, 1983; CALVO, 1987; PEREZ CUEVA, 1988) señala la importancia de la incisión de la red postwürmiense (PEREZ CUEVA, 1988) y su beligerancia en la aparición de desprendimientos y acaravamientos (LA ROCA, 1979, 1990). El *debris-avalanche* del Barranco de la Bellota en Chovar, el *earth-flow* de la Puebla de Arenoso o el *slump* de la Font de la Solana en Artana, inician su desencadenamiento de esta forma (PEREZ CUEVA, 1988).

### 2.1.2. LAS FORMAS DE TRANSICION: ABANICOS Y PIEDEMONTES.

Los abanicos aluviales son formas deposicionales de transición entre zonas contiguas y topografía contrastadas. Adquieren entidad en el contacto de montañas y llanuras, y en cuencas intramontanas, cuando los cursos fluviales, confinados en pasillos, avanzan hacia zonas donde la competencia del flujo se ve notablemente reducida (HARVEY, 1989). En estas condiciones los ríos "depositan, en la base del frente montañoso o de la zona alta de donde emergen, un cuerpo de sedimentos cuya superficie forma el segmento de un cono" (NILSEN y MOORE, 1984). Estos conos se desparraman sobre las tierras llanas, vertiente abajo del punto de salida (THORNBURY, 1954; BULL, 1977). Suelen poseer pendientes que varían entre 5° y 10°, aunque pueden alcanzar los 25° (NILSEN y MOORE, 1984). En ocasiones, abanicos aluviales adyacentes provocan la coalescencia de sus partes distales dando lugar a la formación de un piedemonte o bajada (RACHOCKI, 1981; HARVEY, 1989).

Los factores que influyen en el desarrollo de los conos aluviales pueden concretarse (i) en aquellos que condicionan su localización en relación con la topografía regional, (ii) aquellos que tienen que ver con la disponibilidad de materiales a partir del área fuente y (iii) los que afectan al transporte y sedimentación de los mismos en el propio abanico. De una manera sintética se pueden reunir en factores geológicos/tectónicos, climáticos, deposicionales y morfológicos (HARVEY, 1990).

#### \* Factores geológico-tectónicos

Son los controles más importantes a gran escala. En efecto, una de las causas principales de la deposición en los abanicos aluviales deriva de bruscas rupturas de pendiente entre una zona elevada y la inmediata llana. "Un relieve



estructural profundamente marcado por la fracturación y el dislocamiento de los bloques, como ocurre en el ámbito litoral y prelitoral valenciano, es marco idóneo para la presencia de conos aluviales" (MATEU, 1982).

*\* Factores climáticos*

Es frecuente que la bibliografía clásica relacione los conos aluviales con climas áridos o semiáridos (BULL, 1962; MELTON, 1965; DENNY, 1967; HOOKE, 1968; WILLIAMS, 1973). Hoy día también se reconoce su presencia en ambientes árticos (LEGGETT *et al.*, 1966), alpinos (KOSTASCHUK *et al.*, 1986), periglaciales (RYDER, 1971), templado-húmedos (HARVEY y RENWICK, 1987) y hasta en regiones tropicales húmedas (KESSEL, 1985). Además, incluso en zonas actualmente áridas, muchos depósitos de abanico se acumularon durante el Pleistoceno, bajo condiciones de mayor humedad. Por todo ello "los conos aluviales no están restringidos a zonas climáticas específicas, sino que se dan allá donde las condiciones son apropiadas y existe un potencial de sedimento disponible" (WASSON, 1975).

Ahora bien, aunque puedan desarrollarse con independencia del tipo climático, los ejemplos clásicos y típicos de abanicos se encuentran en ambientes áridos o semiáridos (RACHOCKI, 1981). BLISSENBACH (1954) opina que las condiciones óptimas para el desarrollo de los abanicos combinan una intensa meteorización y tormentas periódicas. Ambos elementos originan importantes cantidades de material que es transportado por cursos de agua efímeros que tienden a depositar su carga en forma de abanico aluvial, mientras una corriente perenne la transportaría hacia lugares alejados del frente montañoso, impidiendo la formación del cono. Por su parte CZAJKA (1958) Y ALLEN (1971) enfatizan el papel que ejerce el tipo de lluvia intermitente en ambientes moderadamente secos.

Para HARVEY (1989) los abanicos son característicos de las áreas montañosas semiáridas (i) por las altas tasas de producción de sedimentos a causa de la escasa cubierta vegetal, de las intensas precipitaciones y del predominio de la escorrentía en manto en las laderas (ii) por las altas ratios de transporte de las corrientes *flashy runoff* (iii) por el carácter episódico del transporte de sedimentos ligado a la baja frecuencia de tormentas de alta magnitud; y (iv) por la discontinuidad espacial. Además, según este mismo autor los abanicos son espacios importantes dentro de los sistemas fluviales, especialmente en regiones secas. Conectan las áreas fuentes de material con las líneas axiales del drenaje y actúan como trampa de sedimentos, asumiendo, mediante acreción de su superficie o atrincheramiento de los canales, las variaciones de competencia del flujo. Períodos de progradación del cono reflejan disponibilidad de materiales, mientras que una escasez de los mismos se traduce en la reducción de la ratio de sedimentación o incluso en la disección de abanico (HARVEY, 1990).

Con estas precisiones el vínculo climático no acaba de estar definido. Existen autores que ligan procesos de incisión del abanico con los momentos de mayor humedad, otros que los equiparan a periodos de aridez y algunos relacionan la deposición y la erosión con momentos de transición entre fases húmedas y áridas y viceversa (ANDRES, 1980). En el País Valenciano CALVO *et al.* (1986) encuentran conexión, para el Pleistoceno, entre acumulación y clima árido y entre erosión y clima húmedo y cálido. Para el Holoceno, en general se admite una primera fase de acumulación, producida durante un periodo relativamente húmedo, seguida de otra fase de incisión que tiene lugar en una etapa más seca. Los cambios de tendencia en este momento del Cuaternario pueden ser debidos a causas climáticas (BULL y SCHICK, 1979), pero también pueden ser consecuencia de la acción antrópica (HARVEY, 1978; BUTZER, 1980). En todo caso, "en un medio de transición como es el mediterráneo, la complejidad de los procesos puede hacer

peligrosa la esquematización entre los factores intrínsecos o extrínsecos que influyen en la deposición o incisión de los abanicos" (SEGURA, 1990).

La presencia de abanicos progradantes previene, o al menos retarda, el traslado aguas arriba de los efectos producidos por cambios en el nivel de base de las arterias más importantes. Por otro lado, un cono en estado de disección puede continuar proporcionando materiales al canal principal con el ajuste progresivo de los procesos de acreción/disección en respuesta a cambios en el área fuente (HARVEY, 1989). Dichas variaciones son especialmente sensibles a alteraciones en el umbral crítico de capacidad de transporte de la corriente (BULL, 1979). Por ello la explicación climática de la evolución de los conos tiende, cada vez más, a reconciliarse con una interpretación dinámica (ligada a la evolución intrínseca del propio cono) en relación con las teorías de los umbrales y la respuesta compleja en los cursos fluviales (SCHUMM, 1977).

#### \* *Factores deposicionales*

Los climas semiáridos se caracterizan por registrar cortos episodios lluviosos de gran energía y capacidad de transporte. Si a ello añadimos la escasa cubierta vegetal, propia de estas regiones, se hace comprensible la rápida generación de flujos de escorrentía cargados de sedimentos que constituyen la fuente de alimentación de los abanicos. Las causas que provocan la deposición de estos materiales derivan de la brusca ruptura de pendiente entre una zona elevada y la inmediata llana (THORNBURY, 1954; MORISAWA, 1968; ALLEN, 1971) o del cambio en la geometría hidráulica al pasar de un canal confinado a otro que no lo está (PATTON *et al.*, 1970; WASSON, 1975; BULL, 1977). Como factores secundarios cabe citar la infiltración del agua, el grado de bifurcación de los canales, el incremento de la fricción y la consiguiente pérdida de velocidad a la salida de un canal confinado, etc. (RACHOCKI, 1981).

Las facies del depósito permite distinguir partes proximales y distales (predominio de materiales gruesos en

las primeras y de finos en las segundas) y el tipo de transporte fluvial (tipo canal *braided*, relleno de canal, *sheet-flow*, *sieve-flow*) o de gravedad (*debris-flow* y *mud-flow*) (BULL, 1977).

\* *Factores morfológicos y dinámicos*

Las sucesivas tendencias identificadas en las secuencias sedimentarias aparecen (o han aparecido) expresadas en la morfología del cono. Describen las pautas de comportamiento dinámico (erosión/deposición) del mismo, las cuales, a su vez, dependen de los procesos de progradación o de disección dominantes. Se estableció así una conexión entre morfología y procesos que responde al concepto de "sistema dinámico". Para RACHOCKI (1981) "en el caso de los abanicos aluviales, los sistemas dinámicos aparecen en forma jerárquica. Existe el sistema principal, referido al cono y su área fuente, y dentro de éste pueden indentificarse varios subsistemas tales como vertientes de valle, canales *braided*, etc." Bajo una perspectiva similar, HARVEY (1989) opina que "los abanicos aluviales son formas dinámicas, que muestran un cambio morfológico progresivo durante su desarrollo". Este cambio tiene que ver con atrincheramientos e incisiones de los canales, así como con la progradación de las partes distales del cono.

Pese a que algunos autores consideren imposible establecer un modelo general de evolución de los abanicos, RACHOCKI, bajo una óptica sistémica y en base a diversos estudios experimentales, presenta las siguientes fases: (i) *increase stage*, primera etapa de construcción o *status nascendi*, donde la superficie y el volumen del cono aumentan simultáneamente (si bien la primera experimenta un crecimiento más rápido debido a la removilización de materiales existentes). Esta tendencia se interrumpe en un punto crítico definido por la pérdida de trasportabilidad en función de la disponibilidad de material y de la disipación de la energía. A partir de este punto el incremento es discontinuo y empiezan a tener lugar procesos de disección y migración de ápices activos. Comienza



entonces la segunda etapa (ii) *excess stage* caracterizada, bien por el aumento general del volumen del cono, bien por la disección del mismo. La magnitud de estos procesos es mucho mayor que en el primer estadio en función de factores climáticos y diastróficos. La última fase (iii) *stanagtion phase* marca el fin de la evolución del cono. Los gradientes se suavizan tanto que cesa la expansión en superficie y volumen, alcanzándose un estado de peniplanación.

Por su parte HARVEY (1987, 1989, 1990) considera que lo más importante es el punto donde se produce la intersección entre el perfil del canal y la superficie del abanico, ya que marca el final de la incisión y el inicio de la acumulación. Según este criterio propone el modelo de la figura 2.1. En él se manifiesta la tendencia actual a la disección. Ahora bien, esta disección puede ser de dos maneras: por atrincheramiento en las partes apicales pero progradación en las distales, o bien, por encajamiento sin acumulación que anuncia la disección a lo largo de toda la superficie del cono. Los tipos A y B son claramente progradantes. El C indica un caso muy cerca del umbral de atrincheramiento. Los tres perfiles restantes D, E y F, muestran predominio de los procesos erosivos, sobre todo en el último, donde la disección es total.

### 2.1.3. LLANURAS DE INUNDACION

Las llanuras aluviales en las que se engloban los llanos de inundación son una muestra de las más dinámicas superficies geomórficas, por la interrelación del funcionamiento del sistema fluvial con los ajustes entre flujo y cargas variables (ROSSELLO, 1989). En su definición intervienen componentes topográficos, hidrológicos y geomorfológicos.

Desde un punto de vista topográfico o geométrico una llanura de inundación es una superficie plana, casi horizontal, inmediata a un río; su pendiente es inferior a la de un abanico pero superior a la de un edificio deltaico (ROSSELLO, 1989). Se trata de la llanura que discurre

adyacente al lecho de la corriente, y a menudo está separada del canal por márgenes.

Visto con criterio geomorfológico, el llano de inundación es una forma compuesta de material deposicional no consolidado, integrado por sedimentos transportados por el curso fluvial. Sus rasgos más destacados son los suaves gradientes, la sedimentación de finos y que el cauce no está confinado, lo cual facilita la migración del canal y los cambios en la deposición. En ocasiones la proximidad del nivel de base tiene importantes consecuencias en la geometría hidráulica del lecho y en la interacción de los procesos y formas marinos (SCHUMM, 1977). Los procesos de erosión y sedimentación configuran el llano de inundación, de una manera aislada o en relación con otros ambientes fluviales (HAPP *et al*, 1940).

Desde una perspectiva hidrológica se define como aquella parte del sistema fluvial sujeta a inundación periódica, si bien la frecuencia de desbordamiento es muy variable. WOLMAN y LEOPOLD (1957) sugieren un desbordamiento anual, MORISAWA (1985) habla de dos veces cada tres años, otros autores consideran hasta 10 años. Aunque existe una proporcionalidad entre extensión del llano y la altura de las avenidas (ROSSELLO, 1989), hablar de periodicidad en la recurrencia de grandes sucesos para un ámbito climático semiárido no deja de ser peligroso. De hecho, una de las características fundamentales de este ambiente radica en la irregularidad de estos fenómenos.

Los tres criterios expuestos de identificación de un llano de inundación son complementarios y definen un espacio de baja pendiente, adyacente al canal, propenso a ser inundado en momentos de grandes caudales y de gran dinamismo geomorfológico dentro del sistema fluvial. Los llanos de inundación y sus respectivos cauces son complementarios e inseparables, y juntos conforman una unidad hidrogeomorfológica.

El desarrollo de una llanura de inundación se relaciona con la actividad del canal y por los flujos

desbordados (FAIRBRIDGE, 1968). Puesto que las litologías de la llanura son fácilmente erosionables, el cauce acopla sus características de profundidad, anchura y longitud al aporte hídrico de cada suceso. Erosión y deposición en la llanura son mecanismos de adaptación de la corriente a las condiciones de la avenida. A medida que éstas se suceden tiene lugar la construcción, destrucción y remodelización de la cuenca de sedimentación.

El llano de inundación actúa como un reservorio de agua y sedimentos que lamina o aplana los picos de los hidrogramas (DUNNE y LEOPOLD, 1978). Una vez ha tenido lugar el desbordamiento el agua se estacionará en la llanura o retornará al canal, en función de la geomorfología, la hidrología de la avenida y las condiciones de circulación subterránea de agua (POPOV y GAVRIN, 1970; LEWIN, COLLIN y HUGUES, 1979; HUGUES, 1980).

La valoración conjunta del funcionamiento hidrológico, relieve de la plana de inundación y rugosidad, nos lleva al concepto de conductividad (HUGHES 1980), condicionada también por el drenaje subsuperficial (ROSSELLO, 1989). Así, llanuras con sistemas de depresiones cerradas en las que el regreso del agua al canal está a merced de flujos internos lentos, drenaje subsuperficial o escasos canales de retorno, serán indicadores de baja conductividad y viceversa (CARMONA, 1990).

En cuanto a los *procesos de sedimentación*, la llanura de inundación puede ser considerada como un almacén de material cuyo balance (dentro de la llanura en sí y no en relación con la cuenca alta-media) permanece invariable a largo plazo, si bien los cambios pueden ser más radicales a corto plazo (WARD, 1978).

La textura de los sedimentos disminuye con la distancia al canal en relación con los mecanismos que tienen lugar durante el desbordamiento. En este sentido, cuando el agua sobrepasa los márgenes del cauce, a lo largo de la orilla y por su parte exterior se forman remolinos que transfieren masas de agua de alta velocidad hacia el llano, en el que disipan su energía (ALLEN, 1970). En este

momento su capacidad de transporte se ve notablemente reducida y los materiales groseros son depositados inmediatamente en el borde del canal, mientras que los más finos son transportados más lejos, hasta las depresiones marginales.

Los tipos de sedimento propios de estos ambientes son (i) los depósitos de canal ligados al desarrollo lateral de la llanura, y (ii) los de desbordamiento, responsables de su acreción vertical. El material de fondo, más grosero, suele permanecer dentro del canal, mientras en la llanura, la concentración sedimentaria y la granulometría de la misma es menor.

Los procesos de deposición en el cauce darán como resultado una acreción lateral (derivada de la migración del mismo) que, según algunos autores (LEOPOLD *et al.*, 1964; MORISAWA, 1985) puede suponer hasta el 80% del aluvión del llano. Los mecanismos que producen esta migración van ligados a la erosión de las orillas cóncavas y la deposición en la convexas. Formas características de los depósitos de canal los depósitos de revestimiento (*lag*), las barras longitudinales y transversales y los lóbulos de meandro o *point-bar*.

Por su parte, los depósitos de desbordamiento son finos y no suelen suponer más del 10% - 20% del volumen sedimentario de la llanura. Se precipitan como consecuencia de una reducción en la velocidad del agua desbordada al pasar desde el cauce a una situación no confinada. El aumento de la rugosidad reduce la velocidad y propicia la sedimentación (BRAKENRIDGE, 1988). A menudo, los depósitos de desbordamiento construyen las formas de mayor impacto topográfico de la llanura (diques o *levees*, *crevasse-splays* y ciénagas) (WARD, 1978).

Además de los procesos de deposición/erosión inherentes al funcionamiento dinámico de la llanura de inundación, existen otros factores externos, cuya influencia actúa a largo plazo. LEWIN (1978) incluye en esta categoría los fenómenos de subsidencia, aluviación o incisión, cambios climáticos o del régimen hidrológico y

modificaciones antrópicas. WARD (1978) los entiende como cambios en el nivel de base, ya sea por subsidencia o por elevación tectónica. Por su parte, BURRIN (1985) considera, además de las variaciones en el nivel de base y la tectónica, los cambios climáticos y la actividad humana.

De todo lo expuesto, se deduce que las características morfológicas de una llanura de inundación están determinadas por el conjunto de procesos de acumulación/erosión derivados de los regimenes de descarga hídrica y sólida, de las características del canal y de factores externos (cambios en el nivel de base e intervención del hombre, etc). Cabe la posibilidad de que el canal y el espacio de inundación no estén en fase, es decir, el canal puede estar respondiendo a unas tasas de aporte sedimentario a las que debe su morfología mientras el espacio inundable puede ser herencia de condiciones anteriores, aún no modificadas (FROEHLICH *et al.*, 1977; MYCIELSKA-DOWGIATTO, 1977).

## 2.2. EL BARRANC DEL CARRAIXET

El Barranc del Carraixet drena, junto con otros cursos fluviales de menor entidad, el sector comprendido entre las cuencas de los ríos Palancia y Turia. De cuenca alargada y disimétrica, arranca en el seno de la Serra Calderona, en las proximidades del Coll de Gervilla (826 m), y se extiende hasta la costa mediterránea siguiendo una dirección ibérica. Su área vertiente, 311 Km<sup>2</sup>, se sitúa mayoritariamente en la provincia de Valencia, si bien el extremo N de la misma corresponde la provincia de Castellón. El cauce principal tras un recorrido de 52 Km alcanza la desembocadura en el mar Mediterráneo, en las inmediaciones de la ermita dels Peixets de Alboraiá (al norte de la ciudad de Valencia).

La red de drenaje se organiza en cuatro colectores principales: el Barranc d'Olocou, el Barranc de Pedralvilla, el del Cerezo y el de Náquera. El Barranc

d'Olocau y el de Pedralvilla confluyen entre los términos municipales de Bétera y Olocau. A partir de este punto, el cauce mantiene el topónimo de Olocau hasta que recibe, por su margen izquierda, los barrancos del Cerezo y Náquera, en las proximidades de Mas de Quiquet (Bétera). A partir de la triple confluencia toma el nombre de Barranc del Carraixet, nombre que mantiene hasta la desembocadura en la playa de Alboraiá.

### 2.2.1. TOPOGRAFIA

La variabilidad espacial de los fenómenos hidrometeorológicos (precipitación, temperatura, caudales específicos), directamente relacionados con la escorrentía (LOPEZ BERMUDEZ *et al.*, 1988), depende en gran medida de las características hipsométricas de la cuenca. En consecuencia, ha parecido oportuno conocer los sectores topográficos predominantes en el Barranc del Carraixet, la superficie que ocupan y la frecuencia con que aparecen para lo cual se han confeccionado histogramas de frecuencias altimétricas así como la curva hipsométrica del territorio, a partir de la planimetración del espacio, con un intervalo de 100 m, entre curvas de nivel (CHORLEY, 1969; ROCHE, 1963; IGM, 1985; LOPEZ BERMUDEZ, *et al.*, 1988). Además se ha elaborado una cartografía de pendientes y su distribución frecuencial. Con objeto de reconocer la configuración de la subcuenca vertiente al aforo, se han desagregado los resultados para dicho sector.

La amplitud altimétrica es de 800 m (entre el nivel del mar y los 800 m s.n.m.) para la cuenca del Barranc de Carraixet y de 700 m (entre los 100 y los 800 m s.n.m.) para la subcuenca vertiente del aforo. La disposición topográfica muestra dos sectores (fig 2.2):

- i) Las mayores alturas aparecen sobre los relieves de areniscas y calizas de la Serra Calderona, en el sector NW de la cuenca. Las máximas altitudes, por encima de los 800 m s.n.m.,

se encuentran en las cabeceras de los barrancos de Olocau y Pedralvilla.

ii) A partir de los 200-300 m s.n.m. el cambio de topografía es radical, como consecuencia de una fosa tectónica en la que se instala el cauce principal del Carraixet. Formaciones sedimentarias fluviales y una plataforma calcárea en la vertiente izquierda de este sector, imprimen al mismo pendientes de bajo gradiente. Desde los 100 m s.n.m. hasta la costa los cambios topográficos vienen determinados únicamente por formaciones aluviales y coluviales.

La distribución frecuencial de alturas (fig. 2.3) muestra cómo la mayor parte de la cuenca (54.15%) se encuentra entre el nivel del mar y los 200 m s.n.m., en relación con el hundimiento tectónico que afecta a la cuenca media-baja (ver apartados 2.2.2.1 y 2.2.3.2). Entre los 200-300 m s.n.m. se incluye el 14.25% de la superficie. Es la zona de contacto entre el sector montañoso de cabecera y el pasillo tectónico. Por encima de los 300 m s.n.m. la frecuencia de superficie es reducida, en torno al 6% para cada intervalo de 100 m, exceptuando el último: apenas el 0.26% del territorio se sitúa por encima de los 800 m s.n.m.

Además de la distribución de frecuencias altimétricas, la curva hipsométrica del relieve presenta la distribución relativa de las superficies por alturas, y supone un indicador de la degradación de la cuenca. Para el análisis de crecidas, tiene gran importancia por cuanto señala la cantidad de espacios de intensificación o atenuamiento de la crecida (CHORLEY, 1969). La curva hipsométrica del Carraixet (fig 2.3) presenta una configuración cercana al "estado de madurez de la cuenca" (CHORLEY, 1971).

Si comparamos la curva hipsométrica del Barranc de Carraixet con la de la subcuenca aforada (fig. 2.4) observamos una gran similitud en la distribución de frecuencias altimétricas pero un relieve más enérgico que

empieza a perder potencialidad por debajo de los 300 metros s.n.m. La pérdida de pendiente en ambas curvas hipsométricas (figuras 2.3 y 2.4) viene determinada más que por un avanzado estado de erosión (CHORLEY, 1971) por condicionantes tectónicos y neotectónicos que implican el hundimiento de la cuenca media-baja y la elevación de la cuenca alta. La transición entre los distintos tramos de ambas curvas se produce de manera suave, sin rupturas bruscas, como consecuencia de las formas de acumulación fluvial en el piedemonte de Bétera (ver apartado 2.2.3.2) que dotan de continuidad topográfica al contacto entre la Serra Calderona y la llanura costera.

El estudio de pendientes (figuras 2.5 - 2.7) pone de manifiesto cómo, en conjunto, las zonas de baja inclinación (<7%) constituyen la mayor parte de la superficie (57.6%). Los intervalos de pendiente entre el 7% y el 15% y entre el 15% y el 30% apenas engloban el 8.6% y al 11.8% de la cuenca respectivamente. El resto de la cuenca (22%) presenta gradientes, por encima del 30%, en relación con los escarpados relieves de la Serra Calderona.

En la subcuenca vertiente al aforo, la inclinación media se incrementa notablemente (figura 2.7). El intervalo más frecuente de pendiente es el que supera el 30%, que afecta al 36% de la superficie. Le sigue el intervalo, inferior al 7%, que incluye el 32.8% del área. Los intervalos intermedios, entre 7% y 15% y entre 15% y 30%, apenas atañen al 13.2% y al 18% respectivamente de la superficie. Estas cifras caracterizan una subcuenca de topografía muy contrastada: algo más de un tercio pendientes superiores al 30%, y casi otro tercio gradientes inferiores al 7%.

### 2.2.2. MARCO GEOLOGICO

La cuenca del Barranc de Carraixet drena una pequeño sector de las estribaciones surorientales de la cordillera Ibérica, inmediatas al litoral mediterráneo. En este dominio morfoestructural coexisten varias directrices: la



N-SE, típica del Sistema Ibérico; la NNE-SW, propia de las Cadenas catalánides, y diversos accidentes tectónicos N-S de menor entidad (IGM 1974a).

La disposición litoestratigráfica es bastante compleja. Afloran materiales paleozoicos metamórficos entre Marines y Gátova, depósitos triásicos en facies germánica y jurásicos carbonatados ocupando las zonas más elevadas (vertiente sur de la Serra Calderona), y sedimentos cuaternarios, de gran variedad genética, en los sectores meridional y oriental de la cuenca.

La cuenca del Carraixet, por sí misma, no permite el estudio de su evolución geológica, habida cuenta de las reducidas dimensiones de la misma. No obstante, siguiendo el modelo de desarrollo del Sistema Ibérico se pueden definir algunos de los rasgos principales de esta evolución.

Los materiales más antiguos (de edad presumiblemente ordóvica según la bibliografía) aparecen, con una extensión muy reducida, en las proximidades de Marines. Entre Paleozoico y Mesozoico existe un periodo de erosión evidenciado por contacto discordante entre el techo paleozoico y el muro del Buntsandstein.

Los materiales secundarios están representados por el Triásico (en facies germánica típica) y el Jurásico. No aparecen sedimentos cretácicos. El Buntsandstein se deposita en un medio continental, predominantemente fluvial, que es invadido por el mar durante el Triásico superior. Durante esta etapa transgresiva se depositan los sedimentos carbonatados del Muschelkalk, interrumpidos por depósitos salinos que indican áreas someras. Al final del período, una regresión marina parcial da lugar a los materiales salinos del Keuper. En esta época se instala, además, cierto vulcanismo, origen de las conocidas ofitas de la Hoja geológica de Sagunt (IGM, 1974a), que indica la apertura de profundas fracturas. El principio del Jurásico se caracteriza por una nueva transgresión, muy somera. Datos regionales permiten separar dentro de esta etapa dos

grandes ciclos sedimentarios (VILLENA *et al.*, 1971; BULARD *et al.*, 1971). Durante el primero --entre el Lías inferior y el Dogger con condiciones de máxima profundidad durante el Toarciense-- se acumulan depósitos predominantemente carbonatados. Existe un hiato sedimentario entre el Calloviense superior y el Oxfordiense como resultado de las primeras fases neociméricas. El segundo ciclo marino se inicia en el Oxfordiense con sedimentos calizo-margosos y se prolonga hasta final del Kimmeridgiense, en que tiene lugar una nueva regresión evidenciada por aportes continentales y facies costeras (calizas pisolíticas y oolíticas propias de un ambiente pararrecifal). Tras el Kimmeridgiense superior se acaba la serie mesozoica en la cuenca del Carraixet. No obstante, considerando las características globales de la Cordillera Ibérica se puede hablar de fases erosivas de materiales emergidos en épocas cretácicas y en la fase principal de diastrofismo.

El plegamiento y emersión general del sistema montañoso se produce a finales del Cretácico y durante el Terciario inferior. Tiene lugar el acortamiento del área ibérica y la consiguiente surrección de los bloques de relieve positivo con sus correspondientes áreas negativas. Las sierras de Náquera experimentan su elevación al tiempo que se forma la depresión de Lliria, invadida por el mar en el Terciario inferior (IGM, 1974b). En el Terciario superior el mar se retira de dicha depresión y se forma un área lagunar calizas y margas de facies continental.

#### 2.2.2.1. LAS ESTRUCTURAS

Las grandes estructuras, --fruto del acortamiento (plegamiento y fractura) de la cobertera y la dislocación del zócalo rígido poco profundo-- corresponden a una tectónica típicamente germánica en la que predominan los bloques individualizados por una densa red de fallas. Las principales estructuras siguen mayoritariamente pautas ibéricas (NW-SE), si bien son frecuentes los rumbos

paralelos al mar (NE-SW), sobre todo en el sector noroccidental de la cuenca (BRINKMANN, 1931).

Por su propia naturaleza litológica, los materiales mesozoicos del Buntsandstein, Muchelkalk y Jurásico se han comportado rígidamente durante los esfuerzos distensivos alpinos, individualizando bloques, mientras los materiales plásticos del Keuper han dado lugar a afloramientos en contacto mecánico con los materiales circundantes. Los sedimentos neógenos, apenas deformados, se localizan en los ejes deprimidos de la Cadena (sinclinales de cobertera o *graben* en profundidad). Por su parte, los depósitos mesozoicos forman los ejes anticlinales o *horst*.

Dos ejes ibéricos destacan en la cuenca del Carraixet: (i) el anticlinal de Porta Coeli-Javalambre (incluye las sierras de Náquera, Calderona y Monte Picaio), y (ii) la depresión de Lliria, eje sinclinal fosilizado por materiales neógenos y cuaternarios.

A continuación se exponen las principales características de las estructuras de plegamiento y fractura, así como de actividad neotectónica de la zona:

#### *i) Estructuras de plegamiento*

La adaptación de la cobertera al zócalo da lugar a pliegues (IGM, 1974b) concéntricos de amplio radio de curvatura y aspecto subtabular. Es el caso de las superficies aplanadas culminantes de las montañas de Náquera y Calderona, esculpidas en las capas subhorizontales del Muchelkalk inferior. Por otra, la acomodación de la cobertura al zócalo origina también pliegues apretados "en rodilla" correspondientes a fracturas importantes en los bloques del basamento. Así sucede en una estrecha franja al sur de Náquera, de capas fuertemente dislocadas, que insinúa el comienzo de la depresión de Lliria.

En relación con las alineaciones de plegamiento intenso una serie de cabalgamientos de bajo ángulo, principalmente en la vertiente suroeste del macizo de Porta Coeli, representan una continuidad de los esfuerzos

compresivos alpinos. Dicha continuidad provocó el despegue de masas, favorecido por materiales plásticos como las margas yesíferas del Keuper, los niveles margosos del Muchelkalk medio y los arcillosos del Buntsandstein (IGM, 1974a).

*ii) Estructuras de fractura.*

La intensa fracturación alpina de los materiales mesozoicos da lugar a un enrejado regular de fallas (BRINKMANN, 1931). Dentro de este enrejado, el sistema NW-SE presenta las fracturas de mayor recorrido longitudinal. En este sentido, marcan el límite entre la zona elevada y el llano, entre el *horst* de Porta Coeli y el *graben* de Llíria, en torno a la gran falla de Puçol-Náquera (IGM, 1974b).

También existe un sistema de cabalgamientos/fallas inversas en el borde meridional de Porta Coeli (pone en contacto el jurásico con el Buntsandstein).

Fracturas de dirección NNE-SSW compartimentan transversalmente las estructuras ibéricas y originan un escalonamiento hacia la costa como lo demuestran algunos relieves residuales de rocas coherentes (afloramientos de rocas ortocuarcíticas del Puig). La mayoría de estas fracturas ha experimentado una reactivación reciente (PEREZ CUEVA, 1989).

*iii) Actividad neotectónica.*

La cuenca del Carraixet, como todas las áreas adyacentes, ha estado sometida a una tectónica distensiva desde el Mioceno inferior-medio hasta la actualidad en varias etapas (SIMON, 1984): la  $D_1$  fue responsable de la formación de las depresiones fundamentales; la  $D_2$ , al inicio del Plioceno Superior, configuró los rasgos principales del relieve actual, y se le asocia el vulcanismo de las islas Columbretes. Durante el Pliocuaternario, en la fase denominada "etapa de fracturación del Maestrazgo" se reactivaron las grandes fracturas paralelas al litoral (GOY y ZAZO, 1974), con hundimiento de

bloques próximos a la costa y la desaparición brusca de materiales de los abanicos aluviales villafranquienses. GOY (1978) y MARTINEZ GALLEGO (1986) sitúan esta última etapa de fracturación en el Pleistoceno inferior. La inestabilidad tectónica se mantiene, sufriendo un último impulso durante el Pleistoceno superior (GOY *et al.*, 1987).

PEREZ CUEVA (1989), a partir del análisis de la penillanura fundamental (BRINKMANN, 1931) reconoce los desniveles creados por la deformación tectónica villafranquiense (fig. 2.8):

*i)* Escalón costero Burjassot-Xilxes: Interrumpe las estructuras ibéricas, hunde la costa y posibilita una potente sedimentación cuaternaria.

*ii)* Escalón de Higuieruelas-Puçol: Fractura profunda que se manifiesta en superficie bajo forma de fallas sesgadas con orientación norteada que se reactivan a lo largo de distintos esfuerzos distensivos. Este brusco desnivel supone un paso rápido desde las sierras a la cubeta, lo que origina una deposición importante de materiales detríticos groseros en forma de amplios abanicos aluviales.

*iii)* Plataforma calcárea de Burjassot-Llíria: Estructura tabular poco deformada afectada por fallas de dirección ibérica, la más septentrional de las cuales ha gobernado la ubicación del lecho principal del Barranc del Carraixet.

A partir de estos grandes ejes de distensión tiene lugar una importante actividad tectónica. La propia disimetría de la cuenca --con una parte montañosa al N y NW, y la llanura cuaternaria salpicada de cerros miocenos (SAIZ BUENDIA, 1972)-- se debe a la reactivación de fallas superficiales ligadas al juego local del escalón Higuieruelas-Puçol (PEREZ CUEVA, 1989). BRINKMANN (1931) atribuye la reactivación tectónica a la acción de una flexura y no a una fracturación. El hundimiento de la parte sur de la cuenca ha propiciado el desarrollo de abanicos

coalescentes en el piedemonte de Bétera. PEREZ CUEVA (1989) atribuye a este episodio de fracturación una edad postvillafranquiense.

Por su parte, MARTINEZ GALLEGO *et al.* (1987) utilizan la diferenciación de unidades geomorfológicas y su disposición geométrica (encajamiento y/o superposición), pendientes anómalas, rectificación de *talwegs*, potencias anormales de sedimentos, etc., para detectar movimientos tectónicos recientes en esta región. En base a ello concluyen que las fracturas en los materiales cuaternarios son muy frecuentes. Las direcciones predominantes en los sedimentos neógenos son: N 150° E, N 300° E y N-S; mientras en los materiales cuaternarios destacan: N 150° E y N-S. Náquera aparece como área de importante fracturación durante el Pleistoceno inferior (abundan fallas, basculamientos y discordancias, así como una rectitud anómala en el trazado de los barrancos). La velocidad de elevación del relieve de Náquera se produce a suaves impulsos permitiendo el encajamiento de los cauces por antecedencia (DERRUAU, 1983) y la formación de nuevos abanicos aguas abajo. Las áreas más inestables a lo largo del Cuaternario son los sectores de Náquera y Bétera (zona ésta última de más reciente fracturación), donde la disposición de las distintas unidades geomorfológicas está claramente controlada por la actividad neotectónica (MARTINEZ GALLEGO *et al.*, 1987).

En síntesis, la cuenca del Carraixet está ubicada en una zona tectónica de notable complejidad. Es una zona de compresión con acortamiento de la cobertera que se pliega o fractura, dando lugar a un estilo mixto de suaves ondulaciones y pliegues en rodilla, con intensa fracturación en bloques. En la configuración de los accidentes tectónicos es importante destacar también la influencia del zócalo, no muy profundo.

La edad de las deformaciones principales es antemiocena y posterior al Cretácico terminal. No obstante, la dinámica de las fracturas de superficie continúa hasta

la actualidad. La actividad neotectónica es especialmente importante en el área de Náquera y Bétera que se traduce en un importante control sobre la red de drenaje, como veremos en apartados posteriores.

#### 2.2.2.2. LITOSTRATIGRAFIA

La cuenca del Barranc del Carraixet presenta tres unidades litoestratigráficas claramente diferenciadas: (i) la zona montañosa mesozoica, (ii) la plataforma terciaria de Burjassot-Llíria y (iii) la llanura cuaternaria (fig. 2.9).

i) La zona montañosa incluye la vertiente meridional de la Serra Calderona, la cual, junto con Espadà, supone la mayor extensión del Trías en todo el sector norvalenciano. Predominan los materiales del Buntsandstein y Muchelkalk en el noreste de la sierra, mientras que en el armazón central cobran protagonismo los jurásicos, preferentemente del Lías y Dogger.

La serie estratigráfica comienza con un núcleo paleozoico entre las poblaciones de Marines y Gátova, al norte de La Peña. Se trata de un afloramiento de pequeñas dimensiones (unos 300 m de longitud y 20 m de anchura), compuesto por cuarcitas micáceas ferríferas, de edad presumiblemente ordóvica (IGM, 1977).

Los depósitos triásicos se presentan en facies germánica típica, caracterizada por notable potencia del Buntsandstein, composición dolomítico-margosa del Muchelkalk y escaso desarrollo del Keuper.

En la base del Buntsandstein argilitas alternando con areniscas micáceas. Le siguen areniscas ortocuarcíticas (denominadas rodano) y, por último, arcillas arenosas rojas intercaladas con areniscas micáceas y, cubriendo este nivel, un tramo evaporítico integrado por margas y arcillas abigarradas a las que BRINKMANN (1931) encontró un gran parecido con el Röt alemán.

El Muchelkalk presenta de muro a techo (i) calizas dolomíticas diaclasadas y carstificadas, (ii) margas y arcillas con yesos, con niveles calcáreos, equivalentes al nivel detrítico del Trías catalánide (VIRGILI, 1958), y (iii) gruesos bancos de calizas y margas dolomíticas.

El Keuper, de escaso desarrollo, está constituido por margas y arcillas abigarradas con yesos grises en potentes bancos. En general no es diapírico y, como consecuencia de la intensa tectónica de bloques, ha sufrido frecuentes migraciones. Existen también asomos ofíticos, incartografiados, en las margas del Keuper, concretamente a 8 Km de Náquera (IGM, 1974,b).

Los materiales del Muchelkalk y Suprakeuper coronan las máximas alturas, mientras que el Keuper queda reducido a pequeñas manchas que se concentran, sobre todo, al este de Olocau y al oeste de Marines (SAIZ BUENDIA, 1971).

Los depósitos jurásicos ocupan una extensión considerable en la unidad montañosa, sobre todo en los sectores orientales de la cuenca alta (DUPUY DE LOME, 1959). Su composición litológica es fundamentalmente de naturaleza calcárea, como calizas oquerosas, tableadas, bioclásticas y dolomíticas junto con niveles margosos, durante el Lías. El Dogger, bien representado al NO de Náquera, está constituido por calizas micríticas y bioclásticas, a veces tableadas, con microfilamentos. Culmina con un nivel de calizas arcillosas sembradas de oolitos ferruginosos y abundante fauna de Ammonites. Por último, el Malm presenta una serie carbonatada compuesta por calizas bioclásticas y arenosas y margas.

ii) La segunda unidad, formada por una plataforma calcárea de edad cenozoica, se extiende entre Burjassot, Bétera, Lliria y el río Turia (PEREZ CUEVA, 1989). Todos los afloramientos corresponden al Neógeno, pudiéndose distinguir las areniscas y arcillas, con algunos bancos calizos de escasa potencia del Helvetiense-Tortonense y los depósitos calcáreos masivos y lentejones mango-arcillosos del Vindoboniense-Pontiense.



*iii*) La última unidad, constituida por sedimentos de edad cuaternaria, flanqueada por relieves mesozoicos al norte y cenozoicos al sur, se extiende, desde el Pla d'Horcan hasta el mar siguiendo una dirección ibérica.

La serie comienza en un pequeño depósito plio-cuaternario de arcillas rojas al W de Náquera, en las proximidades del Sanatorio de Porta Coeli. La edad de los materiales cuaternarios suscita la controversia a falta de restos paleontológicos susceptibles de datación.

Algunos autores (MARTINEZ GALLEGO *et al.*, 1987, IGME, 1974b) encuentran testigos de las tres fases pleistocenas. Para ellos, los depósitos del Pleistoceno Inferior aparecen en forma, bien de costra zonada, en cuyo caso se desarrollan normalmente por encima del Mioceno calcáreo, bien de mantos compuestos por un conglomerado de cantos calizos y arenisca con matriz arcillo-arenosa y cemento calcáreo (IGM, 1974b). Se encuentran adosados a los relieves mesozoicos septentrionales de la cuenca del Carraixet, descendiendo desde los 200 m hasta los 100-80 m. El Pleistoceno Medio asoma, en cotas inferiores, como una continuación de los niveles encostrados anteriores, formando una orla que alcanza, en suave pendiente el Barranc del Carraixet. Litológicamente se compone de arcilla roja con cantos aislados, y, al igual que el Pleistoceno Inferior, presenta encostramiento. De origen similar son los mantos de arroyada, pertenecientes al Pleistoceno Superior que forman una nueva orla apoyada indistintamente sobre formaciones mesozoicas, cenozoicas y cuaternarias antiguas. Consisten en materiales detríticos sueltos compuestos por arcillas rojas con niveles de cantos.

Según otros autores (PEREZ CUEVA, 1988; ESTRELA, 1989, 1990, IGME, 1973) los depósitos del Pleistoceno Inferior han sido erosionados. ESTRELA (1990) distingue, no obstante, en la sedimentación del Pleistoceno Medio, un nivel degradado hacia las partes distales de estos abanicos. Esta cuestión será discutida en apartados

posteriores (cuando se trate la geomorfología del piedemonte de Bétera).

Por el momento, cabe destacar que independientemente de la edad pleistocena relativa que se les atribuya, la composición litológica no varía. Además, según todos los autores, los depósitos hasta el Pleistoceno Medio (inclusive), están encostrados y a partir de este periodo el material aparece suelto.

Característico del Pleistoceno Superior son las arcillas provenientes de la descalcificación lenta de las calizas de páramo. Se localizan en cubetas aisladas en el interior de los materiales miocenos de la plataforma de Burjassot-Llíria.

Por su parte, la sedimentación holocena está representada por i) coluviones de arcillas arenosas rojas con cantos de caliza dispuestos, caóticamente, alrededor de los relieves terciarios, ii) depósitos de terraza aluvial en las márgenes fluviales, iii) limos arenosos, grises y parduzcos en el último tramo de la cuenca, enlazando con el llano de inundación del Turia, iv) limos arenosos negros ocupando las zonas de marjal por su parte externa, v) un cordón dunar en la desembocadura. En la playa la acumulación es en su totalidad de arenas muy finas, pues las pequeñas gravas existentes están muy diseminadas y no suelen pasar de 5 cm de diámetro (SAIZ BUENDIA, 1971). ROSSELLO (1963) habla, además, de un banco conglomerado blancuzco en la Torre (NW de Alboraiá), lo que señala la existencia de sedimentos más antiguos en este sector de playa.

En síntesis, la cuenca del Barranc del Carraixet constituye un espacio litológico predominantemente calcáreo (33%) (fig 2.10) derivado de las calizas y dolomías mesozoicas de la Serra Calderona y los bancos pontienses de la plataforma Burjassot-Llíria. Las areniscas rojas o rodenos constituyen el otro componente fundamental (24%): las denominadas en la cartografía geológica  $T_{G1}^a$  o facies Röt (20%), compuesta por alternancia de argilitas y areniscas, y la  $T_{G1}^s$  (4%) formada únicamente por areniscas.

Los materiales cuaternarios (40% de la superficie) rellenan la fosa tectónica existente entre la Serra de Calderona y la plataforma calcárea Burjassot-Llíria. Una parte importante (22% del total) está constituida por mantos aluviales encostrados cuya coalescencia ha dado lugar al piedemonte de Bétera (PEREZ CUEVA, 1989). Detritos sueltos de origen coluvial-aluvial, formados por arcillas rojas, arenas y cantos se disponen, a modo de orla, alrededor de este piedemonte. El último tramo de la cuenca, integrado en su mayor parte por limos grises y negros, termina con las arenas del cordón dunar (IGM, 1974b).

### 2.2.3. UNIDADES GEOMORFOLOGICAS

La cuenca del Barranc del Carraixet presenta una variada configuración geomorfológica. Localizada inmediatamente al norte de la del Turia, aparece como un conjunto desconectado topográficamente de dicho colector (CARMONA, 1990) por el escalón tectónico septentrional de la plataforma Burjassot-Llíria (PEREZ-CUEVA, 1988).

Encrucijada tectónica y zona de transición de los relieves de la Calderona a la llanura costera valenciana, la cuenca del Carraixet se articula en un espacio disimétrico con fuerte control estructural.

Se pueden distinguir cuatro unidades geomorfológicas básicas (fig. 2.11):

i) La zona montañosa septentrional conformada por el gran anticlinal de litologías mesozoicas de la Serra Calderona.

ii) Un sector intramontano fracturado y hundido sobre el que se desarrollan los abanicos aluviales del piedemonte de Bétera.

iii) La plataforma miocena de Burjassot-Llíria que, situada en el sector meridional de la cuenca, actúa de divisoria de aguas con el Turia.

iv) La llanura litoral.

De cuatro unidades, tres de ellas (*i*, *ii*, *iii* y *iv*) ocupan la mayor parte de la cuenca, mientras *iii* apenas aparece en el flanco meridional de la misma. En consecuencia, los relieves mesozoicos, el piedemonte de Bétera y la llanura litoral serán tratados con mayor detalle. En cuanto a la plataforma de Burjassot-Llíria, solamente remarcar que se trata de una vasta superficie calcárea localizada entre Burjassot, Bétera, Llíria y el río Túria. Tiene su origen en el Terciario y está formada por una serie sedimentaria marina, coronada por calizas lacustres equivalentes a las facies "páramo" de la Meseta (PEREZ CUEVA, 1988). A raíz de la última fase de distensión alpina ha sufrido bruscas rupturas. En la actualidad se presenta como un plataforma tabular atacada por procesos de disolución cárstica.

#### 2.2.3.1. EL SECTOR SEPTENTRIONAL: RELIEVES MESOZOICOS DE LA SERRA DE CALDERONA.

La parte norte de la cuenca está integrada por la vertiente meridional de la Serra de Calderona. Esta larga alineación montañosa está flanqueada por los valles del Palancia y Turia/Carraixet, conecta por el NW con el domo de Javalambre (SIMON, 1984) y desaparece bruscamente entre Sagunt y Puçol, merced a sucesivos escalones tectónicos.

En el sector de calderona que drena hacia el Carraixet predominan las areniscas del Buntsandstein y las dolomías del Muchelkalk en el sector occidental, mientras en el oriental lo son las calizas jurásicas, preferentemente del Lías y Dogger, junto con algunos afloramientos margo-arcillosos del Keuper (ver apartado 2.2.2.2).

Las diferentes fases de la orogenia alpina, así como la actividad tectónica reciente han acortado la cobertura dando lugar a pliegues suaves y pliegues en "rodilla" con intensa fracturación. Las áreas de ondulación suave corresponden a la deformación de bloques rígidos que, en general, podrían considerarse de estilo jurásico, con muchas reservas. A menudo aparecen morfologías en domos,

como El Pinar o la Penya Roja, y depresiones circulares. Los domos rompen la linealidad de las estructuras a escala local (por ausencia de ejes definidos) sobre todo en la parte más oriental de la sierra. Asociados con los pliegues en "rodilla" aparecen una serie de cabalgamientos de bajo ángulo, fundamentalmente en la vertiente suroeste del macizo de Porta Coeli que permitirían hablar de un estilo alpino-típico, aunque muy modesto (IGM, 1974a).

Sin embargo, son las estructuras de fractura las que definen con más fidelidad las características del paisaje. En este sentido, PEREZ CUEVA (1988) propone un esquema de evolución tectónica representado por un anticlinorio desarrollado durante la fase principal de compresión de la cadena, desmantelado bajo la penillanura fundamental y vuelto a elevar como *horst* disimétrico durante la última distensión. La actividad neotectónica ha continuado durante el Cuaternario (SIMON, 1984) con la elevación progresiva del relieve de Náquera (MARTINEZ-GALLEGO *et al.*, 1987), la reactivación de antiguas fracturas (GOY y ZAZO, 1974; GOY *et al.*, 1987, PEREZ CUEVA, 1988) y el basculamiento de los bloques fallados (MARTINEZ GALLEGO *et al.*, 1987).

Todo ello configura un estilo típicamente germánico en la parte septentrional del Barranc de Carraixet. El relieve compartimentado en bloques se dispone en gradería hacia el litoral hasta desaparecer bajo el aluvionamiento cuaternario del escalón costero de Burjassot-Xilxes. No obstante, algunos bloques emergen en el mismo llano costero (cerros miocenos al W de Massamagrell y Museros, y cerros triásicos del Puig) al norte de la zona de estudio.

Los procesos geomorfológicos sobre los mencionados bloques elevados ha propiciado el modelado de las vertientes. Para PEREZ CUEVA (1988) el ambiente morfogenético de las vertientes en la región guarda una estrecha relación con la fracturación pliocena, "en el sentido de que esta fué capaz de crear unos desniveles que propiciaron su desarrollo durante el Pliocuaternario", y con la existencia de litologías duras. En las laderas también son características acumulaciones sedimentarias que



llevan a considerar los estadios glaciales como episodios de fuerte suministro de materiales desde las vertientes a los cauces (con formación de terrazas y progradación de los abanicos aluviales costeros) y las fases interglaciales como momentos de incisión de la red fluvial e inicio de la formación de glaciares.

En la Serra Calderona aparecen varias morfologías, entre las que destacan las vertientes estructurales de dorso de cuesta, las de cantil-talud, y las que presentan convexidad en la cumbre.

i) Las vertientes estructurales de dorso de cuesta son características de la tectónica germánica. Se desarrollan en bloques monoclinales protegidos por un reverso resistente. Aparecen, sobre todo, en las cuencas altas de los barrancos de Olocau, Pedralvilla y Náquera, coincidiendo con las mayores extensiones de areniscas del Buntsandstein. No obstante, vertientes de dorso de cuesta aparecen indistintamente sobre roquedo calcáreo o silíceo. Presentan una pendiente importante que, a menudo, coincide con la del buzamiento de los estratos. Este tipo de laderas, fruto de la intensa fracturación alpina, no ha permanecido ajena a la actividad neotectónica. El levantamiento reciente, al que se ha visto sometido toda la zona, ha supuesto la intensificación de la incisión fluvial sobre unos dorsos de cuesta de disposición cada vez más caótica. Así sucede en los macizos de la divisoria de aguas entre el Barranc d'Olocau y el de Zafra, desde el Coll de Martí al Colmenar. También son frecuentes en la margen izquierda del Barranco de la Hoya (Collado de las Lumbres), o en la margen derecha del Barranc d'Olocau, entre Alonso y Maimón (Cuevas de Alonso, Terretes Blanques y la Quebrantada). En la cabecera del Barranc de Pedralvilla, entre el Barranco de Bigueta y el de Saragutillo, destacan vertientes estructurales de perfil recto desarrolladas sobre

areniscas. Por último nombraremos las laderas de Monteamor y del Barranco Deuto (proximidades de Náquera) labradas sobre rodenos.

*ii)* Un segundo grupo de vertientes corresponde al tipo de cantil-talud. Pueden estar labradas sobre litologías homogéneas o heterogéneas. Cuando el roquedo es heterogéneo el cantil está formado por materiales más resistentes que el talud, dando lugar a lo que se denomina *cap-rock*. PEREZ CUEVA (1988) encontró que el *cap-rock* es el más frecuente para las sierras de Espadà y Calderona por la alternancia litológica. En efecto, este sector de la cuenca alta del Barranc del Carraixet presenta, a menudo, impresionantes cantiles de material resistente coronando taludes más deleznable, con muestras de erosión diferencial y remoción basal. Este tipo aparece a menudo asociado a las vertientes estructurales de dorso de cuesta desarrolladas sobre bloques monoclinales. La cara opuesta al reverso (frente) adopta la forma cantil-talud. Es frecuente encontrarlas en las cuencas alta del Barranc d'Olocou (entre la población del mismo nombre y Marines), Pedralvilla (donde destacan potentes cantiles de areniscas sobre taludes más o menos rectos de calizas jurásicas) y Nàquera (en las proximidades del pico del Reixó y els Trencalls, sobre areniscas y argilitas).

Laderas de cantil-talud sobre litología homogénea, aunque escasas, se encuentran algunos ejemplos en la Peña (Marines) evolucionados a partir de areniscas. Se trata de vertientes de aspecto uniforme con taludes rectos que entroncan con dos niveles de terraza. También en la cabecera del Barranco de la Hoya aparecen algunas laderas de perfil recto y uniforme, donde se vislumbran cantiles muy poco diferenciados.

*iii)* Otro grupo de laderas, en ausencia de cantil, presentan una convexidad en la parte

superior. Se desarrollan sobre una base litología homogénea y pendientes medias suaves y convexidad basal. Son frecuentes sobre los materiales plegados jurásicos que aparecen en la cuenca media-alta del Barranco de Portacoeli, a la altura del monasterio del mismo nombre. También son de este mismo tipo en el Barranc de Nàquera, sobre las areniscas rojas del Moncudio, Puntal del Meliquet, Penya Roja, etc.

Independientemente de la forma de las ladera, la desestabilización de mismas por erosión progresiva de la base provoca deslizamientos de masa. Durante las lluvias torrenciales de diciembre de 1989, ocurrieron en el Carraixet deslizamientos a pequeña escala, como el del la Font del Poll (sobre argilitas).

La combinación de todos los elementos mencionados configura un paisaje abrupto, de disposición caótica y abundantes y fuertes rupturas de pendiente. La toponimia recoge estos elementos: *Puntal del Reixó, Puntal de les Forques, la Crebantada, Penyes Altes, Penya Roja, Coll de la Vinya, el Portillo, Cerro del Campillo, Lloma de la Pelada, Lloma de la Molinera, la Mola...*

También la litología tiene una traducción toponímica: *Puntal Blanc, Terretes Blanques, Piedras Blancas, Penya Roja, Rodeno del Nacimiento, Rodeno de la Vella, Corral del Rodeno, Camí del Rodeno...*

Exposición y orientación: *La Solana, Camí de la Solana, Barranc de l'Ombria, Ombria de Portillos...*

La circulación subterránea se puede apreciar en la gran cantidad de fuentes y surgencias: *Font de Sant Antoni, Font del Poll, Font del Llentiscle*, etc. El nombre genérico predominante en la hidrología superficial es *barranc*, muchas veces asociado a características de la vegetación (*Barranc de la Xara, Barranc de la Garriga, Barranc de la Carrasca...*) o antropónimos de oficio (*Barranc del Campaner, Barranc del Teixidor...*) o de los lugares por los



que pasan (*Barranc de Náquera, Barranc d'Olocau, Barranc de Porta-celi*) (ALVIR, 1990).

Por último, no faltan los procesos geomorfológicos en las referencias toponímicas al paisaje natural (*Les Solsides, La Crebantada, La Cova Fumada, Coves d'Alonso*), además de topónimos de vegetación (*La Xara, La Garriga, Les Murtreres*) y fauna (*Les Aguilletes, Barranc del Llop, Font del Verro*).

#### 2.2.3.2. EL SECTOR INTRAMONTANO: PIEDEMONT DE BETERA

Al sur de la Serra Calderona se localiza la segunda unidad geomorfológica de la cuenca del Barranc del Carraixet. Es un sector intramontano hundido, flanqueado por el escalón Higuieruelas-Puçol en la parte septentrional y por la falla que interrumpe la plataforma Burjassot-Llíria en la meridional. El hundimiento de este sector ha propiciado la formación de abanicos aluviales coalescentes, origen del piedemonte de Betera.

El corredor tectónico intramontano se ha desarrollado a partir de una superficie de erosión villafranquiense labrada sobre materiales blandos terciarios (BRINKMANN, 1931; GOY *et al.*, 1974; MARTINEZ GALLEGO *et al.*, 1987; PEREZ CUEVA, 1988). "Desde muy temprano se creó un *graben* disimétrico que consistió en un antiguo lago o albufera pliocenos, marco adecuado para la organización del Barranc del Carraixet" (PEREZ CUEVA, 1988).

Además de dirigir la localización espacial de los abanicos, la fracturación y desnivelamiento de bloques influye en el desarrollo de los mismos. En este sentido, el reajuste neotectónico de bloques introduce cambios en el nivel de base de la red. La acreción/disección de los abanicos (mediante deposición o encajamiento circunscritos a áreas determinadas de la superficie del cono) constituyen aspectos relacionables con estos reajustes. Los reajustes tectónicos cuaternarios afectan sobre todo al sistema de abanicos del sector de Náquera. MARTINEZ GALLEGO *et al.* (1987) encuentran en estos abanicos un encajamiento

progresivo que sugiere una velocidad de elevación del relieve de Náquera a suaves impulsos, permitiendo a los cauces principales encajarse y formar otro abanico aguas abajo.

\* *Factores deposicionales y episodios morfogenéticos*

PEREZ CUEVA (1988) distingue dos tipos de depósito. Por una parte están los propios de abanicos aluviales, en sus facies de *water-laid* y *debris-flow*. Asigna a la primera subfacies depósitos *channel-bar* de gravas heterométricas y subredondeadas a subangulosas, así como algunos *sieve-deposits*; a la segunda subfacies atribuye capas de arcillas y limos rojizos y ocres con intercalaciones de cantos o gravas. Un grado avanzado de encostramiento afecta al conjunto de sedimentos. Sobre este primer tipo de depósito se superpone, cubriéndolo o encajándose en él, un segundo tipo de materiales con dos subfacies semejantes a las descritas pero con un grado de encostramiento casi nulo. Se trata de depósitos torrenciales que progradan tras un periodo de incisión de los abanicos anteriores.

Por su parte ESTRELA (1990) establece dos niveles de abanicos (además de la sedimentación holocena), A2 (Pleistoceno Medio) y A1 (Pleistoceno Superior), en función del tipo de depósito, su disposición y relaciones geométricas que se correlacionan por topografía y facies, con los niveles G2-T2 y G1-T1 (Pleistoceno Medio y Pleistoceno Superior respectivamente) de las áreas contiguas del Palancia, Mijares o Turia. En este sentido el nivel A2 puede correlacionarse con depósitos de terraza de paleocanchales de áreas próximas, consideradas como risienses. Por su parte el nivel A1 enlaza con la terraza T1 del Barranc del Carraixet.

De acuerdo con ESTRELA (1990) y con nuestras observaciones de campo, el nivel correspondiente al Pleistoceno Medio (A2) presenta facies típicas de depósitos de abanico (*water-laid, mass-flow, debris-flow, y mud-flow*). La variación longitudinal de facies se puede seguir con facilidad en el cono del Barranc de Porta-Coeli en el

cual predominan *debris-flow* (con cuerpos de gravas, y cantos subangulosos sellados a techo por una costra laminar) en la parte apical, y *water-laid deposits* y depósitos de inundación (en su mayor parte limos y arcillas) por desbordamiento o por escorrentía en lámina - *sheet-flood-*, en las partes medias y distales.

El nivel correspondiente al Pleistoceno Superior (A1) suele aparecer encajado en el más antiguo. Enlaza lateralmente con la terraza T1 del Barranc del Carraixet. Litológicamente no existen variaciones respecto del nivel anterior, si bien los cantos presentan menor redondo, heterometría y ausencia de encostramiento. Dominan las facies relacionadas con medios fluviales de tipo *braided*.

De todo lo expuesto anteriormente se deducen tres etapas, plenamente cuaternarias, en la evolución geomorfológica del área (ESTRELA, 1990). Durante el Pleistoceno Medio se formó el nivel A2, el más amplio en el sector. La costra que sella la serie sedimentaria evidencia condiciones de estabilidad morfogenética. Tras un periodo de incisión, se produce durante el Pleistoceno Superior la construcción de los abanicos A1, encajados aguas abajo de los anteriores. Su proceso de formación no es tan amplio ni importante como en los del Pleistoceno Medio, y, además, su preservación es menor debido a la falta de cementación. A esta segunda etapa pertenecen también una serie de pequeños conos adosados a los relieves mesozoicos en la divisoria de aguas entre el Barranc de Pedralvilla y el de Porta-Coeli y entre éste último y el Barranc de Náquera. Su origen se debe a la reciente elevación por neotectónica de estos bloques montañosos y se superponen los abanicos más antiguos de los barrancos de Pedralvilla y Porta-Coeli. Por último el tercer episodio durante el Holoceno se extiende un período de estabilidad previo a la incisión reciente que está experimentando la red de drenaje.

Los conos del piedemonte de Bétera se caracterizan por presentar canales encajados a lo largo de todo su perfil longitudinal. En la actualidad se encuentran en la fase

definida por RACHOCKI (1980) como *excess stage*, con una tendencia claramente erosiva. Con respecto al modelo de HARVEY (1987) se les puede incluir en los tipos D y E (apartado 2.1.2, fig. 2.1), habida cuenta que presentan una disección generalizada con abundantes irregularidades en el canal. Según el autor este tipo de perfiles es común en el SE español, y aparece relacionado con la existencia de costras. El origen del punto de intersección (*headcut*) tiene que ver con el umbral crítico de competencia de la corriente, dentro del contexto de morfología e historia evolutiva del cono. Cuando la competencia del curso de agua aumenta (debido a un incremento de pendiente) se suele compensar con un aumento en la anchura del canal. Ahora bien, si este proceso de ampliación del lecho se ve limitado por la presencia de costras duras, tendrá lugar una mayor incisión, "el papel de la costra parece ser confinar el canal durante los procesos de incisión, y, de esta forma, concentrar el poder de la corriente en el punto de intersección" (HARVEY, 1990).

En definitiva, según este mismo autor (1989) condicionantes tales como presencia de encostramientos, lechos relativamente estrechos y reducción en la disponibilidad de materiales favorecen la disección del abanico. El área que nos ocupa participa de todos estos condicionantes. Por una parte un nivel encostrado general cubre a techo los abanicos del Pleistoceno Medio y aparece en algunos tramos de los del Pleistoceno Superior (ESTRELA, 1990). La existencia de esta costra dificulta, a su vez, el ensanchamiento de los canales, incrementando el poder de incisión de la corriente. Por otra parte, la disponibilidad de material se ha visto notablemente reducida durante el Holoceno, en comparación con el Pleistoceno. Además, el cambio progresivo de sedimentos tipo *debris-flow*, durante los periodos de progradación, a depósitos fluviales, en las fases de disección, ha acentuado los contrastes entre la pendiente del cono y la del canal. La reunión de todas estas particularidades hacen de los conos de Bétera ejemplares especialmente sensibles a los umbrales erosivos.

Por último, destacar los numerosos paleocauces que surcan la superficie de los abanicos, así como a la intensa acción antrópica a la que se han visto sometidos. Los canales relictos ponen de manifiesto una organización antigua de la red distinta de la actual. Son propios de la evolución de los abanicos durante la fases progradantes en las que el cauce principal divaga entre diversos lechos, remodelados con cada nuevo aporte importante de sedimentos. La densidad de paleocauces es mayor en los conos del Barranco de Náquera, en relación con la intensa actividad neotectónica a que se ha visto sometida toda el área. La elevación de los relieves obliga a la red de drenaje a una constante reacomodación, de acuerdo con los condicionantes de cada momento. Ello da lugar a fenómenos tales como migración de canales, capturas, cortes de meandros, etc., con el consiguiente abandono de los cauces no funcionales.

En cuanto a la intervención antrópica, todo el piedemonte está en explotación agrícola, con la deforestación y abancalamiento de la superficie que ello supone. Existe una diferencia clara en el tipo de cultivo entre los niveles encostrados de los abanicos antiguos (A2) y los de material no consolidado (A1). En los primeros abunda el secano, mientras que en los segundos domina el regadío. A la intervención humana sobre la superficie del cono hay que añadir el aprovechamiento agrícola de vaguadas hidrológicamente funcionales y cauces de fondo plano; así como la actuación directa sobre los cauces, mediante cultivo, extracción de áridos, vertidos de desperdicios, etc.

#### *\* Caracterización tipológica de los conos del piedemonte*

Una vez analizadas las características de los conos, procede definirlos dentro de una tipología que sintetice sus rasgos fundamentales.

Atendiendo al régimen de alimentación, SCHUMM (1977) distingue abanicos secos formados por corrientes efímeras y conos húmedos ligados a flujos perennes. Esta catalogación "no se adapta a nuestra realidad, ya que conos húmedos

originarios se encuentran actualmente surcados por corrientes espasmódicas" (MATEU, 1982). No obstante, los abanicos del piedemonte de Bétera pertenecen a la categoría de "conos secos".

BULL (1964), diferencia entre conos de origen tectónico, caracterizados por grandes acumulaciones de material, y los que se forman por encajamiento y construcción de un segundo cono en las partes distales del primero. En la zona que nos ocupa tenemos ejemplos de los dos tipos. Son de origen tectónico tanto los abanicos del Pleistoceno Medio que conforman la primera orla sedimentaria pegada al frente montañoso, como los pequeños conos del Pleistoceno Superior, adosados a los relieves que actúan de divisoria de aguas entre el Barranc de Pedralvilla y el de Porta-Coeli, y entre éste último y el de Náquera(\*). En el primer caso actúa la tectónica alpina y en el segundo los movimientos recientes de elevación del citado retablo montano.

HARVEY (1986, 1990), atendiendo al estilo de disección, reconoce conos simples que presentan trincheras en la cabecera, acumulación basal, escasa diferencia de pendiente entre la superficie del cono y la del canal y cauces anchos, y conos complejos cuyo atrincheramiento no se da sólo en cabecera (pudiendo existir incluso disección distal), poseen una costra superficial, fuertes ratios de gradiente cono/canal y cauces relativamente estrechos. Según estos criterios el piedemonte de Bétera está conformado por "conos complejos".

SEGURA (1990), en el norte del País Valenciano hace una primera distinción entre los conos edificados en las fosas prelitorales y los acumulados en los llanos litorales. Normalmente los primeros son de mayor envergadura, mientras que en la franja litoral son más pequeños y forman auténticas aceras aluviales coalescentes. En este último caso establece dos subtipos: los que

---

(\*) Estos conos se superponen lateralmente sobre el flanco izquierdo de los abanicos antiguos de los barrancos de Pedralvilla y Porta-Coeli.

progradan y los que se solapan. En el primer caso se trata de abanicos aluviales cuyo ápice no coincide, ya que cada vez se sitúa más hacia el mar, y en el segundo caso concurren los ápices de los conos pleistocenos. Atendiendo a esta tipología, en el piedemonte de Betera podemos encontrar ejemplos de varias clases. La distinción principal se establece entre el abanico edificado por la propia rambla y los que pertenecen a los afluentes principales. El primero muestra mayor envergadura que los segundos. En ambos casos la coalescencia de las partes distales origina una auténtica acera aluvial. Para los conos interiores (correspondientes a los barrancos de Pedralvilla, Cerezo y Náquera) se pueden observar dos niveles de acera, por una parte la que se forma a partir de los abanicos del Pleistoceno Medio (A2), y por otra la que tiene lugar a partir de los del Pleistoceno Superior (A1), encajados en los anteriores.

MATEU (1982) establece una clasificación basada en el régimen de alimentación, el encajamiento, el lugar de acumulación y la forma resultante. Distingue así entre conos fluviales encajados, conos fluviales divagantes, conos torrenciales encajados, conos torrenciales divagantes, paleoconos fluviales encajados y paleoconos torrenciales encajados. De todos ellos son especialmente representativos los conos torrenciales encajados, con deposición distal, y los paleoconos fluviales y torrenciales, caracterizados por ser formas erosionales con remoción basal y ausencia de acumulación.

Según la clasificación de MATEU los abanicos del piedemonte de Betera pertenecen a la categoría de "paleoconos torrenciales", esto es, con alimentación intermitente, lecho encajado en cabecera y remoción basal, llevada a cabo por el canal principal que discurre perpendicular a la base de los mismos. Llegados a este punto cabría una pequeña diferenciación entre los conos formados por los afluentes (Pedralvilla, Cerezo y Náquera) y el del Carraixet. Los primeros corresponden claramente al tipo mencionado, mientras que en el abanico del Carraixet,

si bien las tendencias son las mismas que en sus afluentes, el desmantelamiento no está tan avanzado. En este caso, no existe un canal de orden superior que impida la acumulación en la partes distales. La explicación del encajamiento del lecho debe buscarse en movimientos neotectónicos ligados al juego del escalón Burjassot-Xilxes, o incluso en cambios eustáticos (además de la ya consabida reducción en la disponibilidad de materiales).

En resumen, el piedemonte de Bétera --un pasillo intramontano y hundido-- propicia el desarrollo de grandes conos aluviales, coalescentes en sus partes distales. Muestran dos fases principales de progradación ligadas al Pleistoceno, seguidas de un etapa erosiva en el Holoceno, que se prolonga hasta la actualidad. Los conos presentan una incisión generalizada relacionada con la neotectónica, la reducción de material disponible y con la presencia de costras duras y lechos relativamente estrechos, además de la intervención antrópica.

Desde el punto de vista de la generación de escorrentía interesa destacar tres aspectos importantes:

*i)* La presencia de un encostramiento generalizado que cubre a techo el nivel A2 del Pleistoceno Medio supone una superficie permeable con ratios de infiltración similares a los de los relieves calizos mesozoicos y cenozoicos. El encajamiento de los cauces en esta superficie da lugar a cauces irregulares y escalonados, que suponen puntos críticos para la corriente e implican constantes cambios de velocidad.

*ii)* Por otra parte la existencia de numerosos paleocauces, además de hablar de una organización antigua de la red diferente a la actual, muestra posibles vías de avenamiento que pueden ser retomadas por el agua en caso de sucesos extremos.

*iii)* A todo ello, es imprescindible añadir la intervención del hombre, que ha cultivado intensamente toda la zona, destruyendo parte de la



costra y cambiando la pendiente de los conos por abancalamiento sistemático de los mismos. Además, algunas vías de comunicación pueden obstruir puntualmente el drenaje natural.

#### 2.2.3.3. LA LLANURA DE INUNDACION

El llano de inundación del Carraixet presenta forma de herradura disimétrica abierta al mar: la margen izquierda es más estrecha y elevada que la derecha. Dicha disimetría obedece a razones tectónicas que provocan el hundimiento del escalón costero Burjassot-Xilxes, al tiempo que pequeñas fracturas transversales a este eje son el origen de espacios deprimidos como es el caso del llano del Carraixet.

A partir de Sant Isidre de Benageber, el cauce principal se encaja en el cono por su margen derecha, como respuesta a una topografía más baja. Ello provoca que el inicio de la llanura de inundación esté más cercano al mar en la margen izquierda (a la altura de Vinalesa), donde el cono ha alcanzado un mayor desarrollo, mientras que en la margen derecha se sitúa más hacia el interior, concretamente en el arco mioceno de Alfara del Patriarca, Moncada, Rocafort, Godella y Burjassot.

Se configura así un espacio de reducidas dimensiones sobre el que se sitúa el tramo final del Carraixet, junto con otros elementos de drenaje que se especificarán más adelante.

#### *\* Geometría y morfología del llano de inundación del Carraixet*

La combinación de los elementos que componen la geomorfología de cada llanura de inundación configura un espacio tridimensional. Si a este espacio añadimos vegetación e infraestructuras antrópicas, obtenemos lo que LEWIN y MANTON (1975) denominan geometría efectiva. El estudio de la geometría efectiva de las llanuras constituye un tema crucial para el conocimiento de las posibles pautas

del flujo desbordado. No existe una única relación entre el grado de inundación y la magnitud del flujo, de manera que, en ocasiones, determinadas partes de la llanura pueden ser inundadas en las primeras fases de una avenida, o en avenidas de escasa magnitud, por la reactivación de algunos elementos geomorfológicos relictos (como cauces abandonados) y, sobre todo, por la propia geometría del espacio. Por ello los esfuerzos dirigidos a conocer la disposición tridimensional de los ámbitos inundables son cada vez más frecuentes.

El estudio geométrico y geomorfológico del llano de inundación del Carraixet se llevó a cabo fotointerpretación, el reconocimiento directo del terreno y de levantamientos topográficos detallados.

Definir los límites de la llanura resulta tarea harto difícil por la coalescencia meridional con la del río Turia y con la de los barrancos de Moliner, Cabés Bort, Calderona, etc. por el norte. En efecto, al igual que los abanicos aluviales coalescen formando una auténtica acera aluvial costera, también se solapan sus espacios inundables respectivos. De hecho con ocasión de grandes avenidas, como la acaecida en octubre de 1957, la descarga hídrica de estos cursos fluviales constituye un gran manto desbordado sobre la llanura litoral: "Toda la margen izquierda del río (Turia) a su paso por la ciudad (Valencia) está inundada en una extensión de varios kilómetros, unidas las aguas del Turia y las del Carraixet" (..) "El Barranc del Carraixet y todas las ramblas y torrenteras de la comarca valenciana se han salido de madre, en tal forma que al desembocar al mar este gigantesco río, formado por la unión de todos esos cauces desbordados, tiene una anchura de ocho kilómetros de caudal feroz e impetuoso" (LAS PROVINCIAS, 1958).

Quizás sea este hecho lleva a ALONSO PASCUAL (1957) a extender el llano de inundación del Carraixet desde Tavernes Blagues hasta Massamagrell, en función de la inundación ocurrida el 28 de Septiembre de 1949. Sin embargo, esta afirmación debería ser contemplada con precaución, puesto que en el trabajo en cuestión, el autor

no tiene en cuenta las torrenteras y barrancos situados entre el Carraixet y el Palancia, que, con un corto recorrido y fuertes pendientes alcanzan el mar desde la Serra de Calderona. Estas pequeñas cuencas funcionan simultáneamente al Carraixet en la mayoría de las ocasiones. Cuando los cauces alcanzan el llano pierden su morfología y el aporte hídrico deja de estar confinado. El flujo concentrado se convierte de esta manera en un manto de agua que vierte al mar conjuntamente con las aguas desbordadas del Carraixet.

Durante la avenida de 1957, los "ocho kilómetros de caudal feroz e impetuoso", del que se habla en Las Provincias, llegaría desde el Turia hasta Meliana aproximadamente. Es conveniente destacar que en esta ocasión los cursos de agua que se salieron de madre fueron fundamentalmente el Turia y el Carraixet. El primero padeció dos ondas de avenida durante el día 14 de Octubre, una desde las cero horas hasta las dos de la madrugada y la otra hacia el mediodía. El segundo pico coincidió con el del Carraixet, que empezó a inundar Alboraiá hacia las trece horas del día 14. Sin embargo, a Massamagrell no llega la avalancha hasta las dieciseis horas (conforme la tormenta se va desplazando hacia el norte y empiezan a funcionar los pequeños barrancos secundarios). Los problemas en este municipio afectaron sobre todo al Raval, cruzado por una torrentera. Por su parte Meliana sólo tuvo que lamentar inundaciones en las huertas lindantes con el término de Alboraiá y Almácer, como consecuencia del desbordamiento del Carraixet. El límite norte aproximado del llano de inundación de este barranco oscilaría entre Meliana y Massamagrell (en función de la altura de la lámina de agua) coincidiendo con las mayores pendientes del abanico Al del Carraixet. Por el Sur, existe un escalón topográfico correspondiente a la terraza  $T_1$  del Turia (CARMONA, 1990) que puede considerarse como divisoria de aguas.

Tenemos así una superficie de unos 50 Km<sup>2</sup> de extensión, cuya configuración topográfica se refleja en la

figura 2.12. El trazado de las isohipsas marca una clara disimetría entre el elevado flanco izquierdo de la llanura y el derecho, deprimido. La figura 2.13 compara dos perfiles longitudinales, correspondientes a cada uno de los flancos. El perfil L1-L1', localizado en la margen izquierda, posee una pendiente del 0,58%. Este valor es el resultado de promediar el tramo final del abanico A1 del Carraixet (cuyo material está compuesto por mantos de arroyada no consolidado) con una pendiente del 0.68%, y el sector restante, que con una inclinación del 0,51% forma parte ya de la llanura aluvial propiamente dicha, edificada sobre limos pardos. El perfil L2-L2' se sitúa en la margen derecha, sobre limos grises de inundación y presenta una pendiente media menor, entorno al 0,34%. La distinta pendiente longitudinal de la llanura supone una primera aproximación al comportamiento hidráulico de la misma. Comparativamente el flanco izquierdo --de mayor inclinación y morfología cóncavo-recta-- inferirá mayor velocidad al agua, mientras el derecho --de pendiente escasa y ligera concavidad-- dificultará el movimiento y favorece retenciones y encharcamientos superficiales. En definitiva la margen izquierda recoge menos caudal que la derecha.

El segundo protagonista es el cauce . Apenas penetra en la llanura, a partir del Alfara del Patriarca, aparece totalmente intervenido por el hombre. El lecho, que hasta esta población discurría encajado en su propio cono, con una morfología *braided* muy marcada, regulariza su trazado y su sección, hasta convertirse en un cauce alineado y angosto, de mayor profundidad y menor anchura.

El llano de inundación muestra una geometría convexa derivada de la construcción de diques naturales (*natural levees*) o motas en ambas orillas. Dichos diques han elevado el curso fluvial respecto de la llanura dando origen a cuencas marginales (CARMONA, 1989) en los ambientes más alejados del canal. Las curvas de nivel muestran: (i) una depresión en la banda derecha de la llanura, desde una vaguada conocida como *marjal de Montcada*, hasta el mar, pasando por el sur de Carpesa, Tavernes Blanques y

Alboraia, y (ii) una depresión en el flanco izquierdo que tiene su origen entre Vinalesa y Mirambell y alcanza su mayor amplitud entre Meliana y Almàssera. CARMONA (1989) define estas depresiones como "espacios cóncavos con la cota más baja de la llanura, varios metros por debajo de los canales fluviales; estas cuencas son inundadas periódicamente por las aguas de desbordamiento del río; la baja topografía, la proximidad del nivel de base y la ocasional formación de barras de sedimentos paralelas a la costa dificultan su drenaje, por lo que pueden transformarse en zonas pantanosas o de marjal, e incluso pueden aparecer lagos someros y albuferas allí donde el contexto estructural e hidrológico lo permite".

Cabe destacar también la existencia de numerosos cauces de fondo plano, así como fragmentos de canales relictos que se detectan a lo largo de toda la llanura (fig 2.14). Es especialmente significativo el Barranc del Palmaret, cuyo origen se ubica en la plataforma de Burjassot-Llíria. Presenta un lecho de fondo plano definido hasta la población de Massarajos, a partir de la cual pierde la morfología de canal. Su trayectoria hasta el mar puede seguirse a través de las parcelas de cultivo. Desemboca entorno a la Séquia de Vera. Además del Barranc del Palmaret existen otras corrientes de menor importancia, como el Barranc dels Frares, que drenan la plataforma calcárea y vierten sus aguas en la vaguada de la ya citada *marjal de Montcada*. Por lo que respecta a los paleocanales de la vertiente izquierda de la llanura, han sido objeto de numerosas transformaciones antrópicas.

Los diques, ciénagas, paleocauces y vaguadas resultan particularmente visible a partir de perfiles topográficos transversales de la llanura. Con objeto de mostrar lo más claramente posible la sucesión de elementos geomorfológicos, se han ido realizando cortes consecutivos desde el interior hacia la costa.

La secuencia comienza en el portillo que se forma, a la altura de Sant Isidre de Benageber, en la plataforma calcárea de Burjassot-Llíria. Esta sección, representada en

el perfil A-A' de la figura 2.15, no corresponde aún a la llanura de inundación sino al cono A1 del Carraixet. En ella se observa la morfología cóncava del abanico flanqueado en ambos extremos por los relieves miocenos y dos vaguadas en el contacto del abanico con las masas calcáreas. Se trata de vías funcionales de agua que vehiculan los flujos desbordados del Carraixet, a modo de corrientes paralelas o yazoos. En efecto, la geometría convexa del cono impide al flujo que supera las orillas volver al canal, habida cuenta que éstas están un metro por encima de las depresiones laterales. La vaguada del flanco derecho coincide con un paleocauce que recoge aguas desbordadas cuenca arriba, mientras que en la del flanco izquierdo coincide con el denominado Camí Fondo, esto es, una línea de drenaje reacomodada por el hombre como vía de comunicación.

El siguiente corte, B-B', supone un claro exponente de la disimetría de esta llanura. El cauce del Carraixet discurre encajado por la margen derecha del cono (A1). El contacto con la zona más deprimida de la marjal de Montcada consiste en una marcada mota en la orilla derecha del cauce. Entre dicha mota y el *talwed* del canal existe una diferencia de cota de más de tres metros. Esta diferencia aumenta a nueve metros si comparamos el citado dique con la marjal de Montcada. En este punto el lecho del Carraixet circula casi seis metros más alto que la depresión lateral del flanco derecho y el agua desbordada tendría que salvar una altura de nueve metros (teniendo en cuenta el dique) para poder volver al cauce. En el flanco izquierdo de la corriente, el lecho aparece arrinconado contra la parte derecha del abanico en su zona distal. La relativa altura de este sector del perfil señala un menor riesgo de inundación. En la superficie del cono (A1) aparecen algunos paleocauces.

El tercer perfil, C-C' (fig. 2.17), corta la llanura al sur de Carpesa y por el casco urbano de Foios. La convexidad del llano, pese a seguir existiendo, se ha suavizado considerablemente. El canal discurre por el punto

más deprimido del valle (unos 10 m s.n.m.). A ambos lados aparecen cuencas de inundación marginales con una altura de 13 m s.n.m. en el flanco derecho y de 14 m s.n.m. en el izquierdo. Los diques que separan dichas cuencas respecto del cauce están rebajados y apenas destacan un metro por encima de las ciénagas laterales. Tanto la mota como la cuenca lateral de la margen izquierda sobresalen un metro por encima en relación a las formas equivalentes de la orilla contraria. El último corte, D-D' (fig. 2.18), se ubica a unos 1700 m de la costa. Sigue diferenciándose la vaguada de la margen derecha que venimos siguiendo desde Montcada. Está flanqueada por dos diques, con una sobreelevación entre medio metro y un metro, que la separan del lecho del Carraixet en la margen izquierda de la ciénaga, y en la derecha de un canal relicto fácilmente detectable desde el sur de Tavernes Blanques. En cuanto a la porción de la llanura situada en la banda izquierda del Carraixet, destaca el terraplenamiento que está sufriendo este sector. Prueba de ello es su perfil regularizado y la desaparición de la cuenca lateral que aparecía en el corte anterior. Además esta zona está comparativamente más elevada que los puntos diques de la banda derecha, con diferencias de hasta un metro.

Todos estos componentes geométricos vienen determinados por la configuración geomorfológica de la llanura de inundación. En la figura 2.14 puede observarse un esquema interpretativo conexión con la llanura aluvial del Turia (CARMONA, 1990).

En la margen derecha del cauce del Carraixet, el contacto entre la plataforma miocena y la terraza del pleistoceno superior ( $T_1$ ) está delimitada a grandes rasgos por la isohipsa de 25 metros. En la margen izquierda el contacto tiene lugar entre el abanico A1 y los depósitos holocenos. En la llanura de inundación aparecen (i) el nivel equivalente al holoceno inferior ( $T_{0a}$ ) y (ii) el correspondiente del holoceno superior ( $T_{0b}$ ).

El nivel  $T_{0a}$  está compuesto por limos arenosos de inundación. El contacto entre  $T_{0a}$  y  $T_1$  queda reflejado por

un cambio estratigráfico, morfológico y de pendiente a la altura de Vinalesa. Durante el holoceno inferior se edifica además las motas de canal en el contexto ambiental y sedimentario del llano de inundación. Dichas motas son menos evidentes en el flanco izquierdo de la llanura a causa de su avanzado estado de colmatación.

El nivel  $T_{0b}$ , compuesto por depósitos arcillo-turbosos, se superpone al anterior. En la margen izquierda su extensión se reduce a una estrecha franja costera desde la altura de Alboraiia hasta el mar. En la margen derecha, por el contrario, este nivel tapiza la depresión marginal del Palmaret. CARMONA (1989) concreta las características sedimentarias de esta vaguada a partir de los sondeos de soterramiento del ferrocarril. El conjunto deposicional con una potencia de 5 a 7 metros, presenta (i) el paso lateral a bandas horizontales de arena gris y cantos que la autora interpreta como sedimentos de playa y duna de la transgresión flandiense, y (ii) una capa limoarcillosa, propia de espacios inundables, que forma el techo de la unidad sedimentaria. El contacto entre el nivel  $T_{0b}$  y el  $T_{0a}$  se encuentra en el cauce del Carraixet entre Tavernes Blanques y Alboraiia. En los cortes estratigráficos de este tramo, aparecen materiales pleistocenos en la base del holoceno antiguo, totalmente cubiertos por depósitos más modernos aguas arriba. Este hecho junto a un incremento de caudal en este punto hace pensar además en la conexión del cauce con el manto freático.

Por último, las microformas de este llano no han podido ser estudiadas, ya que se hallan prácticamente desaparecidas como consecuencia de la intervención antrópica.

Del análisis de todos los aspectos expuestos se pueden concluir algunos rasgos claves de la configuración geométrica de la llanura de inundación del Carraixet.

i) Llanura convexa con marcada disimetría entre ambos flancos (el derecho aparece en todo momento más deprimido que el izquierdo).



*ii)* Canal principal alineado, estrecho y profundo como consecuencia de la regularización llevada a cabo por el hombre.

*iii)* Existencia de dos cuencas laterales de inundación, una a cada lado del lecho. La ciénaga del flanco derecho, coincide con la marjal de Montcada y constituye el desagüe natural del Palmaret y otros barrancos de menor importancia que drenan la plataforma calcárea de Burjassot-Llíria.

*iv)* Aparecen diques o motas junto al cauce principal. Destaca el construido en la margen derecha del mismo, el cual, en algunos puntos llega a situarse hasta nueve metros por encima de la cuenca marginal de Montcada. Estos diques correlacionables con el nivel  $T_{0a}$  del Holoceno inferior del Turia tienden a ser erosionados por la dinámica fluvial actual.

*v)* Restos de paleocanales, cauces de fondo plano y vías secundarias de flujo han dejado su huella en esta llanura costera.

#### \* *Dinámica de los flujos desbordados*

La conexión entre el caudal vehiculado por el cauce y los flujos de inundación no es tan sencilla como en un principio pudiera parecer. Factores relacionados con las propiedades hidrológicas de cada crecida y el modo en que éstos interactúan con las formas superficiales de la llanura ejercen una influencia considerable en el balance entre caudal aportado por el canal y el desbordamiento en el llano (HUGHES, 1980). Sin embargo, teniendo en cuenta las características individuales de las avenidas y a partir del modelado de la llanura es posible identificar los caminos que seguirán las aguas desbordadas.

Algunos autores como POPOV (1970); LEWIN *et al* (1979) y HUGHES (1980) han estudiado los procesos hidrológicos de desbordamiento y movimiento del agua en la llanura de inundación. A partir de estos trabajos se llega a la elaboración de un modelo cualitativo (HUGHES, 1980) que

considera unos *inputs* procedentes del canal a partir de dos vías: *i*) roturas de las márgenes (*breach flow*,  $Q_{br}$ ) y *ii*) desbordamiento de las orillas (*overbank flow*,  $Q_{over}$ ). Una vez en el llano de inundación, la aguas pueden estacionarse o dicurrir y formar un flujo de retorno hacia el canal (*ebb flow*,  $Q_{ebb}$ ), a través de las mismas rupturas en las márgenes o sobrepasando las orillas. En el trabajo de HUGHES (1980) se detallan las características de estos flujos y los hidrogramas teóricos de cada uno de ellos.

Del modelo propuesto por estos autores se deduce que la dinámica de flujos de inundación debe enfocarse en función de varios factores:

1. El aporte hídrico no canalizado que llega a la llanura ( $Q_{br}$ ,  $Q_{over}$  y posibles contribuciones subsuperficiales y de llanuras adyacentes).

2. La parte de este aporte que retorna al cauce ( $Q_{ebb}$ ).

3. Las vías de paso preferente del agua y los puntos propensos al estacionamiento.

El estudio de estos componentes en la llanura del Carraixet no pasa de ser una primera aproximación cualitativa a los comportamientos hidrológicos potenciales en base a las características geomorfológicas, ya que se carece de estaciones de medición apropiadas.

Constatada esta cuestión, pasemos a examinar las principales vías de entrada a la llanura. Para ello separaremos en primer lugar entre las aguas provinentes del Barranc del Carraixet, las que aportan los barrancos que desaguan en la marjal de Montcada (entre los que destaca el Palmaret) y la contribución de los mantos subsuperficiales.

- i*) El mayor volumen de agua está suministrado por el Barranc del Carraixet. Como ya se ha señalado cabe distinguir entre el flujo que proviene de la ruptura de las márgenes del canal ( $Q_{br}$ ) y el que se origina por desbordamiento de las mismas ( $Q_{over}$ ). No debe existir confusión entre destrucción de márgenes propia de los

momentos de gran energía como consecuencia de la adaptación de la anchura del canal a la descarga hídrica, y los trenques o rupturas de las orillas (*breache*, o *crevasse splay*). En el primer caso se trata de una erosión longitudinal siguiendo el recorrido del cauce, mientras que en el segundo la brecha es transversal a la sección del mismo. El sector más propenso a la ruptura de las orillas se sitúa aguas arriba del núcleo urbano de Sant Isidre de Benageber, a la altura de El Baró (fig. 2.19). Se trata de un punto crítico, inmediatamente anterior a un abrupto ángulo de casi 90° que el canal realiza en las proximidades del citado núcleo urbano. El lecho, de trazado marcadamente *braided*, presenta aquí una de las mayores amplitudes de todo su recorrido, así como numerosos canales secundarios que evidencian cierta facilidad en la dispersión de flujos. Este aspecto junto con una baja pendiente, ausencia de diques naturales y un encajamiento relativamente débil del canal favorecen la ruptura de las orillas. A todo ello se añade un factor hidrodinámico muy importante relacionado con potentes fluctuaciones de presión (*pressure eddy*) que se originan aguas arriba de la inflexión de la corriente cuando ésta realiza un giro de ángulo abrupto (CAREY, 1969). Junto a estos condicionantes es preciso considerar el cultivo indiscriminado de las márgenes, la instalación de una fábrica dentro del lecho mayor del río y, sobre todo, la construcción de la carretera de Montcada-Náquera. Estos elementos son obstáculos artificiales al paso de las aguas. En momentos de crecida actúan de represa y provocan la ruptura de márgenes en el sector inmediatamente anterior.

La combinación de todos estos factores propicia la ruptura de ambas orillas en este lugar, dando origen a dos vías de agua paralelas al cauce. Estas vías, una a cada lado del mismo, ya aparecían

reflejadas en sendas vaguadas en el corte topográfico A-A' de la figura 2.15.

Otros posibles puntos de ruptura de las márgenes se pueden seguir en la figura 2.19, relacionados fundamentalmente con la erosión de las orillas cóncavas y con obstáculos de carácter antrópico. Merecen especial mención dos vías de comunicación que atraviesan el lecho desde Alfara del Patriarca a Vinalesa.

Por lo que respecta a los flujos de desbordamiento del Barranc del Carraixet, son mucho más probables en el tramo final, a partir de Alboraiá, cuando desaparecen las motas y el caudal deja de estar confinado.

*ii)* Además del Barranc del Carraixet, una serie de barrancos, de escasa entidad, entre los que destaca el Palmaret, drenan la plataforma calcárea de Burjassot-Llíria, vertiendo sus aguas directamente a la marjal de Montcada.

Se trata de pequeños lechos de fondo plano y trazado semicircular, propio de cursos semiendorreicos. A menudo, las cabeceras de estos valles se instalan sobre cubetas de descalcificación corroborando su origen cárstico. Sobre estas depresiones, inicialmente cerradas, ha actuado la erosión fluvial conectando muchas de ellas entre sí y habilitando un complicado drenaje exorreico. Los barrancos pierden la morfología en el contacto tectónico entre la plataforma miocena y el llano de inundación. De este modo las aguas que transportan son vertidas en la marjal de Montcada, que no es sino el inicio de la depresión marginal derecha de la llanura. Dicha cuenca de inundación recibe, pues, las aguas de pequeños cursos fluviocársticos además de parte del desbordamiento del Carraixet.

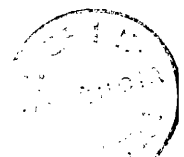
*iii)* El último aporte de agua está relacionado con las reservas subsuperficiales. A

menudo aparecen *ullals* en el cauce y en las partes más deprimidas de la llanura. En los momentos en que el nivel freático está alto los *ullals* contribuyen al flujo hídrico.

Los flujos de retorno pueden regresar al canal a través de las mismas brechas que utilizaron para salir o sobrepasando las orillas. En el llano de inundación del Carraixet, existe una marcada disimetría entre ambos flancos de la llanura. La cuenca derecha de inundación, que se extiende desde la marjal de Montcada hasta el mar, se encuentra en todo momento por debajo del dique o *levee*, con diferencias que en algunos puntos alcanzan los nueve metros. Sólo en determinadas circunstancias y en las zonas más cercanas al mar, donde los diques están muy rebajados, las aguas podrían entrar de nuevo en el cauce a través de algún trenque en las orillas.

Por su parte, el flanco izquierdo de la llanura se ubica unos metros por encima del derecho. También presenta una pequeña vaguada lateral, de menor extensión que su equivalente del lado contrario (se inicia entre Vinalesa y Bonrepós i Mirambell y finaliza en el término de Almàssera). Los diques son insignificantes y el cauce circula más bajo que la llanura, por lo que las aguas desbordadas en este flanco no tienen dificultades para volver al canal, sobre todo en el tramo final, a partir de Almàssera, donde apenas se distingue la cuenca lateral de inundación.

De todo lo expuesto, en el llano de inundación del Carraixet se individualizan dos vías preferentes de flujos desbordados. Ambas arrancan en el abanico Al del Carraixet, aguas arriba de lo que sería estrictamente la llanura de inundación. Se inician antes de llegar a Sant Isidre de Benageber, en el punto señalado en la figura 2.19 como propenso a la ruptura de las márgenes, y discurren paralelas al canal principal. La vía del flanco derecho además de las aguas desbordadas del Carraixet recoge aportes de algunos paleocanales y cauces de fondo plano que



drenan la plataforma calcárea entre Bétera y Sant Isidre de Benageber. A partir de aquí discurre en el contacto entre esta plataforma y el abanico aluvial para acabar desaguando en la marjal de Montcada, a través de un paso deprimido entre el casco urbano de este municipio y el de Alfara del Patriarca, en dirección a Benifaraig. A esta marjal vienen a parar también las aguas procedentes de aparatos fluviocárticos que drenan la plataforma miocena. Como ya se ha comentado en diversas ocasiones, es el Barranc del Palmaret el que aporta mayor caudal. La morfología de este cauce se mantiene hasta Masarrojos. Inmediatamente antes de llegar a este núcleo urbano el flujo se divide en dos brazos: uno de ellos pasa por este municipio y el otro se dirige hacia Rocafort, bordeando la localidad por el Este. Ambos brazos se unen aguas abajo, en la marjal de Montcada. Se crea aquí un punto de afluencia de agua que, imposibilitada de volver al cauce como consecuencia de la propia topografía del llano y de los diques del canal, busca su salida al mar, dirigiéndose en un principio por el Camí Fondo de Masarrojos-Borbotó, para luego, seguir por la Séquia de la Font (entre Borbotó y Carpesa), Séquia del Palmar y, por último, Séquia de Vera.

Por la margen izquierda, la vía se inicia a la altura de Sant Isidre de Benageber pero en la orilla contraria, en el contacto entre el cono (A1) y los relieves residuales miocenos. Afluyen aquí las aguas desbordadas del Carraixet, junto con aportes de paleocauces apenas funcionales y vaguadas escasamente definidas procedentes del sector de Nàquera. Las aguas circulan por el Camí Fondo que llega a Vinalesa, (pudiéndose desviar en ocasiones un brazo hacia Foios). A partir de Vinalesa el agua sigue la cuenca lateral hasta Almàssera, donde puede volver al canal principal o verter directamente al mar.

Los espacios más propicios al estancamiento y la retención de los flujos superficiales se localizan en la marjal de Montcada (el propio topónimo de "marjal" resulta, por sí mismo, significativo) y en el tramo final de la llanura, a partir de Alboraià.

Por último no se puede cerrar este apartado sin hacer una pequeña referencia al equilibrio dinámico de la llanura en el sistema fluvial del Carraixet.

La cuenca fluvial es un sistema que tiende al balance entre fuerzas hidráulicas, resistencia del material y formas resultantes. Si alguno de estos factores es alterado, los otros reaccionan para restablecer el equilibrio inicial. En regiones áridas y semiáridas las características climáticas originan grandes oscilaciones en la descarga. Este hecho implica que los sistemas fluviales no puedan operar como en zonas húmedas y que las tendencias al equilibrio proceso-forma disten mucho de su realización (STEVENS *et al.*, 1975; GRAF, 1988b). Las variaciones temporales en la descarga pueden resultar pseudocatastróficas (GRAFb, 1988): un gran evento altera la morfología del canal; esta nueva situación no está en equilibrio con los flujos de baja energía (SCHUMM y LICHTY, 1963; BURKHAM, 1972). Por el contrario períodos de aguas bajas llegan a inhabilitar el lecho para acoger una gran avenida (HUNT *et al.*, 1953). Todo ello obliga a constantes reajustes del sistema en su dinámica de equilibrio, que puede conducir al desarrollo de vías de avenamiento secundarias, máxime si el hombre ha modificado con su intervención las condiciones naturales del medio.

En este sentido, en la cuenca del Carraixet, junto a un factor estructural importante, la propia evolución geomorfológica de la llanura ha propiciado la generación de estas vías marginales, que actúan con relativa autonomía durante los momentos de alta energía. Además, la regularización del tramo final del lecho, llevada a cabo por el hombre, ha supuesto una reducción considerable en la capacidad del mismo, y en consecuencia un incremento de la inestabilidad entre procesos y formas. Ello aumenta el protagonismo de estas vías secundarias de drenaje que actúan a modo de subsistemas auxiliares, encargados de absorber, vehicular y desaguar el exceso de caudal. Por ello es imprescindible contar con ellas en cualquier plan de gestión territorial, teniendo en cuenta su función de

drenaje de parte de la plataforma calcárea de Burjassot-Llíria, y de drenaje de los picos de crecida del Carraixet.

#### 2.2.4. LA RED DE DRENAJE

La red de drenaje constituye una de las más importantes componentes físicas de la cuenca en la propagación de las crecidas. Definir sus características morfológicas y geométricas aporta información aplicable al análisis de la formación y evolución de las avenidas.

Las cuencas fluviales están integradas por superficies geométricas complejas (GREGORY y WALLING, 1973) cuyas propiedades pueden ser descritas numéricamente (STRAHLER, 1964). La *morfometría* trata de describir sistemáticamente las formas de relieve a partir de parámetros definitorios de sus características geométricas. A su vez las propiedades morfométricas de las cuencas permiten el enunciado de leyes de comportamiento de tales sistemas de erosión. Numerosos autores piensan que el empleo de datos precisos concernientes a las formas del modelado es un requisito para la investigación de las leyes que gobiernan la evolución del relieve y para la elaboración de modelos matemáticos y su posterior aplicación (ZAVOIANU, 1985).

Según ZAVOIANU (1985) "puesto que las formas fluviales son el resultado de un largo proceso de evolución de la cuenca de drenaje por la acción del agua, es natural que existan interrelaciones entre la descarga hídrica y la geometría de la cuenca". En este sentido, la morfometría puede ser empleada como una herramienta predictiva de la respuesta hidrológica de una cuenca (GARDINER, 1975).

HORTON (1932, 1945) evidenció que existen ciertas características invariables de las cuencas íntimamente relacionadas con la respuesta hidrológica de las mismas. A partir de Horton, muchos investigadores han tratado de individualizar y definir tales relaciones (STRAHLER, 1952, 1953, 1964; MAXWELL, 1960; SHREVE, 1967; SCHUMM, 1977, 1979; LEOPOLD y MILLER, 1956; CHORLEY, 1969; ABRAHAMS, 1984, 1980; SINGH, 1970, MORISAWA, 1985). Recientemente la



morfometría de redes se intenta aplicar a la predicción del flujo de escorrentía (MAXWELL, 1960; MORISAWA, 1962; PATTON y BAKER, 1976; RODRIGUEZ ITURBE y VALDES, 1979; GUPTA *et al.*, 1980; HEBSON y WOOD, 1982; SINGH, 1983; ROSSO, 1984; CORRADINI *et al.*, 1986).

Existe una gran variedad de índices, cada uno de los cuales evalúa ciertas características de la red. Para no caer en parámetros redundantes, importa elegir los más ajustados a los objetivos de la investigación. En consecuencia aquí sólo se han utilizado aquellos índices y parámetros que influyen de una manera significativa en el hidrograma resultante o en alguno de sus parámetros básicos.

La red de drenaje del Barranc del Carraixet (fig. 2.20) presenta una marcada disimetría, reflejo del marcado control estructural. Sobre el sector de cabecera, labrado en la vertiente meridional de la Serra de Calderona, la disección fluvial es importante, a partir de una red dendrítica bien jerarquizada, mientras que en los sectores medio y bajo de la cuenca los colectores principales siguen una disposición subdendrítica controlada por las fallas asociadas al escalón de Higuieruelas-Puçol y por la dinámica de encajamiento de lechos en sus propios abanicos aluviales.

La observación de la red del Carraixet y afluentes señala que el punto más conflictivo desde una perspectiva hidrológica se sitúa en la confluencia del Barranc del Carraixet con los del Cerezo y Náquera, en las proximidades de Bétera. Es aquí donde se produce el máximo aporte potencial de caudal. Aguas abajo, el canal deja de recibir afluentes y comienzan a aparecer puntos propensos a las pérdidas a partir de trenques en las orillas (en las proximidades de Sant Isidre de Benageber) y a la laminación de la avenida derivada de su traslación por el valle. La ubicación del aforo, sin embargo, sólo contempla los

barrancos de Olocau y Pedralvilla, y deja fuera de control el 51% del área de la cuenca.

El *area total* de la cuenca de drenaje constituye uno de los factores más importantes (HORTON, 1945). Los intentos de relacionar el área de drenaje con el pico de crecida datan del siglo pasado y principios de este (DICKENS, 1865; JARVIS, 1936), y se basan en una relación exponencial del tipo:

b

$$Q_x = a A$$

donde  $A$  es el área y  $Q_x$  es el caudal para un intervalo de recurrencia  $x$ .

Esta función, en una región de clima y fisiografía homogéneos, permite construir curvas de relación área-caudal para un amplio espectro de períodos de retorno (THOMAS y BENSON, 1970).

La bibliografía habla de una relación directa entre caudal y área, pero esta relación no resulta tan evidente en ambientes semiáridos, más bien al contrario, la ausencia de humedad y la morfología típica de estos ambientes implican importantes pérdidas de caudal en las cuencas medias-bajas (SCHICK, 1988). En este sentido, GRIMALT y RODRIGUEZ PEREA (1990) comprueban en diversos *torrents* del Llevant y Migjorn de Mallorca que, la distribución de caudales no está en función directa con la superficie drenada en cada punto y, en varias cuencas, los valores disminuyen aguas abajo.

Dada las pequeñas dimensiones de la cuenca del Carraixet (260 km<sup>2</sup>(\*) en total), de los cuales únicamente 128 km<sup>2</sup> están monitorizados por la estación limnimétrica), la importancia de *su extensión superficial* radica en su relación con la precipitación. En este sentido resulta interesante remarcar su ubicación en la vertiente sur de la

---

(\*) Si bien hasta el momento se ha considerado una superficie en torno a los 300 km<sup>2</sup>, incluida la cuenca del Palmaret, la dinámica hidrológica del llano de inundación induce a desagregar esta pequeña cuenca, dado su funcionamiento relativamente autónomo.

Serra de Calderona, uno de los principales promontorios ibéricos, cuyo relieve actúa como "disparador" mecánico de la inestabilidad convectiva ligada a la típica y peligrosa situación mediterránea de "gota fría" en altura y vientos de levante en superficie, durante los meses otoñales. Hablamos, pues, de una zona expuesta a violentas tormentas de corta duración y gran intensidad horaria.

Para la *clasificación por órdenes de las corrientes de la red de drenaje*, entre los diferentes criterios de clasificación (GRAVELIUS, 1914; HORTON, 1945; STRAHLER, 1952; PÁNOV, 1962; SCHEIDEGGER, 1965; SHREVE, 1967), se seguirá el de Strahler, modificación del de Horton, por ser el más aceptado y utilizado. Numerosos autores relacionan el orden de la cuenca con el caudal generado en la misma (BLYTH y RODDA, 1973; STALL y FOK, 1967) obteniendo una alta correlación debida aparentemente a la dependencia entre área de drenaje y orden de la cuenca para similares condiciones climáticas y geológicas (LEOPOLD y MILLER, 1956; PATTON y BAKER, 1976).

Tanto la cuenca en su totalidad como la sección de control foronómico son de orden 7. Si individualizamos los barrancos principales, las de Olocou y Pedralvilla son de orden 6 y las del Cerezo y Náquera de orden 5. En los cuadros 2.1-2.6 aparecen las características morfométricas de la red desagregadas por subcuencas naturales y en función del área de control foronómico.

En general se trata de una red bien organizada. Destaca el Barranc de Pedralvilla, de orden 6 a pesar de que su cuenca es la de menor dimensión. El alto grado de desarrollo de este barranco está en relación con la fuerte pendiente del sector.

La razón de bifurcación ( $R_b$ ) y la razón de longitud ( $R_l$ ) permiten, por sí mismas, fijar los aspectos lineales de la red. La *Razón de Bifurcación* ( $R_b$ ) es el cociente

entre el número total de segmentos de un orden y los del orden inmediatamente superior.

La relación de bifurcación (fig. 2.21) del Carraixet presenta valores entre 3 y 5, considerados como normales. Por subcuencas destaca la Rb del Barranc d'Olocau entre los ordenes 3-4, con un valor de 5.7 sobre una media de 3.6. Este hecho está relacionado con la existencia de una alargada cuenca de orden 4 que, obligada a discurrir por estrechos y escarpados pasillos tectónicos, ve coartado su libre desarrollo alométrico.

Los barrancos de Pedralvilla y el Cerezo presentan la mayor Rb (4.2) entre los ordenes 2-3 y en el Barranc de Náquera el valor de este índice es alto prácticamente para toda la jerarquía. Estas disfunciones relativas son fruto de un fuerte control estructural que incluye la elevación neotectónica de las cabeceras, sobre todo en el sector de Náquera (MARTINEZ GALLEGO *et al.*, 1987).

El control estructural se manifiesta también en la *relación de longitud* (fig. 2.22). De nuevo destaca el Barranc d'Olocau en los ordenes 3-4 y 4-5 con valores de 5.7 y 6.7 respectivamente (frente a una media de 3.2) que contrastan con la Rl, excesivamente baja (0.5), de los ordenes 5-6. Una marcada fractura de forma alargada condiciona el longevo cauce de orden 4, mencionado con anterioridad. El cambio de litología (de calizas a alternancia de argilitas y areniscas) en la margen izquierda de la cuenca alta, a la altura de Marines, permite la organización de canales y rápidos incrementos de jerarquía. Durante el corto trayecto de la red sobre la alternancia de argilitas y areniscas (más propensas a la incisión fluvial) se conforma el orden 5 y se inicia el 6. No obstante, pronto el segmento de orden 6, se verá confinado de nuevo por vertientes calcáreas y no subirá de categoría hasta su llegada al sector cuaternario, donde confluye con el Barranc de Pedralvilla. La relación de longitud en el Barranc d'Olocau muestra, pues, algunos cauces excesivamente largos, dada la imposibilidad de desarrollar jerarquías superiores. En efecto, el control

estructural de la cuenca impide el crecimiento alométrico propio de una red de libre desarrollo.

Para Pedralvilla, este índice presenta valores más bien bajos, dado el alto grado de jerarquización para una cuenca tan pequeña.

Los barrancos del Cerezo y Náquera tienen un comportamiento similar. La R1 para los cauces 4-5 presenta valores de 4.3 y 6.8 respectivamente sobre medias de 2.6 y 3.1. Estos casos ponen de manifiesto una morfogénesis activa en las cabeceras derivada de la elevación neotectónica experimentada en el sector de Náquera que jerarquiza rápidamente los ordenes inferiores. El efecto es más retardado para categorías superiores, que además siguen directrices estructurales.

La influencia de estas relaciones en la respuesta hidrológica no puede desligarse de un índice de forma muy representativo como la *Razón de Elongación* o la relación entre un círculo de igual área que la de la cuenca y el eje mayor de la misma. Este índice, en general, presenta valores bajos, tanto para el conjunto de la cuenca (0.23) como para los barrancos principales (Olocau, 0.28; Pedralvilla, 0.27; Cerezo, 0.25 y Náquera, 0.26). La subcuenca vertiente al aforo es algo más redondeada: 0.33. Factores topográficos, estructurales y litológicos condicionan estas formas alargadas (PEREZ CUEVA, 1988). Tanto la cuenca del Carraixet, como las distintas subcuencas que la conforman se organizan a partir de pequeños barrancos que tienen que salvar grandes desniveles durante corto recorrido. Este hecho favorece el rápido encajamiento de la red sobre un relieve compartimentado por grandes ejes estructurales, dando lugar a cuencas elongadas. Además, el roquedo duro que conforma la Serra de Calderona potencia la disposición longitudinal de las cuencas.

Las ratios de bifurcación, longitud y elongación describen subcuencas de rápida respuesta hidrológica pero hidrogramas poco puntiagudos. El riesgo real comienza a

partir de la confluencia de cauces de orden superior. En este sentido, especial peligro entraña la confluencia de los barrancos del Cerezo y Nàquera, porque además de ser de la misma jerarquía, presentan una configuración semejante, índices morfométricos similares y largos canales de orden 5. Ello implica parecidos tiempos de viaje y posibilidad de coalescencia de sus respectivos picos de avenida. No ocurre lo mismo para Olocau y Pedralvilla que, a pesar de tener el mismo orden, constituyen cuencas de características diferentes. La cuenca de Pedralvilla está mejor organizada, es más pequeña y de menor longitud, por lo que el flujo circulará a mayor velocidad que en la de Olocau, dando lugar a un hidrograma más precoz y puntiagudo, aunque menos sostenido.

Entre la confluencia de los barrancos de Olocau y Pedralvilla y la del Cerezo y Náquera el cauce principal apenas recibe aportes canalizados y, sin embargo sufre pérdidas de caudal y laminación de la crecida por su traslación a través de un lecho ancho, pedregoso y apenas confinado. Este hecho reduce el riesgo de coalescencia en la triple confluencia (cuando los canales del Cerezo y Náquera vierten en el Carraixet) durante las primeras fases de circulación hídrica. No obstante, si la duración de la precipitación se alarga, el riesgo se incrementa a medida que el lecho principal se satura, se interrumpen las fugas en el canal y se incrementa la velocidad del flujo.

La influencia del *relieve* en la respuesta hídrica de la cuenca es fundamental, por cuanto condiciona, entre otras variables, la velocidad del flujo de escorrentía. SHERMAN (1932), HORTON (1945), STRAHLER (1964) BENSON (1964) observaron que la acción más evidente la ejerce sobre el tiempo de concentración del hidrograma, estableciéndose una relación inversa entre ambos.

La *Razón de relieve*,  $R_h$  (relación entre la altura de una cuenca y su eje mayor) y el *Índice de rugosidad*,  $H_d$  (relación entre el desnivel de la cuenca y la densidad de drenaje) presentan valores de 22.5 y 2.27 respectivamente

para el Carraixet. Por subcuencas destaca, una vez más, el Barranc de Pedralvilla con una Rh de 58.7, frente a un valor en torno a 50 para el resto de subcuencas, y una Hd también ligeramente superior a Olocau, Cerezo y Náquera. Estos índices confirman la mayor escabrosidad de la cuenca de Pedralvilla y, en consecuencia, la mayor velocidad de la circulación hídrica superficial. Por lo que respecta a la cuenca vertiente al aforo, presenta valores intermedios (Rh=31.6 y Hd=2.1) entre la cuenca del Carraixet en conjunto y los principales barrancos que la conforman.

En relación con las características hidrológicas de la cuenca, puede resultar más interesante el análisis de los mapas topográficos y de pendientes que aparece en el apartado 2.2, ya que la mayor parte de los índices morfométricos referidos al relieve indican, sobre todo, la faceta morfológica y morfogenética de las cuencas (STRAHLER, 1968). El paso de un sector de cabecera de grandes pendientes a una cuenca media-baja con valores inferiores al 7%, imprime bruscos cambios de velocidad al flujo superficial a su llegada al piedemonte.

La *Densidad de drenaje* (Dd), cociente entre la longitud total de cauces y el área de drenaje, es la variable morfométrica que refleja la competencia del flujo superficial y la infiltración (GREGORY y WALLING, 1973; PATTON, 1988). Según LOPEZ BERMUDEZ *et al* (1988) "ocupa la posición central en el estudio de la cuenca como sistema que transforma unas entradas de materia y energía en una salida en forma de flujo líquido (caudal) y sedimentos. Para KNIGHTON (1984) la densidad de drenaje puede estudiarse como variable de control que determina la eficiencia en el desagüe de la escorrentía producida por un aguacero.

Por su importancia, este índice ha sido relacionado con algunos parámetros climáticos e hidrológicos. La correlación entre la densidad de drenaje y las variables climatológicas (MELTON, 1957; MADDUMA BANDARA, 1974; ABRAHAMS y PONCZYNSKI, 1984) muestra nexos bastante débiles

para la precipitación media anual. Mejores resultados fueron obtenidos para el índice de precipitación efectiva de Thorthwaite. En general, en ambientes áridos y semiáridos existe una tendencia al incremento de la Dd conforme aumenta la precipitación media anual. De hecho, las variaciones entre regiones climáticas superan aquellas discrepancias locales atribuibles a las características de vegetación y uso del suelo de la cuenca, y a los valores litológicos que controlan los procesos de infiltración y escorrentía (GREGORY y GARDINER, 1975). Para iguales condiciones climáticas, los elementos que controlan las relaciones entre la Dd y la precipitación son la magnitud y frecuencia de episodios de lluvia concretos (CHORLEY y MORGAN, 1962).

En la relación del índice Dd con los fenómenos de circulación hídrica, HORTON (1945) enunció que las cuencas de baja densidad de drenaje eran el producto de una escorrentía dominada por el flujo subsuperficial, mientras que en las caracterizadas por una densidad alta dominaba en flujo superficial. CARLSTON, (1963) y TRAINER, (1963) encuentran correlaciones negativas entre la densidad de drenaje y el flujo de base. Por consiguiente en cuencas de baja Dd existe una relación inversa entre ésta y la infiltración, asociada a un flujo de base considerable. Por el contrario la respuesta de una avenida es más veloz cuanto mayor sea la densidad de drenaje que favorezca la rápida canalización y evacuación de los aportes hídricos (MELTON, 1957; CARLSTON, 1963). En este sentido MURPHEY et al. (1977) demostraron que la Dd estaba inversamente relacionada con la duración del flujo y con el tiempo de subida del hidrograma. Este efecto es particularmente notable en las cuencas pequeñas y prácticamente nulo en las grandes.

La densidad de drenaje del Carraixet es baja, 2.6 km/km<sup>2</sup>, en relación con la litología y la geomorfología de la cuenca. De una parte, un alto porcentaje de la cuenca, 79%, se labra sobre calizas y areniscas, materiales altamente permeables que implican que gran parte del agua



recibida pase a recargar los acuíferos subterráneos en detrimento de la escorrentía superficial y, por tanto, de la formación de cauces. De otra parte, desde el momento en que la cuenca penetra en el piedemonte, el número de canales se reduce prácticamente a los colectores principales. Los materiales permeables de esta zona y el encajamiento progresivo de los lechos en sus propios conos favorecen esta tendencia.

Si desagregamos la Dd por subcuencas, por lo general presenta valores similares, en torno a los 3 km/km<sup>2</sup>, exceptuando el Barranc de Pedralvilla con 4 km/km<sup>2</sup>. Este factor aboga por una respuesta más veloz de este barranco, en relación con el resto de la cuenca, dada la mejor organización de su red. Para el Barranc de Pedralvilla, pues, cabe esperar hidrogramas con cortos tiempos de base y de subida.

Intimamente ligados a la Dd existen otros índices como la *constante de mantenimiento de canal*, Cm, que refleja la superficie de la cuenca necesaria para mantener una unidad de longitud de canal, y la *distancia de escorrentía*, de, que representa la distancia de recorrido de la escorrentía hasta alcanzar un canal de la red de drenaje.

En conjunto, el Barranc del Carraixet presenta una Cm de 0.38 Km<sup>2</sup>/Km y una de de 0.19 Km. Por subcuencas destaca el Barranc de Pedralvilla, que es el que menos superficie necesita para formar una unidad de canal, 0.24 km<sup>2</sup>/km, y donde existe una menor distancia de escorrentía, lo que implica mayor rapidez en la circulación del flujo.

En Olocau se hace patente, una vez más, el control estructural. Necesita más área para formar una unidad de cauce de orden 5 que de orden 6, como consecuencia de un largo cauce de orden 4. Asociado a este hecho existe mayor "de" para la 5ª jearquía lo que favorece avenidas de picos sostenidos pero poco impetuosos.

En conjunto, a medida que los cauces penetran en el piedemonte se pone de manifiesto la ausencia de cauces, especialmente visible en los barrancos de Olocau y

Pedralvilla (en que se necesita una superficie de 5.6 km<sup>2</sup> y 6.73 km<sup>2</sup> respectivamente para formar un km de cauce de orden 6). Estos valores de Cm implican mayores distancias de escorrentía que justifican, una vez más, el retraso que para el flujo supone su llegada al piedmonte

Por último, destacar que para formar una unidad de canal de orden 7 se necesita una superficie de 10.5 km<sup>2</sup>. Estos elevados valores vienen condicionados por la práctica ausencia de canales en la cuenca media-baja del Carraixet e implican un importante aporte no canalizado, con largos tiempos de viaje (tiene que recorrer una media de 5 km para alcanzar el canal principal). Como ya se ha mencionado estas características se dan en la cuenca media baja y afectan sobre todo a la curva de agotamiento del hidrograma asegurando su longevidad.

Por lo que respecta al conjunto del área con control foronómico destacan las Cm y de de los ordenes superiores. Con valores de Cm de 4.73 km<sup>2</sup>/km para el orden 5 y 5.83 km<sup>2</sup>/km para el orden 6 y distancias de escorrentía de 2.3 km y 2.9 km respectivamente. Para el orden 5 estas magnitudes están muy condicionadas por el Barranc d'Olocau, donde, como ya se ha explicado, el control estructural impide un crecimiento alométrico libre de la red y potencia cuencas anormalmente grandes. Por lo que respecta al orden 6, incluye la penetración de los barrancos en el sector del piedmonte con una reducción considerable de canales. Por último, los valores correspondientes al orden 7 para esta subcuenca (Cm= 025.6 Km<sup>2</sup>/km y de= 12.8 Km) no parten de una realidad física, puesto que están condicinados por la localización del aforo y su área vertiente. No obstante, pueden dar idea de un importante sector, relacionado con la superficie de los abanicos, con ausencia de flujo canalizado que drena en manto hacia el canal principal.

CUADRO 2.1. INDICES MORFOMETRICOS DEL BARRANC DEL CARRAIXET

u	Nu	L (Km)	L (Km)	A (Km <sup>2</sup> )	A (Km <sup>2</sup> )	Rb	Rl
1	1074	360.00	0.33	84.75	0.08		
2	293	129.00	0.44	89.30	0.30	3.70	1.30
3	74	69.50	0.94	84.50	1.14	4.00	2.10
4	18	45.57	2.53	87.70	4.87	4.10	2.70
5	7	41.00	5.86	149.30	21.33	2.60	2.30
6	2	18	8.93	105	52.5	3.5	1.5
7	1	24.66	24.66	260	260	2	2.8
						X=3.3	X=2.1

u	Ra	Dd (Km/Km <sup>2</sup> )	Cm (Km <sup>2</sup> /Km)	de (Km)
1		4.25	0.24	0.12
2	3.90	1.44	0.69	0.35
3	3.70	0.82	1.22	0.61
4	4.30	0.52	1.92	0.96
5	4.40	0.27	3.64	1.82
6	2.5	0.17	5.83	2.92
7	4.9	0.09	10.57	5.28
	X=3.9			
TOTAL		2.65	0.38	0.19

RELACION DE ELONGACION (Re) = 0.23

RAZON DE RELIEVE (Rh) = 22.5

INDICE DE RUGOSIDAD (Rh) = 2.27

u : Número de orden

Nu: Número de cauces de cada orden

L : Longitud total

L : Longitud media

A : Area total

A : Area media

Rb: Relación de bifurcación

Rl: Relación de longitud

Ra: Relación de área

Dd: Densidad de drenaje

Cm: Constante de mantenimiento canal

de: Distancia de escorrentía

CUADRO 2.2. INDICES MORFOMETRICOS DEL BARRANC D'OLOCAU

u	Nu	L (Km)	L (Km)	A (Km <sup>2</sup> )	A (Km <sup>2</sup> )	Rb	Rl
1	483	142.00	0.29	34.00	0.07		
2	129	57.00	0.44	35.00	0.27	3.70	1.50
3	34	22.60	0.66	30.00	0.88	3.80	1.50
4	6	22.60	3.76	39.70	6.62	5.70	5.70
5	3	6.00	2.00	46.80	15.60	2.00	0.50
6	1	13.4	13.44	75.35	75.37	3.00	6.70
						x=3.6	x=3.2

u	Ra	Dd (Km/Km <sup>2</sup> )	Cm (Km <sup>2</sup> /Km)	de (Km)
1		4.18	0.24	0.12
	3.90			
2		1.63	0.61	0.31
	3.30			
3		0.75	1.33	0.66
	7.50			
4		0.57	1.76	0.88
	2.40			
5		0.13	7.80	3.90
	4.8			
6		0.18	5.62	2.81
	x=4.4			
TOTAL		3.5	0.29	0.14

RELACION DE ELONGACION (Re) = 0.28

RAZON DE RELIEVE (Rh) = 50

INDICE DE RUGOSIDAD (Rh) = 2.47

u : Número de orden

Nu: Número de cauces de cada orden

L : Longitud total

L : Longitud media

A : Area total

A : Area media

Rb: Relación de bifurcación

Rl: Relación de longitud

Ra: Relación de área

Dd: Densidad de drenaje

Cm: Constante de mantenimiento canal

de: Distancia de escorrentía

CUADRO 2.3. INDICES MORFOMETRICOS DEL BARRANC DE PEDRALVILLA

u	Nu	L (Km)	L (Km)	A (Km <sup>2</sup> )	A (Km <sup>2</sup> )	Rb	Rl
1	206	67.00	0.32	14.00	0.06		
2	63	22.00	0.35	15.00	0.23	3.3	1.1
3	15	15.20	1.01	13.50	0.90	4.2	2.9
4	5	6.40	1.27	16.00	3.21	3.0	1.3
5	2	9.11	4.56	24.00	11.93	2.5	3.6
6	1	4.4	4.43	29.63	29.63	2.0	1.0
						x=3	x=2

u	Ra	Dd (Km/Km <sup>2</sup> )	Cm (Km <sup>2</sup> /Km)	de (Km)
1		4.79	0.21	0.10
	3.5			
2		1.47	0.68	0.34
	3.8			
3		1.13	0.89	0.44
	3.6			
4		0.40	2.50	1.25
	3.7			
5		1.38	2.67	1.33
	2.5			
6		0.15	6.73	3.37
	x=3.4			

TOTAL 4.18 0.24 0.12

RELACION DE ELONGACION (Re) = 0.27

RAZON DE RELIEVE (Rh) = 58.7

INDICE DE RUGOSIDAD (Rh) = 2.9

u : Número de orden

Nu: Número de cauces de cada orden

L : Longitud total

L : Longitud media

A : Area total

A : Area media

Rb: Relación de bifurcación

Rl: Relación de longitud

Ra: Relación de área

Dd: Densidad de drenaje

Cm: Constante de mantenimiento canal

de: Distancia de escorrentía

CUADRO 2.4. INDICES MORFOMETRICOS DEL BARRANC DEL CEREZO

u	Nu	L (Km)	L (Km)	A (Km <sup>2</sup> )	A (Km <sup>2</sup> )	Rb	Rl
1	150	60.40	0.40	14.35	0.09		
2	42	20.10	0.47	17.65	0.42	3.6	1.2
3	10	12.50	1.24	14.77	1.47	4.2	2.6
4	3	8.40	2.80	11.70	3.90	3.3	2.2
5	1	12.00	12.07	35.13	35.13	3.0	4.3
						x=3.5	x=2.

u	Ra	Dd (Km/Km <sup>2</sup> )	Cm (Km <sup>2</sup> /Km)	de (Km)
1		4.21	0.24	0.12
	4.4			
2		1.14	0.88	0.44
	3.5			
3		0.85	1.18	0.59
	2.6			
4		0.72	1.39	0.70
	9.0			
5		0.34	2.93	1.46
	x=4.9			

TOTAL 3.23 0.31 1.15

RELACION DE ELONGACION (Re) = 0.25

RAZON DE RELIEVE (Rh) = 51.6

INDICE DE RUGOSIDAD (Rh) = 2.25

u : Número de orden

Nu: Número de cauces de cada orden

L : Longitud total

L : Longitud media

A : Area total

A : Area media

Rb: Relación de bifurcación

Rl: Relación de longitud

Ra: Relación de área

Dd: Densidad de drenaje

Cm: Constante de mantenimiento canal

de: Distancia de escorrentía

CUADRO 2.5. INDICES MORFOMETRICOS DEL BARRANC DE NAQUERA

u	Nu	L (Km)	L (Km)	A (Km <sup>2</sup> )	A (Km <sup>2</sup> )	Rb	Rl
1	226	85.30	0.37	20.00	0.08		
2	56	28.40	0.50	20.32	0.36	4.0	1.3
3	14	18.30	1.31	24.16	1.72	4.0	2.6
4	4	8.20	2.04	20.23	5.05	3.5	1.6
5	1	14.00	13.86	43.50	43.50	4.0	6.8
						x=3.	x=3.1

u	Ra	Dd (Km/Km <sup>2</sup> )	Cm (Km <sup>2</sup> /Km)	de (Km)
1		4.27	0.23	0.12
	4.1			
2		1.40	0.72	0.36
	4.8			
3		0.76	1.32	0.66
	2.9			
4		0.41	2.47	1.23
	8.6			
5		0.32	3.11	1.55
	x=5.1			
TOTAL		3.54	0.28	0.14

RELACION DE ELONGACION (Re) = 0.26

RAZON DE RELIEVE (Rh) = 49.7

INDICE DE RUGOSIDAD (Rh) = 2.57

u : Número de orden

Nu: Número de cauces de cada orden

L : Longitud total

L : Longitud media

A : Area total

A : Area media

Rb: Relación de bifurcación

Rl: Relación de longitud

Ra: Relación de área

Dd: Densidad de drenaje

Cm: Constante de mantenimiento canal

de: Distancia de escorrentía

CUADRO 2.6. INDICES MORFOMETRICOS DE LA SUBCUENCA VERTIENTE AL AFORO (BARRANC DEL CARRAIXET)

u	Nu	L (Km)	L (Km)	A (Km <sup>2</sup> )	A (Km <sup>2</sup> )	Rb	Rl
1	689	209	0.30	48	0.07		
2	192	79	0.41	50	0.26	3.6	1.36
3	49	38	0.77	44	0.90	3.9	1.90
4	11	29	2.63	56	5.09	4.4	3.41
5	5	15	3.00	71	14.20	2.2	1.14
6	2	18	9	105	52.5	2.5	3
7	1	5	5	128	128	2.0	0.5
						x=3.1	x=1.9

u	Ra	Dd (Km/Km <sup>2</sup> )	Cm (Km <sup>2</sup> /Km)	de (Km)
1		4.35	0.23	0.11
	3.71			
2		1.58	0.63	0.31
	3.46			
3		0.86	1.16	0.60
	5.65			
4		0.52	1.93	0.96
	2.80			
5		0.21	4.73	2.36
	3.70			
6		0.17	5.83	2.91
	2.44			
7		0.03	25.6	12.8
	x=3.6			

TOTAL 3.07 0.32 0.16

RELACION DE ELONGACION (Re) = 0.33

RAZON DE RELIEVE (Rh) = 31.6

INDICE DE RUGOSIDAD (Rh) = 2.1

u : Número de orden

Nu: Número de cauces de cada orden

L : Longitud total

L : Longitud media

A : Area total

A : Area media

u : Número de orden

Rb: Relación de bifurcación

Rl: Relación de longitud

Ra: Relación de área

Dd: Densidad de drenaje

Cm: Constante de mantenimiento canal

de: Distancia de escorrentía

Rb: Relación de



### 2.3. LA RAMBLA DE POYO

La Rambla de Poyo (462 Km<sup>2</sup>) se sitúa en las últimas estribaciones orientales del Sistema Ibérico, en una zona comprendida entre dos de las redes fluviales (Turia y Júcar) de mayor entidad en el País Valenciano. La rambla tiene su origen en la Sierra de los Bosques y la Sierra de Cabrera (con máximos altimétricos de 1023 m y 916 m respectivamente), a partir de las cuales se organiza, siguiendo una dirección ibérica, en tres barrancos principales (el Barranco Grande, el de la Cueva Morica y la Rambla del Gallo-Chiva).

A partir de la confluencia de estos tres colectores en las proximidades de Cheste, toma el nombre de Rambla de Poyo, nombre que conserva hasta el Pla de Quart. En este llano el canal pierde su morfología, que no volverá a recuperar hasta las proximidades de Torrent. Desemboca en la Albufera de Valencia como tributaria del Barranc de Torrent.

Nuestra zona objeto de estudio constituye aquella parte de la cuenca de la Rambla de Poyo situada aguas arriba de la estación de aforo emplazada en el puente que cruza la carretera nacional III sobre el cauce principal. Ocupa una superficie de 187 Km<sup>2</sup> y abarca parte de los términos municipales de Buñol, Chiva y Cheste.

#### 2.3.1. TOPOGRAFIA

La cuenca presenta una amplitud altimétrica de 900 metros (repartida entre los 100 y los 1000 m), y una contrastada configuración topográfica (fig. 2.24). Las mayores alturas -Sierra de Cabrera y Sierra de los Bosques (entre los 400 y los 1000 metros)- aparecen localizadas en el tercio occidental de la cuenca. Dichos relieves, desarrollados sobre materiales resistentes, forman el sector de cabecera. Hacia el este, la curva de los 400 metros marca el límite entre el área montañosa y el resto, que con pendientes más suaves entre los 100 y los 400

metros, está constituida por estructuras subtabulares y formaciones sedimentarias de relleno.

El diagrama de frecuencias altimétricas (fig. 2.25) señala que la mayor parte de la superficie, 27 %, se encuentra entre los 200 y los 300 metros. Le sigue el intervalo entre los 300 y los 400 m con un 20.9 % del total. La distribución entre los 400 y los 900 m se reparte más homogéneamente con proporciones en torno al 7 %. Por último las alturas mayores a 900 m son escasas y se circunscriben a la Loma del Cuco, situada en el sector más noroccidental de la cuenca.

La curva hipsométrica de la Rambla de Poyo (2.26) individualiza tres tramos distintos. El primero de ellos - correspondiente a la cuenca alta- tiene una pendiente considerable y no ha alcanzado aún su estado de equilibrio. Hacia la cuenca media se produce una inflexión que cambia la tendencia de la curva dando paso a un sector de transición menos vigoroso de carácter tectónico. Según ROCHE (1963) dicha inflexión suele indicar la existencia de llanuras o penillanuras. Por último, el tramo por debajo de los 200 m muestra activos procesos de incisión y encajamiento. Resumiendo, en la cuenca de la Rambla de Poyo concurren altimetrías claramente contrastadas, de relieves escarpados en el tercio occidental de la misma y zonas más aplanadas en el resto. Entre estas últimas se individualiza un amesetamiento en la cuenca media y una fuerte incisión en la parte más baja.

El estudio de pendientes corrobora el contraste topográfico dominante en esta cuenca. La distribución de las pendientes aparece relativamente polarizada: algo más de un tercio de la superficie es casi llano, con valores inferiores al 7%, y otro tercio supera el 30% de inclinación. Los intervalos de pendiente intermedia son de menor relevancia: entre el 7% y el 15% de pendiente queda comprendido el 16% del área mientras el otro 17.2% de la superficie tiene una pendiente entre 15% y 30%.

En esta cuenca existe relación entre la cartografía de pendientes (figuras 2.27 y 2.28) y la cartografía litológica (fig. 2.30, apartado 2.3.2.2). Si comparamos ambos mapas, el roquedo calizo-dolomítico, predominante en el sector occidental de la cuenca, presenta las mayores pendientes (superiores al 30%). Los materiales margosos coinciden con las pendientes intermedias (entre el 7% y el 30%). Por último, litologías arcillosas y detritos cuaternarios --ubicados fundamentalmente en la parte oriental de la cuenca-- mantienen gradientes inferiores al 7%. Destaca dentro de este último intervalo la plataforma colgada subtabular de Buñol-Chiva (ver apartado 2.3.3.2) situada en la subcuenca de la Rambla del Gallo.

### 2.3.2. MARCO GEOLOGICO

Según la cartografía geológica de la zona, la secuencia sedimentaria arranca con las facies carbonatadas y evaporítico-detríticas del Triásico, a las que siguen los ambientes marinos transgresivos y regresivos jurásicos y cretácicos. Un medio lacustre señala el paso del Cretácico terminal al Terciario. Posteriormente la serie del Paleógeno Superior -netamente continental-, localizada en las cuencas intramesozoicas, evidencia los movimientos iniciales de la orogenia alpina. Por último, las facies de los depósitos neógenos y cuaternarios, que recubren una parte importante de la cuenca, señalan la mayor o menor proximidad a los relieves alpinos. En síntesis, constituye una cuenca fluvial inscrita en un área de cobertera mesozoica fracturada durante la orogénesis alpina y tapizada de materiales neógenos (fig. 2.29).

El primer ciclo sedimentario mesozoico -desde el Buntsandstein hasta el tránsito del Dogger al Oxfordiense- es de carácter transgresivo. Las facies Bunt, constituidas por conglomerados, arenas y arcillas, corresponden a ambientes continentales y marinos de transición. No afloran en la cuenca de la Rambla de Poyo, pero sí en el cercano

anticlinal de Rodanes encuadrado en la Hoja adyacente de Liria (IGM, 695). En las fases terminales del Buntsandstein se formaron amplias zonas lagunares que comunicaban con el mar.

Sobre el Buntsandstein, la facies de aguas marinas someras del Muchelkalk se manifiesta en las dolomías, yesos y arcillas. Al inicio del Keuper, debido a un cambio rápido de las condiciones ambientales (ORTI CABO, 1974), se generalizó una facies evaporítica, correspondiente a ambientes de charca (*Sebkha*) (IGM, 1984).

Posteriormente los materiales del Jurásico señalan una transgresión marina generalizada con retrocesos relativos. La subsidencia de la cuenca culmina al final del Dogger y en el tránsito al Oxfordiense.

Tras un hiato sedimentario, se reanuda un nuevo ciclo deposicional en el Oxfordiense Superior. Durante el Kimmeridgiense Inferior se mantiene un ambiente de aguas tranquilas, testimoniado por sedimentos de calizas microcristalinas y elementos detríticos muy finos. En el Kimmeridgiense Medio se hace más patente la retirada del mar con aparición de episodios detríticos procedentes del Macizo Valenciano (CHAMPETIER, 1972). El Kimmeridgiense Superior y el Portlandiense no aparecen representados en la columna estratigráfica. Este segundo ciclo sedimentario culmina al final del Jurásico.

La región se mantiene emergida hasta el Barremiense, momento en que se inicia un tercer ciclo sedimentario transgresivo (aunque algunas zonas como las situadas al norte de Buñol no son invadidas por el mar hasta el Cenomaniense). Toda la serie del Cretácico Superior es calcárea, más o menos dolomitizada, y revela el progresivo incremento de la profundidad del mar. A fines de este período el área se ve sometida a movimientos epirogénicos de gran intensidad.

Durante la orogenia alpina, esta zona -hasta entonces una plataforma epicontinental- fue intensamente afectada. Dos fases compresivas principales son responsables de la formación de la Cordillera Ibérica (GOMEZ y BABIN, 1973;

SIMON, 1983). Después, ya en el Mioceno, los movimientos distensivos y de reajuste de zócalo y cobertera provocan el parcial hundimiento de la región, como consecuencia del cual el mar helvetiense y tortoniense invade la zonas más deprimidas. De esta forma, los relieves recién formados sufren un largo período de sedimentación-erosión y arrasamiento. En la cuenca continental-lacustre se acumulan grandes potencias de sedimentos, esencialmente finos, denominados "Mioceno de Chiva" (IGM, 721). Al tiempo continuaban los reajustes tectónicos y el basculamiento de capas recién depositadas. Este fenómeno es particularmente visible en las inmediaciones de Chiva.

Durante el Neógeno prosigue la actividad diapírica para establecer el equilibrio tras las sucesivas fases diastróficas. Por último, durante el Cuaternario distintos episodios de erosión-sedimentación han ido rellenando o erosionando la cuenca de la Rambla de Poyo hasta configurar el paisaje actual.

#### 2.3.2.1. LAS ESTRUCTURAS

La cuenca de la Rambla de Poyo registra un control estructural. Encuadrada en el dominio morfoestructural de la Cordillera Ibérica, participa de los grandes ejes de plegamiento de la misma. La mayoría de las formaciones de la cobertera mesozoica siguen la dirección ibérica NW-SE, tanto en las fracturas de compresión como en gran parte de las de distensión. No obstante, a escala más detallada, aparecen pequeños pliegues a menudo perpendiculares a la dirección regional. BRINKMANN (1931) los justifica como acomodación de la cobertera a fracturas distensivas del zócalo. En efecto, muchas de las fallas del Carbonífero que fracturaron el macizo hercínico de la península se reactivaron durante el ciclo orogénico alpino como fallas normales e inversas (PARGA, 1969; VEGA, 1978; ARTHAUD y MATTE, 1977). Precisamente la compartimentación del zócalo en bloques condiciona las grandes morfoestructuras en este tramo valenciano de la Cordillera Ibérica. Anticlinales,

sinclinales y mantos de corrimiento no guardan tanta relación con los esfuerzos compresivos tangenciales como con la tectónica profunda.

La mayor complejidad estructural aparece en la Sierra de Cabrera, donde el Jurásico cabalga sobre una pinza del Cretácico Inferior, y éste, a su vez, monta sobre materiales del Paleógeno. Al Norte de la Sierra de Cabrera afloran suaves pliegues perpendiculares a la dirección ibérica.

Al sur de la zona de estudio existe un importante afloramiento de arcillas del Keuper. Esta extrusión triásica -con un desarrollo alargado de dirección O-E- se localiza entre la Cuenca de la Rambla de Poyo y la del Río Magro. Según BRINKMANN (1931) se trata de un *horst* muy apretado, cuyas fallas marginales divergen al llegar a la altura de Yátova, la septentrional cruza por entre Buñol y Alborache hacia Chiva y la meridional seguirá el curso del Río Magro.

La naturaleza extrusiva de los materiales plásticos del Keuper provoca basculamientos en los macizos calizo-dolomíticos jurásico-cretácicos que se manifiestan, con cierta frecuencia, en el buzamiento que adquieren los relieves de la Sierra de Cabrera.

#### 2.3.2.2. LITOSTRATIGRAFIA

Los materiales de la cuenca de la Rambla de Poyo muestran una distribución bien definida (fig. 2.30): materiales secundarios en el sector occidental en las cabeceras de los barrancos, roquedos terciarios en la parte oriental de la cuenca y rellenos cuaternarios en el fondo de los valles.

En el sector mesozoico adquieren gran importancia los materiales jurásicos, principalmente dolomías masivas del Lias y calizas microcristalinas del Dogger. Estos roquedos, junto con las calizas gravelosas del Cretácico Inferior y las dolomías del Cretácico Superior, conforman la naturaleza calizo-dolomítica de la cuenca alta.

Un gran eje tectónico, desde Alcublas a Buñol, pone en contacto los materiales de la cobertera mesozoica con los conglomerados calcáreos y arcillas rojas neógenas, así como con las margas limolíticas miocenas. Estas dos últimas formaciones constituyen el roquedo blando margoarcilloso predominante en el resto del área de estudio.

Por otra parte los depósitos cuaternarios recubren tanto materiales mesozoicos como cenozoicos de los valles estructurales de la zona. Estos rellenos dan lugar a conos de deyección (a lo largo de un pasillo tectónico entre Buñol, Chiva y Cheste), terrazas, abanicos fluviales, etc. Posteriormente serán evaluados al tratar de la geomorfología de la zona.

La distribución litológica en la cuenca de la Rambla de Poyo (fig. 2.41) señala el predominio del roquedo calizo-dolomítico mesozoico (39%), seguido del relleno cuaternario y de las arcillas terciarias con el 26% y el 22% de la superficie respectivamente. En último lugar aparecen las margas terciarias con un 13%. Desde la óptica hidrológica esta distribución influye directamente sobre la capacidad de infiltración del suelo, la cual se traduce, a su vez, sobre los umbrales de escorrentía de las crecidas. En términos aproximativos, un tercio de la cuenca es permeable y favorece las pérdidas hídricas a través del subsuelo; sobre otro tercio aproximadamente, el roquedo más impermeable propicia una respuesta hídrica más rápida de la cuenca con ocasión de precipitaciones de gran intensidad; del resto cabe esperar un comportamiento intermedio.

### 2.3.3. RASGOS GEOMORFOLOGICOS

La cuenca de la Rambla de Poyo presenta un relieve germánico, con fuerte control estructural y empujes diapíricos en la base de la cobertera. Al mismo tiempo está integrada por materiales resistentes en el tercio noroccidental y litologías fácilmente deleznable en el resto. En la configuración geomorfológica de la cuenca (fig. 2.32) se diferencian tres unidades significativas: la

zona montañosa de cabecera, un sector hundido intramontano, y los relieves subtabulares miocenos.

#### 2.3.3.1 CARACTERIZACION DE LAS UNIDADES PRINCIPALES

Seguidamente se caracterizan las tres unidades geomorfológicas que de Oeste a Este, son las siguientes:

i) En el NW se sitúa el dominio montañoso de cabecera que, instalado sobre los materiales mesozoicos, contiene las litologías más resistentes. Es la zona más elevada, de más compleja morfología y donde los materiales aparecen plegados, fracturados e incluso formando cabalgamientos.

Las presiones tangenciales sobre la cobertera durante la orogenia alpina, así como la reactivación de las fracturas del zócalo (relativamente cercano) formaron relieves de tipo germánico dispuestos en gradería, con sectores elevados o *horst* (Encima de Faquirola, El Gallo, Marín, etc.) y otros hundidos o *grabens* (Boquera del Gallo, Cañicas etc.).

En ocasiones, la alternante resistencia de las rocas da lugar a la formación de cuestras, como consecuencia de la erosión diferencial (DERRUAU, 1983). Las cuestras son estructuras monoclinales, protegidas por una cornisa de material calcáreo o dolomítico en el reverso. La inclinación de los estratos tiene su origen en la propia tectónica alpina, en los reajustes postalpinos y/o en el diapirismo de los materiales triásicos basales. Este último fenómeno se hace particularmente patente en las inmediaciones de Chiva, sobre todo al noroeste de la población, donde las calizas lacustres se inclinan más de 30 grados hacia el Este.

En la cuenca de la Rambla de Poyo, a partir de la observación de campo y de la foto aérea (a falta de



levantamientos de perfiles), gran parte de las vertientes de cabecera son del tipo cantil-talud (FISHER, 1866; LEHMANN, 1933; YOUNG, 1972; AHNERT, 1987; CALVO, 1987) integradas por cantiles más o menos abruptos, y taludes rectilíneos o ligeramente cóncavos. En la mayoría de casos, la ladera queda interrumpida por encajamiento de los cauces al pie de las mismas.

En el sector montañoso de cabecera, la acción erosiva de la red fluvial origina angostos valles con sección en v. Además el encajamiento de la red contribuye a una fuerte remoción en la base de las laderas.

ii) La segunda unidad geomorfológica está integrada por valles intramontanos coincidentes con un bloque tectónico fracturado y hundido. A modo de pasillo tectónico pone en contacto los relieves mesozoicos de la cabecera con las formaciones miocénicas orientales de la cuenca. Sobre estos espacios intramontanos discurren los tres colectores principales: el Barranco Grande, Cueva Morica y la Rambla del Gallo. Los barrancos Grande y de la Cueva Morica ocupan el sector más septentrional y circulan encajados en sus propios sedimentos.

En el pasillo tectónico destaca un gran abanico aluvial del Pleistoceno Medio edificado por el Barranco Grande al abandonar los abruptos relieves mesozoicos. El abanico cambia bruscamente su dirección inicial W-E a NW-SE a causa de la barrera que representan las formaciones cenozoicas de su margen NE. La deposición se dirige entonces hacia la confluencia con los barrancos de la Cueva Morica y el Gallo.

Por su parte el Barranco de la Cueva Morica discurre por un valle relativamente amplio, con distintos niveles de terraza, flanqueados por



pequeños conos y glaciares de acumulación adosados a la base de los relieves.

Más al Sur se encuentra la cuenca de la Rambla del Gallo, de gran variedad hidrogeomorfológica por cuanto se suceden conos de gran potencia, una plataforma colgada en la base de los mismos y diversos espacios de drenaje deficiente.

iii) Por último, la tercera unidad geomorfológica -en el sector oriental de la cuenca- está integrada por un relieve alomado y subtabular desarrollado sobre arcillas rojas y margas limolíticas terciarias muy desmanteladas. Del desmantelamiento se han preservado colinas cuando una capa más resistente ha protegido las formaciones subyacentes a modo de cornisa. En tal caso, siguen el modelo de evolución cantil-talud del que hablábamos en la primera unidad, pero con disposición horizontal en lugar de monoclinal.

Estos relieves subtabulares presentan ligeros basculamientos hacia el interior de la cuenca, que se hacen particularmente patentes en las formaciones que bordean por el sur el eje cuaternario Buñol-Chiva-Cheste. Este hecho pone de manifiesto, una vez más, la importante actividad neotectónica así como el empuje de los materiales triásicos basales (materiales que afloran al Sur de nuestra área, entre Buñol y Alborache, siguiendo una dirección W-E y formando, según BRINKMANN (1931) un *horst* muy apretado).

Los valles, excavados en las litologías terciarias, presentan características distintas a los de cabecera. Mientras allí los canales discurrían encajados en angostos valles en v, aquí predominan cauces de fondo plano, acondicionados como bancales de cultivo. No sólo en los valles de fondo plano se deja notar las intervenciones geomorfológicas de origen antrópico, sino que las

laderas también aparecen abancaladas con fines agrícolas.

#### 2.3.3.2. EL CORREDOR DE BUÑOL-CHIVA-CHESTE

La cuenca de la Rambla del Gallo, y en particular el sector cuaternario de la misma, merece un comentario específico por cuanto introduce retardos en la escorrentía superficial de crecida y, por tanto, en el hidrograma resultante. Se trata de un pasillo tectónico fracturado, hundido y finalmente relleno por materiales pliocuaternarios siguiendo el eje Buñol-Chiva-Cheste.

En el corredor o pasillo destacan la plataforma colgada desde Buñol hasta Chiva, la acera de conos de deyección al pie del frente montañoso y distintos espacios de drenaje deficiente entre Chiva y Cheste y en los alrededores de Cheste.

##### \* *Plataforma colgada de Buñol-Chiva*

Esta plataforma, fracturada en ambos extremos, sobreelevada en relación con el resto del valle, da lugar a un escalón de notable magnitud en cada una de las citadas poblaciones que facilitó el reconocimiento de las principales unidades sedimentarias.

En Buñol aparece un extenso depósito de tobas muy característico, tanto por el lugar de su formación, como por su posterior sedimentación. Sobre este depósito, a una altura aproximada de unos 10 m respecto del cauce del Barranco de las Ventas (tributario del Río Magro), se apoyan restos de una terraza encostrada con una cronología relativa del Pleistoceno Medio. Por su parte, en el escalón de Chiva encontramos una formación de tobas de semejantes características.

Estos rellenos poligénicos de valle, formados por construcciones biolitoquímicas y detríticas son frecuentes en numerosos ámbitos mediterráneos (FUMANAL *et al.*, 1987): corresponden a tobas en cascada (CASANOVA, 1980), con

orientación perpendicular a la pendiente y desarrollo limitado a los cursos altos de la red hidrográfica. Favorecen su formación los perfiles poco regularizados, los lechos rocosos y las bruscas rupturas de pendiente (FUMANAL *et al.*, 1987). En efecto, a la salida de un valle estrecho que se interrumpa bruscamente en una ruptura de pendiente, las aguas vierten en cascada. Progresivamente el desnivel es colonizado por especies hidrófilas: la interacción entre crecimiento biológico y precipitación de carbonatos es suficiente para explicar la progradación de las tobas en cascada (CASANOVA, 1981). Ahora el desarrollo tobáceo de Chiva y Buñol se halla interrumpido por el encajamiento progresivo de la red fluvial y, obviamente, prevalece un balance erosivo.

Que la plataforma de Buñol-Chiva aparezca colgada pero flanqueada a su vez por relieves subtabulares y basculados en su margen derecho, nos lleva a pensar, una vez más, en una considerable elevación de toda la zona por tectónica reciente y la presión del Keuper basal.

A nuestros efectos, esta plataforma constituye un espacio donde se concentran los aportes hídricos provenientes de los relieves circundantes. Su escasa pendiente dificulta la organización de la red de drenaje, lo que provoca a su vez encharcamientos y retenciones de agua. Es muy probable incluso que, en algún momento de la orogenia alpina, esta plataforma careciera de drenaje exorreico y sólo a partir de recientes reajustes tectónicos se organizase una red exorreica.

En la actualidad, la plataforma está siendo capturada por ambos extremos: por el Barranco de Chiva en su extremo oriental y por el Barranco de las Ventas (perteneciente a la cuenca del Río Magro) en la parte de Buñol. Ambos barrancos están efectuando una importante actividad de erosión remontante (CHRISTOFOLETTI, 1977; DEMANGEOT, 1965; DERRUAU, 1983) con progresivo encajamiento de los lechos.

Por último sobre la plataforma de Chiva-Buñol se han producido paulatinas modificaciones a causa de la

intervención humana, ya que prácticamente la totalidad de la misma ha sido puesta en cultivo.

\* *El conjunto de conos aluviales*

Los abanicos aluviales aparecen en toda la cuenca (no sólo en la Rambla del Gallo) ya que, tanto el Barranco Grande como en el de Cueva Morica discurren encajados en sus propios conos. Sin embargo, hemos considerado el sistema de conos de la Rambla del Gallo (con una red de drenaje menos organizada) por su magnitud y características.

Se trata de un área de conos desarrollados al pie de los relieves mesozoicos. Pertenecen al Pleistoceno Medio y se apoyan sobre la plataforma Chiva-Buñol, llegando a alcanzar grandes potencias (unos 20 m aproximadamente).

El cono de mayor entidad (correspondiente al cauce principal) actúa, en la actualidad, como divisoria de aguas entre la Rambla del Gallo y el Barranco de las Ventas, tributario del Río Magro. No es improbable que, en algún momento del Pleistoceno, parte de las aguas que ahora vierten al Barranco del Gallo, lo hicieran hacia Buñol.

La formación de tamaños edificios aluviales va estrechamente ligada a la ruptura topográfica entre el pilar y la fosa tectónica que delimitan el corredor Buñol-Chiva. Siguen un modelo de evolución semejante al que HARVEY (1989) describe para conos desarrollados a lo largo de fallas activas, con un único canal de drenaje en el ápice, que está encajándose en la actualidad.

En cuanto a la tipología de estos conos, según la clasificación de MATEU (1982) son torrenciales, esto es, de alimentación intermitente, encajados, con acumulación predominantemente basal y repetidos en pasillos y corredores deficientemente articulados por la red fluvial. El canal -en el ápex- se está encajando, y a la vez tiene una actividad deposicional en la base, lo que hace que en muchas ocasiones se pierda la morfología de cauce en las partes distales del cono.

Los procesos dominantes de transporte abarcan un rango que va desde los *debris-flow* o flujo de derrubios, hasta los procesos fluviales (SCHUMM, 1977; HUNT, 1975; BEATY, 1970, BULL, 1977; HARVEY, 1989). En nuestro caso, a pesar de tratarse de una cuenca pequeña, con una pendiente considerable, el transporte dominante es de carácter fluvial, según se deduce del tipo de sedimentación de los cortes analizados. La causa pudiera encontrarse bien en la ubicación de los cortes (parte distal de los abanicos), bien en el control que la litología supone sobre estas formaciones, ya que un roquedo calizodolomítico no aporta los materiales finos necesarios para el desarrollo de *debris-flows*.

Los depósitos del cono incluyen sedimentos de *sheet flow* compuestos por delgadas láminas de gravas, arenas o limos (HOOKE, 1967) y acumulaciones de gravas en las partes distales.

De otra parte, en el mismo corredor existen depósitos de vertiente pegados a los relieves miocenos, en las inmediaciones de Cheste. "Son debidos a un sistema de escorrentía en hiladas o láminas (*rill wash* o *sheet wash*), entre los relieves y los arroyos, produciéndose un lavado y un transporte de material fino procedente de antiguos suelos. El hecho de que este sistema de arroyada en regueros pueda ser sustituido por una arroyada en manto (*sheet flood*) con un poder de transporte mayor, hace que puedan aparecer en algunas zonas elementos más groseros. Se trataría por tanto de un tipo de glacis pero que presenta una pendiente mayor y un material mucho más fino, pasando de ser un glacis de cobertera en la cabecera a un glacis de acumulación en la zona final" (IGM, 1984). Esta puntualización es importante ya que un sistema de arroyada laminar drena en manto desde los relieves miocenos hacia la plataforma cuaternaria. Los depósitos de tipo *sheet flood* corroboran la carencia de cauces y de desagüe canalizado en el margen derecho de la Rambla del Gallo.

Tanto los conos como las vertientes de arroyada en manto, hidrológicamente significan un espacio ambivalente

por cuanto de una parte contribuyen a la atenuación de la punta de crecida y al retardo en la concentración de flujos, y de otra, prolongan la curva de agotamiento del hidrograma.

\* *Zonas de drenaje deficiente*

El último ambiente, con unas características hidrogeomorfológicas particulares, está constituido por espacios húmedos, cercanos a Chiva y conocidos como el Almarjal o Armarjal, el Agua Perdida... Estos topónimos fijan el reconocimiento cultural de unas particulares condiciones hidrogeomorfológicas. Son áreas que podrían ser calificadas como espacios húmedos, habida cuenta de la ambigüedad del concepto (ROSSELLO, 1989b). DA CRUZ (1988) señala que "la denominación de zonas húmedas puede ir desde las riberas de los rios, lagos, lagunas, turberas, charcas o planicies inundables, hasta zonas costeras unidas a estuarios o deltas, marismas, marjales o incluso lugares de origen artificial como embalses o graveras". Por su parte, MATEU (1982) utiliza el término de *endorreísmo indeciso* para designar áreas de drenaje deficiente que se localizan en sectores fracturados y en conexión con las modalidades de organización de la red fluvial.

Ambos términos parecen adecuados para caracterizar los espacios cercanos a Chiva, que ubicados en los sectores deprimidos constituyen auténticos espacios inundables.

Su génesis tiene una componente estructural. No todos los tramos de la red de drenaje se han adaptado aún a la ruptura que introduce la plataforma colgada en su trayectoria. En la plataforma de Buñol-Chiva-Cheste conviven, al mismo tiempo, intervalos organizados (mientras los relieves o los escalones terminales de la misma mantienen una pendiente considerable) y otros donde desaparecen o se vuelven confusos (durante el discurso de la red sobre la plataforma que apenas sí tiene pendiente). En este sentido, la red, debido a su carácter reciente, aún no ha organizado todo el trazado exorreico.

Por ello existen espacios propicios al encharcamiento con muy poca pendiente o topográficamente deprimidos, donde la acumulación hídrica corresponde a un exceso de descarga de difícil evacuación (ROSSELLO, 1989b). Los horizontes de gleyfización en tales marjales corroboran las condiciones de hidromorfía recurrente.

En síntesis, se trata de espacios semiendorreicos instalados sobre una plataforma colgada, que se encharcan con ocasión de intensas precipitaciones horarias. En buena parte de ellos la evacuación del agua tiene lugar de una manera relativamente rápida por cuanto la naturaleza porosa del material superficial (con carencia de estratos impermeables en la base) permite la infiltración de los excesos hídricos. Pero en ocasiones, la subida del nivel piezométrico de reservas subterráneas puede suponer tanto un obstáculo a la infiltración ("*impeded drainage*"), como un aporte hídrico vertical ascendente (GONZALEZ BERNALDEZ, 1987). Tal vez, estas sean razones de la persistencia del encharcamiento de las marjales de los alrededores de Chiva, a las que se suma la escorrentía subsuperficial.

En la actualidad, las intervenciones antrópicas, a las que son muy sensibles estas áreas de equilibrio precario (ROSSELLO, 1989b), han desvirtuado el funcionamiento natural de las marjales por explotación sistemática de los acuíferos, construcción de redes de drenaje artificiales, etc.

#### 2.3.4. LA RED DE DRENAJE

Los lechos de la Rambla de Poyo presentan un nítido contraste: por una parte los que, situados en las sierras de cabecera se encajan en las calizas cretácicas, y por otra, aquellos que circulan sobre materiales miocenos dando lugar a barrancos de fondo plano. Tal y como afirman SEGURA *et al.* (1985) éstos últimos son un elemento a tener en cuenta, sobre todo en los momentos de crecida. En efecto, los barrancos de fondo plano, de ordinario secos, con ocasión de intensas precipitaciones, se vuelven



funcionales. La mayoría de estas vaguadas han sido reacomodadas para el cultivo, por lo que las características hidráulicas se vuelven más complejas (GREGORY y WALLING, 1973; DURAN *et al*, 1985; REMENIERAS, 1971; GIL OLCINA *et al*, 1986).

La morfología de los cauces cambia cuando se unen el Barranco Grande, el de la Cueva Morica y el del Gallo, en las inmediaciones de Cheste. A partir de este punto se produce una importante pérdida de pendiente. El cauce principal se ensancha y describe algunos meandros de amplio radio de curvatura. Al mismo tiempo, y coexistiendo con estos meandros, se observa una morfología de canal tipo *braided*, con formación de barras.

También el factor antrópico se halla presente en la organización de la red. En el recorrido del colector principal de la Rambla del Gallo, desde su salida de la Sierra de Cabrera hasta la población de Chiva, el cauce, encajado por el margen izquierdo del cono, sigue la línea de máxima pendiente hasta un repentino y forzoso giro a la izquierda tras atravesar la carretera nacional III y antes de llegar a la vía del ferrocarril Valencia-Madrid. A partir de ese cambio de rumbo sigue un trazado muy rectilíneo, paralelo a los ejes de comunicación, hasta Chiva. El cauce no discurre por la zona más deprimida del valle y corta transversalmente la parte distal de la acera aluvial que tiene a su izquierda.

De otra parte, el tipo de depósito en el que se está encajando el cauce manifiesta un cambio de ambiente sedimentario. En este intervalo, el canal discurre sobre materiales finos, mientras ahora depósitos de gravas van instalándose en el *talweg* de una manera progresiva.

El trazado -excesivamente lineal, transversal a la máxima pendiente- y la metamorfosis en las condiciones de sedimentación sugieren que es un cauce artificial. El trabajo de campo confirmó además esta hipótesis, al reconocer el cauce originario de fondo plano que, arrinconado contra los relieves miocenos de la Umbría del

Llano, iba perdiendo progresivamente su morfología hacia El Llano. Las aguas que circulaban por esta vaguada debían suponer un riesgo potencial para la línea férrea Valencia-Madrid y quizá fuera el argumento para abrir un lecho artificial por el que vehicularían las aguas antes de alcanzar la vía férrea.

Fueran cuales fueren las causas de la canalización, el Barranco del Gallo-Chiva posee un tramo de su recorrido (6.4 Km) artificializado que sirve para encauzar las aguas que llegan desde la Sierra de Cabrera y los conos adosados al pie de la misma, al tiempo que limita el encharcamiento en la zona semiendorreica próxima a Chiva.

Ahora la Rambla del Gallo se está encajando en el tramo canalizado, sufriendo un proceso de incisión como lo demuestra que barrancos como el de Vallejo de Covatillas, de fondo plano en 1957, hoy muestren *talwegs* bien definidos. En otras palabras, se trata de una activa acomodación por modificaciones inducidas en el perfil de equilibrio.

Como ya se explicó en el análisis del Carraixet, existen algunos *parámetros morfométricos* que pueden aportar valiosa información a cerca de la respuesta hídrica de la red.

En cuencas de pequeñas dimensiones como la de la Rambla de Poyo -187 Km<sup>2</sup>- la *extensión superficial* de las mismas adquiere importancia en relación con la precipitación. En efecto, para sistemas fluviales donde los tiempos de concentración no suelen rebasar las 12 horas-, la formación de crecidas requiere lluvias de gran intensidad. Son los temporales de tipo convectivo, de duración similar al tiempo de concentración, los que originan las mayores catástrofes (DURAN et al, 1985). En este sentido cabe destacar la disposición favorable de la Rambla de Poyo respecto a la penetración de flujos de los levante, generadores potenciales de grandes inestabilidades convectivas otoñales, propias de todo el litoral levantino.

La Rambla de Poyo (fig. 2.34) es de carácter subdendrítico (ZERNITZ, 1977), ya que si bien se aproxima al drenaje dendrítico, los cauces principales son consecuentes y denotan el control dominante de la pendiente y la litología. Este tipo de red mixta repercutirá en la propagación de la onda de avenida, introduciendo una primera fase de rápida traslación de la misma a lo largo del tramo dendrítico y una fase posterior de retardo en los cauces principales. Por lo que respecta a su *jerarquización*, el sector aquí estudiado constituye una cuenca de orden 5. Ahora bien, como la zona de estudio constituye una subcuenca delimitada en función del área vertiente a la estación de aforo, las mediciones para el orden 5 aparecen considerablemente sesgadas, y tanto la longitud del cauce, como la extensión de la cuenca, son incompletas. Por este motivo las relaciones de longitud y de área entre el orden 4 y 5 no se han tenido en cuenta en el análisis.

La *razón de bifurcación* (fig. 2.35) para el sector estudiado de la Rambla de Poyo presenta un valor conjunto de 3'18, razón que podría calificarse como "normal". Sin embargo, se diferencian los índices correspondientes a las cuencas de inferior jerarquía y las de mayor. Litología, estructura y pendiente parecen factores determinantes. Mientras las cuencas de cabecera son calizo-dolomíticas y con notables pendientes, las de orden mayor incluyen materiales blandos al tiempo que disminuye la pendiente. Con litologías blandas e impermeables las relaciones de bifurcación son menores que en las zonas calcáreas (CANO, 1975). Ya señaló HORTON (1945) que estas relaciones son bajas para zonas de poca pendiente.

La *Relación de Longitud* ( $R_l$ ) (fig. 2.36) mantiene un comportamiento paralelo a la  $R_b$ , lo que permite suponer que ambos índices están afectados por factores semejantes.

La *Relación de elongación* presenta un valor bajo, de 0'4. Bajas ratios de bifurcación y altas ratios de elongación dan lugar a hidrogramas puntiagudos con un corto tiempo de ascenso al pico (STRAHLER, 1964; CHORLEY, 1969;

WARD, 1978; PATTON, 1988). En este caso la  $R_e$  resulta relativamente baja, sin embargo para esta rambla el rápido incremento del caudal viene determinado por la reducida  $R_b$  en los ordenes superiores y por la coalescencia de puntas de crecida de tributarios de jerarquía semejante. Nótese en el mapa hidrológico (fig 2.34), la confluencia de tres barrancos de orden 4 (Barranco Grande, de la Cueva Morica y Rambla del Gallo) en las inmediaciones de Cheste. El riesgo de desbordamiento en tales condiciones es enorme, si el cauce principal no dispone de capacidad suficiente para evacuar, de una manera ordenada, todo el volumen de agua.

Por lo que respecta al relieve la distribución topográfica (ver apartado 2.3.1) muestra dos elementos contrastados, las montañas de cabecera y el resto de la cuenca, en un corto recorrido. El cambio brusco de pendiente propicia la aparición de frentes de ola móviles debidos a la distinta velocidad de propagación de la onda de avenida a lo largo del cauce (WOOLHISER, 1971). En consecuencia, cabe esperar un hidrograma con una curva de ascenso rápido, producido por las fuertes pendientes, y una curva de agotamiento relativamente larga, alimentada por el aporte de los espacios planares.

La Rambla de Poyo presenta una *densidad de drenaje* baja, de 1'02 Km/Km<sup>2</sup> debido al factor litológico, a la distribución altimétrica de la cuenca y a las modificaciones antrópicas. Se trata de una cuenca compuesta en un 39% por roquedos permeables calizo-dolomíticos de pendientes considerables, un 26% de la superficie constituido por materiales de relleno cuaternario no consolidados que permiten la infiltración y el 34% restante, a pesar de estar desarrollado sobre litologías margo-arcillosas, corresponde a relieves muy desmantelados, con escasas pendientes y notablemente transformados por el hombre, que a menudo cultiva los valles de fondo plano haciendo desaparecer los *talwegs*.

Por otra parte, la configuración de un espacio en bloques tectónicos y la proliferación de zonas de drenaje deficiente y de escorrentía en lámina (*sheet-flood*)

contribuyen a la baja densidad de canales. A ello debemos añadir que cualquier cambio de una variable externa del sistema, como clima, uso del suelo o tectónica, produce su impacto en el patrón de la red (MOSLEY, 1972; GREGORY y WALLING, 1973). Uno de los cambios más importantes que, junto con el uso del suelo, está sufriendo la Rambla de Poyo es la modificación de su nivel de base, como consecuencia de la organización de una red exorreica a partir de la captura de bloques tectónicos colgados.

Por último, resta analizar la constante de mantenimiento de canal y distancia de escorrentía. En la Rambla de Poyo, la  $C_m$  muestra una discontinuidad remarcable entre las cuencas de orden 4 con respecto a las anteriores, pasando de 2'79  $\text{Km}^2/\text{Km}$ , para el orden 3, a 5'26  $\text{Km}^2/\text{Km}$  para el 4. Más espectacular aún es el valor de  $C_m$  para el segmento de orden 5, que necesita 14.8  $\text{Km}^2$  por unidad de canal. Este salto refleja el pasillo tectónico intramontano, con bajas pendientes y un drenaje exorreico mal organizado. Constata, además, el gran desmantelamiento de los relieves miocenos, con pendientes inferiores al 7%. En estas condiciones se requiere mayor extensión de superficie por unidad de canal. Por su parte la distancia de escorrentía (2.6 Km para el orden 4 y 7.42 Km para el 5) refleja la importancia del flujo laminar en las cuencas de orden superior (que incluyen los espacios deficientemente organizados), esto es, espacios de laminación y almacenamiento (DUNNE y LEOPOLD, 1978) que reducen el caudal punta y alargan la curva de descenso del hidrograma.

Todas estas características describen una zona con un funcionamiento de crecida del tipo *flash-flood* (que son las más difíciles de preveer y controlar). El comportamiento de la circulación superficial varía notablemente en situaciones de crecida. Por un lado, con un volumen importante de precipitación, entran en funcionamiento los barrancos de fondo plano de considerable anchura y rugosidad, la mayor parte de los cuales están abancalados y

cultivados. SEGURA *et al* (1985) corroboran que "las avenidas que inundaron Chiva en 1949 y 1983 se canalizaron por el Barranco de las Cañadillas que es de fondo plano".

Por otro lado, diversas visitas con ocasión de las lluvias de diciembre de 1989 nos permitieron comprobar la importancia del flujo laminar o *sheet flow*, a lo largo del valle de la Rambla del Gallo, así como en los glacis de contacto con los relieves circundantes.

En el tramo canalizado, el agua tiende a seguir su trayectoria natural, tal y como pudimos constatar tras las últimas crecidas. Depósitos de arenas y marcas de avenida muestran la dirección tomada por parte de las aguas del Barranco del Gallo a la salida del cono, las cuales, excediendo la capacidad del canal artificial, avanzaron por la vaguada de su paleocauce natural (pegado a los relieves miocenos de Umbría del Llano). Estas aguas, unidas a las de un importante valle de fondo plano que confluye por su margen derecha, así como los aportes de los conos circundantes generan gran concentración hídrica en El Ruedo.

Conforme se avanza hacia la cuenca baja por el margen derecho, dos barrancos, que se están encajando rápidamente, recogen parte de estas aguas, al mismo tiempo que empiezan a aparecer los espacios encharcados de difícil drenaje.

En la población de Chiva el cauce vuelve a presentar un fuerte encajamiento puesto que tiene que superar el escalón tobáceo. A partir de este punto el agua discurre canalizada.

CUADRO 2.7. INDICES MORFOMETRICOS DE LA RAMBLA DE POYO

u	Nu	L (Km)	L (Km)	A (Km <sup>2</sup> )	A (Km <sup>2</sup> )	Rb	Rl
1	84	106.50	1.24	68.50	0.82		
						3.80	1.30
2	22	35.30	1.61	49.40	2.25		
						4.40	2.84
3	5	22.70	4.54	63.40	12.69		
						2.50	1.40
4	2	12.35	6.37	65.00	32.49		
						2.00	1.99
5	1	12.60	12.60	187.00	187.00		
						x=3,18	x=1,8

u	Ra	Dd (Km/Km <sup>2</sup> )	Cm (Km <sup>2</sup> /Km)	de (Km)
1		1.50	0.64	0.32
	2.75			
2		0.70	1.39	0.70
	5.65			
3		0.35	2.79	1.40
	2.56			
4		0.10	5.26	2.60
	5.70			
5		0.06	14.84	7.42
	X=4			
TOTAL		1.02	0.98	0.4

RELACION DE ELONGACION (Re) = 0.4

RAZON DE RELIEVE (Rh) = 36.7

INDICE DE RUGOSIDAD (Rh) = 0.9

u : Número de orden

Nu: Número de cauces de cada orden

L : Longitud total

L : Longitud media

A : Area total

A : Area media

Rb: Relación de bifurcación

Rl: Relación de longitud

Ra: Relación de área

Dd: Densidad de drenaje

Cm: Constante de mantenimiento canal

de: Distancia de escorrentía

### **3. PRECIPITACION Y ESCORRENTIA: UN METODO DE ESTUDIO**

---



El régimen hidrológico de la rambla se caracteriza por episodios de alta energía (con gran circulación de caudal y sedimentos) separados por períodos, más o menos prolongados, con ausencia de flujo superficial. Hablar de hidrología en ramblas es tanto como hablar de crecidas, ya que estos cursos efímeros sólo vehículan agua durante escasos días al año, como resultado de intensas precipitaciones registradas en su cuenca. La ausencia de circulación en el resto del año es, a menudo, consecuencia de la desconexión entre el lecho y los acuíferos (SEGURA, 1990).

Aunque las crecidas fluviales constituyen el riesgo natural más extendido en la fachada mediterránea española (MATEU, 1989), en la práctica no se conocen suficientemente los procesos hidrológicos, en gran medida, por la escasez y baja calidad de los datos hidrológicos. Concretamente la penuria de pluviógrafos ha dificultado el análisis detallado de la intensidad de precipitación, parámetro fundamental en la génesis de las crecidas mediterráneas (SEGURA, 1990; CAMARASA, 1991). A menudo, ha sido necesario operar con lluvias acumuladas en 24 horas (desagregación habitual en los observatorios del Servicio Nacional de Meteorología). De otra parte, los recursos económicos disponibles para la monitorización de cuencas ha primado las estaciones foronómicas en sistemas fluviales de cierta entidad (de dimensiones superiores a las ramblas). Además, la discretización diaria de los aforos contribuye a enmascarar la complejidad del fenómeno (MATEU, 1982; SEGURA, 1990).

La reciente instalación del SAIH-JUCAR supone un importante salto cualitativo y cuantitativo por cuanto la red registra datos de precipitación y caudal cada cinco minutos. En efecto, el SAIH posibilita una mejor identificación de la estructura espacio-temporal de las precipitaciones y suministra hidrogramas detallados de las crecidas. Sobre esta base, se puede profundizar sobre los

mecanismos de generación del *flash-flood* en los sistemas fluviales mediterráneos semiáridos.

### 3.1. FUENTES DE INFORMACION

La mayor parte de información sobre precipitaciones procede de observatorios adscritos a organismos públicos (Servicio Nacional de Meteorología, Confederación Hidrográfica del Júcar, el Servicio de Extensión Agraria, etc.) y algunas empresas agrarias de carácter privado. Con excepción de los pluviógrafos (aparatos restringidos a observatorios de primer orden), la desagregación habitual es de 24 horas obtenida en pluviómetros que acumulan volúmenes de lluvia durante el período previamente fijado.

Instrumentos de concepción similar pero de lectura más frecuente son los pluviómetros de la red automática del Servicio Nacional de Meteorología, y del SAIH (Confederación Hidrográfica del Júcar). La primera, extremadamente rala, suministra lecturas cada 10 minutos, la segunda, más tupida, cada 5.

Mayor sofisticación tecnológica ofrecen los métodos de teledetección -activos y pasivos- como son los sistemas de radar instalados en tierra o los sensores situados a bordo de satélites artificiales. El radar constituye lo que se denomina un método de teledetección activa. El sensor realiza un barrido de observación secuencial fundamentado en la proyección de una señal sobre un blanco y posterior registro de su reflectividad. Así, el radar detecta y mide el agua precipitable en la atmósfera mediante un barrido electromagnético continuo. Cuando los haces de energía entran en contacto con el núcleo que produce la precipitación, la energía es parcialmente absorbida, disipada y reflejada. La energía reflejada --de retorno al transmisor convenientemente calibrado-- puede ser convertida en intensidad de precipitación de gran resolución espacio-temporal. Si bien el radar puede instalarse a bordo de plataformas de observación --avión, satélites, etc.-- son las estaciones radar situadas en

tierra las que ofrecen mayor interés para estudios a escala regional. Estos sistemas proporcionan una descripción continua de la precipitación con extensión horizontal y vertical (ya que puede operar a diferentes alturas, lo que permite identificar los estratos atmosféricos de incidencia de la tormenta). Sin embargo, en la actualidad, la mayor dificultad del radar reside en el calibrado de conversión reflectividad-intensidad de precipitación.

En España, el programa de vigilancia meteorológica, a cargo del Ministerio de Transportes y Comunicaciones contempla la instalación de 14 radares, con especial incidatención a la franja mediterránea. Todavía en fase experimental, el radar de Cullera, recientemente instalado, se está calibrando, motivo por el cual las imágenes no son homologables.

Los satélites meteorológicos, pioneros en el desarrollo de la teledetección espacial, han contribuído enormemente al conocimiento atmosférico. Las imágenes visibles y de infrarrojo térmico proporcionan una valiosa información para el análisis de las nubes y la previsión meteorológica (ALLISON y SCHNAPF, 1983). Sin embargo, los métodos para la estimación de precipitación desde el espacio se han desarrollado más lentamente, y los éxitos han sido siempre mayores para estimaciones a largo plazo y en regiones amplias (BARRETT, 1979; BARRETT y MARTIN, 1981). Cada día más, no obstante, y a la par que los avances tecnológicos, los satélites se revelan como instrumentos de futuro para el seguimiento de fenómenos lluviosos (BRAS, 1990). De la interpretación cualitativa de series de imágenes, se apunta el intento cuatificador de los totales precipitados. Los satélites meteorológicos envían información con una frecuencia que suele oscilar entre 19 minutos --GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*)-- y 12 horas --TOVS (*Tiros Operational Vertical Sounder*); DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*); AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), etc.--, pasando por la duración más común de 30 minutos --Meteosat; GMS; Insat I series, etc.--. Si bien

en un futuro próximo esta técnica puede suponer una importante fuente para el estudio de las lluvias, en la actualidad adolece de problemas de calibrado parecidos a los del radar. Para la zona que nos ocupa existen proyectos de investigación, a partir de la banda infrarroja del Meteosat, satélite europeo geostacionario que puede ofrecer una imagen cada 30 minutos, con una resolución espacial de 5 Km.

De todo lo expuesto, cabe concluir que en los próximos años el radar de tierra y los satélites ofrecerán una amplio espectro de posibilidades para el estudio de la precipitación. Hoy por hoy, no es posible su uso generalizado en nuestra zona de estudio por problemas de calibrados. Por ello, nuestro análisis de las precipitaciones se fundamentará en los pluviómetros pertenecientes al Servicio Nacional de Meteorología y a la red SAIH. El SAIH procura mayor desagregación temporal mientras el SNM posee una cobertura espacial más densa. Ambas fuentes resultan complementarias en el análisis de un suceso lluvioso.

### 3.1.1. OBSERVATORIOS DEL SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGIA

A continuación se detallan la totalidad de observatorios del SNM comprendidos en el área de estudio (fig 3.1):

CUADRO 3.1. LOCALIZACION DE LOS OBSERVATORIOS DEL SERIVICIO NACIONAL DE METEORLOGIA

CODIGO	NOMBRE	LOCALIZACION	
		LONGITUD E*	LATITUD N
318	Embalse Forata	2°48'	39°20'
319g	Buñol C.P. San Luis	2°54'	39°25'
329	Picassent	3°14'	39°31'
330	Albalat	3°16'	39°24'
331b	Silla Saladar	3°18'	32°22'
331i	Silla Fitosanitaria	3°17'	39°23'
334a	Chiva Segunda	2°58'	39°28'
334b	Chiva Agro	2°58'	39°29'
336a	Godelleta C.A.L.	3°00'	39°25'
337	Torís Masia Calabarra	3°04'	39°23'
337u	Loriguilla	3°07'	39°29'

341	Torrent	3°13'	39°26'
342c	Picanya Veyrat	3°15'	39°25'
342d	Paiporta Caixa Rural	3°16'	39°25'
342e	Massanassa	3°17'	39°25'
344	València Forn d'Alcedo	3°19'	39°26'
399	Embalse de Loriguilla	2°46'	39°41'
399c	Losa Obispo la Molinera	2°50'	39°41'
401	Pantano de Buseo	2°45'	39°36'
402	Bugarra	2°55'	39°37'
403e	Andilla C.H. Jucar	2°54'	39°49'
404	Alcublas	2°59'	39°48'
405a	Casinos C.H.J.	3°05'	39°37'
405b	Casinos Agro	2°58'	39°41'
405i	Higueruelas C.H.J.	2°49'	39°47'
405j	Higueruelas C.P.	2°49'	39°47'
406	Villar del Arzobispo	2°52'	39°44'
408	Bugarra el Campillo	2°54'	39°29'
409	Lliria el Carril	3°02'	39°39'
410b	Lliria Cooperativa Vinícola	3°09'	39°37'
414a	València Manises	3°12'	39°29'
416	València	3°18'	39°29'
418p	Gátova C.H.J.	3°10'	39°46'
419a	Serra Ayuntamiento	3°15'	39°41'
420i	Olocau	3°09'	39°42'
420o	Lliria Maimona	3°07'	39°40'
420u	Bétera B. Helicópteros	3°13'	39°37'
421c	Bétera Mas de Arnal	3°15'	39°37'
421f	Montcada Masia Moroder	3°14'	39°35'
421g	Bétera Codena	3°16'	39°31'
421m	Foios Barranco	3°18'	39°33'
428	Massalfassar	3°22'	39°34'
430e	Puçol Huerto Ntra. Sra.	3°22'	39°37'
432o	El Toro Vértice Salada	2°53'	39°53'
433a	Begís C.H.J.	2°59'	39°54'
434a	Viver S.E.A.	3°05'	39°55'
436	Altura Cueva Sta.	3°08'	39°51'
436e	Embalse Regajo	3°10'	39°53'
437	Gaibiel	3°11'	39°56'
438	Segorbe	3°12'	39°51'
438b	Segorbe I.F.P.	3°11'	39°50'
438c	Altura Ayto.	3°10'	39°51'
439e	Segorbe M.C.	3°13'	39°50'
439i	Segorbe M.H.	4°10'	39°48'
439u	Soneja	3°15'	39°49'
443a	Estivella C.P.	3°20'	39°43'
444	Gilet Sto. Espiritu	3°62'	39°40'
445	Sagunt Castillo	3°24'	39°41'
445c	Sagunt H.E.	3°25'	39°40'
446g	Sagunt Pontazgo	3°26'	39°42'
446k	Benavites	3°26'	39°44'
446n	Almenara	3°28'	39°45'
448a	Vall d'Uixó	3°27'	39°49'
448d	Moncofa C.P. Cervantes	3°32'	39°48'
449a	Vilavella B.S.	3°30'	39°51'
450b	Nules Pío XIII	3°32'	39°51'
450c	Nules Pueblo	3°32'	39°51'
452	Pantano Onda	3°24'	39°57'
453a	Eslida Depósito Agua	3°22'	39°53'

454a	Onda C.A.L.	3°25'	39°58'
455	Betxí	3°29'	39°56'
456	Borriana S.R.	3°26'	39°53'
457	Vila-real		
500a	Castelló Almassora	3°40'	39°57'
501a	Castelló C.H.J.	3°39'	39°59'

\* Las coordenadas de longitud están referidas al meridiano de Madrid.

### 3.1.2. SISTEMA AUTOMATICO DE INFORMACION HIDROLOGICA

Los sistemas automáticos de información hidrológica aplicados a los planes de previsión se han desarrollado progresivamente en USA, Japón, Francia, etc. Actualmente, se está procediendo a su implantación en España, con especial atención a las cuencas mediterráneas -adscritas a la Confederación del Júcar (GARCIA ALANDETE, 1989) y del Segura (CABEZAS, 1989)-.

La instrumentación del SAIH consiste en un conjunto de sensores situados estratégicamente que captan y transmiten información hidrológica a un centro de tratamiento y toma de decisiones. En la Cuenca Hidrográfica del Júcar existen 141 puntos de control de diferente índole: (1) marcos de control con pluviómetro, (2) aforos en canal con pluviómetro, (3) aforos en canal sin pluviómetro, (4) aforos en río con pluviómetro, (5) aforos en río sin pluviómetro, (6) estaciones en embalses, (7) pluviómetros y (8) pluvionivómetros. Estos 141 puntos de control envían información por radio a 10 puntos de concentración, en los cuales se transforman en magnitudes hidráulicas que son transmitidas al Centro de Proceso de Cuenca situado en la Sede de la Confederación (CAMARASA, 1988).

21 puntos de control del SAIH se sitúan en nuestra zona de estudio de las cuales 5 informan sobre el Barranc del Carraixet, y 4 sobre la Rambla de Poyo. El resto enmarcan ambas cuencas y cubren el espacio entre ellas (fig 3.2).

CUADRO 3.2. LOCALIZACION DE LAS ESTACIONES DEL S.A.I.H.

PUNTO CONTROL	NOMBRE	COORDENADAS UTM	
		LONGITUD E	LATITUD N
1E04	Embalse de Onda	728152.747	4424344.359
1E07	Embalse Sta. Quiteria	748174.600	4426829.758
6E02	Embalse de Loriguilla	679089.314	4392727.553
6E03	Embalse de Buseo	677033.884	4385144.542
7E03	Embalse de Forata	684116.325	4356948.304
0S01	Pto. concentración Valencia	727370.212	4373179.986
0E01	Embalse del Regajo	711793.111	4418637.605
0E02	Assut del Repartiment	720364.148	4373838.809
0E03	Assut de Aguas Potables	714421	4777649.1
0001	Marco en Barranc Carraixet	716947.814	4387530.673
0002	Marco en Rambla Castellana	700600	4389310
0003	Marco en río Turia	702550	4385475
0004	Marco control Rambla Poyo	708100	4372457
0P01	Pluviómetro Fondegulla	732890.775	4413415.989
0P02	Pluviómetro Portaceli	716214.184	4395939.759
0P03	Pluviómetro Cueva Santa	704790.077	4413366.135
0P04	Pluviómetro de Andilla	684671.541	4409756.438
0P05	Pluviómetro Siete Aguas	679926.5	4372972.5
0P06	Pluviómetro de Casinos	696213.239	4396605.524
0L01	Cabecera Séquia Major Sagunt	721389.507	4409739.518
0L02	Canal Jucar-Turia en Picassent	717115.164	4363574.911

Se ha trabajado con los datos de pluviometría de todas las estaciones y con los niveles de caudal en los marcos de control del Carraixet -0001- y la Rambla de Poyo -0004-.

### 3.2. METODOLOGIA

"Hasta hace bien poco, muchas de las formas de investigar avenidas han consistido en tratar estadísticamente series temporales de datos hidrológicos. Las metodologías han ido evolucionando, han sido desarrolladas y refinadas con los años hasta constituir los más sofisticados modelos de predicción. En algunos círculos, sin embargo, el hecho de que esos valores representan una respuesta a procesos cambiantes del medio físico, ha ido perdiendo importancia frente al objetivo, cada vez más apremiante, de encontrar los mejores ajustes

estadísticos entre los datos observados y los predichos por los modelos matemáticos" (HIRSCHBOECK, 1988).

KLEMES (1987) denuncia este hecho cuando comenta: "paradójicamente cada vez más ser un buen hidrólogo significa aprender a ser un matemático o estadístico mediocre". Quizás los esfuerzos de los hidrólogos serían más rentables si en lugar de dedicarlos a ajustar curvas, calibrar modelos y realizar complicados cálculos estadísticos, los invirtieran en adquirir un conocimiento más profundo sobre los procesos climatológicos, meteorológicos, geológicos y ecológicos (KLEMES, 1986). La necesidad de evaluar los procesos hidrológicos es especialmente imperiosa en los ambientes semiáridos, donde la calidad de la información reduce la representatividad de los análisis estadísticos. Además, la especificidad de los procesos hidrológicos semiáridos y subáridos (YAIR y LAVEE, 1985; SCHICK, 1988) dificulta, en la mayoría de las ocasiones, la importación de metodologías, fórmulas y coeficientes de ajuste empírico, elaboradas para ambientes menos extremos.

Consecuente con esta reflexión, la metodología empleada en este trabajo profundiza en los mecanismos de formación de crecidas a partir del análisis de eventos particulares. Para cada suceso el seguimiento se inicia cuando el sistema fluvial empieza a recibir precipitación y culmina con el análisis del hidrograma de la crecida.

La selección de episodios ha venido determinada por la propia información del SAIH. En este sentido, es necesario aclarar que, si bien el Sistema permanece operativo desde noviembre de 1988, la obra aún no ha sido entregada al Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Por ello, en el registro de información aparecen fallos de instrumentación (sobre todo en niveles de caudal).

Este imponderable -- propio de un Sistema en período de pruebas -- ha invalidado sucesos enteros y limitado considerablemente aquellos de los que se dispone información. Como el objeto de nuestro estudio se centra en los procesos de conversión lluvia-caudal en momentos de



crecida, la elección de los sucesos queda condicionada al registro simultáneo de datos de precipitación y caudal en las cuencas consideradas. Así, desde finales de 1988 hasta mediados de 1991, tres sucesos cumplían con los criterios de selección:

- El primero tuvo lugar los días 11 y 12 de noviembre de 1988.

- El segundo se produjo durante los días 8 y 9 de septiembre de 1990.

- El tercero ocurrió en la noche del día 16 y la madrugada del 17 de abril de 1991.

Con objeto de aligerar el texto, en algunos casos nos referiremos a estos sucesos como los de noviembre de 1988, septiembre de 1990 y abril de 1991.

### 3.2.1. TRATAMIENTO DE LOS SUCESOS METEOROLOGICOS

"Los procesos fluviales en ambientes semiáridos están determinados por el agua que cae sobre la superficie de las cuencas en forma de lluvia. Por ello, la variabilidad espacial y temporal de la precipitación constituye un requisito previo para entender los cambios en el comportamiento de los ríos" (GRAF, 1988a).

En el presente trabajo, el análisis de cada suceso se centra en dilucidar la estructura de la lluvia, a partir de dos fuentes diferentes de información (SNM y SAIH), según se expresa en el esquema de la figura 3.3.

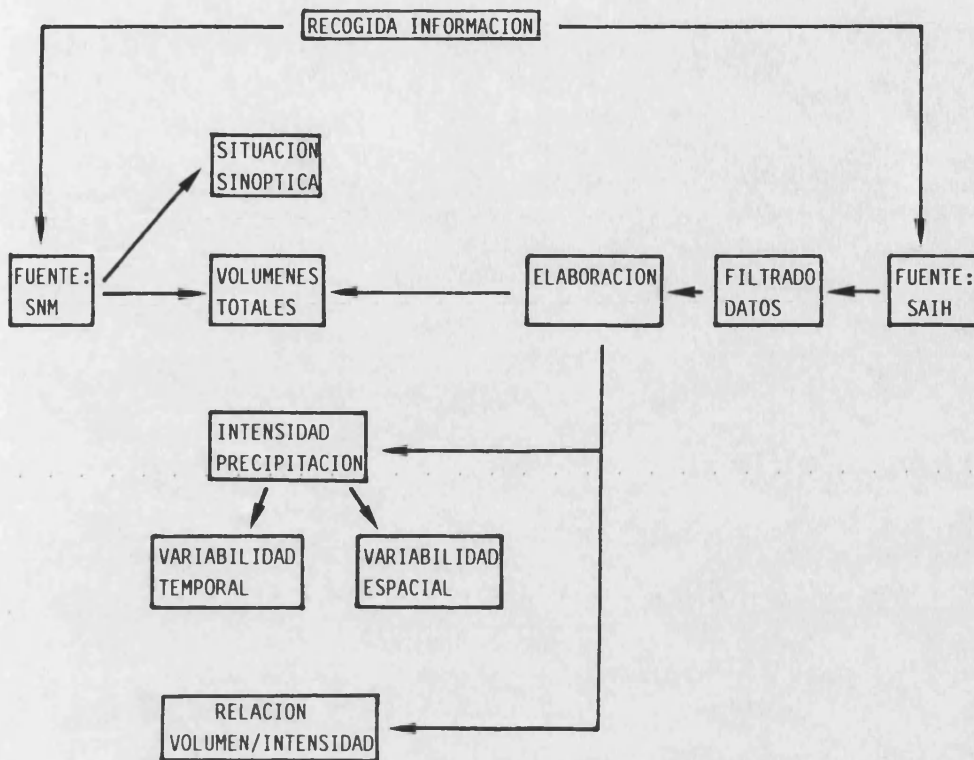


Figura 3.3. Esquema metodológico para el tratamiento de los sucesos meteorológicos

El plan de trabajo arriba esquematizado consta de varias fases:

a) *Recogida de información:* Parte del SAIH proporciona datos de lluvia. El SNM, además de esta variable, dispone de cartografía sinóptica del evento, noticias de presión y viento para algunos puntos, etc. También el aeropuerto de Manises registra información meteorológica.

b) *Filtrado y elaboración de los datos SAIH.* La información de las estaciones del SAIH es almacenada, bajo soporte informático, en el Centro de Cálculo de la Confederación. A cada sensor pluviométrico le corresponde un fichero, en el que se graban datos durante 26 horas aproximadamente. Un directorio identificable por la fecha guarda los archivos de todos los sensores. Cada fichero en

formato ASCII consta de un encabezamiento (en el que se especifica, entre otras cosas, el comienzo del mismo) y de una lista de intensidades medias de precipitación registradas en intervalos de cinco minutos.

Los fallos técnicos en los sensores, en los instrumentos de transmisión o en el centro de recepción se anotan con una señal de error, hecho que obliga a la corrección o filtrado previo de los datos.

La corrección consta de dos fases. En primer lugar, se aplica un filtro automático muy simple, consistente en sustituir los registros codificados como error por valores interpolados entre el anterior y el posterior considerados válidos. Un recuento de fallos permite descartar aquellos ficheros no representativos (por encima de un umbral de error del 20%). En segundo lugar, mediante una criba manual se eliminan los que, a pesar de registrar señal, muestran valores racionalmente aberrantes.

Corregidos los datos, se procede al encadenamiento de ficheros de un mismo observatorio, con el fin de disponer de series ininterrumpidas para cada tormenta.

c) *Elaboración de los datos SAIH.* Se ha llevado a cabo a partir de hojas de cálculo previamente diseñadas, en las que se importan los ficheros de información. Mediante la ejecución de macros consecutivos se realizan, de manera automática, las siguientes operaciones:

- Dotar de un formato que permite lecturas directas del año, mes, día, hora y minutos para cada valor.

- Calcular el volumen real de lluvia aportado en cada intervalo (o lo que es lo mismo, los milímetros de lluvia que se recogen en 5 minutos con una intensidad horaria determinada) y su acumulación por unidad de tiempo.

- Representar los hietogramas (de intensidad de precipitación) y los pluviogramas de lluvia acumulada para cada estación, a escalas estandarizadas.

d) *Análisis de la situación sinóptica.* Paso siguiente es caracterizar la situación sinóptica que ha

dado lugar al evento. A partir de la información del SNM se analizan las diferentes topografías.

e) *Estimación de los volúmenes totales de lluvia.*

La evaluación en milímetros del agua acumulada se realiza a partir de los observatorios del SNM y del SAIH. La comparación de ambas fuentes permite comprobar hasta qué punto la red SAIH, extremadamente rala en su cobertura espacial, ofrece una panorámica representativa de la extensión y volumen de la tormenta.

f) *La intensidad de precipitación y su variabilidad espacio-temporal.* Intensidad de

precipitación equivale a volumen de agua caída por unidad de tiempo. Obviamente su medición está condicionada por el instrumental que toma los datos. Dependiendo de la escala temporal de registro, la estructura de la lluvia presenta características diferentes (GARCIA BARTUAL y MARCO, 1990). Por ello, en cualquier estudio de intensidad, la definición de la *escala temporal* --significativa en función de los objetivos --, constituye la primera y principal cuestión que debe ser aclarada (VALDES *et al.*, 1985).

Hasta hace poco, la penuria de pluviógrafos ha dificultado el análisis de la intensidad de precipitación durante las tormentas extremas mediterráneas. Aunque "es la intensidad horaria, en cortos periodos de tiempo, el parámetro que mejor refleja la torrencialidad" (MARTIN VIDE, 1989), ha sido un aspecto poco desarrollado por la escasa información disponible. De hecho ha primado el análisis de totales en 24 horas y la probabilidad de los periodos de retorno (PEINADO y ALMARZA, 1983; LOPEZ BERMUDEZ y GUTIERREZ ESCUDERO, 1983; PEREZ CUEVA y ARMENGOT, 1983; MARTIN VIDE 1987, 1989; ALBENTOSA, 1989; SEGURA, 1990).

El SAIH desagrega la información en intervalos de 5 minutos. A partir de esta escala temporal es posible individualizar los núcleos de precipitación en cada hietograma, caracterizando su duración, intensidad máxima y

media, desviación estándar, etc. así como su peso específico en el total de la tormenta. Además se pueden identificar los ritmos temporales de acumulación de lluvia. El análisis y descripción de estos núcleos de precipitación se ha especificado para aquellas estaciones que tienen una influencia directa sobre las áreas del Barranc del Carraixet y de la Rambla de Poyo controladas por los aforos. El análisis del resto de hietogramas es más somero porque no tienen una incidencia directa sobre los procesos de conversión lluvia/caudal en las cuencas objeto de estudio aunque ayudan a comprender el fenómeno meteorológico.

Por lo que respecta a la *variación espacial*, "La tormenta puede moverse sobre la cuenca fluvial, siendo la velocidad y dirección de este movimiento un factor fundamental para la forma del hidrograma de escorrentia (...) Por ello, tanto el movimiento como la distribución areal de la precipitación deben ser incluidos en la descripción de la lluvia" (NIEMCZYNOWICZ, 1986).

La estructura espacio-temporal de la precipitación presenta una disposición jerarquizada que puede reconocerse en función de su extensión horizontal (GUPTA y WAYMIRE, 1979). AUSTIN y HOUZE (1972), a partir del estudio sistemático de imágenes de radar en Nueva Inglaterra, reconocen al menos cuatro escalas (fig. 3.28) en la tormenta: (i) *synoptic rain areas*, (ii) *large mesoscale areas* (LMSA), (iii) *small mesoscale areas* (SMSA) y (iv) células convectivas (figura 3.4). Esta estructura es admitida en la bibliografía si bien las dimensiones estandars de cada una de ellas varían sensiblemente según autores (Cuadro 3.3).

Las áreas sinópticas (*synoptic rain areas*) son las que presentan una extensión mayor -más de 10.000 Km<sup>2</sup> para AUSTIN y HOUZE (1972) y entre 26.000 y 260.000 Km<sup>2</sup> para GRAYMAN y EAGLESON (1971)-, con una duración aproximada de varios días y una intensidad media entre 0.5 y 2 mm/h.

Las áreas sinópticas contienen en su seno large mesoscale areas (LMSA), también denominadas áreas frontales

-frontal rain areas- o bandas de lluvia -rainbands- (WAYMIRE et al., 1984). Cubren una extensión entre los 1.000 y 10.000 Km<sup>2</sup> según AUSTIN y HOUZE (1972) y entre los 2.300 y los 4.700 según GRAYMAN y EAGLESON (1971). Su duración aproximada oscila entre una y doce horas con una intensidad media que no supera los 5 mm/h. Se caracterizan por mantener su propio movimiento dentro de las áreas sinópticas y por contener *small mesoscale areas* en su seno además de células convectivas.

Las SMSA, también denominadas líneas de turbonada (BARRY y CHORLEY, 1985), consisten en un conjunto de células activas, cada una en diferente fase de desarrollo, que se mueven al unísono en una dirección determinada. Cubren un área entre los 150 y los 400 Km<sup>2</sup> para GRAYMAN y EAGLESON (1971) y entre los 100 y los 1.000 Km<sup>2</sup> para AUSTIN y HOUZE (1972). Dura entre treinta minutos y varias horas con una intensidad media que supera los 8 mm/h (WAYMIRE et al., 1984).

"El elemento más pequeño observable por radar es la célula" (WAYMIRE et al., 1984). La extensión de las células varía mucho según autores: entre los 10 y 50 Km<sup>2</sup> (WAYMIRE et al., 1984), alrededor de los 8 Km<sup>2</sup> (GRAYMAN y EAGLESON, 1971), entre 2 y 7 Km<sup>2</sup> (NIEMCZYNOWICZ, 1986), etc. Los estudios más recientes apuntan hacia las dimensiones inferiores, lo que implica que podrían ser reconocidas estructuras menores dentro de las células (NIEMCZYNOWICZ, 1986). Tienen forma elipsoide (MILLER, 1977) y pueden alcanzar intensidades de más de 100 mm/h. Su velocidad de desplazamiento varía entre los 30 y 50 Km/h (BRAS, 1990). Los mecanismos que producen la lluvia a partir de células convectivas (y la estructura celular en sí) es similar para cualquier ámbito geográfico (NIEMCZYNOWICZ, 1986). Respecto a su localización espacial, en un principio se pensó que aparecían dispersadas al azar (BESLER, 1972; SEELY, 1978 y

FOGEL, 1981); sin embargo los estudios de SHARON (1972,1978 Y 1981)

CUADRO 3.3. ESTRUCTURA HORIZONTAL DE LA LLUVIA

ESCALA	AUTORES	EXTENSION (Km <sup>2</sup> )	DURACION	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)
	AUSTIN y HOUZE (1972)	> 10.000	varios dias	0.50-1
Sinoptic area	GRAYMAN Y EAGLESON (1971)	26.000-260.000	varios dias	0.25-2
	WAYMIRE <u>et al.</u> (1984)	> 10.000	> 12 hr	0.25
	AUSTIN y HOUZE (1972)	1.000-10.000	varias horas	1 - 5
LMSA	GRAYMAN y EAGLESON (1971)	2.300-4.600	1-12 hr	0.50-4
	WAYMIRE <u>et al.</u> (1984)	1.000-10.000	1.5-4 hr	4
	AUSTIN y HOUZE (1972)	100-400	1 hr	>20
SMSA	GRAYMAN y EAGLESON (1971)	130-390	20m-3 hr	1-8
	WAYMIRE <u>et al.</u> (1984)	100-1.000	30m-4 hr	8
	AUSTIN y HOUZE (1972)	10	pocos minutos	>100
Células convectivas	GRAYMAN y EAGLESON (1971)	8	en relación con la intensidad de la célula	16-80
	WAYMIRE <u>et al.</u> (1984)	10-50	0hr-42m	10-100

apuntan hacia cierta organización espacial no fortuita. En este sentido, si bien la ubicación geográfica de células convectivas varía para cada tormenta, parecen seguir caminos sistemáticos para un día dado (SHARON, 1974).

Todas las escalas incluídas en el área sinóptica poseen su propio movimiento y fases de desarrollo. En esta estructura jerárquica la intensidad de la lluvia decrece conforme aumenta la extensión areal.

Para el presente estudio, la falta de imágenes de radar dificulta el reconocimiento de patrones areales pluviométricos a diferentes escalas. Sin embargo, y pese a la baja densidad de la red SAIH, la mejor manera de relacionar valores simultáneos de intensidad de precipitación es la representación cartográfica. Tres problemas metodológicos surgen de inmediato: (i) ¿qué método resulta más adecuado para el trazado de isoyetas o, lo que es lo mismo, para la estimación de valores interpolados de intensidad?; (ii) ¿es conveniente representar la información tal cuál, o por el contrario, sería más adecuado intentar sintetizarla previamente?; y (iii) en cualquier caso ¿en función de qué criterios se eligen las secuencias cartográficas?.

i) A menudo, el trazado de isoyetas ha sido manual tomando como referencia el relieve de la zona. En efecto es conocido cómo el efecto orográfico sobre los volúmenes de lluvias acumulados genera un paralelismo entre isohipsas e isoyetas. Sin embargo, cuando hablamos de intensidades máximas, la cuestión no está tan clara (CAMARASA, 1991): si bien la influencia del relieve es importante, no siempre mantiene una relación unívoca con la intensidad de precipitación. Todo ello llama a la precaución y aconseja la búsqueda de métodos objetivos. Por otra parte, la elaboración manual de un número considerable de mapas puede resultar tarea tediosa y no rentable respecto de métodos informatizados.

En el presente estudio se ha optado por la estimación automática de las isoyetas con el programa SURFER. Dentro



de las posibilidades de este software para los cálculos de interpolación espacial, se ha elegido el método *kriging* o *krigeage*. "El *kriging* es una herramienta para la estimación de una función aleatoria  $Z(x)$ , en el punto  $x$ , a partir de las medidas,  $Z_i$ , de la misma, en una serie de puntos  $x_i$ " (CARRERA y RAMIREZ, 1985). Aunque es un método estadístico para campos aleatorios estacionales (como es la precipitación), no es el instrumento ideal, porque presupone además que el fenómeno es continuo (supuesto que no ocurre en el caso de la lluvia). Sin embargo hoy por hoy, se carece de métodos más adecuados. Aunque existen proyectos de investigación en USA encaminados a mejorar estos aspectos, pero aún no se han hecho públicos dichos avances (MARCO, comunicación personal).

Antes de optar definitivamente por esta herramienta, se probó con la precipitación acumulada durante una tormenta. Aunque el factor orográfico (en este caso de gran peso) no había sido tenido en cuenta en la elaboración de las isoyetas, los mapas mostraban gran paralelismo con el relieve. Esta prueba nos confirmó que, si bien la red de pluviómetros es excesivamente rala, el *kriging* ofrece resultados aceptables.

ii) La segunda cuestión versaba sobre si la representación de los datos debía realizarse tal cual o, si por el contrario, se aplicaba algún tipo de tratamiento previo que sintetizara la mayor parte de información posible en un solo mapa.

En un principio la segunda opción nos pareció más apropiada, por lo que realizamos medias móviles cada 5 datos (que sintetizaban la información de 25 minutos) y cada 3 datos (15 minutos). Los resultados reducían notablemente el valor de las intensidades máximas y enmascaraban la evolución real de la tormenta: a menudo, cambios significativos de la misma tenían lugar en intervalos inferiores al cuarto de hora. La naturaleza del fenómeno meteorológico exigía un seguimiento cada 5 minutos basado en los datos registrados por el SAIH .



iii) Es evidente que lo ideal sería disponer de la secuencia cartográfica de toda la tormenta cada cinco minutos, pero la inversión de tiempo y medios supera las posibilidades y los objetivos de esta investigación. Por ello, la selección de períodos se enfocó al conocimiento del comportamiento espacial de la tormenta en tres fases diferentes: (1) momentos de mayor intensidad, (2) momentos en que la intensidad se mantiene más o menos constante y los valores son relativamente importantes y (3) aquellos momentos en que la intensidad refleja un "ruido de fondo". Estos momentos permiten la comparación de diferentes tormentas, además de apuntar indicios acerca de la respuesta hídrica de la cuenca para cada "manera de llover".

Con objeto de detectar estas fases o tipos se tuvieron en cuenta todos los pluviómetros a la vez, se dibujó la curva de máximas intensidades registradas por unidad de tiempo, y sobre esta curva se acotaron momentos representativos de cada comportamiento.

Todo ello pretende sondear el significado de la intensidad a microescala y macroescala. Por una parte, a nivel de cuenca, se han considerado los sectores de las mismas controladas por los afluentes, ya que es aquí donde se pueden estudiar los procesos de conversión lluvia-caudal. Para cada tormenta se ha analizado la estructura temporal de la lluvia registrada por los pluviómetros situados aguas arriba de los afluentes. Por otra parte, a nivel mesoescalar, se ha trabajado con todas las estaciones con objeto de obtener una visión lo más global posible de la extensión areal de la lluvia y su intensidad. La sucesión de mapas cada cinco minutos permite incluir la dimensión temporal en el conjunto de la zona de estudio.

g) *Relación volumen total/intensidad máxima y su distribución espacial.* Esta relación intenta conocer la influencia que ejerce el relieve sobre las máximas intensidades de precipitación, en combinación con la precipitación acumulada.

Para ello, se representan en un sistema de coordenadas las intensidades máximas de cada uno de los hietogramas y al volumen total del mismo. Para algunos sucesos, los puntos se agrupan en dos rectas claramente definidas, correspondientes a las estaciones situadas por encima de los 200 metros y las emplazadas por debajo. Con objeto de comprobar si estos comportamientos, a primera vista diferentes, pertenecen a dos poblaciones estadísticas distintas, se aplica el test U de Mann-Withney (contraste de hipótesis para pruebas no paramétricas).

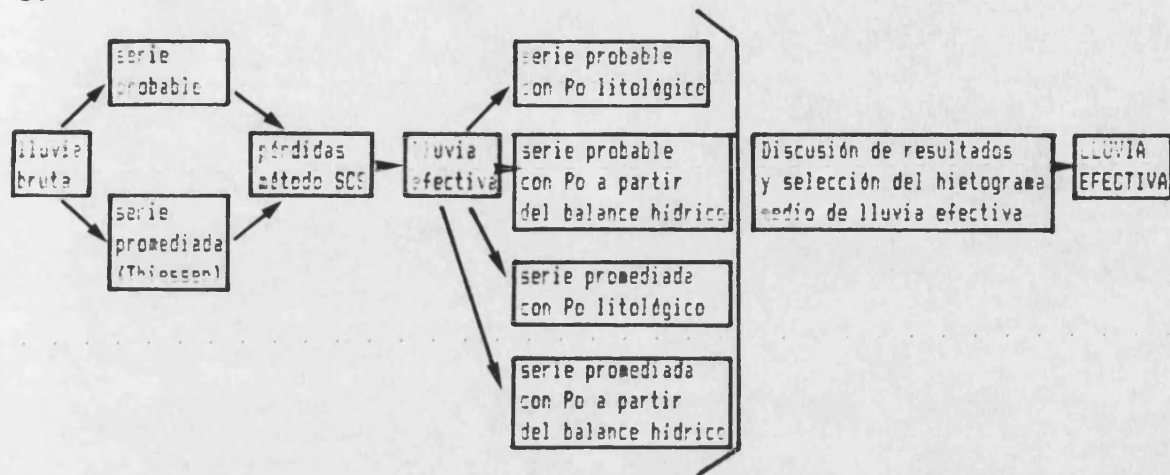
La prueba no ha sido estimada directamente sobre los datos originales, sino sobre unos índices que sintetizan la información, dado que lo que interesa conocer no es la relación entre precipitación acumulada e intensidad máxima, sino saber si el relieve posee una significación importante en esta relación. Así, previamente separadas las dos muestras objeto de contraste (estaciones por encima y por debajo de los 200 metros de altitud) se estima el índice de síntesis, que consiste en dividir la precipitación acumulada por la intensidad máxima, para cada estación. Sobre estos valores se aplica el test U de Mann-Winthney, considerando un nivel de significación del 95%.

Para aquellos casos en que la prueba permita hablar de comportamientos estadísticamente distintos entre el retablo montañoso y el litoral será necesario profundizar en la naturaleza de estas diferencias con objeto de concretar, en la medida de lo posible, el efecto orográfico sobre el proceso de precipitación.

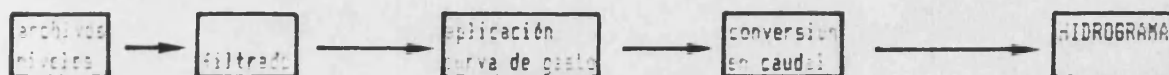
### **3.2.2. TRATAMIENTO DE LA ESCORRENTIA SUPERFICIAL**

Una vez analizadas las propiedades de la precipitación procede evaluar las características de la escorrentía superficial, esto es, aquella parte de lluvia que circula por el canal. El siguiente esquema expone, de manera gráfica, los tres bloques sobre los cuales se ha centrado la investigación:

1)



2)



3)

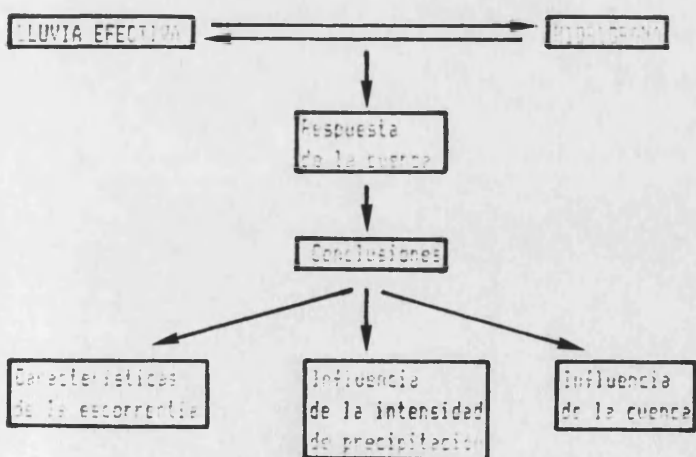


Figura 3.5. Esquema metodológico para el tratamiento de la escorrentía.

a) *Obtención del hietograma medio de precipitación efectiva.* Para evaluar la respuesta hídrica de la cuenca es necesario calcular la lluvia efectiva, origen del hidrograma. Se trata de estimar la fracción de precipitación que alcanza el curso de agua, tras la sustracción debida a la intercepción, infiltración, almacenaje superficial y evaporación.

Antes de seleccionar el modelo de pérdidas más conveniente, es necesario determinar el hietograma de precipitación bruta que produce la escorrentía. La variabilidad espacio-temporal de la lluvia hace difícil seleccionar un único hietograma representativo de las condiciones medias de lluvia sobre la cuenca. Por otra parte, un hietograma medio configurado a partir de todas las series que afectan a la misma adolece de las carencias propias de las metodologías promediadoras (enmascaran la naturaleza de la intensidad, afectando sobre todo a los valores máximos y desvirtuando la física del proceso), máxime cuando la densidad de pluviómetros es baja.

Con objeto de subsanar en lo posible estas deficiencias se ha trabajado con dos hipótesis de lluvia bruta para cada cuenca:

\* hietograma promediado a partir de los polígonos de Thiessen.

\* hietograma de la serie considerada más probable, bien porque afecta a la mayor parte de la cuenca, bien porque tras su contraste con la escorrentía presenta los argumentos más favorables.

El modelo de pérdidas aplicado a los hietogramas brutos para el cálculo de la precipitación efectiva se basa en la metodología del *Soil Conservation Service* (SCS) de los EEUU (1972), por ser una de las más avaladas empíricamente. En este sentido conviene recordar que, si bien existen numerosos modelos complejos para el cálculo de las pérdidas hídricas, en ámbitos semiáridos no son aplicables por el exceso de información que exigen, a menudo no disponible. Para estas zonas, los métodos

empíricos resultan más exactos que los determinísticos (GRAF, 1988a). Según la fórmula del SCS (TEMEZ, 1978):

$$\Sigma E = 0 \text{ para } \Sigma P \leq P_0$$
$$\Sigma E = \frac{(\Sigma P - P_0)^2}{\Sigma P + 4P_0} \text{ para } \Sigma P > P_0$$

donde

$\Sigma P$  = Lluvia acumulada desde el comienzo del aguacero hasta el instante considerado.

$\Sigma E$  = Escorrentía provocada por  $\Sigma P$  o componente de lluvia neta de  $\Sigma P$

$P_0$  = Parámetro o umbral de escorrentía.

Como se puede observar, el único parámetro indeterminado que fija la magnitud física del proceso es  $P_0$ .

La fijación del umbral de escorrentía no es tarea fácil, ya que depende de la intensidad de precipitación y de la capacidad de infiltración del suelo. El *Soil Conservation Service* proporciona unas tablas de referencia para estimar el valor de  $P_0$  en función del roquedo, la vegetación y el uso del suelo. TEMEZ (1978) modificó estas tablas para el caso de España. Para las ramblas del norte del País Valenciano MATEU (1982) propone unos 60 mm de precipitación durante 5 ó 6 horas para que se produzca escorrentía efectiva. GIL OLCINA (1986), para la ciudad de Alicante, fija el umbral en unos 40-55 mm mínimo extendidos a más de 10-15 minutos. SEGURA (1990), siguiendo la metodología propuesta por OSBORN y LANE (1969), correlaciona datos de precipitación media y de caudal y establece unos umbrales medios de unos 65 mm para las ramblas del norte del País Valenciano. Para el sur valenciano SEGURA et al (1989) indican unos umbrales entre 35 y 40 mm.

En nuestro estudio se ha estimado el parámetro  $P_0$  de dos formas:

- De una manera teórica, calculando un umbral medio en función de la litología. A partir de SEGURA *et al.* (1989) y SEGURA (1990) fijamos un umbral de 65 mm para terrenos calcáreos, 50 mm para las areniscas con facies röt, 40 mm para las areniscas sin esta facies, y 35 mm para litologías impermeables (arcillas, margas, yesos y materiales sueltos cuaternarios). Una media ponderada de los umbrales en función de los materiales de cada cuenca supone un valor medio de  $P_0$  de 57.3 mm para el Barranc del Carraixet y de 46.5 mm para la Rambla de Poyo.

- De una manera empírica, en función del balance hídrico, esto es, igualando  $\Sigma E$  con el volumen total de escorrentía registrada y despejando  $P_0$  de la fórmula del SCS. En este caso no se trata de un valor medio, sino que cada crecida presenta un  $P_0$  específico, en función de las características de la lluvia.

Este modelo de pérdidas se ha aplicado a cada hipótesis de hietograma bruto. Se obtienen así cuatro hietogramas efectivos susceptibles de haber originado la escorrentía: (i) el de precipitación neta de la serie promediada con  $P_0$  basado en la litología, (ii) el de precipitación neta de la serie promediada con  $P_0$  basado en el balance hídrico, (iii) el de precipitación neta de la serie más probable con  $P_0$  basado en la litología y (iv) el de precipitación neta de la serie más probable con  $P_0$  basado en el balance hídrico. El contraste de resultados con el hidrograma de crecida permite seleccionar el más adecuado, además de profundizar sobre los umbrales de escorrentía.

b) *Obtención del hidrograma de caudales.* El aforo del SAIH en el Barranc del Carraixet -0001- consta de cuatro sensores (00001DD01, 0001DD02, 0001DD03 y 0001DD04) y el de la Rambla de Poyo -0004- de seis (0004DD01, 0004DD02, 0004DD03, 0004DD04, 0004DD05, y 0004DD06). Los archivos correspondientes a estos sensores tienen una estructura parecida a los de los pluviómetros, con un

encabezamiento y una lista de niveles de agua cada cinco minutos.

También estos ficheros precisan filtrado previo a su utilización. El filtro automático de aforos -- más complejo que el de la precipitación, por el carácter continuo de la magnitud de caudal -- detecta los valores codificados como ausencia de datos y los sustituye por el más probable según la tendencia de una curva hipotética considerando el valor anterior y los cinco siguientes identificados como válidos.

Una vez corregida la información, los datos de niveles de agua en metros se convierten a caudal expresado en metros cúbicos por segundo (TEMEZ, 1978) mediante la curva de gasto correspondiente. Las curvas de gasto utilizadas en este trabajo han sido:

a) Marco de control del Barranc del Carraixet.

$$Q = g (b - 2n)y^{3/2}$$

Siendo  $n$  el nivel en m y  $b$  la longitud del vertedero en m

b) Marco de control de la Rambla de Poyo.

\* Para los registros de los radiómetros  
0004DD01 Y 0004DD02

Si  $99'5 < \text{Nivel} < 102$

$$Q = -186'76 + 310'78(N - 99) + 17'668(N - 99)^2$$

Siendo  $Q$  el caudal en metros cúbicos por segundo y  $N$  el nivel en m.

\* Para los registros de los radiómetros  
0004DD03 Y 0004DD04

Si  $99'5 < \text{Nivel} < 102$

$$Q = -98'32 + 156'51(N - 98'8) + 46'04(N - 98'8)^2$$

\* Para los registros de los radiómetros  
0004DD05 Y 0004DD06

Si  $99'5 < \text{Nivel} < 102$

$$Q = -58'83 + 60'8(N - 98'6) + 61'993(N - 98'6)^2$$

Una vez se dispone de la curva de caudales en el tiempo procede analizar los parámetros del hidrograma.

El hidrograma de crecida es la representación gráfica de la curva de caudales en función del tiempo en una sección del curso de agua (REMENIERAS, 1971; WARD, 1978). Según TEMEZ (1978) "el agua precipitada en una cuenca, que



no se evapora desde ella, ni se fuga subterráneamente hacia otras cuencas vecinas o hacia el mar, acaba apareciendo en los cauces que componen su red de drenaje por vía superficial o subálvea, para finalmente salir de la cuenca por su punto de desagüe. El ritmo de salida quedará definido por gráficos denominados hidrogramas". Para ROCHE (1963) un aguacero cuya distribución en el tiempo y en el espacio esté perfectamente definida, que cae sobre una cuenca con unas determinadas características físicas, climáticas e hidrológicas, da lugar necesariamente, en el exutorio, a un hidrograma bien definido. Según CHORLEY (1969) el hidrograma expresa la secuencia de relaciones que tienen lugar entre la escorrentía y los otros factores del balance hídrico, además de las conexiones con las características físicas del espacio.

En la conversión lluvia-caudal tienen lugar numerosos procesos hidrológicos que, simplificándolos, podrían resumirse de la siguiente manera: (i) la intercepción de parte de la precipitación (por la vegetación, las cavidades superficiales,...); (ii) la evaporación de una parte negligible de la lluvia que apenas si alcanza el suelo; (iii) la infiltración de una proporción del agua disponible, que, recarga la capa freática (originando escorrentía subterránea) o se acumula en el suelo por encima del nivel piezométrico, pudiendo dar lugar a circulación subsuperficial o hipodérmica; y (iv) la generación de escorrentía superficial, en manto en un primer momento ("overland flow"), y concentrada en cauces después ("channel flow").

Estos tres tipos de escorrentía (superficial, subsuperficial y subterránea) no aparecen diferenciadas como tales en la representación gráfica, la cual constituye un hidrograma integrado total. La separación aproximada permite reconocer el origen y trayecto de los caudales que llegan al aforo. Existen un conjunto de técnicas de separación en función de la importancia que los flujos de base y subsuperficiales tengan en el hidrograma (ROCHE,

1963; REMENIERAS, 1971; WARD, 1978; DUNNE y LEOPOLD, 1978; WILSON, 1983; DURAN *et al*, 1985).

Ahora bien, no todos los hidrogramas de crecida comportan circulación hipodérmica (ROCHE, 1963). En este sentido WILSON (1983) diferencia entre *influent* y *effluent stream*. El primer caso corresponde a cursos de agua efímeros donde el flujo de base es negativo, y el flujo del canal alimenta la corriente subterránea en lugar de recibir aportes de ella. Por el contrario un *effluent stream* es alimentado por los acuíferos.

En el caso que nos ocupa, el hidrograma corresponde a crecidas en cauces de circulación espasmódica con carencia de flujo de base. El total del hidrograma considerado corresponde a escorrentía superficial.

Los hidrogramas, incluso de una misma cuenca, ofrecen diferentes configuraciones y duraciones en consonancia con los pluviogramas que los originan. Dichos pluviogramas responden al concepto de *lluvia eficaz* por oposición al de lluvia bruta. Mientras la lluvia bruta designa el total caído sobre una cuenca la precipitación eficaz sólo se refiere a aquella que genera la escorrentía.

El tiempo que transcurre entre el fin de la precipitación eficaz y el fin de la escorrentía es el *tiempo de concentración de la cuenca*. Equivale a la duración que invierte un volumen de agua elemental en alcanzar el aforo desde el punto más alejado de la misma. Está en función de la pendiente y longitud de su curso principal y es escasamente dependiente de las características de la precipitación, aunque no de su duración. Es propio de cada cuenca y, por tanto, independiente de la configuración y magnitud del aguacero. En un principio pudiera pensarse que a mayor intensidad de lluvia le corresponde un valor menor del tiempo de concentración porque el incremento de caudal produce un aumento de la velocidad. Pero debemos tener presente que, si bien esto es cierto, el manto de agua circulante por el terreno y la red también aumenta, con consiguiente retraso en el proceso de escorrentía (TEMEZ, 1978, DURAN *et al*,

1985). El término "tiempo de concentración" se reemplaza hoy en día por el del "*tiempo de equilibrio*" ya que no corresponde a un tiempo físico de viaje del agua sino a la propagación de una onda, y, aunque no es constante --dada su dependencia respecto de la magnitud de la crecida-- sus oscilaciones son muy reducidas.

La duración del hidrograma constituye su *tiempo base*, y resulta de la adición del tiempo de concentración y la duración de la precipitación neta.

El período comprendido entre el inicio de la escorrentía superficial y el caudal máximo es el *tiempo de subida* o *tiempo al pico*. Durante este intervalo tiene lugar la *curva de concentración* del hidrograma que depende de (i) la duración y heterogeneidad espacial y temporal de la lluvia, (ii) de la extensión, configuración y disposición de las áreas de la cuenca comprendidas entre las líneas isocronas de escurrimiento, y (iii) de las condiciones iniciales de los suelos de la cuenca (REMENIERAS, 1971, DURAN et al, 1985).

El *pico* o *cresta* es la zona de máximo caudal, comprendida en el punto de inflexión de la curva de concentración y de la curva de descenso. Está influido por la forma de la cuenca, la variabilidad espacio-temporal de la lluvia, la permeabilidad del suelo, etc.

El *tiempo de descenso* marca la duración correspondiente a la disminución progresiva del caudal. La curva de decrecimiento representa la evacuación del agua acumulada después del cese de todo aporte de agua meteórica, con lo que, en principio, su forma general depende de las características físicas de la red hidrográfica.

El caudal punta se origina un cierto tiempo después que el instante de máxima lluvia eficaz, a causa del desfase por el tránsito y almacenamiento en la cuenca. La demora entre el momento de gravedad del hietograma y el del hidrograma se denomina *tiempo de respuesta* (*lag time*). Constituye una magnitud propia de cada cuenca dependiente de sus características hidrogeomorfológicas.

Por último, la *curva de agotamiento* es la parte del hidrograma que representa el descenso del caudal al cabo de un tiempo lo suficientemente largo como para que toda la escorrentía superficial haya cesado, por lo que la circulación es sólo alimentada por las capas subterráneas.

c) *Análisis de la respuesta de la cuenca*. El estudio interrelacionado de la componente neta de precipitación, el hidrograma de salida y las características físicas de la cuenca permite dilucidar la responsabilidad de cada una de estas variables en la génesis de la crecida.

---

**4. EL SUCESO DE LOS DIAS 11 Y 12 DE NOVIEMBRE DE 1988**  
**(DIAS 11 Y 12)**

---

En noviembre de 1988 se registró sobre las cuencas del Barranc del Carraixet y de la Rambla de Poyo un episodio tormentoso que desencadenó crecidas en ambos sistemas fluviales. En el Barranc del Carraixet, los datos de aforo se registran completos, pero en Poyo hubo un fallo instrumental tras el primer pico de avenida. En este suceso es posible conocer la respuesta completa del Barranc del Carraixet y reconocer el primer impulso de la crecida en la Rambla de Poyo.

#### 4.1. LA SITUACION SINOPTICA

Los factores concurrentes a fines del verano y principios del otoño en la génesis de las lluvias extremas comprenden desde el comportamiento térmico del Mediterráneo, hasta las irrupciones de aire frío en las capas altas de la atmósfera, pasando por la entrada de vientos de levante, o, la cercanía del continente africano (hogar de masas tropicales continentales y proveedor, a través del polvo sahariano, de núcleos de condensación) (QUEREDA SALA, 1983; PEREZ CUEVA y ARMENGOT, 1983, 1988; GIL OLCINA, 1989; MATEU, 1988; ALBENTOSA, 1989).

La situación sinóptica durante los días 11 y 12 de noviembre de 1988 corresponde a la denominada "gota fría" (fig 4.1). Su gestación es anterior, pues en los mapas de altura del día 10 ya aparece el embolsamiento de aire frío que, desgajado de la corriente en chorro, se ubica sobre el océano Atlántico, afectando a las costas de Marruecos y al Sáhara.

Idéntica posición mantiene la borrasca que el mismo día 10 aparece en superficie. Asociado a ella, viaja un frente frío que provoca chubascos en algunos puntos de Cataluña, Valencia, Baleares y Murcia.

La persistencia del embolsamiento de aire frío en las capas altas durante el día 11 (fig. 4.2) viene condicionada por el bloqueo (STRINGER, 1972; QUEREDA, 1989) de un persistente anticiclón situado en Centroeuropa, que obstaculiza la normal circulación de las borrascas hacia el este. En consecuencia, el desplazamiento adquiere una componente meridiana de manera que la "gota" asciende en latitud, centrándose sobre la mitad sur de la Península Ibérica y el norte del Magreb. Las bajas presiones superficiales dan lugar a tres núcleos borrascosos en superficie, uno centrado en el N de Argelia, otro en el suroeste peninsular y el tercero abarca parte del levante español.

También contribuye a la inestabilidad atmosférica el efecto de disparo orográfico que propician los relieves litorales y prelitorales de la Cordillera Ibérica (QUEREDA, 1983; MATEU, 1988; ARMENGOT y PEREZ CUEVA, 1988). La conjunción de todos estos factores dan lugar a un torbellino de gran desarrollo vertical alimentado en la base por vientos húmedos del Mediterráneo (MIRO-GRANADA, 1983).

El día 12 se registra una notable mejoría (fig. 4.3). Las borrascas se han ido desplazando hacia el este y la circulación general se hace más fluída por cuanto es menor el bloqueo anticiclónico. La situación en altura presenta dos bajas secundarias, una sobre la Península y otra sobre el océano Atlántico, asociadas al centro de acción de la depresión de Islandia (BARRY y CHORLEY, 1985). De estas dos bajas, sólo la primera da lugar al desarrollo de una borrasca en superficie, mientras que la segunda, de menor gradiente, no llega a manifestarse. A pesar de la notable mejoría del tiempo, los cielos todavía se mantienen nubosos con chubascos intensos en Cataluña.

#### 4.2. LAS PRECIPITACIONES

Sobre el área de estudio, el episodio lluvioso tiene una duración global aproximada de 38 horas, desde las 03:00 horas del día 11 a las 17:00 del 12.

Los observatorios del SNM aparecen en la cuadro 2. De los posibles 21 pluviómetros del SAIH, sólo 15 son aptos, En la cuadro 4.1 se exponen la lista de estaciones y el resultado de los filtrados automático y manual.

CUADRO 4.1. RELACION DE FICHEROS SAIH

FICHEROS	% ERROR (FILTRADO AUTOMATICO)	APTITUD DEFINITIVA (FILTRADO MANUAL)
1E04AA01	0	APTO
1E07AA01	0	APTO
6E02AA01	58.7	NO APTO
6E03AA01	38.9	NO APTO
7E03AA01	0.5	NO APTO
0S01AA01	0.8	APTO
0E01AA01	6.9	NO APTO
0E02AA01	0.8	APTO
0E03AA01	0.8	APTO
0O01AA01	0.8	APTO
0O02AA01	0.9	APTO
0O03AA01	4.8	NO APTO
0O04AA01	0.8	APTO
0P01AA01	2.8	APTO
0P02AA01	0.8	APTO
0P03AA01	0.8	APTO
0P04AA01	0	APTO/NO APTO*
0P05AA01	0.8	APTOI
0P06AA01	0.8	APTOI
0L01AA01	0.8	APTO
0L02AA01	0.8	APTO

\*NOTA: En el pluviómetro 0P04, el filtro automático no detecta señales de error, pero falla a partir de la 10:05 horas del día 12 hasta el final del suceso. Hasta esta hora los datos son válidos y se han utilizado sólo para el análisis de intensidad de precipitación.



#### 4.2.1. TOTALES PRECIPITADOS

Las cuadros 4.2 y 4.3 recogen los milímetros de lluvia de los días 11 y 12, y los totales del episodio registrados por los observatorios del SNM y del SAIH respectivamente.

CUADRO 4.2. PRECIPITACION ACUMULADA EN LOS PLUVIOMETROS DEL SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGIA

OBSERVATORIO SNM	DIA DIA		TOTAL (mm)	OBSERVATORIO SNM	DIA DIA		TOTAL (mm)
	11 (mm)	12 (mm)			11 (mm)	12 (mm)	
318	53	9	62	421g	60	0	60
319g	86	7	93	428	23	15	38
329	60	3	63	430e	17	10	17
330	47	<1	47.5	432o	117	0	117
331b	58	8	66	433a	127	3	130
331i	54	0	54	434a	172	0	172
334a	168	1	169	436	183	0	183
334b	76	0	76	436e	98	5	103
336a	110	0	110	437	150	5	155
337	97	4	101	438	104	0	104
337u	83	<1	83.5	438b	108	<1	108.5
341	56	0	56	438c	105	0	105
342c	55	0	55	439e	110	0	110
342e	38	0	38	439i	168	0	168
344	36	3	39	443a	62	<1	62.5
399	171	7	178	444	67	1	68
399c	61	0	61	445	26	8	34
401	200	12	212	445c	25	10	35
403e	60	11	71	446g	34	10	44
404	56	4	60	446k	34	<1	34.5
405a	45	6	51	446n	29	2	31
405b	57	0	57	448a	28	0	28
405i	56	1	57	448d	47	0	47
405j	51	1	52	449a	28	6	34
406	59	0	59	450b	36	0	36
408	68	0	68	450c	28	0	28
409	0	0	0	452	60	23	83
410b	65	7	72	454a	58	21	79
414a	69	5	74	455	32	0	32
416	34	4	38	456	12	13	25
420o	80	0	80	457	24	0	24
420u	80	6	86	500a	18	0	18
421c	84	12	96	501a	34	1	35
421f	65	5	67				

CUADRO 4.3. PRECIPITACION ACUMULADA EN LOS PLUVIOMETROS DEL SAIH

ESTACION (SAIH)	DIA 11 (mm)	DIA 12 (mm)	TOTAL (mm)
0E02	51.2	0	51.2
0E03	75.2	0	75.2
0L01	80	2.8	82.8
0L02	102	0	102
0O01	59.2	2.6	61.8
0O02	68.5	6.6	75.1
0O04	80.4	0	80.4
0P02	59.2	0.6	59.8
0P03	165.1	5.6	170.7
0P05	146.4	21.6	168
0P06	46.9	6.8	53.7
0S01	33	0	33
1E04	131	2.6	133.6
0P01	47.6	0.2	47.8
1E07	24.2	1.6	25.8

Las figuras 4.4 y 4.5 representan la distribución espacial de los totales pluviométricos según el SNM y el SAIH. A pesar de la mayor resolución del primer mapa (67 observatorios del SNM), frente al segundo (15 estaciones SAIH), ambos evidencian el efecto de pantalla orográfica que ejercen las alineaciones montañosas. La sierras de Espadà y Calderona -en la mitad septentrional- y las de los Bosques, Santa María, Cabrera y Malacara -en la mitad meridional- registran los mayores totales de precipitación. Así, por ejemplo, en el mapa de la figura 3.4a el volumen máximo -212 mm- se registra en el Pantano de Buseo (401). También son importantes las cantidades de Cueva Santa (436) -183 mm-, embalse de Loriguilla (399) -178 mm-, Viver (434a) -172 mm- o Segorbe (439i) -168 mm-. Por lo que respecta a la mitad sur, destaca Chiva (334a) con 169 mm.

Entre las sierras Calderona y de los Bosques se abre la depresión del Turia, marcada por una profunda vaguada en las isoyetas, cuyo centro, Lliria (409), no registra precipitación. La cola de la vaguada se extiende hacia el NW, siguiendo la rambla de la Castellana. Casinos (405b) e Higuieruelas (405i) registran 57 mm, Bugarra (408) -68 mm-,

etc. Otra inflexión de las isoyetas -- menos marcada -- sigue el valle del Palancia. Las menores cantidades de lluvia, por debajo de los 40 mm, se recogen en las llanuras litorales: Castelló-Almassora (500a) 18 mm, Vall d'Uixó (448a) 28 mm, Almenara (446n) 31 mm, Valencia (416) 38 mm, Massanasa (342e) 38 mm, etc.

La figura 4.5 -- correspondiente a los pluviómetros del SAIH -- refleja las mismas tendencias. También las mayores cantidades se centran en las alturas. Destaca los puntos OP03 (Cueva Santa) con 170.7 mm, OP05 (Siete Aguas) con 168 mm y el 1E04 (Embalse de Onda) con 133.6 mm. La vaguada sobre el Turia presenta un mínimo de 53.7 mm en OP06 (Casinos). La menor densidad de la red no define el valle del Palancia. Los valores mínimos, al igual que en el caso anterior, corresponden a la costa, destacando los 25.8 mm del punto 1E07 (embalse de Sta. Quiteria) o los 33 mm del OS01 (Valencia).

El paralelismo entre los dos mapas es notable, aunque también existen diferencias. En la cuadro 4 se han comparado los totales de aquellas estaciones SAIH que tienen un observatorio del SNM próximo (en un radio de unos 2 Km). De los 7 puntos comparados, en tres de ellos (OS01/416, OP06/405a y 0004/337u) los resultados son muy semejantes; en uno (OE02/421g) la diferencia empieza a ser considerable y los tres restantes (0001/420u, OL02/341 y 0002/409) registran cantidades muy distintas. Merece destacarse el par formado por 0002 (75.1 mm) y 409 (0 mm) que además de permitir un contraste entre las dos redes, pone de manifiesto la gran variabilidad espacial de la lluvia.

CUADRO 4.4. COMPARACION ENTRE ESTACIONES DEL SAIH Y DEL SNM

ESTACIONES (SAIH y SNM)	DIA 11 (mm)	DIA 12 (mm)	TOTAL (mm)
OS01	33	0	33
416	34	4	38
OE02	51.2	0	51.2
421	60	0	60
OO04	80.4	0	80.4
337u	83	0.5	83.5
OO02	68.5	6.6	75.1
409	0	0	0
OO01	59.2	2.6	61.8
420u	80	6	86
OL02	102	0	102
341	56	0	56
OP06	46.9	6.8	53.7
405a	45	6	51

Las figuras 4.6 - 4.9 permiten una comparación de los mapas desagregados cada 24 horas a partir del SAIH y del SNM de los días 11 y 12. Según ambas redes, el mapa del día 11 es muy similar al del total del episodio, dado que en este día se produce el grueso de la precipitación. Sin embargo, las diferencias entre los dos mapas del día 12 en la figura 3.6 son notables. En la 4.8 se distinguen los sectores donde la tormenta tuvo sus últimos estertores: vertiente septentrional de Espadà, (Pantano de Onda, 23 mm), la Plana de Valencia (Massalfassar, 15 mm) y el sector SW de la zona de estudio (sierras de Santa María y Malacara). De estas áreas, sólo la última aparece en la figura 4.9, donde se distinguen, de una manera global, dos grandes áreas: las montañosas con algún resquicio de lluvia (cuyo epicentro es el pluviómetro de Siete Aguas -OP05-, 21.6 mm), y las planas litorales con

total ausencia de la misma. En síntesis, los paralelismos de precipitación acumulada entre la cartografía a partir del SAIH y del SNM disminuyen a medida que desagregamos la información en totales diarios, sobre todo si estas cantidades de lluvia son pequeñas

#### 4.2.2. LA INTENSIDAD DE PRECIPITACION

Dos características de la intensidad de la lluvia interesan especialmente: su distribución temporal y espacial. A escala de cuenca fluvial, la primera determina los ritmos de entrada de energía en el sistema y la segunda los espacios afectados por los *inputs*. Ambos ingredientes suponen una vía imprescindible para el análisis de los *ouputs* y singularmente la esorrentía superficial. El análisis espacio-temporal de la intensidad permite detectar además las áreas de lluvia generalizada, los puntos de mayor intensidad dentro de las mismas y su evolución conjunta.

##### 4.2.2.1. VARIABILIDAD TEMPORAL

Los pluviómetros que, durante esta tormenta, afectan sectores situados aguas arriba de los aforos son:

Barranco del Carraixet	Area afectada (km <sup>2</sup> )
0001	13.8
0002	1
0P03	13.58
0L01	5.9
0P02	93.72
Rambla de Poyo	
0004	92
0P05	95

De estos ficheros, tres de ellos (0001, 0002 y 0004) están situados por debajo de los 200 m s.n.m. y el resto (0P03, 0L01, 0P02 y 0P05) en el retablo montañoso.

\* *Barranc del Carraixet: hietograma 0001 (Aforo en Barranc de Carraixet)*

El hietograma del punto 0001 (figura 4.10) tiene una duración de 24 horas 35 minutos (entre las 07:00 del día 11 y las 07:35 del día 12) durante las cuales se recogen 61.8 mm. El 91.6% del total de la lluvia precipitó en cuatro núcleos (o mejor, en dos núcleos de cierta entidad y dos picos momentáneos) equivalentes al 40% (9 horas 45 minutos) de la duración total del hietograma. El 60% del tiempo restante apenas precipitó el 8.4% de la lluvia, con un carácter muy disperso.

CUADRO 4.5. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0001

NUCLEO (*PICO)	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	08:55-13:15 (Día 11)	4h 20m	17.6	27.2	44	62.4	5.53	11.31
2	16:05-20:40 (Día 11)	4h 35m	18.6	20	32.4	33.6	4.32	6.98
3*	23:35-00:15 (Días 11-12)	0h 40m	2.6	3.4	5.5	24	4.53	7.28
4*	07:30-07:35 (Día 12)	0h 10m	0.6	6	9.7	40.8	36	4.8
LLUVIA DISPERSA Y ATMOSFERA SECA		14h 50m	60.6	5.2	8.4	-	-	-
TOTAL		24h 35m	100	61.8	100	62.4	2.8	6.9

El primer núcleo de la tormenta registra la intensidad máxima - 62.4 mm/h- del suceso. Durante 4 horas 20 minutos (desde las 08:55 a las 13:15 del día 11, equivalentes a 17.6% de la duración de la tormenta) precipita el 44% de la lluvia (27.2 mm). Las mayores intensidades se producen en torno a un único pico, situado en el centro del núcleo, que en 25 minutos registra 14.6 mm.

El segundo núcleo tiene una duración parecida al primero. En 4 horas 35 minutos (desde las 16:05 a las 20:40 del día 11) se recogen 32.4 mm que equivale al 20% de la lluvia del suceso. Desde el inicio hasta las 18:00 horas se produce el pico del núcleo, con una intensidad de 33 mm/h. En 15 minutos se recoge el 20% de la lluvia caída en esas 4 horas. Luego tras 25 minutos sin llover, tiene lugar un "subnúcleo" de 1 hora 40 minutos, que mantiene intensidades medias en torno a 14 mm/h durante 45 minutos, con dos máximos de 19.2 mm/h.

Los núcleos restantes corresponden a picos aislados que mantienen durante pocos minutos intensidades relativamente

importantes. Así, el tercero dura 40 minutos (desde las 23:35 del día 11 a las 00:15 del 12): en 2.7% del tiempo de duración del hietograma se recoge el 5.5% del total precipitado, con una intensidad máxima de 24 mm/h.

Durante los 10 minutos del cuarto núcleo (entre las 7:30 y las 7:35 del día 12) llueve con intensidades de 40.8 y 31.2 mm/h: en un 0.6% del tiempo del suceso, precipita el 9.7% de toda el agua del suceso.

El pluviograma de precipitación acumulada permite visualizar los ritmos de acopio de lluvia. Ascensos empinados muestran la concentración en cortos períodos de tiempo y los amesetamientos de nula pendiente señalan los momentos en que no llueve. La figura 4.11 presenta tres períodos de ascenso casi vertical. El primero y más importante tiene lugar al inicio, entre las 10:45 y las 11:05 en apenas 25 minutos se pasa de 8 mm a 22.6 mm. Este escalón coincide con el pico de máxima intensidad del suceso. El salto siguiente, provocado por la segunda intensidad máxima registrada en el hietograma, entre las 17:50 y las 18:05 del día 11, pasa de 31 milímetros a 36 acumulados, en un cuarto de hora. El último ascenso empinado, entre las 7:25 y las 7:35 del día 12, coincide con el últimos núcleo/pico de la serie, y pasa en 10 minutos de 55.8 a 61.8 mm.

Incrementos de menor pendiente aparecen asociados a un ritmo más constante de lluvia. En este sentido destaca el período comprendido entre las 18:05 y las 20:40 del día 11, en el cual en algo más de dos horas se pasa de 36 mm a 50.2. Otros ascensos de forma parecida tienen lugar entre las 12:05 y las 13:15 del día 11 (correspondiendo con el final del primer núcleo) y entre las 23:35 del día 11 y las 00:15 del 12 (coincidiendo con el tercer núcleo de precipitación).

Los amesetamientos, a menudo aparecen interrumpidos por ínfimos incrementos provocados por lluvia de carácter disperso. Destacan tres rellanos: (i) el de mayor duración (desde las 00:20 y las 07:25 del día 12) se estabiliza en torno a los 55.8 mm y marca la separación entre el tercer y cuarto núcleo; (ii) el período entre el primer y segundo grupo de precipitación lo señala un amesetamiento entre las 13:15 y las 16:00 del día 11, en torno a los 30 mm; y (iii) el rellano más corto se estabiliza en los 50 mm entre las 20:45 y las 23:30 (separando el segundo y tercer núcleo).

\* *Barranc del Carraixet: hietograma 0002 (Aforo en Rambla Castellana)*

La lluvia en 0002 (fig. 4.12) empieza a las 06:35 del día 11 y termina a las 09:00 del 12. Durante 26 horas 25 minutos se totalizan 75.1 mm, de los cuales el 90.8% (68.2 mm) se agrupa, como en el hietograma 0001, en dos núcleos y dos picos que duran 7 horas 5 minutos (el 26.75% de las 26 horas que dura la serie). El resto de lluvia (9.2%) precipita con bajas intensidades a lo largo de las 19 horas restantes.

CUADRO 4.6. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0002

NUCLEO (*PICO)	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	08:55-13:05 (Día 11)	4h 10m	15.7	32.8	43.6	26	7.71	7.69
2	17:40-20:05 (Día 11)	2h 25m	9.1	23.6	31.4	33.6	9.44	11.49
3*	06:15-06:30 (Día 12)	0h 15m	0.9	5.4	7.2	40.8	16.2	14.73
4*	08:05-08:20 (Día 12)	0h 15m	0.9	6.4	8.5	48	19.2	18.82
LLUVIA DISPERSA		19h 20m	73.4	6.9	9.3	-	-	-
Y ATMOSFERA SECA								
TOTAL		26h 25m	100	75.1	100	48	2.8	6.9

En las 4 horas 10 minutos del primer núcleo, entre las 8:55 y las 13:05 del día 11, se recoge el 43.6% (32.8 mm) del total precipitado en el suceso. La intensidad máxima no es muy elevada - 26 mm/h-, pero existe un período de lluvia relativamente constante, en torno a los 19.7 mm/h de media, que, mantenida durante una hora (11:30-12:30), totaliza 21.8 mm equivalentes al 66.4% de volumen de estas 4 horas, y al 29% del hietograma total.

Tras 4 horas 25 minutos con casi ausencia de lluvia (apenas 0.8 mm), entre las 17:40 y las 20:05 (2h 25 m) precipita el segundo núcleo. Presenta estructura parecida a su homólogo de la serie 0001, aunque en este caso existe mayor polarización de la lluvia en dos subnúcleos separados por un período seco de 45 minutos. El primero de ellos dura una media hora (17:40-18:05), durante la cual en sólo 5 minutos precipita con una intensidad significativa -24 mm/h-. El segundo subnúcleo, algo más del doble de largo (18:55-20:05), presenta una estructura compacta con una intensidad máxima de 33.6 mm/h persistente durante 10 minutos y una intensidad media relativamente importante que oscila entorno a los 16 mm/h. En esta hora (aproximadamente la mitad de lo que dura el núcleo) se recoge el 86% del total del mismo.

Como en la serie anterior, los últimos núcleos son más bien picos aislados que muestran los estertores finales de la tormenta en este pluviómetro. El tercero tiene lugar entre las 06:15 y las 06:0 del día 12 (diez horas después que su antecedente). En 15 minutos, que equivalen al 0.94% de la duración del hietograma, se recoge el 7.2% (5.4 mm) del volumen del mismo, con una intensidad máxima de 40.8 mm/h a las 06:20 horas.

El último núcleo (entre las 8:05 y las 8:20) contiene el pico máximo de la serie -48 mm/h- a las 08:05 horas. Su contribución -



8.57- al volumen del suceso es importante si consideramos que se produce en apenas el 0.9% de la duración del mismo.

El pluviograma de lluvia acumulada de esta serie resulta sumamente expresivo (fig 4.13). Su forma escalonada refleja la impulsividad de la lluvia, concentrada en dos momentos principales de acumulación correspondientes al primer y segundo núcleo. El ascenso inicial comienza, con ritmo vacilante, a las 08:50 del día 11. Hacia las 11:30 la pendiente de la curva aumenta considerablemente dado que, entre las 11:25 (11 mm) y las 12:45 (34 mm), acumula 22 milímetros. El segundo gran incremento (desde las 17:40 a las 21:05) se produce en dos fases, en relación con la estructura bipolar del núcleo. Un escalón de pequeña cuantía (3.2 mm) pero marcada pendiente sucede entre las 17:40 y las 18:05. Separado por un breve rellano estabilizado en los 38.4 mm tienen lugar la segunda y principal fase de acumulación: en apenas 1 hora 10 minutos (18:55-20:05) totaliza 20.4 mm (pasa de los 38.4 a los 58.8 mm).

Los dos picos finales del hietograma, pese a que corresponden a las máximas intensidades del suceso, se reflejan en el pluviograma con dos pequeños escalones por la corta duración de los mismos (si bien poseen pendientes más escarpadas que los otros ascensos). Así durante el tercer escalón, en un cuarto de hora (06:15-06:30) se pasa de 63.1 a 68.5 mm, y durante el cuarto (08:05-08:20) de 68.5 a 74.9 mm.

Por lo que respecta a los rellanos de estabilización, el primero separa los dos núcleos iniciales y se mantiene entre los 34.4 y los 35.2 mm durante cuatro horas y media (13:10-17:35). El de mayor duración se produce entre las 20:10 del día 11 y las 06:10 del 12, cuando ya habían precipitado 60 mm. Por último, entre el tercer y cuarto pico existe un breve amesetamiento, de apenas hora y media (06:35-08:00) afinado en los 68.5 mm.

\* *Barranc del Carraixet: hietograma OP03 (Cueva Santa)*

El pluviómetro OP03, localizado en un sector elevado del retablo montañoso, registra un hietograma distinto de los dos analizados hasta el momento. La figura 4.14 revela mayor frecuencia y constancia de la lluvia: en 32 horas 40 minutos (desde las 08:20 del día 11 a las 17:00 del 12) totaliza 170.7 mm. Como en los demás pluviómetros la lluvia acontece en núcleos más o menos definidos. En este caso hay uno central, de enorme peso, que constituye el cuerpo gravitatorio del hietograma. Con anterioridad hay un núcleo de cierta entidad y con posterioridad dos pseudonúcleos finales que podrían calificarse como de "intensidad de ruido" y de "pico aislado" respectivamente. Estos cuatro períodos de lluvia abarcan 19 horas 40 minutos, que equivalen al 60% de la duración del hietograma. En este tiempo se recogió el 99.04% del volumen y sólo un 0.96% precipitó, en forma de lluvia dispersa de baja intensidad, en las 13 horas restantes.

CUADRO 4.7. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA OP03

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	08:20-13:35	5h 15m	16	37.8	22.1	26.4	7.08	6.05
	(Día 11)							
2	18:25-05:05	10h 40m	32.6	120.5	70.6	69.6	11.2	14.93
	(Días 11-12)							
3	06:15-09:45	3h 30m	10.7	7.2	4.2	12	2	2.36
	(Día 12)							
4	16:50-17:05	0h 15m	0.7	3.6	2.1	14.4	14.4	-
	(Día 12)							
LLUVIA DISPERSA	13h		40	1.6	1	-	-	-
Y ATMOSFERA SECA								
TOTAL		32h 40m	100	170.7	100	69.6	5.2	10.2

El primer núcleo comienza a las 08:20 horas del día 11 y termina a las 13:35. En 5 horas 15 minutos precipita 37.8 mm (el 22.14% del hietograma). Su estructura es compacta y alcanza una intensidad máxima 26.4 mm/h mantenida durante 10 minutos (12:10-12:20).

Tras 4 horas 50 minutos de atmósfera prácticamente seca (afectada únicamente por leve precipitación dispersa) se produce el segundo núcleo. Es de larga duración, 10 horas 40 minutos, desde las 18:25 del día 11 hasta las 05:05 del 12 (32.6% del tiempo del hietograma). En este período el pluviómetro recoge 120.5 mm que equivalen al 70.6% del suceso, con una intensidad máxima de 67.2 mm/h a las 22:40 horas del día 11. La desviación estándar de la intensidad -14.93- indica un reparto muy desigual de la misma. En efecto, se trata de un núcleo de estructura dispar, compuesto por cinco picos con intensidades punta que oscilan entre los 33.6 mm/h y los 69.6 mm/h (40.8 mm/h entre las 20:00 y las 20:10 del día 11; 67.2 mm/h a las 22:20 del 11; 43.2 mm/h a las 00:04 del 12; 69.6 mm/h a las 02:05 del 12 y 33.6 mm/h a las 04:30 del 12). Estos cinco picos parten de bajas o nulas intensidades, en poco tiempo alcanzan los valores máximos y después de agotan rápidamente, volviendo a una intensidad de "ruido de fondo" desde donde arranca otro pico de similares características. La separación media entre picos ronda la hora 20 minutos, mientras que la distancia entre sus intensidades máximas oscila alrededor de dos horas.

El tercer núcleo o, mejor aún, pseudonúcleo está formado por lo que podríamos denominar como intensidad de "ruido de fondo". Dura

3 horas 30 minutos (06:15-09:45, día 12) y, exceptuando los 10 minutos iniciales en los que alcanza una intensidad máxima de 12 mm/h, el resto no sobrepasa los 4.8 mm/h. Ello explica su débil desviación típica (2.36) y la representatividad de la media entorno a los 2 mm/h. Supone el 10.7% de la duración del hietograma y apenas registra el 4.2% (7.2 mm) del volumen del mismo.

Finalmente, entre las 16:50 y las 17:05 horas tiene lugar el último asomo de lluvia, con una intensidad constante de 14.4 mm/h, mantenida durante los 15 minutos, que apenas aporta el 2% al volumen total.

El pluviograma de lluvia acumulada (fig. 4.15) muestra dos ascensos claramente diferenciados. El primero (entre las 08:20 y las 13:35) comienza con suave pendiente e interrupciones de hasta un cuarto de hora. A partir de las 11:45 la inclinación se vuelve más acusada con un máximo a las 12:05, consecuencia del pico del primer núcleo, pasándose de los 22.8 mm a las 12:05 a los 25 a las 12:10. Con posterioridad a las 12:45 y hasta el final del ascenso, el ritmo vuelve a ralentizarse y en este período (50 minutos) sólo se acumulan 4.8 mm.

Aproximadamente a partir de las 19:00 horas comienza el segundo y principal incremento del hietograma. Su forma es muy irregular, en base a cinco escarpadas elevaciones separadas por pequeños períodos de nula o casi nula pendiente. Esta estructura de acumulación responde a los cinco picos de intensidad que, con relativa autonomía, se individualizaban en este núcleo. Así, podemos distinguir un primer ascenso entre las 19:30 y las 20:55 en el que se pasa de 43.2 mm a 76.8 mm. Tras 50 minutos de bajo ritmo, la pendiente aumenta de nuevo desde las 21:50 hasta las 22:25, con motivo del salto de 78.6 a 105.2 mm de precipitación acumulada. Los tres incrementos restantes son más débiles y aparecen especialmente marcados entre las 00:20 y las 00:45 (día 12) en que se pasa de 109.2 a 120.2 mm; entre las 02:05 y las 02:30 se acumulan 17.6 mm y entre las 04:25 y las 04:40 (de 148.8 a 157.1 mm).

Tras algo más de una hora sin llover, las limitadas intensidades del tercer núcleo aparecen reflejadas en la curva a modo de cola de pendiente casi nula adosada al segundo núcleo, hasta estabilizarse en los 167.1 mm a las 9:45 horas.

El último incremento dura apenas un cuarto de hora (16:50-17:05) y supone el paso de 167.1 hasta los 170.7 mm definitivos del suceso.

El carácter continuado de la lluvia en esta serie restringe los rellanos de estabilización a dos momentos, al principio y al final, del hietograma. Destaca el amesetamiento ocurrido entre las 13:40 y las 18:20 en torno a los 39 mm, y el que separa el tercer núcleo y el último de la tormenta, en que, tras haber precipitado 167.1 mm, la atmósfera permanece seca durante 7 horas.

*\* Barranc del Carraixet: hietograma 0L01 (Cabecera de la Séquia Major, Sagunt)*

En el punto 0L01 el suceso tiene una duración de 24 horas 40 minutos (desde las 07:30 del día 11 hasta las 08:10 del día 12). Registra un total de 82.8 mm distribuidos en su mayor parte (99.9%) en tres núcleos y un pico aislado (fig. 4.16) que suponen el 61.4% de duración del suceso (15 horas 15 minutos). En las 9 horas y media restantes, pequeños asomos de lluvia dispersa de muy

baja intensidad totalizan el 0.1% del agua precipitada sobre este punto.

CUADRO 4.8. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0L01

NUCLEO (*PICO)	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	07:30-13:55	6h 25m	26	31.2	38	36	4.8	5.4
	(Día 11)							
2	18:35-01:00	6h 25m	26	30.6	37	21.6	4.7	5.9
	(Días 11-12)							
3	03:30-04:45	1h 15m	5	12	14.5	36	8.7	12.7
	(Día 12)							
4*	06:10-06:20	0h 10m	0.4	2.4	3	26	14.4	12
	(Día 12)							
5	07:10-08:10	1h	4	6.2	7.4	21.6	5.7	6.9
	(Día 12)							
LLUVIA DISPERSA Y ATMOSFERA SECA	9h 25m		38.6	0.4	0.1	-	-	-
TOTAL		24h 40m	100	82.8	100	36	3.3	6

El primer núcleo dura 6 horas 25 minutos (07:30-13:55 del día 11), durante las cuales se recogen 31.2 mm. Dicho de otro modo, en el 26% de duración de la tormenta precipita el 38% del agua. La estructura interna del núcleo se compone de tres picos, entre los que destaca, por su intensidad -36 mm/h-, el primero, ocurrido a las 9:25; a las 11:00 despunta el segundo con 14.4 mm/h y entre las 12:35 y las 12:45 acontece el tercero con una intensidad de 16.8 mm/h.

Cuatro horas y media más tarde se produce el segundo núcleo (entre las 18:35 del día 11 y las 01:00 del 12), de características muy similares a su antecedente, en cuanto a duración, volumen recogido, intensidad media y desviación estándar de los valores de intensidad. Presenta, no obstante, diferencias de intensidad máxima -21.6 mm/h mantenida durante 10 minutos (20:30-20:40)- y, sobre todo, de configuración interna. Mientras la lluvia del primer núcleo se descomponía en tres picos, ahora se concentra en las dos primeras horas (18:35-20:40) durante las cuales se recoge el 22.8 mm, 74.5% de la precipitación del segundo núcleo. En este tiempo, se mantiene cierta constancia de la intensidad que

oscila en torno a los 10.5 mm/h de media, algo más del doble de la estimada para el conjunto del núcleo (4.7 mm/h). En el tiempo restante -4 horas 20 minutos (desde las 20:40 del día 11 hasta las 01:00 del 12)- apenas se recoge el 7.8 mm, 25% del agua precipitada en el segundo núcleo.

El tercero dura 1 hora 15 minutos (03:30 -04:45 del día 11) que equivale al 5% de las 25 horas del suceso. En este tiempo se recoge el 12 mm, 14.5% del volumen total, estructurado en dos picos. El primero registra un máximo de 31.2 mm/h a las 04:10 y el segundo mantiene durante 10 minutos (04:35-04:45) una intensidad de 36 mm/h. Ambos aparecen separados por un intervalo sin lluvia de un cuarto de hora.

Entre las 06:10 y las 06:20 del día 12 precipita un pico de carácter aislado con una intensidad máxima (a las 6:10) de 26.4 mm/h. En apenas el 0.4% del tiempo aporta un 3% (2.4 mm/h) del volumen final.

El último núcleo se produce entre las 07:10 y las 08:10 de la mañana del día 12. En una hora se acumulan 6.2 mm (7.2% del total) con un máximo de 21.6 mm/h a las 08:10.

La figura 4.17 muestra el pluviograma acumulado. Dos grandes ascensos ponen de manifiesto los periodos en que precipita el grueso del volumen. El primero, desde las 07:30 hasta las 13:55 del día 11, es el más irregular, condicionado por tres picos. Los tramos más empinados se dan entre las 09:05 y las 09:45, en que se pasa de 4.6 a 12.2 mm, y entre las 12:35 y las 13:55, en que se aumenta de 20.6 a 31.4 mm.

El segundo incremento presenta dos fases, una de escarpada pendiente entre las 10:35 y las 20:55 del día 11, en la que se alcanza un volumen de 25 mm, ligado al momento más lluvioso del segundo núcleo de lluvia. La fase siguiente, de escasa pendiente e interrumpida por pequeños momentos sin precipitación, apenas supone un aumento de 5.6 mm (desde los 56.8 hasta los 62.4 mm).

De menor cuantía son los volúmenes acumulados durante los tres periodos consecuentes, si bien la pendiente de la curva acumulada es importante, en consonancia con el carácter concentrado de la lluvia. En efecto, el tercer ascenso (03:30-04:50, día 12) presenta dos impulsos, siendo más empinado el segundo, en que se pasa en un cuarto de hora (04:35-04:50) de 67.6 a 74 mm acumulados. Entre las 06:10 y las 06:20 del día 12 un pequeño cúmulo de 2.4 mm refleja el pico aislado de 26 mm/h de intensidad máxima. Por último, entre las 07:10 y las 08:10 se alcanzan los 82.6 mm totales del hietograma.

Por lo que respecta a los amesetamientos, destacan dos claramente diferenciados. El primero se interpone entre el primer y segundo núcleo estabilizado, entre las 14:00 y las 18:00 del día 11, en torno a los 31 mm. El segundo (entre las 01:05 y las 03:25 del día 12), lo hace en torno a los 62.4 mm. Dos rellanos finales de escasa duración, 1 hora 15 minutos (04:50-06:05, día 12) y 45 minutos (06:20-07:05, día 12), constantes en los 74 y 76.6 mm respectivamente, separan los tres últimos núcleos entre sí.

\* *Barranc del Carraixet: hietograma OP02 (Portaceli)*

La figura 4.18 muestra la distribución temporal de la lluvia caída en el punto OP02. En 25 horas 30 minutos (desde las 07:35 del día 11 hasta las 09:05 del 12) se recogen 59.8 mm, de los cuales el 87.6% forma parte de algún núcleo o pico aislado precipitado durante el 29% del tiempo (7 horas 25 minutos) de todo el suceso. El restante 12.4% de lluvia, de relativa importancia si lo comparamos con los otros hietogramas, precipita de manera dispersa con intensidades que no superan los 9 mm/h. Tres núcleos de cierta entidad y dos picos aislados constituyen la estructura de este hietograma.

CUADRO 4.9. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA OP02

NUCLEO (*PICO)	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	10:15-13:10 (Día 11)	2h 55m	11.4	14.6	24.4	14.4	4.86	3.85
2	18:05-20:30 (Día 11)	2h 25m	9.4	23.6	39.5	55.2	9.44	10.42
3	23:10-00:20 (Días 11-12)	1h 10m	4.5	6.8	11.4	26.4	5.6	7.6
4*	03:45-04:25 (Día 12)	0h 40m	2.6	4.8	8	26.4	6.4	8.15
5*	07:25-07:40 (Día 12)	0h 15m	1	2.6	4.3	16.8	7.8	5.46
LLUVIA DISPERSA Y ATMOSFERA SECA		18h 05m	71.1	7.4	12.4	-	-	-
TOTAL		25h 30m	100	59.8	100	55.2	2.3	5.4

El primer núcleo dura 2 horas 55 minutos (desde las 10:15 hasta las 13:10 del día 11) y aporta un volumen de 14.6 mm (24% del hietograma total). Presenta una distribución bipartita, con dos picos de lluvia de igual duración (1 hora 15 minutos) separados entre sí 25 minutos. Ambos son de disposición compacta y totalizan volúmenes similares: 7.6 y 7 mm respectivamente. El primer pico (10:15-11:30) alcanza la intensidad máxima del núcleo -14.4 mm/h- que persiste 10 minutos (11:10-11:20), mientras que el segundo pico apenas llega, a 9.6 mm/h en dos ocasiones, a las 12:30 y a las 12:45.

El segundo núcleo es el más importante del suceso. Tiene lugar entre las 18:05 y las 20:30 del día 11 y en 2 horas 25 minutos (el 9.4% del tiempo del hietograma) recoge 23.6 mm (el 23.6% de todo el volumen precipitado). Contiene la intensidad máxima del suceso -55.2 mm/h- producida súbitamente durante los cinco minutos iniciales (18:10-18:15), mientras que en los cinco minutos siguientes apenas se registran 9.6 mm/h. En el resto del tiempo aparecen tres picos de cierta intensidad -10.2 mm/h (19:00); 21.6 mm/h (10:35) y 12 mm/h (20:30)- distribuidos más o menos uniformemente. En general, apenas existe precipitación de ruido de fondo y resulta notoria la intensidad media -9.4 mm/h- de este segundo núcleo.

El tercero dura 1 hora 10 minutos (desde las 23:10 del día 11 hasta las 00:20 del 12) y totaliza el 11.4% del volumen total precipitado (6.8 mm). Tras una dispersa precipitación inicial la lluvia se agrupa, durante los últimos 35 minutos, en torno a un pico que recoge el 97% del núcleo y presenta un máximo de 26.4 mm/h.

Al cabo de 3 horas 25 minutos de precipitación dispersa que apenas aporta 1 milímetro de agua, tiene lugar, entre las 03:45 y las 04:25 del día 12 el cuarto pseudonúcleo. En 40 minutos, 2.6% del tiempo del suceso, se registra el 8% de la misma (4.8 mm) con una intensidad máxima -26.4 mm/h- idéntica a la del núcleo anterior.

Por último, entre las 07:25 y las 07:40 del día 12 se produce un pico de 15 minutos, que precipita el 4% del total de lluvia (2.6 mm). La intensidad máxima es de 16.8 mm/h.

La importante proporción de lluvia dispersa -12.35%- da lugar a una curva de acumulación (Fig. 4.19) de forma muy quebrada, en la que se distinguen dos momentos de incremento importante seguidos de pequeños escalones.

El ascenso inicial (entre las 10:15 y las 13:10 del día 11) alcanza los 16 mm en dos fases separadas por un pequeño rellano de 25 minutos estabilizado en 9 mm. Si bien las características de estas fases son muy similares, la primera presenta mayor pendiente, sobre todo en el tramo final, en consonancia con la intensidad máxima del primer núcleo.

Entre las 18:05 y las 20:30 del día 11 se produce la mayor acumulación de la serie: se pasa de 16.8 a 40.4 mm. También en esta ocasión se observan dos momentos separados por un intervalo de un cuarto de hora (entre las 18:35 y las 18:50) estabilizado en 24.2 mm. El primero de estos momentos (18:05-18:30) posee una pendiente casi vertical, en relación con la intensidad punta del hietograma -55.2 mm/h- que tiene lugar al principio de este núcleo y, sin embargo, es el segundo período (18:50-20:30) el que acumula mayor volumen de agua (16.2 mm).

Los últimos ascensos son de menor cuantía, si bien su pendiente es escarpada. Así, durante el tercer ascenso se pasa en 1 hora 10 minutos (23:10, día 11 - 00:20, día 12) de 43.6 a 50.6 mm; durante el cuarto (03:45-04-25, día 12) de 51.8 a 56.6 mm y en el último (07:25-07:40, día 12) de 56.6 a 59.2 mm.

En cuanto a los rellanos de acumulación constante, destacan dos: el que separa los núcleos iniciales, estabilizado alrededor de 16 mm (entre las 13:15 y las 18:00 del día 11) y el que ocurre entre los dos últimos picos que, inmóvil en 56.6 mm, dura desde las 04:30 hasta las 07:20 del día 12. Los demás amesetamientos parecen interrumpidos por la lluvia dispersa, especialmente intensa -9.2 mm/h- entre el segundo y tercer núcleo (donde incluso genera un

subescalón de 3.2 mm) y especialmente frecuente entre el tercero y el cuarto.

\* *Rambla de Poyo: hietograma 0004 (Aforo en Rambla de Poyo)*

El hietograma de la figura 4.20 --correspondiente a las lluvias recogidas en el pluviómetro del punto 0004-- abarca 22 horas 5 minutos (entre las 06:05 horas del día 11 y las 04:10 del 12) durante los cuales se totalizan 80.4 mm. Esta lluvia se agrupa en cuatro núcleos que suman 8 horas (el 35% de la duración del hietograma) durante las cuales precipita el 90.7% del volumen de agua mientras el 9.3% de lluvia restante es de carácter disperso.

CUADRO 4.10. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0004

NUCLEO	TIEMPO	DURACION (horas)	PROPORCION	TOTAL (mm)	PROPORCION	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
	REAL		TIEMPO (%)		DE LA SERIE (%)			
1	06:05-07:15 (Día 11)	1h 10m	5	3.8	4.7	7.2	3.04	2.08
2	08:35-12:45 (Día 11)	4h 10m	18.2	29.2	36.3	31.2	6.87	8.15
3	17:25-19:40 (Día 11)	2h 15m	9.9	35.4	44.2	96	15.17	23.7
4	03:45-04:10 (Día 12)	0h 25m	1.8	4.4	5.5	18.8	8.8	9.26
LLUVIA DISPERSA Y ATMOSFERA SECA		14h 05m	65.1	7.6	9.3	-	-	-
TOTAL		22h 05m	100	80.4	100	96	3.6	10

El primer núcleo -- de las 06:05 horas a las 7:15 del día 11 -- es de escasa importancia. En una hora y 10 minutos apenas precipita el 4.7% del hietograma. La intensidad máxima (7.20 mm/h) sucede en dos picos poco pronunciados, uno a las 06:30 horas y el otro a las 07:00.

Durante el segundo núcleo -- con una duración de 4 horas y diez minutos (desde las 08:35 horas a las 12:45 del día 11) -- se recogen 29.2 mm, equivalentes al 36.3% del volumen del hietograma. Su estructura interna muestra dos picos bien diferenciados, el primero, con una intensidad de 31.20 mm/h, se da a las 10:40 (a las 2 horas de haber empezado este núcleo) y el segundo, con 28.80 mm/h tiene lugar entre las 12:05 horas y las 12:20 del día (a las tres horas y media del comienzo). Estos dos picos suponen que en 20 minutos precipite el 33.5% de estas 4 horas.



El tercer núcleo registra las mayores intensidades. Entre las 17:25 y las 19:40 horas del día 11 (9.8% del tiempo) precipita el 44'2% del agua caída durante las 22 horas del suceso. En otras palabras, en 2 horas 15 minutos se totalizan en el pluviómetro 35.4 mm, de los cuales 25.6 mm se concentran en los últimos 35 minutos. Presenta dos máximos, uno al principio que alcanza intensidades de 43'20 mm/h, y el segundo, al final, con valores de hasta 96 mm/h a las 19:30 horas.

El núcleo final tiene poca importancia. En 25 minutos (entre las 06:05 y las 04:10 del día 12) se recogen 4.4 mm, apenas el 5.5% del volumen de precipitación correspondiente a las 22 horas del evento. Su estructura interna se configura en dos picos: el primero, a las 03:50, alcanza una intensidad de 28.80 mm/h. El segundo tiene lugar 15 minutos después, con una intensidad de 14.40 mm/h y una duración de 5 minutos.

El pluviograma de precipitación acumulada (fig 4.21) muestra una configuración en escalera, con bruscos ascensos coincidiendo con altas intensidades. Mientras la pendiente correspondiente a los primeros núcleos no es muy pronunciada debido a la distribución más homogénea de la precipitación, la del tercero es particularmente empinada en función del espectacular aumento de la intensidad. En sólo dos horas se pasa de 35.8 mm a las 17:20 horas a 71.6 mm de las 19:40, esto es, precipita el 40% de toda la lluvia de la tormenta.

Dos rellanos marcan los momentos de ausencia de lluvia. El primero -alrededor de los 33.6 mm- corresponde a la pausa de precipitación entre las 12:50 hasta las 15:50 horas del día 11. El segundo, entre las 21:50 horas del día 11 y las 02:20 del 12, con un volumen acumulado de 74.8 de precipitación, separa el centro de gravedad del hietograma del último núcleo que cierra el suceso.

*\* Rambla de Poyo: hietograma OP05 (Siete Aguas)*

El hietograma del pluviómetro OP05 (fig 4.22) abarca 27 horas 30 minutos de duración (desde las 06:20 del día 11 hasta las 09:50 del 12). Recoge una precipitación de 168 mm, la mayor parte (99.2%) durante alguno de los cinco núcleos que caracterizan la estructura de esta hietograma. Dichos núcleo suman 18 horas 50 minutos, que equivalen al 80% del tiempo que dura la tormenta; durante el 20% restante apenas precipita el 0.8% del agua.

CUADRO 4.11. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA OPO5

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	06:20-12:00 (Día 11)	5h 40m	20.6	21.4	12.7	24	3.7	5.2
2	14:20-19:25 (Día 11)	5h 05m	18.3	32.4	19.3	24	6.2	6.4
3	20:35:02:00 (Días 11-12)	5h 15m	19.1	59.4	35.3	81.6	10.8	20.3
4	03:05-04:55 (Día 12)	1h 50m	6.6	32.6	19.4	67.2	17	17.6
5	08:50-09:50 (Día 12)	1h	3.6	21	12.5	52.8	19.3	17.13
LLUVIA DISPERSA		8h 40m	31.8	1.2	0.8	-	-	-
Y ATMOSFERA SECA								
TOTAL		27h 30m	100	168	100	81.6	6	12.7

El primer núcleo comienza a las 06:20 horas y acaba a las 12:00 del día 11. Durante 5 horas 40 minutos, precipita 21.4 mm, que suponen el 12.7% del total del suceso con una intensidad media de 3.7 mm/h. Durante las primeras horas se mantiene una baja intensidad de precipitación (entre 3 y 4 mm/h). Desde las 11:00 a las 12:00, se alcanza mayor ritmo (llegando hasta 24 mm/h a las 11:40). Más de la mitad de la precipitación de este primer núcleo se concentra en una sola hora (11:00 a 12:00 horas).

Durante el segundo núcleo -entre las 14:20 y las 19:25 horas del mismo día- se acumulan 32.4 mm, esto es, el 19.3% del suceso. Este núcleo tiene una duración semejante al anterior y la misma intensidad máxima (24 mm/h). Sin embargo la intensidad media es mayor (6.2 mm/h), casi el doble. A ello contribuyen tres picos distribuidos en el tiempo de una manera relativamente homogénea (a las 16:00 con 21.60 mm/h; a las 17:40 con 24 mm/h y entre las 18:40 y las 18:50 con 19.20 mm/h).

El tercer núcleo de precipitación es el más importante. Empieza a las 20:35 horas del día 11 y acaba a las 02:00 del día 12. Durante 5 horas 25 minutos se acumula el 35.3% del agua precipitada durante todo el hietograma. El comienzo de este núcleo señala el momento álgido. Durante los primeros 50 minutos se alcanzan intensidades que van desde los 19.20 mm/h hasta los 81.60 mm/h. El volumen recogido en estos 50 minutos es de 42.6 mm, lo que supone el 25% del total precipitado durante el suceso. Es

más, las intensidades máximas se mantienen durante 20 minutos, desde las 21:00 a las 21:20, acumulando un total de 27.5 mm. En apenas el 1% del tiempo (20 minutos) totaliza el 15% del volumen del hietograma.

El cuarto núcleo -entre las 03:05 y las 04:55 horas del día 12- dura 1 hora y 50 minutos durante los cuales precipita el 19.2% del hietograma. Su configuración interna se descompone en dos picos con intensidades de 55.20 y 76.20 mm/h respectivamente. Ambos picos registran en sólo 10 minutos el 31% de la precipitada durante 1 hora y 50 minutos.

El último núcleo, de una hora de duración (desde las 08:50 a las 09:50 horas del día 12) totaliza el 12.5% de la precipitación acontecida durante el suceso en apenas el 3.6% del tiempo. También aquí encontramos dos máximos con intensidades de 52.80 mm/h y 43.20 mm/h.

El pluviograma de precipitación acumulada (fig 4.23) presenta bruscas rupturas de pendiente: la acumulación de lluvia se concentró en cortos períodos de tiempo separados por períodos de ausencia de lluvia.

Destacan cinco períodos de incremento. El primero (06:20-12:00, día 11) mantiene escasa pendiente hasta las 11:20 aproximadamente, en que coincidiendo con las máximas intensidades del núcleo inicial, la curva se vuelve más escarpada (pasa de 11.4 a 22.8 mm). El segundo pasa de 23 mm a las 14:20 a 55.2 mm a las 19:25, con un ritmo relativamente constante, interrumpido en algunas ocasiones por pequeños períodos sin lluvia.

El momento más espectacular corresponde al escalón del tercer núcleo. En él, la pendiente aumenta rápidamente hasta convertirse en una línea casi vertical, por cuanto pasa de los 55.2 mm a las 20:30 horas hasta los 100.2 mm a las 21:40 del día 11. A partir de las 21:40, el ritmo de acumulación decrece y la curva presenta menor pendiente, para estabilizarse hacia las 02:05 horas de la madrugada del día 12, en 114.6 mm.

En los dos últimos tramos (03:05-04:55 y 08:50-09:50 respectivamente) el carácter impulsivo de la lluvia se hace especialmente patente puesto que la acumulación se efectúa a partir de elevados picos de corta duración y no existen bajas intensidades que disminuyan la pendiente de la curva, como ocurría en los incrementos anteriores.

Finalmente destacan dos rellanos: uno estabilizado en 22.8 mm señala el intervalo entre el primer y segundo núcleo, y otro en 147.2 mm marca el lapso de precipitación entre el cuarto y el quinto núcleo.

#### \* Conclusiones

A partir del análisis pormenorizado de estos siete hietogramas se deduce que durante los días 11 y 12 de noviembre de 1988 llovió de manera muy impulsiva en cortos períodos de tiempo. El ejemplo más notorio lo encontramos en 0P03, en la que el segundo núcleo -- 32.6% de duración del hietograma -- representa el 70.6% de la precipitación de la tormenta. Otro tanto sucede en 0001, donde el primer

núcleo -- 44% de la lluvia del suceso -- precipita en tan solo el 17.6% del tiempo. En el hietograma 0004, sólo el tercer núcleo representa el 44.2% del volumen total precipitado durante el 9.9% de tiempo del suceso. En 0002, el núcleo primero totaliza el 43.6% del agua en tan sólo 15.7% del tiempo que dura la tormenta.

También las intensidades en el seno de cada núcleo corroboran la estructura espasmódica de la precipitación. En este sentido, parámetros como la desviación típica, o la simple diferencia entre intensidad máxima y media de cada núcleo, pueden aportar alguna luz al respecto. No obstante, previamente conviene aclarar que tanto la intensidad media como la desviación típica presentan patrones distintos según se trate de núcleos de precipitación o de pseudonúcleos o picos aislados. La escasa duración de los segundos incrementa notablemente dichos valores. Así, por ejemplo el pico cuarto de 0001 presenta una intensidad media de 36 mm/h; el cuarto de 0002 de 19.2 mm/h; el cuarto de 0L01 de 14.4 mm/h; etc. También algunos de estos picos presentan desviaciones típicas importantes como el tercero de 0002 -14.73-; el cuarto de la mismo hietograma -18.8-; el cuarto de 0L01 -12-; etc. Dejando aparte estos casos, que por otra parte son los menos frecuentes, la intensidad media de los núcleos ronda los 8 mm/h, destacando algunos como el número 5 de 0P05 -19.3 mm/h-; el tercero de 0004 -15.17 mm/h- ó el segundo de 0P03 -11.2 mm/h-. Las intensidades medias están muy lejos de las máximas, con diferencias que pueden alcanzar los 80.8 mm/h (núcleo 3 de 0004); 70 mm/h (núcleo 3 de 0P05); 58 mm/h (núcleo 2 de 0P03); etc. Por lo que respecta a la desviación típica destacan la del núcleo 3 del hietograma 0004 -23.7-; la del 3 del 0P05 -20.3-; la del 2 del 0P03 -14.93-... coincidiendo con los núcleos analizados más intensos.

Todas estas características son más espectaculares aún si consideramos los hietogramas en su totalidad (cuadro 4.12). Destaca el hietograma 0L02 que presenta la intensidad máxima -110 mm/h-, una media de tan sólo 4.6 mm/h y una desviación típica importante -13.6-. Otro

ejemplo digno de mención es el hietograma 0004 con una intensidad máxima de 96 mm/h una media de 3.6 mm/h y una desviación típica de 10. La última columna de la cuadro 4.12 muestra los valores del *coeficiente de variación* de intensidad. Se trata de un parámetro de dispersión relativa que, además de diferencias entre los hietogramas entre sí, permite establecer comparaciones entre distintos episodios. Todos los valores de este coeficiente superan, para este caso, el 100% (varían entre 175% y 295%), hecho que corrobora, una vez más, la variabilidad temporal de la lluvia.

Además de los parámetros estadísticos de concentración y dispersión, los mismos hietogramas de intensidad y pluviogramas de acumulación constituyen una fecunda vía de aproximación al fenómeno. Así, exceptuando tres observatorios (OS01, 1E07 y OP01) cuyos bajos totales dificultan el reconocimiento de un patrón de lluvia se pueden distinguir tres maneras de llover: dos de ellas claramente definidas y la tercera, de carácter intermedio, un tanto ambigua.

CUADRO 4.12. CARACTERISTICAS GENERALES DE TODOS LOS HIETOGRAMAS

FICHERO	DURACION (horas)	VOLUMEN (mm)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1E04	25h 50m	133.6	55.2	5.14	9
1E07	25h	25.8	24	1.03	2.7
OS01	21h 45m	33	26.4	1.5	4.2
OE02	22h	51.2	62.4	2.3	6.7
OE03	25h 30m	75.2	79.2	2.9	7.5
0001	24h 35m	61.8	62.4	2.5	6.9
0002	26h 25m	75.1	48	2.8	6.9
0004	22h 05m	80.4	96	3.6	10
OP01	28h 15m	47.8	28.8	1.7	4
OP02	25h 30m	59.8	55.2	2.3	5.4
OP03	32h 40m	170.7	69.6	5.2	10.2
OP0	27h 30m	168	81.6	6	12.7
OP06	25h 35m	53.7	38.4	2.1	5.1
OL01	24h 40m	82.8	36	3.3	6
OL02	22h	102	110.4	4.6	13.6

De un lado tenemos los puntos OP03 y OP05 (figuras 4.14 y 4.22) en los que la mayor parte de la lluvia se incluye en algún núcleo. En conjunto, suman el 60% y el 68.2% respectivamente de la duración del episodio. Por contra la precipitación dispersa apenas existe (1% en el primer caso y 0.8% en el segundo). En general registran volúmenes importantes de lluvia precipitada con una frecuencia relativa: abundan los picos de precipitación, raramente aparecen aislados. Normalmente los núcleos emergen de momentos de lluvia más o menos continuos en el tiempo (existe abundante "ruido de fondo" en el seno de los propios núcleos). Esto provoca pluviogramas de acumulación con predominio de ascensos irregulares pero continuados separados por cortos rellanos de estabilización. Además de OP03 y OP05 podría incluirse en esta categoría la 1E04 (fig. 4.24-4.25). Los tres pluviómetros están ubicados por encima de los 400 m de altitud.

Comportamiento distinto presentan 0001, 0002 y 0004 (figuras 4.10, 4.12 y 4.20 respectivamente). Aquí la torrencialidad es mayor, abundan los pseudonúcleos o picos aislados que pueden alcanzar los 50 mm/h y apenas duran 10 ó 15 minutos. En general, la duración de los núcleos es inferior a la mitad del suceso (27% del tiempo en 0002; 35% en 0004 y 40% en 0001). En cuanto a los pluviogramas acumulados (figuras 4.11, 4.13 y 4.21) son escalonados, con ascensos casi verticales interrumpidos por rellanos de larga duración. También registran este comportamiento los pluviómetros 0E02 (fig 4.26-4.27), 0E03 (fig. 4.28-4.29) y 0L02 (fig. 4.30-4.31). Todos ellos se localizan por debajo de los 200 m de altitud.

Por último existen algunos casos -0L01 (fig. 4.11) y OP02 (fig. 4.18)-, situados entre los 200 y los 400 m s.n.m., que contemplan un comportamiento intermedio entre los dos grupos anteriormente descritos. Mientras 0L01 se acerca más al primero de ellos, OP02 se identifica más con el segundo. El hietograma OP06 (fig. 4.32-4.33) podría incluirse en esta categoría intermedia.

En síntesis, existen tres maneras de llover en relación con la altitud: de *montaña*, por encima de los 400 m s.n.m. (puntos 1E04, 0P03 y 0P05); de *litoral*, por debajo de los 200 m s.n.m. (0L02, 0O04, 0E02, 0E03, 0O01 y 0O02) e *intermedio*, entre los 200 y los 400 m s.n.m. (0L01, 0P02 y 0P06).

#### 4.2.2.2. VARIABILIDAD ESPACIAL

Como ya se especificó en la metodología, se han elaborado mapas cada cinco minutos, mediante una interpolación basada en el *kriging*, de períodos que responden a diferentes situaciones del episodio.

En la figura 4.34 se han representado la intensidad máxima, registrada en cualquiera de los 16 pluviómetros, para cada intervalo de tiempo. En ella vemos como el suceso va pasando por diferentes ciclos separados por momentos de práctica ausencia de lluvia en todas las estaciones. Los tipos o fases contemplados para la representación cartográfica son los siguientes:

- "Tipo a" (10:05-14:00, día 11): Estas cuatro horas recogen la gestación y momento álgido de la tormenta (10:05-11:20) con una media de intensidad máxima de 44 mm/h, y un período posterior (11:25-14:00) en el que se mantiene durante dos horas y media una media en torno a los 23 mm/h.

- "Tipo b" (17:50-19:15, día 11): La intensidad se mantiene en valores relativamente altos -media de la máxima 29 mm/h- y, en ningún momento, desciende por debajo de los 12 mm/h.

- "Tipo c" (22:35 del día 11 - 00:15 del 12): Intervalo con abundante "ruido de fondo", desde donde emergen algunos picos de baja intensidad máxima. La media ronda los 9.6 mm/h.

\* Tipo "a" (10:05-14:00 del día 11)

La mayor densidad de pluviómetros en el llano litoral permite algunas estimaciones acerca del tamaño de las células y de las pequeñas áreas de lluvia (SMSA). En el retablo montañoso, se incrementa la distancia entre estaciones, motivo por el cual, el análisis se limita a una descripción de la dinámica del suceso.

La serie cartográfica comienza a las 10:05. Sobre una amplia extensión espacial (en torno a los 2.500 Km<sup>2</sup>), llueve con intensidades muy bajas (2.4, 4.8 ó 7.2 mm/h). Parece tratarse de una LMSA centrada sobre la mitad sur del territorio, en la que, de un momento a otro, cabe esperar la aparición de células convectivas o pequeñas áreas mesoescálicas de precipitación (SMSA).

En efecto, 5 minutos después -10:10- observamos cómo ha aparecido un punto de intensidad mayor -12 mm/h- en el pluviómetro 0004, valor que se mantiene en el mapa siguiente (10:15), al tiempo que sobre 0L02 se desarrolla un nuevo brote de 16.8 mm/h.

El paso al mapa de las 10:20 resulta altamente significativo por cuanto, en sólo cinco minutos, el pluviómetro 0L02 pasa de 16.8 mm/h a 110 mm/h. Por su parte la LMSA amplía el ámbito de influencia a la totalidad de la zona de estudio (4690 Km<sup>2</sup>), con intensidades que no superan los 7 mm/h.

Este esquema se mantiene durante un cuarto de hora (hasta las 10:30). En efecto, el mapa de las 10:35 la situación ha variado notablemente. La célula sobre 0L02 ha desaparecido. No podemos saber si se desplazó hacia el sur (con lo cual se ubicaría fuera de nuestra zona de estudio), o se agotó *in situ* o se trasladó hacia el NW notablemente debilitada (26 mm/h) en el punto 0004. El último supuesto parece poco probable porque implicaría una velocidad de desplazamiento de 150 Km/h. El pluviómetro 0L02 ha pasado a formar parte de la LMSA.

A las 10:40 la célula sobre 0004 se ha reforzado hasta 31.2 mm/h, al tiempo que sobre 0E03 aparece otra con una



intensidad de 26.4 mm/h. Siempre en el seno de la LMSA, esta estructura celular parece formar parte de una SMSA, que anuncia su desplazamiento hacia el NE. El área adscrita a esta SMSA oscilaría entre un mínimo de 87 Km<sup>2</sup> -siguiendo la isoyeta de los 24 mm/h que rodea ambos observatorios- y un máximo de 870 Km<sup>2</sup> -en función de la isoyeta de los 8 mm/h, intensidad media definida por la bibliografía (WAYMIRE *et al.*, 1984) para esta escala-. Estas dimensiones deben interpretarse con cuidado, por cuanto no trabajamos sobre una imagen de radar y las isoyetas están elaboradas a partir de pluviómetros excesivamente distantes. La incertidumbre aumenta inversamente al tamaño del fenómeno que intentamos describir. Teniendo en cuenta estas salvedades, la célula situada sobre 0004 abarcaría una extensión aproximada de 15 Km<sup>2</sup>. Todo el conjunto mesoescálico, incluso el de gran escala (LMSA), se está desplazando, aunque muy lentamente, hacia el norte. En la zona litoral más meridional -0L02- empiezan a registrarse ceros.

En la siguiente representación -10:45- la identidad de la SMSA se define mucho mejor. Ahora la célula más intensa se sitúa sobre 0E03 y dos de las estaciones más cercanas (0001 y 0004) registran intensidades de 16 mm/h, que a su vez podrían constituir células menores. Esta situación permite identificar un área mínima de 350 Km<sup>2</sup> asociada a la SMSA, comprendida por la isoyeta de los 16 mm/h. El área delimitada por la isoyeta de los 8 mm/h abarca 680 Km<sup>2</sup>, máxima superficie estimada para la SMSA.

El mapa de las 10:50 reproduce en cierta manera el de las 10:40, pero desplazado al norte. La célula centrada sobre 0E03 se debilita hasta 26 mm/h y sobre 0001 aparece otra de 28.8 mm/h que confirma el desplazamiento de la SMSA hacia el norte. En esta ocasión la extensión de la pequeña área mesoescálica de precipitación varía entre 120 y 542 Km<sup>2</sup>. La ausencia de precipitación en las estaciones 0L02, 0E02 y 0S01 confirma el mismo trayecto para la LMSA.

Cinco minutos más tarde -10:55- la célula nuclear de la SMSA se registra sobre la estación 0001 con 62.4 mm/h y

los 9.2 mm/h de OP02 pertenecen a la intensidad general de la SMSA. La célula afincada sobre 0001 permanece durante un cuarto de hora y se agota *in situ*. En efecto a las 11:00 registra 50.4 mm/h, agotan el 19% de su intensidad. Por otra parte, en el valle del Palancia -0L01- se anotan 14.4 mm/h. Parece como si la Serra de Calderona ejerciera de cuña frente a los vientos de levante, de manera que el campo de precipitación adquiere forma de "V", con un núcleo de gran inestabilidad al sur de la sierra, mediatizado por el desplazamiento septentrional de la SMSA que detectábamos en intervalos de tiempo anteriores. El segundo ramal de la "V" penetraría por el valle del Palancia, al N de la Serra Calderona, favorecido por la disposición en "fondo de saco" de este valle respecto de las masas de aire que soplan desde el mar.

A las 11:05, la intensidad sobre 0001 ha descendido a 16.8 mm/h y sobre OP02 ha aumentado a 12 mm/h. La SMSA se va agotando progresivamente en su desplazamiento septentrional, al atravesar la Calderona de sur a norte. Esta traslación se detecta también en la LMSA: todas las estaciones situadas al sur de 0001 (excepto OP05, en pleno retablo montañoso) ya no registran precipitación. Resulta significativo comprobar cómo el movimiento de las células y las SMSA en el llano litoral tiene lugar con relativa premura. De una imagen a otra la situación varía considerablemente (p.e. 10:35-10:40). Sin embargo, en las estribaciones montañosas, el desplazamiento se ralentiza considerablemente, la SMSA se estaciona a las puertas de la elevación y comienza a desgastarse *in situ*, como ocurre entre las 10:55 y las 11:05. Además el ritmo de agotamiento se acelera con el tiempo, de manera que la célula sobre 0001 pierde el 19% de su intensidad entre las 11:00 y las 11:05, y el 67% de la que le quedaba entre las 11:05 y las 11:10.

A las 11:10 la célula sobre OP02 ha evolucionado de 12 a 14 mm/h, valor que mantiene constante en los cinco minutos siguientes para desaparecer a las 11:20. En esta hora, el ámbito de la LMSA se reduce a las áreas

montañosas, donde destaca OP05 -12 mm/h-, mientras los llanos costeros aparecen prácticamente libres de lluvia.

Termina así la fase de generación y momento álgido del suceso. A partir de las 11:25 se inicia una segunda fase en este primer período. Destaca el pluviómetro OP05 que mantiene una intensidad oscilante entre 12 y 24 mm/h durante 35 minutos (11:20-11:50). La ausencia de estaciones próximas que pudieran dar una idea de la extensión espacial de este fenómeno hace difícil la interpretación. Podría tratarse de una célula de baja intensidad, pero de gran persistencia en el tiempo.

A las 11:30 se registra 12 mm/h en el pluviómetro 0002 que ya no se detecta en el siguiente mapa. En ambas cartografías (11:30 y 11:35) la isoyeta de 4 mm/h divide la mitad oriental del área de estudio con ausencia de lluvia, de la mitad occidental, donde se centra la LMSA y donde surgen células de baja intensidad sobre la primera alineación de relieves -punto 0002- (200 m s.n.m.).

Este esquema se ve súbitamente interrumpido a las 11:40 en que se detectan varias componentes simultáneas. Por una parte continúa la situación descrita en la mitad noroccidental del mapa, pero esta vez la célula se sitúa sobre OP06, con una intensidad de 24 mm/h. Todo parece indicar que se trata del mismo individuo que diez minutos antes se ubicaba sobre 0002 (lo cuál implicaría una velocidad de desplazamiento de 48 Km/h), que encauzada por el valle de la Rambla de la Castellana proseguía su viaje hacia el NW cuando topó con la segunda alineación de relieves (400 m s.n.m.). Nótese la menor velocidad de traslación de estas células en el retablo montañoso y las intensidades a que dan lugar (respecto del litoral). El flujo de levante introduce dos nuevas cuñas húmedas por la costa. Una de estas cuñas se detecta en dos pluviómetros -0004 y OE02-, con intensidades de 19.2 y 11.4 mm/h respectivamente, en la parte meridional de la imagen. La otra cuña afecta al NE del área en la vertiente sur de Espadà (pluviómetro OP01), con intensidad de 24 mm/h. Queda



pues una zona meridiana central con ausencia de lluvia que separa ambas LMSA.

Cinco minutos después (11:45) la situación ha variado totalmente, la lluvia costera ha desaparecido y sin embargo la actividad de la LMSA centrada en los relieves occidentales se ha incrementado, tal vez alimentada por la humedad que aportan los levantes. Estos vientos, que no precipitan en el litoral, sí que lo hacen en el retablo montañoso. Parecen encauzarse por las depresiones del Turia, Palancia y Rambla de Poyo y dan lugar a tres centros de precipitación relativamente mantenida: uno en la primera alineación montañosa (200 m s.n.m.) -0002, 19.2 mm/h- y los otros dos próximos a la tercera (800 m s.n.m.) -0P03, 14 mm/h, y 0P05, 24 mm/h-. Como recordará el lector, la estación 0P05 mantiene este ritmo relativamente intenso desde las 11:20. En los otros dos puntos empieza la actividad a partir de las 11:45 y se mantiene durante 45 minutos, hasta las 12:25.

A las 11:50, 0002 y 0P03 se han reforzado hasta 26.4 y 19.2 mm/h respectivamente, mientras 0P05 ha iniciado su declive -14 mm/h-. La célula sobre 0002 parece incardiriada en una SMSA con tendencia a desplazarse hacia el NW, siguiendo el valle de la Rambla de la Castellana (pluviómetro 0P06: 12 mm/h) tal y como ya hemos visto que ocurría entre las 11:30 y las 11:35 horas.

A las 11:55 se inicia el declive de estas células, la situada sobre 0P03 baja a 14.4 mm/h, la 0002 a 24 mm/h y la 0P05 a 9.6 mm/h. Durante los cinco minutos siguientes, 12:00, el pluviómetro 0P03 refuerza su intensidad -21.6 mm/h- debido posiblemente a una reactivación de la humedad aportada por los vientos de levante a través de la depresión del Palancia. La célula sobre 0002 sigue agotándose (16.8 mm/h) y aparece una nueva sobre 0004 con 16.8 mm/h. La LSMA parece expandirse de nuevo hacia el mar. Dentro de esta gran área mesoescálica de precipitación podría individualizarse una banda de precipitación delimitada por la isoyeta de los 12 mm/h que abarcaría una

franja meridiana de 1.400 Km<sup>2</sup> incluyendo los pluviómetros OP03, 0002 y 0004.

El mapa de las 12:05 denota mayor actividad de todo el conjunto mesoescálico con especial incidencia en dos áreas. Por una parte la zona de contacto entre la llanura litoral y la primera alineación montañosa de la mitad sur (sierras de los Bosques y la Cabrera) con los valores más altos -24 mm/h en 0L02, 28 mm/h en 0004 y 21.6 en 0002- que se prolonga por la Rambla de la Castellana hacia la segunda alineación -12mm/h en OP06-. La segunda área se ubica en el sector septentrional por encima de los 400 m s.n.m. Aquí las intensidades son menores: 16.8 mm/h en OP03 y 19.2 mm/h en 1E04. Las isoyetas no se adaptan al relieve, sino que forman una concavidad hacia el mismo, registrando las mayores intensidades en las zonas de contacto entre éste y la llanura costera en la mitad sur, y entre la segunda y tercera alineación montañosa de la mitad septentrional.

A las 12:10 prácticamente la totalidad de las células incrementan su intensidad, formando una banda de sentido meridiano que arranca en 0L02 (31.6 mm/h) y llega hasta OP03 (26 mm/h) pasando por 0004 (28.8 mm/h), 0002 (24 mm/h) y OP06 (24 mm/h) y abarcando un área de 980 Km<sup>2</sup>.

La situación se mantiene tal cual durante los cinco minutos siguientes -12:15-. A las 12:20 el panorama varía radicalmente. Las células situadas sobre 0L02 y 0004 han desaparecido y la banda de lluvia ha tomado una disposición SE-NW, a favor del valle del Túria y de la Rambla de la Castellana (1.370 Km<sup>2</sup>), con especial incidencia 0E02 (28 mm/h), 0E03 (14 mm/h), 0002 (21.6 mm/h), OP06 (16.8 mm/h) y OP04 (14.4 mm/h). Además, en Onda, vertiente norte de la Serra d'Espadà, comienza a detectarse un flujo de humedad favorecido por la disposición del valle del Riu Sec al viento de levante, de manera que 1E04 registra 16.8 mm/h. En el seno de la franja de lluvia parecen destacarse dos SMSA, una sobre las estaciones 0E02 y 0E03, y la otra alrededor de 0002 y OP06, con superficies en torno a los 150 Km<sup>2</sup>.

Esta situación perdura con la misma estructura e intensidad hasta las 12:30 en que se refuerza la célula sobre 0E02 a 38.4 mm/h y la de 0P06 (segunda alineación montañosa) a 21.6 mm/h. El resto (salvo 1E04) pierde intensidad y pasa a formar parte del conjunto de la SMSA. Por lo que respecta a la célula 1E04 incrementa su intensidad a 19.2 mm/h y persiste renovando continuamente su humedad hasta el final del período, con intensidades que no bajan de los 12 mm/h.

A las 12:35 el patrón de lluvia varía considerablemente. Parece observarse una banda meridiana de unos 1.000 Km<sup>2</sup>, con precipitación de baja intensidad que afectaría a los pluviómetros 0L02, 0E02, 0E03, 0O01, 0P02, 0L01 y 1E04 (fuera de la cual es importante el punto 0P06 con 12 mm/h). En esta franja destacan los pluviómetros 0L01 -16.8 mm/h- y 1E04 -12 mm/h- que indican la predominancia de lluvia en la mitad norte del área de estudio. Además la intensidad de la LMSA ha aumentado sensiblemente: en gran parte de su dominio se alcanzan los 9.6 mm/h.

En el mapa del intervalo siguiente -12:40- se reproduce el esquema areal anterior. La intensidad de la LMSA ha vuelto a sus valores habituales -2.4, 4.8 mm/h- y las áreas de mayor precipitación se ubican en los contrafuertes montañosos septentrionales: 1E04 (12 mm/h), 0L02 (16 mm/h) y 0P03 (19.2 mm/h).

Durante los 25 minutos siguientes (12:45-13:10) se puede seguir un lento desplazamiento hacia el norte de la LMSA, con un punto de cierta intensidad 0E03 (9.6 mm/h) mantenido durante media hora y una célula persistente sobre 1E04.

A las 13:10 no se registra lluvia en prácticamente ningún punto del litoral. La precipitación se concentra sobre las sierras Calderona y Espadà en dos células de 12 y 24 mm/h cada una, localizadas sobre 0L01 y 1E04 respectivamente. Ambos pluviómetros se ubican en sendos valles (Río Sec y Palancia respectivamente) abiertos al mar que favorecen la entrada de flujos marítimos cargados de humedad. Por el contrario 0P01, de latitud y altitud

similar, no recoge precipitación por carecer de orientación adecuada.

Desde las 13:15 hasta las 14:00, el único pluviómetro que registra precipitación importante es el 1E04, cuya célula aumenta progresivamente de intensidad hasta alcanzar los 45.6 mm/h a las 13:20. A partir de esta hora comienza a agotarse, exceptuando algún momento de débil reactivación, hasta el final del período. En todo este lapso final, la LMSA ha ido circunscribiéndose paulatinamente al pluviómetro 1E04 hasta desaparecer.

\* Tipo "b" (17:50-19:15)

Esta serie cartográfica recoge un lapso temporal en que la precipitación se mantiene de forma persistente con intensidades intermedias.

La serie se inicia a las 17:50. La mitad septentrional aparece libre de precipitación y sólo se registra lluvia de cierta importancia en el retablo montañoso suroccidental, pluviómetro 0P05 -12 mm/h- y en el valle del Turia, pluviómetro 0E02 -12 mm/h-. En el primero la precipitación se mantiene durante un cuarto de hora, pero sobre 0E02 apenas dura cinco minutos. Parece tratarse de una célula inserta en el seno de una pequeña franja inestable de unos 470 Km<sup>2</sup> localizada a lo largo de la cuenca baja del Turia que incluye también los pluviómetros 0002, 0E03, 0004, 0E02 y 0S01.

Cinco minutos más tarde -17:55- esta franja aparece desplazada hacia el norte y reactivada por el ascenso mecánico que le imprimen los relieves de la primera alineación de la Calderona. Aparece así un área de lluvia mesoescálica de disposición paralela a la orografía, con al menos dos células de 24 mm/h detectadas por los pluviómetros 0002 y 0001. Las estaciones situadas al sur y al norte no registran precipitación. Es curioso observar como aún no existen indicios de ninguna LMSA. Más bien parece tratarse de una SMSA un tanto aislada con su propia población de células convectivas, aunque también podría

responder a células independientes, conocidas en la bibliografía como *cell cluster* (WAYMIRE, et al., 1981).

En el mapa siguiente -18:00-, la célula situada sobre 0002 no se registra, mientras que sobre 0001 se ha reforzado hasta 33.6 mm/h, en su intento de remontar los relieves. Además el mar aporta un flujo de humedad por el NE que precipita sobre 1E07 con una intensidad de 24 mm/h. Una vez más se observa el efecto de cuña de las sierras de Calderona y Espadán sobre la entrada de levantes.

A las 18:05 la SMSA ha logrado superar la primera alineación orográfica que se detecta gracias a los pluviómetros OP06 y OP02 en el contacto con la isohipsa de los 400 m s.n.m. El ascenso mecánico forzoso a que se ha visto sometida esta masa de aire ha incrementado la intensidad de lluvia hasta superar los 55 mm/h en ambos casos. Suponiendo que el pluviómetro OP06 está registrando el mismo individuo que 10 minutos antes aparecía en 0002 significaría una velocidad media de desplazamiento de 48 Km/h mantenida durante esos diez minutos sobre una distancia de 8 Km. En este trayecto habría ascendido 200 m de altura aproximadamente, ascenso que habría supuesto un incremento de intensidad de más del doble para una célula cuyo radio no superaría los 4 Km. Una hipótesis de desplazamiento similar para la célula que a las 18:00 se centraba sobre 0001 y a las 18:05 sobre OP02 supondría una velocidad media de 96 Km/h mantenida durante 5 minutos sobre un recorrido en línea recta de 8 Km. Durante el trayecto la intensidad de precipitación se incrementaría 1.6 veces. Estas aproximaciones a la velocidad son sólo estimaciones de fenómenos de muy corta duración y recorrido. En ningún caso se pretende estimaciones estadísticas, sino indicar un orden de magnitud que deberá ser contrastado en posteriores investigaciones, cuando el volumen de información disponible así lo permita. Dicho desplazamiento imprime características similares a las dos células y refuerza la idea de la SMSA en el seno de la cual evolucionan las células convectivas, en detrimento de la hipótesis de células aisladas (*cell cluster*).



En los cinco minutos siguientes -18:10- ambas células parecen haberse agotado: sobre OP06 y OP02 se registran bajas intensidades del orden de 7.2 mm/h y 9.6 mm/h respectivamente como últimos extertores de los individuos convectivos. Al mismo tiempo, en la estación de Valencia - OS01- se alcanzan 26.4 mm/h. Este foco se mantiene durante 20 minutos y anuncia una renovación de la humedad atmosférica por el este. En efecto, durante este tiempo (18:10-18:25) se va registrando precipitación paulatinamente en el litoral (OL02, OE02, OE03 y OE04) al tiempo que la SMSA (OP06 y OP02) se agota definitivamente.

En el mapa de las 18:25, la célula centrada sobre Valencia (OS01) inicia su declive -19.2 mm/h-, mientras sobre OL02 aparece un nuevo foco intensivo con 21.6 mm/h. El ámbito mesoescálico en que se insertan estas células incluye los pluviómetros 0004 y OE03. Se constata además cierta inestabilidad general que origina alguna lluvia en zonas más elevadas (OP04: 7.2 mm/h; OP05: 9.6 mm/h y OP03: 7.2 mm/h).

A las 18:30, sobre OL02 la inestabilidad se ha incrementado hasta alcanzar una intensidad de 28.8 mm/h y el ámbito mesoescálico de lluvia aparece claramente delimitado en torno a él, en un área aproximada de 520 Km<sup>2</sup>.

En el mapa de las 18:35, dos nuevas células sobre OE03 y OE02 de 14.4 mm/h y 36 mm/h respectivamente confirman la entidad de la SMSA. Al mismo tiempo se registra una célula aislada en el valle del Palancia, OL01 con una intensidad de 16.8 mm/h. Esta célula se mantiene activa prácticamente hasta el final, renovándose en diferentes momentos, lo cual corrobora la disposición favorable de este valle a los flujos húmedos de levante.

A las 18:40 sobre los pluviómetros OL02 y OE03 se ha intensificado la intensidad hasta 38.4 mm/h y 26.4 mm/h respectivamente, mientras sobre OE02 desciende de 36 mm/h a 14.4 mm/h. Exceptuando el valle del Palancia (OL01) la lluvia está concentrada en el sector meridional del llano litoral y el resto del área aparece libre de lluvia.

La situación de las 18:45 se mantiene prácticamente invariable. Cinco minutos después, 18:50, el campo de lluvia se ha expandido (ahora incluye toda la mitad oriental de la zona de estudio) y desplazado ligeramente hacia el NW. Las intensidades máximas han descendido y el foco más potente se registra en 0004 -21.6 mm/h-. Tres pluviómetros situados en la cuencas medias-bajas del Turia y Carraixet (0E03, 0E02 Y 0001) anotan lecturas idénticas -19.2 mm/h-. En este sentido, la isoyeta de los 16 mm/h que engloba estos puntos y el 0004 parece delimitar una SMSA con una dimensión mínima aproximada de 350 Km<sup>2</sup> y máxima probable de 1.570 Km<sup>2</sup> (que por sus dimensiones podría tratarse de una LMSA) delimitada por la isoyeta de 8 mm/h que incluye la últimas estribaciones de la Calderona y el valle del Palancia.

A las 18:55, exceptuando el foco centrado sobre 0L01 (Palancia), la intensidad global de la precipitación ha disminuído, pero siguiendo ritmos distintos para cada lugar, de manera que los pluviómetros 0E03, 0E02 y 0001, que en la imagen anterior presentaban valores idénticos, ahora registran 12 mm/h, 7.2 mm/h y 14.4 mm/h respectivamente. Ello hace pensar que cada uno de ellos está afectado por un individuo distinto con dinámica propia. En Valencia (0S01) se registra un incremento -14.4 mm/h- que evidencia la entrada de energía por el este, mientras en la mitad NW del área no llueve. Este aporte de humedad del Mediterráneo reactiva las células convectivas de la llanura litoral. Así, por ejemplo, a las 19:00 horas el pluviómetro 0E03 ve incrementada su intensidad de 12 mm/h a 21.6 mm/h, y el punto 0L02 de 4.8 mm/h a 26.4 mm/h.

El mapa de las 19:05 constituye una muestra significativa del efecto que para la intensidad de precipitación supone la disposición del relieve. Así, por ejemplo, en este momento la lluvia se produce en la mitad oriental de la imagen, con tres focos fundamentales. Uno de ellos afecta a toda la llanura enmarcada por el arco montañoso que describen la Serra Calderona y las sierras de los Bosques, Santa María, la Cabrera, y Malacara. El

punto neurálgico se centra en el pluviómetro 0L02 con 26.4 mm/h, alrededor del cual gravitan, con intensidades de menor magnitud (entre 12 y 19 mm/h), las estaciones 0004, 0E03 y 0E02, delimitando una posible SMSA de 550 Km<sup>2</sup>. Los otros dos focos se ubican en los valles del Palancia (0L01: 12 mm/h) y del Riu Sec (1E04: 24 mm/h) como consecuencia de la disposición de estas depresiones abiertas al mar en "fondo de saco".

La Serra de Calderona actúa a modo de cuña y, a menudo, divide las masas de aire de levante en dos ramales, uno septentrional que se encauza por los valles del Palancia y Riu Sec y otro meridional que penetra por los valles del Carraixet, Turia y Rambla de Poyo. Este efecto se aprecia con claridad en los tres mapas finales, especialmente en el último (19:15).

Respecto de la situación de las 19:10 se percibe una regeneración del ramal meridional centrado sobre 0L02 -45.6 mm/h- y 0E03 -21.6 mm/h-. Cinco minutos después se evidencia la polarización de la lluvia en dos zonas: el valle del Riu Sec (1E04) y las cuencas bajas del Carraixet, Turia y Rambla de Poyo, con especial actividad sobre 0004 -24 mm/h- y 0L02 -21.6 mm/h-.

\* Tipo "c" (22:35, día 11 - 00:15, día 12)

Esta serie de mapas presenta características totalmente distintas a las anteriores. Las fases de lluvia calificada como de "ruido de fondo" son en realidad momentos de calma, con ausencia de lluvia en la mayoría de puntos e intensidades muy bajas en alguno de ellos. Esta pauta global sólo se ve interrumpida por algún foco aislado de precipitación de suficiente inestabilidad vertical como para desencadenar intensidades por encima de los 12 mm/h.

En esta serie de mapas destaca la naturaleza aislada y esporádica de la lluvia que precipita a intensidades muy bajas (entre 2 y 8 mm/h). La mayor parte de pluviómetros que registran precipitación se ubican en el retablo montañoso, especialmente en la tercera alineación de

relieves (en torno a los 800 m s.n.m.). En este sentido merecen ser destacados los pluviómetros 0P05 y 0P03.

Como ya se ha mencionado, en este contexto de lluvia esporádica pueden aparecer células convectivas aisladas o *cell cluster* de escasa duración e intensidad relativamente baja. Es el caso, por ejemplo, de la célula detectada por el pluviómetro 0E03 a las 22:50 que, con una intensidad de 19.2 mm/h, solamente aparece en un mapa y cinco minutos después ya se ha agotado. A las 23:35 observamos otra célula de similares características, esta vez centrada sobre el pluviómetro 0S01 con una intensidad de 14.4 mm/h apenas mantenida durante cinco minutos.

Por lo general se trata de individuos únicos que no forman parte de ninguna SMSA o LMSA. Sin embargo, en contadas ocasiones puede formarse un área mesoescálica de pequeñas dimensiones que incluya en su seno más de una célula, como parece ocurrir en el mapa correspondiente a las 23:55 en torno a los puntos 0P02 y 0001 con intensidades de 26.4 mm/h y 24 mm/h respectivamente. En este caso el agotamiento total de la precipitación se prolonga un poco más, incluso puede sufrir alguna débil reactivación como se detecta en el mapa de las 00:05, pluviómetro 0P02.

### *Conclusiones*

Según se deduce de la secuencia de mapas analizados, la estructura horizontal de la lluvia sigue un esquema jerárquico, en el cual cada elemento posee sus propias pautas de comportamiento.

Las tipos "a" y "b" muestran un patrón similar si bien, la intensidad máxima, persistencia y velocidad de desplazamiento de las células varían. En la serie "a" se detecta una LMSA, en cuyo seno se ha formado una SMSA (centrada en el sector SE de la zona de estudio) que, a su vez, está poblada por células convectivas. Todo el conjunto mesoescálico se va desplazando hacia el norte por el litoral bordeando los relieves. La velocidad de

desplazamiento varía según la escala, de manera que las células son las más rápidas, seguidas de las SMSA y, en último lugar, de las LMSA. Estimaciones de la velocidad extremadamente simples indican magnitudes del orden de 30 Km/h para las LMSA, alrededor de 48 Km/h para las SMSA y hasta 90 Km/h para las células convectivas. Estos indicadores, dado su carácter puntual tanto en el tiempo como en el espacio, pueden adelantar un orden comparativo de magnitud entre las diferentes escalas bajo condiciones similares. Es necesario añadir que el desplazamiento es más rápido en el sector litoral que en el retablo montañoso, donde, a menudo, la células se estacionan en las diferentes alineaciones orográficas pudiendo permanecer sobre un mismo emplazamiento desde unos minutos hasta horas. Por lo general estas células presentan menor intensidad máxima que las precipitadas sobre el litoral pero son más persistentes en el tiempo. En síntesis, la estructura celular móvil está mediatizada por el relieve de manera que las células de mayor intensidad, menor duración y desplazamiento más rápido se dan en el litoral, mientras que las más persistentes, intensidad intermedia y menor velocidad de traslación corresponden al retablo montañoso. Esto no quiere decir que en el litoral no aparezcan células de intensidades intermedias y cierta duración, tal como puede observarse en el tipo "b". El origen de esta persistencia parece ser distinto: mientras en el interior está condicionada por el ascenso mecánico impuesto por la barrera orográfica, en el litoral parece deberse a una renovada regeneración de humedad disponible en función de la cercanía del mar.

En otro orden de cosas, la orientación del relieve respecto de los flujos de levante se revela como determinante de las vías preferenciales de penetración de la lluvia. En este sentido destacan los valles en "fondo de saco" abiertos al Mediterráneo como el del Riu Sec o el del Palancia. Especial mención merece el primero de ellos, donde, como puede percibirse en la fase final del tipo "a" (12:25-13:55), sobre el pluviómetro 1E04 persiste

durante una hora y media una célula de intensidad intermedia gracias a la humedad que le suministran los vientos de levante. Además de estos valles, la llanura suroriental de la zona de estudio, enmarcada por la vertiente meridional de la Calderona y las últimas estribaciones de las sierras de los Bosques, Santa María y la Cabrera, constituye otro sector afectado por el paso de células. En este espacio, que abarca las cuencas medias-bajas del Carraixet, Turia y Rambla de Poyo, merecen ser destacadas las vías de Carraixet - B. de Portaceli y Turia - R. de Castellana.

Un efecto limitante a la penetración de flujos lo ejercen las estribaciones montañosas de Espadà y Calderona. Estas sierras actúan a menudo como cuñas que dividen los flujos de levante en dos ramales, uno septentrional (con frecuencia encauzado por los valles del Palancia y Riu Sec) y otro meridional que afecta a las cuencas bajas del Carraixet, Turia y Rambla de Poyo. Un ejemplo fehaciente de este hecho lo constituye el escaso valor del total de precipitación registrado en uno de estos promontorios: 47 mm en el pluviómetro 0L01 (Espadà).

Los momentos calificados como de intensidad de "ruido de fondo" son períodos con práctica ausencia de lluvia: sólo en algún punto o puntos del espacio, preferentemente ubicados en el retablo montañoso, se registran ínfimas cantidades de precipitación. En este contexto puede desarrollarse alguna célula esporádica o *cell cluster* de intensidad intermedia-baja y rápido agotamiento. Estas células son de carácter aislado y no pertenecen a ninguna área mesoescálica de precipitación.

#### 4.2.3. RELACION VOLUMEN/INTENSIDAD: EL EFECTO OROGRAFICO

Existe un importante factor cuya influencia resulta fundamental en el desarrollo de la inestabilidad. De todos es conocida la relación entre precipitación acumulada y componente orográfica. Sin embargo el vínculo entre esta última y la intensidad merece ser profundizado.

En la figura 4.121 se han representado en un sistema de coordenadas las intensidades máximas de cada uno de los hietogramas y el volumen total de los mismos recogido durante este suceso. Como podemos observar, los puntos se agrupan en dos rectas claramente definidas, a excepción de las estaciones 1E07, OS01 y OP01 que registran totales muy débiles (25.8 mm, 33 mm y 47.8 mm respectivamente) insuficientes para evidenciar un comportamiento claro.

La recta de regresión "a" corresponde a observatorios situados preferentemente por encima de los 200 m s.n.m., mientras que la "b" agrupa los emplazados por debajo. En el primer caso es importante la influencia de la precipitación acumulada, llegándose a recoger 170.7 mm (OP03) mientras la variable intensidad presenta un máximo de 81.6 (OP05). Por el contrario, en la recta "b", se alcanzan las mayores intensidades (110 mm/h en OL02) en tanto los volúmenes totales apenas sobrepasan los 100 mm (OL02). Resumiendo, los puntos situados en las planas litorales registran las máximas intensidades, si bien el volumen de precipitación acumulada es más importante en el retablo montañoso.

Con objeto de comprobar si ambos comportamientos son estadísticamente diferentes se ha aplicado el test  $U$  de Mann-Withney sobre un índice sintético basado en dividir la precipitación acumulada por la intensidad máxima, como ya se especificó en la metodología. Separadas ambas muestras (estaciones por encima y por debajo de los 200 m s.n.m.) y calculados dichos índices, se formula como hipótesis nula ( $H_0$ ) que las dos muestras obedecen a un mismo comportamiento. Las diferencias observadas se deben al azar y, por tanto, no son estadísticamente aceptables.

MUESTRA A: HIETOGRAMAS DEL LITORAL (< 200 m.s.n.m.)

ESTACION	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	VOLUMEN ACUMULADO (mm)	INDICE VOLUMEN/I. MAXIMA
0002	48	75.1	1.56
0E02	62.4	51.2	0.82
0E03	79.2	75.2	0.95
0L02	110.4	102	0.92
0001	62.4	61.8	0.99
0004	96	80.4	0.84
0S01	26.4	33	1.25
1E07	24	25.8	1.07

MUESTRA B: HIETOGRAMAS DEL RETABLO MONTAÑOSO (> 200 m s.n.m.)

ESTACION	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	VOLUMEN ACUMULADO (mm)	INDICE VOLUMEN/I. MAXIMA
0P03	69.6	170.7	2.45
0P05	81.6	168	2.06
1E04	55.2	133.6	2.42
0L01	36	82.8	2.3
0P06	38.4	53.7	1.4
0P01	28.8	47.8	1.66
0P02	55.2	59.8	1.08

Según la formulación que se expresa a continuación, el valor de  $U$  para las dos muestras objeto de estudio es igual a 3.

$$U = \text{Min } n_x n_y + \frac{n_x(n_x+1)}{2} - E r_x, \quad n_x n_y + \frac{n_y(n_y+1)}{2} - E r_y$$

siendo:  $n_x$ : número de individuos de la muestra  $x$ .  
 $n_y$ : número de individuos de la muestra  $y$ .  
 $r_x$ : número de orden general de los valores de la muestra  $x$ .  
 $r_y$ : número de orden general de los valores de la muestra  $y$ .



Para un nivel del rechazo de 0.05 previamente establecido, el valor de  $U$  permite desestimar la hipótesis nula. Así pues, en esta tormenta se puede hablar un comportamiento estadísticamente diferente para el 95% de los casos.

Todo ello conduce a una explicación basada en el tipo de disparo y desarrollo de la inestabilidad vertical que desencadena las lluvias. En este sentido, el efecto orográfico está claramente avalado por unos totales significativamente mayores que los del litoral, como consecuencia de una mayor frecuencia. En otras palabras, el "gatillo" que suponen los relieves afecta a una proporción importante de aparatos convectivos, obligándolos a ascender hasta desarrollar la inestabilidad térmica. Por su parte, las células que actúan sobre el litoral son más potentes. De hecho mantienen la suficiente inestabilidad en su seno para precipitar, sin necesidad del empuje mecánico inicial. Por ello, alcanzan las mayores intensidades, si bien la escasa frecuencia de las mismas se traduce en menores volúmenes de precipitación acumulada.

El comportamiento diferencial entre ambas muestras se mantiene si comparamos la precipitación acumulada y la desviación standar media del suceso. En la figura 4.122 puede verse esta relación que corrobora una mayor impulsividad para los hietogramas del litoral con totales inferiores y desviaciones mayores. Sin embargo, cuando comparamos lluvia acumulada con intensidad media de precipitación las diferencias de comportamiento aparecen totalmente enmascaradas (fig 4.123) y tanto los hietogramas del litoral como los del retablo montañoso se alinean en torno a una única recta de regresión de relación directa. Una vez más se pone en tela de juicio la representatividad de los promedios de intensidad para el estudio del tipo de fenómeno que nos ocupa.

### 4.3. LA ESCORRENTIA SUPERFICIAL

El episodio lluvioso que acabamos de analizar dió lugar a crecidas aforadas en las cuencas del Barranc de Carraixet y Rambla de Poyo. Sin embargo, un fallo técnico en el aforo de la Rambla de Poyo inutiliza el registro a partir de las 00:05 del día 12. Para esta rambla se dispone sólo de un hidrograma parcial que al menos permite reconocer la primera crecida de la cuenca.

#### 4.3.1. EL HIDROGRAMA DEL CARRAIXET

En la figura 4.124 aparece representado el hidrograma de crecida en el Barranc del Carraixet. En un tiempo base de 23 horas 15 minutos (desde las 03:00 del día 12 hasta las 02:15 del día 13) vehícula un volumen de 0.69 Hm<sup>3</sup>. Presenta dos puntas: la primera, mantenida durante 45 minutos (04:55-05:40, día 12), alcanza el caudal máximo - 21.7 m<sup>3</sup>/seg-; la segunda permanece durante 1 hora 25 minutos (09:30-10:55, día 12) en los 15.2 m<sup>3</sup>/seg.

##### 4.3.1.1. LA PRECIPITACION EFECTIVA

Como ya se explicó en el capítulo 3, la precipitación efectiva se calcula a partir de dos hipótesis de precipitación bruta:

i) El hietograma promediado según los polígonos de Thiessen (fig. 4.126) entre los pluviómetros que afectan a la cuenca (fig 4.125). Para esta tormenta se cuenta con 5 series:

CUADRO 4.13. PLUVIOMETROS QUE AFECTAN A LA CUENCA DEL CARRAIXET

PLUVIOMETRO	AREA DE LA CUENCA (Km <sup>2</sup> )	COEFICIENTE DE THIESSEN
0001	13.8	0.11
0002	1	0.007
0P03	13.58	0.103
0L01	5.9	0.05
0P02	93.72	0.73

ii) El hietograma más probable es 0P02 por cuanto afecta al 73% de su superficie (fig 4.18).

En ambas hipótesis se aplica el modelo de pérdidas del SCS para dos umbrales distintos de escorrentía: un umbral medio estimado en función de la litología (57.3 mm) y umbrales específicos en función del balance hídrico (38 mm para la serie promediada y 29.2 mm para 0P02).

CUADRO 4.14. APLICACION DEL MODELO DE PERDIDAS DEL SCS PARA DISTINTOS UMBRALES DE ESCORRENTIA

SERIE	TOTAL PP BRUTA (mm)	UMBRAL ESCORRENTIA (mm)	TOTAL PP EFECTIVA	VOLUMEN PP EFECTIVA (mm)	(Hm3)
0P02	60	P <sub>0</sub> litológico = 57.3	0	0	
		P <sub>0</sub> balance hídrico = 29.2	5.4	0.69	
PROMEDIADA	72.8	P <sub>0</sub> litológico = 57.3	0.8	0.1	
		P <sub>0</sub> balance hídrico = 38	5.4	0.69	

De los cuatro hietogramas efectivos, solamente son válidos los estimados a partir umbrales específicos basados en el balance hídrico, ya que los basados en la litología supondrían la ausencia de escorrentía.

Los dos hietogramas efectivos válidos presentan estructura similar. Simulaciones matemáticas de conversión lluvia-caudal basadas en la teoría del hidrograma unitario geomorfológico (ver capítulo 7) de las dos hipótesis de lluvia neta en contraste con el hidrograma registrado apuntan como más conveniente la serie promediada.

lluvia neta en contraste con el hidrograma registrado apuntan como más conveniente la serie promediada.

Resumiendo, se asume como definitivo el hietograma de precipitación efectiva estimado a partir del hietograma promediado, con un umbral específico de escorrentía de 38 mm. Esta serie supone un total neto de 5.4 mm en un tiempo de 14 horas 10 minutos (19:35, día 11 - 09:45, día 12), con una intensidad máxima efectiva de 4.8 mm/h. El centro de gravedad corresponde a las 02:50 del día 12.

#### 4.3.1.2. LA RESPUESTA DE LA CUENCA

Con el fin de facilitar las comparaciones de agua precipitada y escurrida se han transformado ambas magnitudes en Hm<sup>3</sup>. De los 9.3 Hm<sup>3</sup> de agua precipitada desaguan durante la crecida 0.69 Hm<sup>3</sup>, lo que implica un coeficiente de escorrentía de 0.074 y un déficit de 8.6 Hm<sup>3</sup>. Estas cifras ponen de manifiesto la baja proporción del agua precipitada sobre la cuenca que alcanza el aforo durante la crecida.

Diversos autores han constatado que en los cursos efímeros una parte del flujo superficial desaparece en favor de la circulación subterránea. El déficit de caudal incluye la infiltración, la evapotranspiración y las pérdidas por transmisión o fugas en el canal. El predominio de litologías permeables (calizas y areniscas) en la cuenca del Barranc del Carraixet permite asegurar que una parte importante del déficit hídrico se debe a la infiltración. Las pérdidas ocurridas en el cauce, la evaporación y las pérdidas por transmisión son componentes a tener en cuenta (GRAF, 1988a). Durante las avenidas de cursos efímeros de pequeña y mediana dimensión, el flujo raramente permanece en el canal el suficiente tiempo para que la evaporación pueda constituir un factor de pérdida importante (contrariamente a lo que ocurre en cuencas de mayor tamaño) (GRAF, 1988a). Son las pérdidas por transmisión las que reducen o laminan el pico de avenida y el volumen total de la descarga (BURKHAM, 1970a,b). Estas fugas son importantes

para el caso de las ramblas (SEGURA, 1990) y aumentan aguas abajo en función del incremento de la sección del cauce y la textura de los sedimentos (KEPPEL, 1960; JORDAN, 1977; WLLACE y LANE, 1978; YAIR y LAVEE, 1985; SEGURA, 1990). A veces, las pérdidas pueden ser tan importantes que reduzcan a cero el flujo de canal (GRAF, 1988a).

Entre los diferentes métodos para calcular la magnitud de estas fugas en pequeñas y medianas redes (por debajo de los 1.000 Km<sup>2</sup>) se pueden mencionar los de BURKHAM (1970a,b); SCS (1972); JORDAN (1977); LANE (1980). De todos ellos el más adecuado para ambientes semiáridos es probablemente el de LANE (1980; LANE *et al.*, 1985) porque requiere una moderada cantidad de *inputs*. No se ha podido aplicar en este trabajo porque solamente se dispone de información de caudal en un punto del cauce. Esto obliga a considerar las fugas de canal integradas con el resto de pérdidas.

En otro orden de cosas ABDULRAZZAK *et al.* (1989) que demuestran en la cuenca de Tabalah (Arabia Saudi), de unos 1270 Km<sup>2</sup> y en condiciones de extrema aridez, que solamente el 3% de la lluvia se transforma en escorrentía superficial. En la avenida que nos concierne sólo circula por el aforo 7.4% del agua precipitada. Este resultado es plenamente coherente con los de ABDULRAZZAK *et al.* (1989), habida cuenta de las condiciones de menor aridez de la cuenca del Carraixet y menor tamaño de la misma, hecho que reduce las pérdidas por transmisión, y, sobre todo, por evaporación.

Los tiempos de retraso y concentración en el Carraixet son, para el conjunto de la avenida, 6 horas 5 minutos y 16 horas 35 minutos respectivamente.

La forma del hidrograma presenta dos puntas de crecida claramente diferenciadas que obedecen a la respuesta desagregada de las dos subcuencas que componen el área situada aguas arriba del aforo (barrancos de Olocau y Pedralvilla). En efecto, la estructura de la precipitación neta y la posible variabilidad en la recepción de lluvia de las subcuencas no explican estas dos puntas, porque, de una

parte, la lluvia neta presenta varios picos de intensidad, irregularmente distribuidos y apenas mantenidos durante 5 minutos; de otra parte, la extensión reducida de las subcuencas y su ubicación adyacente permite presuponer condiciones relativamente homogéneas en la recepción de los *inputs*. Así pues, la doble punta del hidrograma está relacionado con las características de la red de drenaje.

A semejantes condiciones de precipitación, la cuenca del Barranc de Pedralvilla responde antes que la del de Olocau, y no existe coalescencia de las puntas de crecida. Con el mismo grado de desarrollo, la cuenca del Barranc de Pedralvilla tiene menor superficie (29.6 Km<sup>2</sup> frente a los 75.4 Km<sup>2</sup> de Olocau), menor longitud del cauce principal (4.4 Km frente a los 13.4 Km de Olocau) y mayor densidad de drenaje (4.18 km/Km<sup>2</sup> frente a 3.5 Km/Km<sup>2</sup> de Olocau). Estos parámetros describen, en definitiva, una red más organizada y de menor tamaño del Barranc de Pedralvilla, que suponen una reducción de los tiempos de viaje y la consecuente agilización de la respuesta frente al Barranc d'Olocau. Además, la Relación de Circularidad de la cuenca de Pedralvilla (0.37), mayor que la de Olocau (0.29), propicia la coalescencia de sus tributarios menores y favorece una respuesta rápida de la crecida. Así, cuatro horas y media más tarde de haberse producido la primera avenida en la estación de aforos y cuando ésta ha reducido su caudal máximo a la mitad, sobreviene la segunda crecida procedente del Barranc d'Olocau con una intensidad de 15.17 m<sup>3</sup>/seg.

El mayor tiempo de viaje de la avenida del Barranc d'Olocau ocasiona que la segunda punta sea más atenuada tras haber sufrido cierta laminación en cauce durante la traslación, sobre todo a partir del momento en que el curso penetra en el sector de abanicos aluviales.

La desagregación de la respuesta de las dos subcuencas permite detallar los tiempos de retraso para cada una de ellas. Así, se pueden establecer 2 horas 25 minutos para el Barranc de Pedralvilla y 7 horas 20 minutos para el de Olocau.

En cuanto al tiempo de subida del hidrograma, solamente podemos hablar con cierta seguridad de la del primer pico, puesto que no sabemos el inicio de la avenida de Olocau. No obstante, bajo la hipótesis de que la precipitación comienza a ser efectiva al mismo tiempo en toda la cuenca, el punto de partida de ambas avenidas es el inicio del hidrograma y en consecuencia, los tiempos al pico son de 1 hora 55 minutos en el el Barranc de Pedralvilla y de 6 horas 30 minutos en el Barranc d'Olocau.

En cuanto a los tiempos de descenso, ocurre al contrario que con los de ascenso: solamente la avenida del Barranc d'Olocau ofrece cierta seguridad. No obstante, siguiendo los mismos argumentos, podemos hablar de 20 h 35 minutos para la avenida de Pedralvilla y de 15 horas 20 minutos para la de Olocau. Estos tiempos son relativamente largos y están en relación directa con ciertas características de la cuenca. Influye, por ejemplo, que el aforo esté situado 5 Km después de la confluencia de ambas subcuencas y que durante este tramo no existan nuevos tributarios (excepción hecha del propio cauce) que se incrementen las pérdidas por transmisión durante la traslación de la crecida y de almacenamiento de caudal en el cauce. Cuando los niveles de la avenida comienzan a descender, se libera una parte de este almacenamiento. A ello es necesario añadir los flujos retardados que discurren por algunos paleocauces, así como la descarga proveniente de la superficie de los abanicos aluviales. También los posibles aportes subálveos consecuencia del predominio de materiales calcáreos, tanto en el sector montañoso de cabecera como en los conos enconstrados del piedemonte.

Resumiendo, se trata de un hidrograma de dos puntas que permite estimar la respuesta de las dos subcuencas tributarias. Bajo unas mismas condiciones de precipitación neta, la doble avenida responde a las particulares características geomorfológicas de cada subcuenca.

#### 4.3.2. EL HIDROGRAMA DE LA RAMBLA DE POYO

En la figura 4.127 se pueden observar las características del hidrograma de la Rambla de Poyo. Como ya se ha explicado con anterioridad, solamente se ha registrado la primera respuesta de la cuenca que con un tiempo base de 3 horas 30 minutos (20:35, día 11 - 00:05, día 12), vehicula un volumen total de 1'23 Hm<sup>3</sup> y alcanza un máximo de caudal de 193 m<sup>3</sup>/seg entre las 20:45 y las 20:55.

##### 4.3.2.1. LA PRECIPITACION EFECTIVA

Por tratarse de un hidrograma parcial, la primera tarea ha consistido en acotar aquel tramo de precipitación que lo ha producido.

Para este suceso, dos pluviómetros afectan a la cuenca, el OP05 y el 0004, y es difícil determinar el más probable ya que ninguno de ellos ejerce una influencia claramente predominante sobre la cuenca (fig 4.128).

CUADRO 4.15. PLUVIOMETROS QUE AFECTAN A LA CUENCA DE POYO

PLUVIOMETRO	AREA DE LA CUENCA (Km <sup>2</sup> )	COEFICIENTE DE THIESSEN
OP05	92	0.49
0004	95	0.51

Por ello se trabajó con tres hipótesis:

i) Que toda el área estuviera registrando la precipitación del pluviómetro de cabecera (OP05) (fig. 4.22).

ii) Que toda el área estuviera afectada por la lluvia recogida en el pluviómetro de la cuenca baja (0004) (fig. 4.20).

iii) Que aporte a la cuenca una precipitación promediada de ambos pluviómetros según los polígonos de Thiessen (fig. 4.129).

Contrastando la cronología de los centros de intensidad de los hietogramas en las tres hipótesis y el



del hidrograma descartamos inmediatamente el primer supuesto (i) porque las máximas de precipitación tienen lugar entre las 21:00 horas y las 21:15, mientras la punta de caudal se da entre las 20:45 y las 20:50. Es evidente que las lluvias registradas en el pluviómetro de cabecera (OP05) no han producido el fragmento del hidrograma.

Las hipótesis (ii) y (iii) son, a priori, viables porque en ambos supuestos la máxima intensidad de precipitación acontece a las 19:30 horas. No obstante la tercera (iii) tiene componentes difíciles de explicar, ya que la curva de descenso del hidrograma, no se corresponde con la estructura promediada de la precipitación. En efecto, tras las intensidades máximas de lluvia origen del pico de escorrentía, tuvo lugar otro núcleo de lluvia, con intensidades semejantes al primero, que debería producir una segunda punta de escorrentía. Sin embargo la curva del hidrograma desciende, de una manera continuada, desde los 193 m<sup>3</sup>/seg a las 20:45 del día 11 hasta los 2 m<sup>3</sup>/seg a las 00:05 horas del 12.

Estos errores en la hipótesis (iii) son inherentes a la metodología, puesto que promedia una precipitación homogénea para toda la cuenca, cuando en realidad sólo llueve en una parte de la misma. Así el segundo pico de escorrentía, que según la serie promediada debería producirse inmediatamente después de la primera punta, no se registra porque sólo llueve en cabecera y en consecuencia aún no ha alcanzado el punto de control.

Una vez más se pone en duda la idoneidad de los promedios para precipitaciones de gran intensidad generadas por células convectivas móviles. No obstante para balances hídricos totales pueden constituir una estimación de volúmenes circulados puesto que la cantidad de agua que tienen en cuenta, si bien no ha llegado al exutorio, sí que está circulando sobre la superficie de la cuenca.

De todo esto se deduce que el hietograma de la cuenca baja origina el pico del hidrograma. El final de la precipitación en este observatorio (0004), ocurre a las 21.45 h. Por ello el volumen de lluvia a tener en cuenta en

la interpretación del hidrograma es el acontecido entre el principio del suceso y las 21.45. En consecuencia se opta por la segunda hipótesis (ii) aunque la tercera (iii) puede servir de referencia para el cálculo de los volúmenes totales.

A ambas hipótesis se les aplica el modelo de pérdidas del SCS según los umbrales que se especifican en el cuadro 4.16.

CUADRO 4.16. APLICACION DEL MODELO DE PERDIDAS DEL SCS PARA DISTINTOS UMBRALES DE ESCORRENTIA

SERIE	TOTAL PP BRUTA (mm)	UMBRAL ESCORRENTIA (mm)	TOTAL PP EFECTIVA (Hm3)	VOLUMEN PP EFECTIVA (Hm3)
0004	74.8	P <sub>0</sub> litológico = 46.5 P <sub>0</sub> balance hídrico = 38	3.1 6	0.6 1.2
PROMEDIADA	87.8	P <sub>0</sub> litológico = 46.5 P <sub>0</sub> balance hídrico = 45.5	6.1 6.6	1.1 1.2

De la comparación de resultados obtenidos con ambos métodos destaca la semejanza del valor  $P_0$  calculado según la litología (46.5 mm) y el estimado empíricamente en función de las precipitaciones consideradas en la tercera hipótesis (45.5 mm). Este resultado confirma (SEGURA, 1990) que la litología es uno de los condicionantes básicos del umbral de escorrentía durante las crecidas. Por otra parte, que sobre una misma base física se obtenga un umbral de 38 mm para la hipótesis (ii) (en que la precipitación registra las mayores intensidades) y de 45.5 para la (iii) (con la mitad de intensidad que en el caso anterior debido al carácter promediado de la serie) pone de manifiesto que el factor intensidad de la lluvia ejerce una influencia determinante sobre la proporción de agua circulada (SEGURA, 1990).

Conocidos los valores de  $P_0$  se calculó la precipitación efectiva según la fórmula del SCS para cada una de las hipótesis consideradas. Los hietogramas netos resultantes para cada caso se muestran en las figuras 4.130

Y 4.131. Para la hipótesis (ii) la precipitación efectiva se concentra en un núcleo entre las 18:25 y las 19:40, con el centro de máximas desde las 19:30 hasta las 19:40, y una punta neta de 20 mm/h. Para la hipótesis (iii) la precipitación efectiva, como serie promediada, refleja este mismo núcleo pero con intensidades máximas netas menores (4 mm/h). En este caso se individualiza un segundo núcleo de mayor entidad entre las 20:35 y las 21:45 que alcanza un máximo de 11.09 mm/h.

La distribución temporal de la precipitación efectiva muestra con más precisión que la bruta cómo el centro del hietograma se produce después del hidrograma. Tras estas observaciones se tomó definitivamente la hipótesis (ii) como la más acertada, por lo que a partir de aquí el análisis se referirá exclusivamente al hietograma registrado por el pluviómetro de la cuenca baja, 0004.

#### 4.3.2.2. LA RESPUESTA DE LA CUENCA

De un total de agua precipitada de 13.98 Hm<sup>3</sup>, entre las 06:05 y 21:45 horas del día 12, sólo desaguaron 1.2 Hm<sup>3</sup> durante la crecida, lo que supone un bajo coeficiente de escorrentía, de 0.08, y un importante déficit cifrado en 12.78 Hm<sup>3</sup>. En este caso circula el 8.6% del agua precipitada, proporción ligeramente superior a la del Carraixet, como consecuencia de la mayor presencia de litologías impermeables en la cuenca de Poyo. No obstante se produjeron considerables pérdidas de agua en los inicios de la crecida que, como en el Carraixet, se deben a la infiltración y a las fugas en el canal.

Los tiempos de retraso y de concentración son muy bajos, de una hora 50 minutos y de 2 horas 20 minutos respectivamente. Estos parámetros pueden estar subestimados porque, a pesar que llueve en toda la cuenca, el impulso de respuesta corresponde a un núcleo centrado en la cuenca baja, lo cual reduce el tiempo de viaje del agua y con él, los tiempos de concentración y de respuesta de la cuenca.

Si el aforo hubiera registrado los picos siguientes, probablemente estos parámetros serían más prolongados.

En cualquier caso, se puede afirmar que para un aguacero de altas intensidades localizado sobre la parte baja de la cuenca la respuesta es muy rápida: en tan sólo 1 hora y 50 minutos desagua el pico del hietograma.

Este tiempo de retraso contrasta con las 24 horas que obtiene SEGURA (1990) para las ramblas del norte del País Valenciano basándose en datos de caudal medio diario. Aunque los resultados no son comparables (debido a la discretización temporal de la que se parte en cada uno de los casos) la diferencia pone de manifiesto, una vez más, las limitaciones de la información media diaria para el estudio de las crecidas en ramblas mediterráneas, ya que enmascara por completo la respuesta de la cuenca.

El hidrograma posee una curva de ascenso muy empinada, con un tiempo al pico de 15 minutos, mientras que la curva de descenso tiene menor pendiente y dura 13 veces más (3 horas 15 minutos). Se trata sin duda de una onda de crecida propia de cursos espasmódicos, con una morfología semejante a las detectadas en ambientes áridos y semiáridos (SCHICK, 1971; SCHICK y SHARON, 1974; SCHICK, 1977; YAIR y LAVEE, 1985; SCHICK, 1988).

Varios factores contribuyen al rápido ascenso de la curva:

*i)* La localización espacial de la lluvia: Que el centro del aguacero se sitúe en la cuenca baja supone una reducción del tiempo de viaje del agua. Obviamente la respuesta de la escorrentía es más rápida, al tiempo que disminuyen las pérdidas por transmisión y aumenta el caudal y la velocidad.

*ii)* La estructura de las lluvias: Durante el temporal, desencadenado por células convectivas, se registran fuertes intensidades de precipitación que superan la capacidad de infiltración del suelo. Como consecuencia se reducen los umbrales de escorrentía, se incrementan los caudales y se acorta el tiempo al pico.

*iii)* Las características lito-estructurales de la cuenca: La precipitación se concentra en el sector de cuenca donde predominan materiales impermeables margo-arcillosos que contribuyen a agudizar el máximo de escorrentía superficial. Por otra parte, un relieve compartimentado como el de la Rambla de Poyo, con fuertes pendientes, incrementa la velocidad de la corriente.

*iv)* Una ratio de bifurcación baja, combinada con una débil relación de elongación, favorece una respuesta del tipo *flash flood*, sobre todo si, como en este caso, confluyen varios tributarios de un mismo orden (Barranco Grande, Barranco de la Cueva Morica y Rambla del Gallo) que facilitan la coalescencia de los respectivos picos de crecida en las inmediaciones de Cheste.

*v)* Un tipo de red mixta subdendrítica, combinada con bruscas rupturas de pendiente, favorece la aparición de frentes de ola móviles, como consecuencia de la distinta velocidad de propagación de la onda sobre un cauce seco. Esto se refleja en el hidrograma en una subida brusca, prácticamente vertical, de la curva de concentración.

En la curva de descenso, las características morfológicas de la cuenca alcanzan mayor protagonismo. Contrariamente a la curva de ascenso, es relativamente más larga que la de otros hidrogramas característicos de ambientes semiáridos (SCHICK, 1977, 1988; YAIR y LAVÉE, 1985; SEGURA, 1990). Obviamente, esta prolongación de la curva de descenso está en relación con aspectos propios de la cuenca de la Rambla de Poyo:

*i)* Una red de drenaje de baja densidad y con valores relativamente altos de la constante de mantenimiento de canal y de la distancia de escorrentía entraña que una parte del flujo se mueva en forma de lámina, con lo que se incrementan los tiempos de viaje.

*ii)* La estructura compartimentada de valles tectónicos y plataformas colgadas, como la de Buñol-Chiva, de escasa pendiente, y espacios de drenaje deficiente actúan de elementos de mitigación y reservorio en los

momentos iniciales de la crecida. Estos espacios evacuan de una manera lenta y, junto con los flujos de retorno, suponen un aporte de caudal retardado respecto de la punta de crecida.

*iii)* La circulación espasmódica sobre cauces secos supone importantes volúmenes de agua retenidos en los canales de la red, que, en parte, contribuyen a alargar la curva de descenso. De la misma manera los numerosos cauces de fondo plano, cultivados, suponen una disminución de la velocidad del flujo, puesto que, el rozamiento es mayor.

*iv)* La traslación de la tormenta aguas arriba supone aportes retardados que van generándose cada vez más lejos del punto de control y necesitan más tiempo de viaje.

En síntesis, el hidrograma de la Rambla de Poyo presenta dos partes claramente diferenciadas: por un lado una rápida curva de ascenso determinada por la estructura de la precipitación; y por otro, un limbo de recesión escalonado, compuesto por aportes retardados que depende de las características físicas de la cuenca.

**5. EL SUCESO DE SEPTIEMBRE DE 1990 (DIAS 8 Y 9)**

---

"Los anales hidrológicos de la vertiente mediterránea española atestiguan la fortísima concentración de los aguaceros de elevada intensidad horaria y, por ende, de inundaciones en los meses otoñales, de la segunda quincena de septiembre a mediados de noviembre primordialmente" (GIL OLCINA, 1989). Con cierto adelanto, durante los días 8 y 9 de septiembre de 1990 se registró un episodio lluvioso en el levante peninsular que entre otras originó crecidas en el Barranc del Carraixet y la Rambla de Poyo.

### 5.1. LA SITUACION SINOPTICA

El mediterráneo es un clima de transición entre el marítimo templado y el desierto subtropical, controlado durante el invierno por los vientos del oeste y en verano por el anticiclón subtropical. El tránsito de verano a invierno, bastante repentino en el Mediterráneo occidental, se aprecia por un descenso súbito de presión asociado a la retirada del anticiclón de las Azores. En dicho momento la probabilidad de recibir lluvia aumenta notablemente, en octubre sobre todo, si bien las precipitaciones tormentosas son frecuentes a partir de agosto (BARRY y CHORLEY, 1984).

La situación sinóptica de los días 8 y 9 de septiembre de 1990 (fig. 5.1 - 5.2) corresponde al inicio del cambio estacional. Todavía el día 7 de septiembre el anticiclón de las Azores, ubicado en latitudes relativamente altas  $-45^{\circ}$  norte-, extiende su dominio sobre el Atlántico oriental y en superficie genera centros de altas presiones sobre el Reino Unido y Francia. Sin embargo, el cinturón anticiclónico subtropical empieza a desplazarse hacia el Ecuador cediendo terreno a la circulación zonal. La circulación, restringida sobre el Atlántico a los  $50^{\circ}$  de latitud, presenta una vaguada de amplio radio de curvatura que desciende hasta los  $35^{\circ}$ . Dicha vaguada se centra sobre el Golfo de Cádiz y afecta a las costas occidentales de la Península Ibérica y del Magreb. Además una pequeña depresión fría en altura sobre el SE español puede originar



problemas en relación con la cálida base marítima sobre la que se instala. En superficie la situación se traduce en inestabilidad general para toda la mitad meridional de la Península Ibérica y norte del Magreb, mientras la mitad septentrional peninsular queda bajo el efecto del anticiclón atlántico.

En los mapas de altura del día 8, la vaguada que afecta a la península y norte de Africa se ha ido desplazando progresivamente hacia el este, bordeando el extremo septentrional del potente anticiclón subtropical sahariano. En superficie, casi la totalidad de la Península Ibérica está afectada por la inestabilidad, especialmente el SE español. Las perturbaciones ligadas al *talweg* de la circulación zonal penetran por el estrecho de Gibraltar y generan una baja en el mar de Alborán que afecta a las costas orientales peninsulares y marroquíes.

Durante el día 9, la vaguada se ondula sobre el Océano Atlántico con dirección NE-SW. El mapa de altura presenta igualmente una depresión fría al oeste de las costas anglo-francesas, entre los 40° y los 50° de latitud norte. Por su parte el Mediterráneo occidental permanece bajo la influencia del anticiclón sahariano. En superficie, aparecen potentes frentes fríos sobre el Atlántico y un anticiclón estacionado sobre Europa nordoccidental. La situación comienza a inestabilizarse por el sudoeste y el este peninsular, afectados en parte por una baja superficial centrada en el norte del Magreb.

## 5.2. LAS PRECIPITACIONES

Este episodio de corta duración contabiliza 22 horas 30 minutos de lluvia, desde las 16:15 del día 8 hasta las 14:45 del 9 de septiembre de 1990.

Para el análisis de las precipitaciones se ha contado con 68 observatorios del SNM (cuadro 5.2) y 18 estaciones del SAIH.

CUADRO 5.1. RELACION DE FICHEROS SAIH APTOS PARA SU ESTUDIO

FICHEROS	% ERROR (FILTRADO AUTOMATICO)	APTITUD DEFINITIVA (FILTRADO MANUAL)
1E04AA01	21.5	NO APTO
1E07AA01	20.8	NO APTO
6E02AA01	3.5	APTO
6E03AA01	5.8	APTO
7E03AA01	24.7	NO APTO*
0S01AA01	5	APTO
0E01AA01	5	APTO
0E02AA01	5	APTO
0E03AA01	5	APTO
0O01AA01	5	APTO
0O02AA01	5	APTO
0O03AA01	12.8	APTO
0O04AA01	11	APTO
0P01AA01	5.1	APTO
0P02AA01	5	APTO
0P03AA01	5	APTO
0P04AA01	5	APTO
0P05AA01	6	APTO
0P06AA01	5.1	APTO
0L01AA01	5.1	APTO
0L02AA01	5	APTO

\* Esta serie, a pesar del alto porcentaje de error, será utilizada en algún momento para determinadas apreciaciones interpretativas.

#### 5.2.1. TOTALES PRECIPITADOS

Los volúmenes de precipitación durante este suceso, según los observatorios del SNM y del SAIH, pueden seguirse en las cuadros 5.2 y 5.3 respectivamente. Las figuras 5.3 y 5.4 representan la componente espacial del suceso.

Según la cartografía elaborada a partir del SNM el grueso de precipitación de este suceso tuvo lugar durante el día 8 (fig. 5.5) y la distribución de la lluvia obedece al control orográfico de la vertiente meridional de la Serra de Calderona. Su efecto de barrera en relación a los vientos cálidos generados por las borrascas del SE peninsular y el norte africano (ver situación sinóptica) convierten a la Calderona en núcleo de descarga hídrica. Dichos vientos son disparados en fuerte ascenso vertical por los relieves (QUEREDA SALA, 1983; ARMENGOT y PEREZ

CUEVA, 1988). El ascenso, mecánico en un principio, se refuerza en altura por causas termodinámicas (en este caso, potenciadas por reminiscencias de ciertas anomalías térmicas negativas sobre el SE peninsular asociadas al paso previo de una vaguada fría sobre el Mediterráneo occidental). La conjunción de estos factores propician el desarrollo de un gran núcleo tormentoso sobre la vertiente sur de la Calderona, parte de la cual coincide con la cabecera del Carraixet. Durante el día 8, se registran cantidades del orden de 200 mm en Serra (419a), 110 mm en Olocau (420i), 96 mm en Bétera (421c) y 87 mm en Gátova (418 p). El extremo oriental de la sierra también recibe lluvias importantes que son drenadas hacia la cuenca del Palancia (Estivella -443a-, 157 mm Gilet -444-, 139 mm) y pequeñas torrenceras entre el Palancia y el Carraixet.

La distribución espacial de la precipitación del día 9 (fig 5.6) es diferente a la del día anterior. Los núcleos lluviosos se centran en la zona litoral de la mitad meridional y valle bajo del Turia, con una disposición SE-NW, que se inicia en la cuenca baja de la Rambla de Poyo (Picanya -342c-, 165 mm) y se prolonga hacia el interior, con volúmenes importantes en Lliria (-410b-, 96mm y -409-, 63 mm) y algunos puntos de contacto con el retablo montañoso (Lliria Maimona -420o-, 55 mm).

Así pues, el suceso es particularmente significativo en la Serra de Calderona y la cuenca baja de la Rambla de Poyo (fig. 5.3). En el primer caso los mayores volúmenes se recogen en la cabecera del Carraixet -200 mm en Serra (419c), 150 mm en Lliria Maimona (420o) y 144 mm en Olocau (420i), con 208 mm, 150 mm y 127 mm respectivamente- y en la confluencia de la Rambla de la Castellana con el Turia - Lliria C.V. (410c) y Lliria el Carril (409)--. También en el extremo oriental de la sierra llueve abundantemente: 158 mm en Estivella (443a) y 141 mm en Gilet (444). El segundo núcleo corresponde a la cuenca baja de la Rambla de Poyo que llega a registrar hasta 165 mm en Picanya (342c).

Los observatorios más próximos a la costa apenas reciben precipitación: en Castelló (501a) 5 mm. En algunos

de ellos no llueve : 0 mm en Moncofa (448); 0 mm en Massalfassar (428); etc.

CUADRO 5.2. PRECIPITACION ACUMULADA EN LOS PLUVIOMETROS DEL SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGIA

OBSERVATORIO SNM	DIA 8 (mm)	DIA 9 (mm)	TOTAL (mm)	OBSERVATORIO SNM	DIA 8 (mm)	DIA 9 (mm)	TOTAL (mm)
318	12	14	26	421c	96	10	106
319g	26	13	39	421f	1	26	27
329	26	0	26	421m	25	0	25
330	15	6	21	428	0	0	0
331b	30	1	31	430e	34	4	38
331i	19	0	19	433a	39	2	41
334a	44	37	81	434a	24	2	26
334b	60	7	67	436	40	6	46
337	24	3	27	436e	25	2	27
341	8	13	21	437	23	1	24
342c	0	165	165	438	39	1	40
342d	0	26	2	438b	44	1	45
342e	18	8	26	438c	45	1	46
344	14	7	21	439e	60	2	62
399	38	3	41	439i	84	3	87
399c	30	2	32	439u	56	0	56
401	31	0	31	443a	157	1	158
403e	30	0	30	444	139	2	141
404	59	3	62	445	36	0	36
405a	29	15	44	445c	34	0	34
405b	28	0	28	446g	25	1	26
405i	37	0	37	446k	31	1	32
405j	0	0	0	446n	29	1	29
406	35	7	42	448a	12	16	28
408	30	12	42	448d	0	0	0
409	48	63	111	450b	18	2	20
410b	48	96	144	450c	27	1	28
414a	51	12	63	452	51	4	55
416	8	10	18	454a	70	1	71
418p	87	6	93	455	16	1	17
419a	200	8	208	456	3	9	12
420i	110	17	127	457	11	0	11
420o	95	55	150	500a	9	0	9
420u	0	06	0	501a	5	0	5

Los mapas elaborados a partir del SAIH (fig 5.7) muestran la misma estructura de precipitación, pero, obviamente, con menor resolución. El grueso de la tormenta del día 8 se concentra sobre las estribaciones de la Serra de Calderona y en menor medida sobre la Serra d'Espadà. Los máximos diarios de lluvia se registran en Portaceli (0P03)

y Barranc del Carraixet a la altura de Bétera (0001) con totales de 148.2 mm y 108 mm respectivamente. En la zona de Espadà se alcanzan 66.2 mm en el valle del Palancia (0L01) y 43.6 mm en Fondegulla (0p01). El resto de pluviómetros apenas superan los 35 mm. La baja densidad de la red SAIH no permite apreciar el núcleo secundario de lluvia sobre la cabecera de la Rambla de Poyo, que, según los datos del SNM, produjo hasta 60 mm en Chiva (334b): 6.5 mm en OS01 (Valencia), 6 mm en OP05 (Siete Aguas), 0.7 mm en 0002 (Rambla la Castellana), etc.

En el mapa del día 9 (5.8) la lluvia ha desaparecido de gran parte de la zona montañosa. Ahora llueve en la llanura litoral al sur de la Calderona, con un máximo de 54.8 mm en la confluencia de la Rambla de Castellana con el Riu Turia (pluviómetro 0002). El mapa del SNM presentaba un punto singular -165 mm- en la cuenca baja de la Rambla de Poyo, en el observatorio de Pincanya (342c). Esta precipitación debió de ser muy localizada espacialmente porque no aparece registrada ni en los observatorios vecinos del propio Servicio Nacional de Meteorología, ni en la cercana estación 0L02 del SAIH.

Los totales del episodio según el SAIH (fig 5.4) muestran menor definición espacial que en la red del SNM. Por una parte sólo se refleja el núcleo de lluvias centrado en la Calderona cuya cola se prolonga por la llanura litoral sudoriental. No se individualiza el núcleo de Pincanya ni la cabecera de la Rambla de Poyo. Por otra parte, los volúmenes acumulados por el SAIH (152.7 mm en Portaceli -0P02-) son más bajos que los del SNM (208 mm en Serra -419a-), si bien esta circunstancia puede deberse a la propia variabilidad espacial de la precipitación.

CUADRO 5.3. PRECIPITACION ACUMULADA EN LOS PLUVIOMETROS DEL SAIH

ESTACION (SAIH)	DIA 8 (mm)	DIA 9 (mm)	TOTAL (mm)
0E02	36.3	15.4	51.7
0E03	31.4	8.7	40.1
0L01	66.2	0.3	66.5
0L02	16.2	1.8	18
0O01	108.4	16.6	125
0O02	0.7	0.4	1.1
0O04	12.2	15.5	27.7
0P02	148.2	4.5	152.7
0P03	33.8	4.8	38.6
0P05	6	5.9	11.9
0P06	23.4	11.4	34.8
0S01	6.5	7.2	13.7
0P04	28.6	0.6	29.2
0P01	43.6	4.3	47.9
0E01	23.8	2	25.8
6E02	35.8	2.2	38
6E03	24.6	4.2	28.8
0O03	17.09	54.81	71.9

Los totales registrados en estaciones cercanas de ambas redes aparecen comparados en la cuadro 5.4.

Algunos pares de estaciones varían respecto al suceso de noviembre de 1988 porque dos observatorios del SNM, 337u y 421g (comparables con las estaciones SAIH 0002 y 0004 respectivamente) han sido dados de baja. Además, ahora los pluviómetros 0P04, 6E02 y 6E03 del SAIH (comparables con los observatorios 403e, 399 y 401 respectivamente) han funcionado correctamente. Por último, el pluviómetro 1E07 (comparable con el 457 del SNM) ha sido descalificado para este suceso por fallos técnicos.

De los ocho pares de observatorios SAIH-SNM comparados, cinco (0S01/416, 0P04/403e, 0P06/405a, 6E02/399 y 6E03/401) presentan volúmenes semejantes; en uno (0L02/341) los totales del suceso se asemejan, pero la distribución de los días 8 y 9 de septiembre difiere notablemente; y, por último, dos pares (0O02/409 y 0O01/420u) registran cantidades absolutamente distintas (especialmente el segundo par, donde el pluviómetro 0O01 recoge 125 mm, mientras sobre 420u no llueve).

CUADRO 5.4. COMPARACION ENTRE ESTACIONES DEL SAIH Y DEL SNM

ESTACIONES (SAIH y SNM)	DIA 8 (mm)	DIA 9 (mm)	TOTAL (mm)
OS01 416	6.5 8	7.2 10	13.7 18
OO02 409	0.7 48	0.4 63	1.1 111
OO01 420u	108.4 0	16.6 0	125 0
OL02 341	16.2 8	1.8 13	18 21
OP04 403e	28.6 30	0.6 0	29.2 30
OP06 405a	23.4 29	11.4 15	34.8 44
6E02 399	35.8 38	2.2 3	38 41
6E03 401	24.6 31	4.2 0	28.8 31

A grandes rasgos, los pares que menos concuerdan coinciden con los del episodio de noviembre de 1988. Tal vez algún condicionante microclimático aumente la variabilidad espacial de la precipitación en estos puntos, localizados por debajo de los 200 m s.n.m., inmediatamente al sur de la Calderona, sobre la zona de piedemonte del Carraixet y de la Rambla de la Castellana. En este sentido, los piedemontes costeros parecen constituir rampas preorográficas de ascenso de las masas de aire sobre las cuales se produce una desestabilización desigual de las mismas y en consecuencia grandes diferencias espaciales en la precipitación.

## 5.2.2. LA INTENSIDAD DE PRECIPITACION

En esta tormenta se cuenta con un pluviómetro más que en noviembre de 1988, el 0003, que, situado por debajo de los 200 m s.n.m., afecta a la Rambla de Poyo. El análisis mesoescalar se basa en 18 pluviómetros, dos mas que en caso anterior.

### 5.2.2.1. VARIABILIDAD TEMPORAL

A continuación se analizan los pluviómetros funcionales que afectan a las cuencas de estudio durante este período.

#### \* Barranc del Carraixet: hietograma 0001 (Aforo de Carraixet)

El hietograma del punto 0001 (fig. 5.9) de los días 8 y 9 de septiembre de 1990 dura 15 horas (desde las 21:20 del día 8 a las 12:20 del 9) durante las cuales se recogen 125 mm. La lluvia se concentra en dos núcleos fundamentales y un pseudonúcleo o pico aislado de pequeña intensidad. Entre los tres totalizan el 100% del agua precipitada: no existe lluvia dispersa y sí largos períodos de atmósfera seca entre los momentos pluviosos.

CUADRO 5.5. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0001

NUCLEO (*PICO)	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	21:20-01:50 (Días 8-9)	4h 30m	30	106	84.8	103.2	23.12	29.36
2*	07:00-07:20 (Día 9)	15m	1.6	2.4	1.92	12	7.2	4.8
3	10:40-12:20 (Día 9)	1h 40m	11.1	16.6	13.28	40.8	9.48	10.4
ATMOSFERA SECA		8h 35m	57.3	0	0	-	-	-
TOTAL		15h	100	125	100	103.2	8.28	19.5

El primer núcleo registra la mayor intensidad del suceso -103.2 mm/h- mantenida además durante 10 minutos. En el 30% del tiempo de la tormenta (desde las 21:20 del día 8 a las 01:50 del 9) se recogen 105'6 mm equivalen al 84'8% de la precipitación del evento. Exceptuando los momentos iniciales y finales del núcleo,





su estructura es compacta: durante 2 horas 10 minutos (23:05-01:15) la precipitación es continua con intensidades por encima de los 10 mm/h. Destacan dos puntas, una de 103.2 mm/h entre las 24:00 y las 00:10 horas, y otra de 91.2 mm/h una hora después (01:05).

Entre las 07:00 y las 07:20 se produce un pequeño subnúcleo en el que recoge 2.4 mm (el 1.9% de todo el evento), con una intensidad máxima de 12 mm/h mantenida durante 10 minutos. Esta débil precipitación, apenas significativa en magnitud, aparece absolutamente aislada, precedida y seguida de varias horas de ausencia de lluvia.

El tercer y último núcleo se da entre las 10:40 y las 12:20 del día 9. En 1 hora y 40 minutos (11% del tiempo del hietograma) se recoge 16.6 mm equivalente al 13.3% de su volumen. Como los núcleos anteriores presenta estructura compacta con un pico inicial de 40.8 mm/h a las 10:55, hora a partir de la cual la intensidad adquiere un ritmo decreciente hasta el final del suceso.

El pluviograma de precipitación acumulada (fig 5.10) no puede ser más expresivo. El gigantesco incremento inicial ocurrido entre las 23:05 y las 01:15 responde al carácter intenso y constante de la lluvia: acumula más de 100 milímetros en dos horas. Esta magnitud de precipitación reviste especial interés en la conversión en caudal. En el segundo ascenso importante de la curva -- entre las 10:40 y las 12:20 del día 9 -- se pasa de 108.4 a 125 mm con pendiente más suave. Separando ambos ascensos aparece un rellano de estabilización en torno a los 106-108 mm. Durante casi 9 horas (11:50-10:35, día 9) el pluviograma es prácticamente horizontal, sólo interrumpido entre la 07:00 y las 07:20 por un débil incremento de 2.4 mm.

Tanto el hietograma como el pluviograma de precipitación acumulada reflejan la torrencialidad con que se produjo la lluvia durante este suceso en el punto 0001.

*\* Barranc del Carraixet: hietograma 0002 (Aforo en Rambla Castellana)*

El punto 0002 apenas totaliza 1.1 mm de lluvia, repartidos entre las 20:50 y las 21:05 del día 8 (0.7 mm) y entre las 11:55 y las 12:05 (0.4 mm), con una intensidad máxima de 2.4 mm/h (fig 5.11).

*\* Barranc del Carraixet: hietograma 0P03 (Cueva Santa)*

En el pluviómetro 0P03, la lluvia comienza a las 21:50 del día 8 y acaba a las 13:40 del día siguiente (fig. 5.12) Durante 15 horas 50 minutos recoge una lámina de agua de 28.6 mm, distribuidos en dos núcleos equivalentes al 40% del tiempo de la tormenta (6h 20m) durante los cuales precipitó casi el total de agua caída durante el suceso (99.48%). En las restantes 9h 30m casi no llueve y apenas se acumula 0.2 mm.

CUADRO 5.6. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA OP03

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	21:50-02:55	5h 5m	32.1	33.6	87.04	21.6	10.45	7.5
	(Días 8-9)							
2	12:25-13:40	1h 15m	7.9	4.8	12.44	9.6	3.6	2.93
	(Día 9)							
LLUVIA DISPERSA	9h 30m		60	0.2	0.52	-	-	-
Y ATMOSFERA SECA								
TOTAL		15h 50m	100	38.6	100	21.6	2.42	4.89

El núcleo de mayor intensidad es el primero. En 5h 5m (entre las 21:50 del día 8 y las 02:55 del 9) el pluviómetro registra 33'6 mm, esto es, 87.04% del total precipitado en la tormenta. La lluvia durante el núcleo mencionado se estructura en 5 picos que emergen de un sustrato de precipitación de "ruido de fondo" (en torno a los 2.4 mm/h). Destaca un subnúcleo inicial (en el que se incluye el primer pico) (21:50-22:55) que aporta el 36% del total del primer núcleo. La máxima intensidad en este intervalo es de 21.6 mm/h y vuelve a ser alcanzada en el segundo pico. Los máximos de los picos restantes varían entre 14.4 y 16.8 mm/h.

Por su parte, el segundo núcleo se produce entre las 12:25 y las 13:40. Durante una hora y 15 minutos (el 7.9% del tiempo) recoge 4.8 mm (12.44% del hietograma). La intensidad máxima apenas alcanza 9.6 mm/h durante 5 minutos (13:20).

El pluviograma de precipitación acumulada (fig. 5.13) presenta la estructura polarizada de la lluvia con dos ascensos separados por un largo período de estabilización. El primer ascenso (21:50-02:55, días 8 y 9) muestra un trazado quebrado que corresponde a los distintos picos del primer núcleo. Entre las dos puntas iniciales destaca un pequeño amesetamiento sobre los 12.2 mm durante 40 minutos (23:00-23:40). A la 03:00 del día 9 se inicia un largo rellano (33.8 mm) que se prolonga casi 10 horas (hasta las 12:45). Entre las 12:25 y las 13:40 tiene lugar el último ascenso, correspondiente al segundo núcleo. Posee poca pendiente y apenas acumula 4.8 mm (pasa de 33.8 a 38.6 mm) en una hora y cuarto.

\* *Barranc del Carraixet: hietograma 0L01 (Cabecera de la Séquia Major, Sagunt)*

El pluviómetro 0L01 presenta un hietograma de escasa duración. El grueso de la lluvia precipita en 4 horas 45 minutos (entre las 21:50 del día 8 y las 02:35 del 9), si bien registra precipitación dispersa de muy baja intensidad en las dos hora anteriores y posteriores. Totaliza un volumen de 64.8 mm distribuidos en dos núcleos, o mejor, un subnúcleo inicial separado 50 minutos del principal (fig. 5.14).

CUADRO 5.7 CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0L01

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOJAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	21:50-02:35 (Días 8-9)	4h 45m	100	64.8	100	74.4	13.4	18.65

Así pues tenemos un hietograma con núcleo único en el que destaca un subnúcleo inicial de 55 minutos de duración (21:50-22:45, día 8) y 3.2 mm de lluvia (4.9% del total de la tormenta) con intensidades que no superan en ningún momento los 4.8 mm/h. Entre las 22:45 y 23:35 deja de llover. A las 23:40 comienza el principal núcleo de precipitación: en 2 horas 55 minutos (desde las 23:40 del día 8 a las 02:35 del 9) precipita 61.6 mm (95% del total de la tormenta). Su estructura es muy compacta con lluvia continua: destacan tres picos que emergen de un fondo de precipitación con intensidades considerables, entre 10 y 12 mm/h. El primer pico alcanza 50.4 mm/h a las 00:55; el segundo, 43.2 mm/h a las 01:20, y el tercero y más importante mantiene 74.4 mm/h durante 10 minutos.

El pluviograma de lluvia acumulada (fig. 5.15) recuerda poderosamente el punto 0001. Un único y gran escalón señala el ritmo acelerado con que se produce la acumulación de lluvia. En la curva de ascenso se distingue un tramo inicial de baja pendiente, consecuencia de la poca intensidad que registra el subnúcleo inicial, separado por un pequeño amesetamiento de 50 minutos de duración (22:45-23:35) estabilizado en 3.6 mm. A partir de las 23.40 se reanuda el ascenso con ritmo pausado hasta las 00:35. A partir de las 00:40 la pendiente aumenta como consecuencia de la acumulación que supone el primer pico. Una pequeña muesca entre las 01:35 y las 01:40 señala el inicio del segundo pico. Entre las 02:05 y las 02:30 la pendiente se vuelve casi vertical, pasando de 36 a 65 mm en media hora, como resultado del agua aportada por el último pico, el de mayor magnitud.

A partir de las 02:35 deja de llover: la lluvia acumulada se ha producido de manera súbita, en un único ascenso de gran pendiente, de volumen considerable y corta base temporal.

\* *Barranc del Carraixet: hietograma OP02 (Portaceli)*

El pluviómetro de Portaceli totaliza mayor volumen de precipitación: en apenas 15 horas 30 minutos (desde las 21:30 del día 8 a las 13:00 del 9) recoge 152.7 mm. Como en los casos anteriores la mayor parte de la precipitación (99.5%) se agrupa en dos núcleos y un pico aislado y sólo el 0.5% es de carácter disperso motivado por largos periodos con ausencia de lluvia durante el suceso (fig. 5.16).

CUADRO 5.8. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA OP02

NUCLEO (*PICO)	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	23:20-02:15	2h 55m	18.8	143.6	94	91.2	47.86	33.27
	(Días 8-9)							
2*	07:15-07:30	0h 15m	1.61	3.8	2.5	31.2	15.2	11.97
	(Día 9)							
3	11:00-13:00	2h	13	4.5	2.95	2.4	2.16	1.51
	(Día 9)							
LLUVIA DISPERSA	10h 20m		66.59	0.8	0.55	-	-	-
Y ATMOSFERA SECA								
TOTAL		15h 30m	100	152.7	100	91.2	11.04	25.04

El primer núcleo tiene lugar entre las 23:20 del día 8 y las 02:15 del 9. En casi tres horas (18% del tiempo de la tormenta) se recoge 143.6 mm, o lo que es lo mismo el 94% de la precipitación del suceso. Dicho núcleo presenta continuidad temporal, con dos picos de estructura compacta y gran intensidad media que, como en casos anteriores, emergen de un "ruido de fondo" importante (por encima de 12 mm/h). El primer pico o subnúcleo dura casi una hora (23:20-00:15) y recoge 59.4 mm. En otras palabras, en sólo el 6% del tiempo del suceso se registra el 39% del total de agua precipitada. Este segmento temporal, presenta dos puntas de 88.8 mm/h (23:50) y 91.2 mm/h (entre las 00:10 y las 00:15 horas). Por su parte, entre las 00:30 y las 01:45 se produce el segundo pico; en 1 hora 15 minutos (8% del tiempo de la tormenta) totaliza 79 mm, que equivalen a más de la mitad (51.7%) del volumen final. En esta ocasión la intensidad máxima es de 91.2 mm/h y se alcanza en dos ocasiones, a las 01:00 y a las 01:20 horas. Aunque ambos picos no persisten más de 10 minutos, existe una intensidad muy alta mantenida durante largo tiempo. Por ejemplo, en el primero los valores se mantienen por encima de 40 mm/h durante un período de 50 minutos (23:30-00:20) en el que la intensidad media es de 69.8 mm/h. En el segundo, durante 50 minutos (00:50-01:40) la

intensidad no baja de 57 mm/h con una media de 73 mm/h. Ello implica que durante dos horas llueve de manera continuada a un promedio de intensidad de más de 60 mm/h.

Tras este primer núcleo que prácticamente constituye el hietograma en sí, tiene lugar, entre las 07:15 y las 07:30 del día 9, un segundo pseudonúcleo o pico aislado que llega a alcanzar un máximo de 31.2 mm/h. Como consecuencia de su escasa duración apenas suma 3.8 mm (1.6% del hietograma).

Finalmente, entre las 11:00 y las 13:00 del día 9 precipita el último tramo de lluvia, de muy baja intensidad (no superior a 4.8 mm/h), que totaliza 4.5 mm (3% del hietograma) en dos horas.

El pluviograma de lluvia acumulada (fig. 5.17), una vez más resulta muy expresivo. Prácticamente la totalidad de la precipitación se recoge de una manera súbita, entre las 23:20 del día 8 y las 02:15 del 9, pasándose, en 3 horas, de 0.8 a 144.4 mm. El ascenso es prácticamente vertical. Una débil muesca entre las 00:25 y las 00:30 del día 9 marca la separación entre los dos picos del primer núcleo, siendo el segundo más escarpado si cabe que el primero. Entre las 07:15 y las 07:30 aparece un débil incremento de escasa duración pero pendiente considerable determinado por el pico aislado o segundo pseudonúcleo. El último ascenso (entre las 11:00 y las 13:00) es totalmente diferente a los anteriores: la inclinación es muy suave y apenas pasa de 148.2 a 152.7 mm en dos horas.

Los rellanos de ausencia de lluvia, son totalmente continuos, dada la ausencia de precipitación dispersa. El primero de ellos alrededor de los 144'4 mm se produce entre las 02:20 y las 07:10; el segundo, se sitúa en torno a los 148 mm entre las 07:30 y las 10:55.

*\* Rambla de Poyo: hietograma 0004 (Aforo Rambla de Poyo)*

En el pluviómetro más oriental de la Rambla de Poyo, la precipitación no es muy voluminosa. Desde las 20:20 del día 8 hasta las 11:50 del 9 (15h 30m) se recogen 27.7 mm, distribuidos en su mayor parte (92.6%) en tres núcleos (fig 5.18) que suponen el 22% (3h 25m) de la duración de la serie. En las 12 horas restantes, el 7.4% del agua precipita en forma dispersa.

El primer núcleo, de escasa magnitud, comienza a las 20:20 y acaba a las 21:40 del día 8. En 1 hora 20 minutos (8.6% del tiempo) recoge 4.2 mm, o lo que es lo mismo, el 15% del total precipitado en la tormenta, con una intensidad máxima de 12 mm/h (20:35). Entre las 21:40 del día 8 y las 06:30 del 9 se registran momentos de precipitación dispersa que en alguna ocasión, y de manera muy aislada, alcanza una intensidad de 9.6 mm/h.

CUADRO 5.9. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0004

NUCLEO (*PICO)	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	20:20-21:40 (Día 8)	1h 20m	8.6	4.2	15	12	2.96	2.67
2*	06:35-07:00 (día 9)	30m	3.2	6	21.6	28.8	14.4	10.06
3	10:15-11:50 (Día 9)	1h 35m	10.2	15.5	56	48	9.3	15.12
LLUVIA DISPERSA Y ATMOSFERA SECA		12h 05m	78	2	7.4	-	-	-
TOTAL		15h 30m	100	27.7	100	48	1.77	6.39

El segundo núcleo, o más bien pseudonúcleo, dura media hora (entre las 06:35 y las 06:55 del día 9), durante la cual se recoge 6 mm equivalente a 21.6% de la tormenta. Presenta estructura de pico, con una intensidad máxima de 28 mm/h registrada a las 06:40 horas.

Entre las 10:15 y las 11:50 del día 9 tiene lugar un núcleo de mayor entidad. En 1 hora 35 minutos (10.2% de la duración del hietograma) totaliza 15.5 mm (el 56% de su volumen). Presenta una estructura de intensidad decreciente con un pico inicial (10:15-10:30) separado 10 minutos del resto del núcleo. Este pico alcanza un máximo de 48 mm/h mantenido durante 10 minutos y supone el 72% del volumen del núcleo. El 28% restante corresponde a la última hora y cuarto del hietograma (10:35-11:50) durante la cual las intensidades máximas no superan los 12 mm/h.

El pluviograma (fig. 5.19) de lluvia acumulada es distinto de los observados hasta el momento para este suceso. En los otros puntos el incremento era único y de gran pendiente. En éste, tres escalones de diferente inclinación denotan momentos de descarga con diferentes características. El primer ascenso, de baja pendiente y trazo vacilante, corresponde al núcleo inicial y a la precipitación dispersa que tiene lugar con posterioridad. En total apenas suma 6.2 mm en 5 horas y a menudo la acumulación está interrumpida por rellanos de estabilización. El segundo incremento posee gran pendiente, y en media hora (06:35-07:00) pasa de 6.2 a 12.2 mm. Este tipo de acumulación está determinado por la estructura de pico del núcleo al que corresponde. El último ascenso consta de dos fases: la primera, desde las 10:15 hasta las 10:35, es casi vertical y pasa de 12.2 a 23.4 mm en 20 minutos (determinada por el pico inicial del núcleo); la segunda (10:40-10:50), de menor pendiente corresponde a las bajas intensidades del resto del hietograma. Dos rellanos de acumulación constante estabilizados en 6.2 mm (01:25-06:35, día 9) marcan largas pausas

con ausencia total de lluvia entre los núcleos, siguiendo la tónica general del episodio.

En conjunto, tanto el hietograma como el pluviograma de lluvia acumulada muestran una manera de llover impulsiva pero discontinua en el tiempo.

*\* Rambla de Poyo: hietograma 0003 (Aforo en el Turia)*

El registro de lluvia en el pluviómetro 0003 (fig. 5.20) tiene una duración de 16 horas 35 minutos, desde las 20:50 del día 8 hasta las 13:25 del día 9. Durante este tiempo se totaliza 71.9 mm de precipitación, la mayor parte (96.5%) concentrada en dos núcleos que suman 6 horas 50 minutos (el 41.2% del tiempo). En las 9 horas 45 minutos restantes apenas se recogen 2.5 mm precipitados en forma dispersa.

CUADRO 5.10. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0003

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION	PROPORCION TIEMPO	TOTAL	PROPORCION DE LA SERIE	INTENSIDAD MAXIMA	INTENSIDAD MEDIA	DESVIACION TIPICA
		(horas)	(%)	(mm)	(%)	(mm/h)	(mm/h)	
1	22:50-02:10	3h 20m	20.1	14.59	20.3	31.2	3.04	5.45
	(Días 8-9)							
2	09:55-13:25	3h 30m	21.1	54.81	76.2	93.6	15.29	23.55
	(Día 9)							
LLUVIA DISPERSA	9h 45m		58.5	2.5	3.5	-	-	-
Y ATMOSFERA SECA								
TOTAL		16h 35m	100	71.9	100	93.6	4.3	12.79

El primer núcleo dura 3 horas 20 minutos (desde las 22:50 del día 8 a las 02:10 del 9) durante los que se registra 14.6 mm (20.3% del total). Presenta una estructura tripartita, en la que el primer subperíodo (22:50-23:55) es el más importante: en 1 hora totaliza el 78% del núcleo con una intensidad máxima de 31.2 mm/h (23:20) y dos picos secundarios de 14 mm/h (22:55 y entre las 23:45 y las 23:50). El resto del núcleo podría denominarse de precipitación de "ruido de fondo" con valores que no superan los 4.8 mm/h.

El segundo núcleo se produce entre las 09:55 y las 13:25 del día 9. Con una duración similar al anterior (3 horas 30 minutos) recoge 54.8 mm, o lo que es lo mismo el 76.2% de la lluvia del suceso. Presenta estructura de pico aunque con amplia base temporal (por lo general los picos raramente duran más de media hora, una a lo sumo). Esta estructura compacta de lluvia con ritmos progresivamente crecientes hasta un máximo de 93.6 mm/h a las 11:45 y decrecientes a partir de esta hora podrían evidenciar el desarrollo de una célula convectiva de cierta entidad estacionada sobre este punto.

El pluviograma de precipitación acumulada (fig 5.21) constituye un fiel reflejo de la estructura binuclear de la serie. Un primer ascenso, correspondiente al primer núcleo, de pendiente variable acumula hasta 16.5 mm. El segundo núcleo origina el ascenso más elevado y vertical: en tres horas y media se pasa de 17.09 a 71.9 mm con redondeamiento en el inicio y final como consecuencia de la propia estructura del núcleo, creciente al principio y decreciente en su última fase. Entre los dos núcleos de precipitación se extiende un rellano, de 7 horas 35 minutos estabilizado alrededor de los 16-17 mm, cuya horizontalidad apenas se ve interrumpida por leve precipitación dispersa.

\* *Rambla de Poyo: hietograma OP05 (Siete Aguas)*

Durante este suceso, el pluviómetro de Siete Aguas apenas registra lluvia. En 18 horas (20:45, día 8 - 14:45, día 9) totaliza 11.9 mm, en forma de precipitación dispersa, con intensidades entre 2.4 y 4.8 mm/h, y un máximo de 7.2 mm/h. Por ello, la serie registrada en este punto no merece mayor comentario (fig. 5.22).

\* *Conclusiones*

El análisis de estas ocho pluviómetros evidencia un episodio de características diferentes al de noviembre de 1988. Dura alrededor de 10 horas menos y la distribución de la lluvia aparece polarizada en núcleos compactos, con períodos de atmósfera seca entre ellos y práctica ausencia de precipitación dispersa. Se trata de un suceso muy localizado en el espacio y enormemente concentrado en el tiempo. En este sentido, el relieve -y más concretamente el sector sudoriental de la Serra Calderona- constituye el principal factor desencadenante de las lluvias. Como consecuencia, el foco de mayor inestabilidad se registra en los pluviómetros OP02 y 0001 (con 152.7 y 125 mm respectivamente) y apenas llueve 34.8 y 1.1 mm en puntos relativamente cercanos, como el OP06 ó el 0002.

La concentración temporal de la lluvia es, si cabe, mayor que en el episodio anterior. Prueba de ello lo constituyen los pluviómetros OL01 (donde los 64.8 mm del suceso precipitan en un sólo núcleo), OP02 (cuyo primer núcleo totaliza el 94% de la tormenta en 18% del tiempo), OP03 (el núcleo inicial representa el 87% del agua de la tormenta caída en el 32% de duración) o el 0001 (el primer



núcleo equivale al 30% del tiempo y al 84.8% del total precipitado). Como contrapartida, la proporción de lluvia dispersa entre núcleos carece de importancia: 0.5% en la serie OP02; 0.5% en la OP03; llegando a ser incluso nula en la serie 0001.

Se producen, pues, núcleos compactos de precipitación intensa separados por largos períodos sin lluvia. Es precisamente esta compacidad temporal la que eleva las intensidades medias de los núcleos, llegándose a alcanzar una media de 47.86 mm/h durante casi tres horas en el primer núcleo del hietograma OP02. Otros ejemplos menos espectaculares pero igualmente interesantes lo constituyen el primer núcleo del pluviómetro 0001 -con una media de 23.12 mm/h para un período de cuatro horas y media-, el segundo núcleo de 0003 -con 15.29 mm/h durante tres horas y media-, o el primero de la serie OP03 -con 10.45 mm/h en tres horas-.

Contrariamente a lo que *a priori* pudiera parecer estos valores relativamente elevados de intensidad media no implican una reducción de la torrencialidad. Las diferencias entre intensidades máximas y medias y los valores de desviación típica en el seno de los respectivos núcleos siguen siendo importantes. Así, por ejemplo, en el primer núcleo de 0001 la diferencia entre la máxima y la media alcanza los 80 mm/h y la desviación típica tiene un valor de 29.36; en el núcleo inicial del hietograma OP02 la diferencia entre máxima y media se cifra en 43.37 mm/h y la desviación en 33.27; en el segundo núcleo de 0003 existen 78.31 mm/h de diferencia entre la mayor intensidad y la media y el valor de la desviación es de 23.55.

Como ocurría en la tormenta anterior, las diferencias son más espectaculares si consideramos los hietogramas en su conjunto (cuadro, 5.11). En este sentido, OP02 destaca por la magnitud de las variables. Registra el mayor volumen de agua precipitada -152.7 mm- con unas intensidades máxima -91.2 mm/h- y media -11.04- importantes y un valor considerable de la desviación típica -25.04-. Sin embargo, los mayores contrastes los presenta el pluviómetro 0001,

que totaliza 125 mm con una diferencia entre intensidad máxima -103 mm/h- y media -8,28 mm/h- de 94.9 mm/h y una desviación típica de 19.5.

Por lo que respecta al coeficiente de variación, los resultados son tremendamente expresivos. Solamente una serie -la 0E01- está por debajo del 100% (97%). Para el resto se supera con creces esta cifra, alcanzandose valores del orden de 361% en el punto 0004, 322% en el 6E03, 313% en el OP01 y el OL02, etc. Estos valores extremos de los parámetros de dispersión relativa superan los del episodio de noviembre de 1988. A pesar que la intensidad media de este suceso es mayor que la de noviembre de 1988 y las máximas son similares, en conjunto, la torrencialidad en septiembre de 1990 es más elevada.

CUADRO 5.11. CARACTERISTICAS GENERALES DE TODOS LOS HIETOGRAMAS

FICHERO	DURACION (horas)	VOLUMEN (mm)	I. MAX (mm/h)	I.MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA	COEFICIENTE VARIACION
0E01	4.75	23.6	19.2	4.8	4.66	97
0E02	14.66	51.7	69.6	3.5	10.5	300
0E03	14.41	40.1	43.2	2.76	7.4	268
0001	15	125	103.2	8.28	19.5	235
0003	16.58	71.9	93.6	4.3	12.79	297
0004	15.5	27.7	48	1.77	6.39	361
OP01	19.25	47.9	62.4	2.47	7.75	313
OP02	15.5	152.7	91.2	11.04	25.04	226
OP03	15.83	38.6	21.6	2.42	4.89	202
OP04	4.66	28.4	48	5.97	8.89	149
OP05	18	11.9	7.2	0.65	1.28	197
OP06	16.58	34.8	36	2.08	5.6	269
OL01	4.75	64.8	74.4	13.4	18.65	139
OL02	14.25	18	24	1.23	3.85	313
OS01	13.5	13.7	16.8	1	2.73	273
6E02	15	38	45.6	2.51	6.7	267
6E03	16.75	28.8	38.4	1.69	5.45	322
0002	-	1.1	2.4	-	-	-

En este episodio (septiembre 1990) la diferenciación cualitativa de distintas "maneras de llover" resulta más difícil que en noviembre de 1988. En la mayoría de pluviómetros se trata de un episodio de características torrenciales, fundamentalmente orográfico, muy localizado

en el espacio, que origina hietogramas compacto con pocos núcleos de varias puntas. Existen, no obstante, cinco hietogramas, situados en el llano litoral, con rasgos particulares: 0L02, 0E02, 0004, 0E03 y 0003 (fig. 5.23 - 5.28). En casi todos ellos (exceptuando el 0003) el episodio totaliza bajos volúmenes de precipitación distribuidos en varios picos aislados o pseudonúcleos de corta base temporal. Esto es, en el llano litoral la precipitación no es compacta. Como consecuencia, las curvas de acumulación de estas series presentan valores menores que sus homólogas del retablo montañoso, pero mayor número de escalones.

En síntesis, en este episodio se pueden distinguir a *grosso modo* los hietogramas del *retablo montañoso* con lluvia compacta agrupada en un número reducido de núcleos, compuestos a su vez de varias puntas; y los de *llanura litoral* de menor precipitación distribuido en varios picos aislados o pseudonúcleos de intensidad moderada y alta.

#### 5.2.2.2. VARIABILIDAD ESPACIAL

La figura 5.43 representa las máximas absolutas, registradas en cualquiera de las 18 estaciones del SAIH, por unidad de tiempo. Se puede observar cómo la tormenta consta de tres fases fundamentales de lluvia: (i) entre las 20:20 del día 8 y las 03:00 del 9; (ii) entre las 06:30 y las 07:50 del 9; y (iii) entre las 09:00 y las 14:25 del día 9 separadas por períodos de precipitación de "ruido de fondo" o ausente. Esta estructura de máximos difiere notablemente de noviembre de 1988, cuando la variabilidad hacía realmente difícil individualizar fases concretas.

Como en el episodio anterior, se han elegido, a partir de la figura 5.43, distintos períodos de representación cartográfica. En este caso, la fase álgida de la tormenta, denominada "a", tiene lugar después del tiempo "b" que representa momentos de intensidad mantenida durante un cierto tiempo. Con objeto de respetar el orden temporal de la precipitación, comenzaremos el análisis por el período

"b", seguido de "a" y, por último, el "c" (de "ruido de fondo").

- "Tipo b" (22:40-23:40, día 9): durante una hora, la lluvia mantiene una media de intensidad importante 43.9 mm/h y, salvo en el intervalo inicial, en ningún otro momento desciende por debajo de 19.2 mm/h.

- "Tipo a" (23:45, día 8 - 00:25, día 9): en estos 45 minutos se produce el momento álgido del episodio, con una máxima absoluta de 103.2 mm/h, mantenida durante 10 minutos, y una intensidad media de 72.8 mm/h.

- "Tipo c" (05:55-06:20, día 9): período de "ruido de fondo", caracterizado por una lluvia de intensidad media que no supera los 6 mm/h.

\* *Tipo "b" (22:40-23:40, día 9)*

La serie cartográfica se inicia a las 22:40 del día 8 con una intensidad que no supera los 4.8 mm/h. La lluvia se localiza, en su mayor parte, en el sector septentrional de la zona de estudio, abarcando un área montañosa, de unos 1.900 Km<sup>2</sup>. Además, en el llano litoral, algunos pluviómetros (0001, 0E02 y 0004) registran intensidades de 2.4 mm/h. El mapa parece corresponder a los estadios finales de una área mesoescálica de precipitación --al norte de la zona de estudio-- en vías de desaparición. De hecho, cinco minutos después -22:45- ha dejado de llover en la mayor parte de dicha área. Por su parte, en el litoral el pluviómetro 0E02 registra una intensidad de 19.2 mm/h correspondiente al inicio de una célula convectiva de carácter aislado o *cell cluster*.

A las 22:50 dicha célula se ha desarrollado hasta alcanzar 67.2 mm/h. La ausencia de precipitación en el resto del espacio confirma su carácter de *cell cluster*. Únicamente los pluviómetros 0E03 y 0S01 registran bajas intensidades (4.8 y 2.4 mm/h respectivamente) inducidas por el torbellino vertical desarrollado sobre el punto 0E02.

Cinco minutos más tarde -22:55- la célula situada sobre el pluviómetro 0E02 empieza a agotarse reduciendo su

intensidad a 19.2 mm/h, al tiempo que a lo largo del Turia se registran otros puntos de lluvia con intensidades moderadas: 12 mm/h (0E03) y 14.4 mm/h (0003). Ello hace pensar en una nueva entrada de humedad aportada por flujos marítimos del sudeste que se encauzan por el valle del Turia y precipitan antes de llegar al retablo montañoso. Su escasa duración e intensidad no permiten hablar de una SMSA, sino más bien de células aisladas.

A las 23:00 la célula situada sobre el punto 0E02 que en el mapa anterior parecía iniciar su declive, se refuerza de nuevo (intensidad de 69.6 mm/h). El pluviómetro 0E03 mantiene los 12 mm/h y el 0003 se agota (2.4 mm/h). Los demás pluviómetros no registran precipitación.

El mapa de las 23:05 presenta características diferentes. Tres pluviómetros con intensidad relativamente importante -- el 0E02 (56.8 mm/h); el 0E03 (17.6 mm/h) y el 0001 (10.4 mm/h) --, aparecen rodeados de otros tantos de baja intensidad: 0004 (0.8 mm/h); 0002 (2.4 mm/h) y 0S01 (1.6 mm/h). Todo ello parece corresponder al inicio de una pequeña área mesoescálica centrada en el litoral que abarcaría las cuencas bajas del Carraixet, Turia y Poyo. Si suponemos que su extensión se limita a los pluviómetros de mayor intensidad -0E02, 0E03 y 0001- tendría una superficie mínima aproximada de 200 Km<sup>2</sup>. Todo esto ocurre en la llanura sudoriental mientras el retablo montañoso permanece libre de precipitación.

Cinco minutos después -23:10- la estructura del área mesoescálica se mantiene. En su seno se desarrollan células que siguen su propia evolución. La célula situada sobre el punto 0E02 está en fase de declive y pasa de 56.8 mm/h en el mapa anterior a 44 mm/h en el actual. Otras dos células, por el contrario, han incrementado su energía: en el punto 0E03 se registran 23.2 mm/h y en el 0001 20.8 mm/h. En este mapa la isoyeta de 18 mm/h delimitaría unos 200 Km<sup>2</sup>, extensión mínima probable de la SMSA. La cartografía de las 23:15 evidencia cómo el conjunto de la pequeña área mesoescálica de precipitación está siendo empujada hacia el norte, contra la vertiente sur de la Calderona. En efecto,

la célula situada sobre el pluviómetro 0E02 se ha agotado prácticamente *in situ* mientras las emplazadas sobre 0E03 y 0001 siguen desarrollándose, el último pluviómetro registra 48 mm/h. El pluviómetro 0002 mide otro foco de 34.2 mm/h. La periferia de la SMSA empieza a afectar las primeras alturas de la barrera orográfica: el pluviómetro 0P02 incluido en su campo de acción anota una intensidad de 2.4 mm/h. Considerando como extensión mínima de la SMSA el área delimitada por la isoyeta de 26 mm/h se mantiene la superficie de 200 Km<sup>2</sup> con forma elipsoide. Un área máxima probable (delimitada por la isoyeta de 10 mm/h) rondaría los 650 Km<sup>2</sup>.

A las 23:25 se observa un esquema parecido al mapa precedente, con algunas variaciones. Por una parte, la constancia de la intensidad de las células sobre los pluviómetros 0001 y 0E03 constata su localización central en relación a la pequeña área mesoescálica de precipitación. El movimiento de la SMSA hacia el norte continua y, en consecuencia, por el sur se generalizan los cerros (p.e. 0004). Al norte se intensifica la lluvia el pluviómetro 0P02 pasa de 2.4 mm/h a 14 mm/h; el punto 0P06 de 0 a 33.6 mm/h. La masa de aire inestable, ligada a la SMSA y empujada hacia el norte por los flujos del SE, sigue como vías de desplazamiento los valles del Barranc de Portaceli y de la Rambla Castellana.

A las 23:30 el área mesoescálica de precipitación ha reducido al extremo suroriental de la Calderona y a una franja al pie de la misma que se extiende hasta la cuenca baja del Turia. Los pluviómetros 0E03 (14.4 mm/h), 0003 (13.2 mm/h) y 0001 (36 mm/h) siguen agotándose mientras que al norte, en Portaceli (0P02), la intensidad de la lluvia se ha incrementado de 14 a 43 mm/h. En el resto del área, los pluviómetros no registran lluvia, hecho que da una idea del carácter puntual del fenómeno.

En la siguiente representación, 23:35, se mantiene el mismo esquema, salvo que la célula del punto 0P02 se ha reforzado hasta 60 mm/h.

A las 23:40 a esta SMSA se añade otra célula de 36 mm/h desarrollada sobre el punto OP06. En este momento la inestabilidad afecta a un área de unos 800 Km<sup>2</sup>, centrada en la vertiente sur de la Calderona, entre la Rambla Castellana y el mar, y a alturas variables entre los 200 y 400 m s.n.m. Además describe una vaguada que se extiende hacia la llanura litoral por el SE y afecta, sobre todo, la cuenca baja del Carraixet y Turia (pluviómetros 0001 y 0E03).

\* Tipo "a" (23:45, día 8 - 00:25, día 9)

La gestación de la máxima intensidad es consecutiva de los mapas anteriores de manera que los mapas del tipo "b" y "a" se enlazan. Así, en el mapa de las 23:40 el foco de precipitación afectaba los pluviómetros OP02 (60mm/h), 0001 (36.6 mm/h), OP06 (36 mm/h) y 0E03 (16.8 mm/h). A las 23:45 la pequeña área mesoescálica ha restringido por el sur su influencia (el pluviómetro 0E03 ya no registra lluvia) y se limita a una franja desde la Rambla Castellana al mar, paralela a los relieves. En esta franja el punto OP02 ve reducida su intensidad hasta 16 mm/h, los puntos OP06 y 0001 la mantienen y aparece un nuevo foco de lluvia en el 0003 con 14.4 mm/h.

Cinco minutos después -23:50- la célula registrada por el pluviómetro OP02 ha multiplicado su energía hasta 88 mm/h, como consecuencia del efecto de pantalla orográfica que suponen los montes de Portaceli respecto de los flujos del SE. Los pluviómetros 0001 y 0002 mantienen su intensidad y el OP06 está en fase de agotamiento (12 mm/h).

A las 23:50 la zona de precipitación de la SMSA se reduce al extremo sudoriental de la Calderona. El punto OP02 mantiene fuertes intensidades (84 mm/h) y el 0001 renueva su energía (43.2 mm/h). En su desplazamiento hacia el norte el área mesoescálica de precipitación empieza a afectar los sectores más septentrionales de la zona de estudio, como lo corroboran los puntos OP04, OP03 y 0L01. Por otra parte se está desarrollando otro foco de lluvia ,

a la altura del embalse de Buseo (pluviómetro 6E03) con una intensidad de 26 mm/h.

En el mapa de las 24:00 la precipitación se ha intensificado en la cuenca del Carraixet. Mientras el foco situado sobre el pluviómetro 0P02 prosigue su lento desgaste (81.6 mm/h) el punto 0001 duplica su intensidad (103.2 mm/h). En el resto del espacio apenas llueve exceptuando los pluviómetros 0P03, donde la débil célula ha empezado a agotarse (14.4 mm/h) y 6E03 que ha incrementado su energía de precipitación (38.4 mm/h).

La situación de las 00:05 constituye un calco exacto de la anterior y junto con ella representa el momento de máxima intensidad registrada en todo el suceso.

Cinco minutos después -00:10- la SMSA se encuentra localizada en el mismo sitio, pero el protagonismo de las células ha variado. Ahora el pluviómetro 0P02 registra mayor intensidad (91.2 mm/h) mientras 0001 sólo alcanza 43.2 mm/h. Ello hace pensar en dos posibilidades: bien la célula situada sobre el pluviómetro 0001 se ha trasladado a 0P02 y 0001 registra otra; bien el desarrollo de las células conlleva un agotamiento sobre 0001 y una regeneración sobre 0P02. Sea como fuere, el foco de precipitación se registra en la zona de contacto entre el litoral y los relieves, mientras la periferia del área inestable se extiende hacia el norte (los pluviómetros 0E01 y 0P04). En cuanto al sector NW de la Sierra de los Bosques, el foco de lluvia que se venía registrando en el punto 6E03 ha reducido su intensidad a 12 mm/h, pero aparece otro en el pluviómetro 6E02 (24 mm/h). Podrían ser indicios de que está empezando a gestarse sobre esta zona (y quizás más hacia el oeste) otra SMSA.

A las 00:15 el área de precipitación intensa de la Calderona se reduce prácticamente al pluviómetro 0P02, que mantiene valores importantes -91.2 mm/h- mientras que en el 0001 la intensidad ha disminuído a 12 mm/h. Por lo que respecta a los relieves más meridionales, el punto 6E02 mantiene los 24 mm/h del intervalo anterior, pero el 6E03 aumenta de 12 a 19 mm/h.



En el mapa de las 00:20 la célula del punto OP02 se ha agotado (38.8 mm/h) mientras que la del 0001 se mantiene (12 mm/h). Aparecen nuevos puntos de precipitación con intensidades de cierta importancia: 19.2 mm/h (OP06), 20.6 mm/h (OP03) y 14.4 mm/h (OE01). Ello quiere decir que los puntos más intensos están agotando su energía mientras el fenómeno mesoescálico de precipitación se está ampliando en el espacio. En cambio, en la mitad meridional apenas se registra lluvia.

El mapa siguiente -24:25- muestra un cambio en la distribución de la precipitación. Destacan tres focos fundamentales. El primero lo constituye el extremo sudoriental de la Serra Calderona, donde el OP02 sigue agotándose (12 mm/h), mientras el pluviómetro 0001 ve renovada su intensidad (19.2 mm/h) gracias a una entrada de aire húmedo por el sur, como parece corroborar el aumento de intensidad (de 4.8 a 9.6 mm/h) en el pluviómetro OE03. El segundo foco se centra en la zona de Espadà: en el pluviómetro OE02 se mantienen los 14.4 mm/h del mapa anterior. La disposición del valle del Palancia favorece especialmente la entrada de flujos de levante y el desarrollo de pequeñas células a lo largo del mismo. Por último, el tercer foco de inestabilidad se centra sobre el pluviómetro 6E02 que ve reforzada su intensidad de 4.8 a 19.2 mm/h. Entre este último foco y los dos anteriores aparece toda una franja de sentido meridiano, coincidente a *grosso modo* con la Rambla Castellana, en la que no se registra precipitación.

\* Tipo "c" (05:55-06:20, día 9)

La lluvia de tipo "c" o "de ruido de fondo" aporta menor información de la tormenta, ya que recoge momentos en que apenas llueve. En consecuencia se ha considerado suficientemente representativa la cartografía de un corto lapso de tiempo (media hora) precedido y seguido de intervalos con ausencia de precipitación.

Como ocurría en el suceso de noviembre de 1988, esta serie cartográfica es totalmente diferente a la de los tipos "c" y "b". Se registra muy baja intensidad de precipitación, preferentemente localizada en el retablo montañoso, que en ocasiones puede inestabilizarse hasta generar pequeñas células aisladas del tipo *cell cluster* de rápido agotamiento. Un ejemplo lo constituyen los dos mapas iniciales. A las 05:55 solamente se registra una débil precipitación -2.4 mm/h- en el sector occidental de las sierras de los Bosques y Santa María (pluviómetros 6E03 y 0P05). Cinco minutos más tarde -06:00- sobre el punto 6E03 se desarrolla una pequeña célula de carácter aislado que a las 06:05 ya ha desaparecido. En el mapa de las 06:10 es el pluviómetro 6E02 el que incrementa su intensidad hasta 9.6 mm/h mientras en el resto de pluviómetros no llueve. Este débil incremento no tendrá mayores consecuencias y a las 06:15 la intensidad máxima registrada es de 4.8 mm/h. En el mapa de las 06:20 sólo el pluviómetro 0P05 registra lluvia con una intensidad de 2.4 mm/h.

#### \* Conclusiones

Las cartografías analizadas corroboran la estructura celular jerarquizada de la lluvia. No se trata de una gran área mesoescálica de precipitación (LMSA) en el seno de la cuál se desarrollan las demás escalas de lluvia (noviembre de 1988), sino que en esta ocasión el fenómeno es muy retringido. El número de *cell cluster* o células aisladas de intensidades mediocres y rápida extinción es mayor. Cuando las células se agrupan forman pequeñas áreas mesoescálicas de lluvia (SMSA) que raramente sobrepasan los 500 Km<sup>2</sup>. Dichas SMSA no se hallan insertas en áreas mesoescálicas mayores sino que aparecen como fenómenos puntuales muy localizados en el contacto entre la vertiente sur de la Serra Calderona y el llano litoral enmarcado por ésta y los relieves de las sierras de los Bosques y la Cabrera.

Como ocurría en noviembre de 1988 los tipos de lluvia "b" y "a" muestran un comportamiento similar y la única

diferencia radica en las intensidades máximas. Desde que comienza la serie "b" hasta que acaba la "a" aparece la formación y evolución de una SMSA que se desplaza hacia el N y que cuando choca con la barrera orográfica de la Calderona, el relieve incrementa la potencia del torbellino vertical dando lugar a las mayores intensidades. Se puede hablar pues de un fenómeno de reforzamiento orográfico, contrariamente al de noviembre de 1988, donde el campo de lluvia era generalizado y afectaba a todo el territorio, y el mar ejercía un papel fundamental como fuente de calor y humedad. En este caso, la tormenta se produce a principios de septiembre, cuando el gradiente térmico entre mar y continente no es tan pronunciado. Todo ello unido a una inestabilidad general de menor magnitud, favorece la lluvia en aquellos lugares donde factores orográficos provocan el ascenso mecánico forzoso de las masas de aire y, como consecuencia, el disparo de los fenómenos convectivos.

Una característica propia de este suceso de septiembre de 1990 radica en la evolución particular de las diferentes células. Mientras la SMSA, entre las 23:00 -serie "b"- y las 00:25 -serie "a"-, protagoniza un lento desplazamiento hacia el norte, las células convectivas insertas en su seno aparecen, evolucionan y se agotan *in situ*. El desplazamiento de la SMSA se fundamenta en la aparición de nuevas células convectivas sobre pluviómetros situados cada vez más hacia el norte y la extinción paulatina de las registradas por las estaciones más meridionales. No obstante, en base a las series analizadas, raramente se puede confirmar un desplazamiento horizontal de estas células.

En este sentido la figura 5.72 muestra la evolución particular de las cuatro células registradas por los pluviómetros 0E02, 0E03, 0001 y 0P02 contenidas en el seno de esta SMSA (entre las 22:40 del día 8 y las 00:25 del 9). Las estaciones están ubicadas progresivamente hacia el norte, desde la cuenca baja del Turia hasta los montes de Portaceli. También la figura 5.72 señala el desplazamiento hacia el norte de la SMSA porque las células se inician y

evolucionan en intervalos de tiempo diferentes, en función de su localización espacial. Así, la registrada por el pluviómetro 0E02 (de situación más meridional) es la primera que se produce y alcanza una intensidad de 67.2 mm/h a las 22:50. Cinco minutos después sufre un declive importante (19.2 mm/h), pero a las 23:00 se ha renovado y alcanza la máxima intensidad (69.6 mm/h). A partir de este momento inicia un lento y escalonado agotamiento hasta extinguirse a las 23:35 horas.

La célula situada sobre el pluviómetro 0E03 empieza diez minutos más tarde (22:50) y su evolución es menos brusca. Ascende progresivamente hasta alcanzar un máximo de 28.8 mm/h a las 23:15 y luego inicia un descenso escalonado que muestra cierto paralelismo con el pluviómetro 0E02.

El inicio de la tercera célula -punto 0001- es más tardío (23:05) y sus características son diferentes. Presenta dos puntas, una de intensidad moderada -48 mm/h- entre las 23:20 y las 23:25 y otra de gran energía -103.2 mm/h- entre las 24:00 y las 00:05 horas, separadas por media hora de intensidad más o menos constante (unos 37 mm/h). A partir de las 00:10 se produce un brusco agotamiento de la célula. Observando la evolución simultánea de las tres células llama la atención el intervalo de las 23:15 en que se produce el punto de intersección de las tres trayectorias en un valor de intensidad de 30 mm/h. Coinciden en este punto la curva descendente de la célula 0E02, la ascendente de la 0001 y el máximo de la 0E03. Podría tratarse del punto de intensidad característico de la SMSA.

A las 23:20, cuando las dos primeras células están en vías de extinción se inicia el torbellino en el retablo montañoso (punto 0P02), con una primera fase de actividad (alcanza 60 mm/h), un declive momentáneo -16.8 mm/h- y una segunda fase de gran intensidad (86 mm/h de media) durante 30 minutos. A partir de las 00:20 inicia un brusco descenso como ocurría con la célula del punto 0001. La influencia

del relieve en las dos últimas células es patente por cuanto aumenta su duración y energía.

### 5.2.3. RELACION VOLUMEN/INTENSIDAD: EL EFECTO OROGRAFICO

El efecto del relieve se viene poniendo de manifiesto a lo largo de todo el comentario del suceso de septiembre de 1990. En realidad, se trata de una tormenta orográfica con la Serra Calderona como protagonista. Cabe esperar, por tanto, pocas diferencias de comportamiento entre los pluviómetros del retablo montañoso y del llano litoral. En este suceso se da una gradación de magnitud en función de la ubicación de la estación. Los puntos próximos a la vertiente sur de la Calderona (0001 y 0P02 fundamentalmente) ven incrementado el valor de la mayor parte de variables en relación directa con su proximidad al principal foco de inestabilidad, mientras que en el resto de pluviómetros el episodio es de baja energía y no permite evidenciar un comportamiento claro.

La figura 5.73 relaciona la intensidad máxima y el volumen acumulado en cada pluviómetro. En general no existen diferencias entre litoral y retablo montañoso. Solamente entre los puntos 0P02 y 0001 podría reproducirse el comportamiento dual que observábamos en noviembre de 1988. En estos dos pluviómetros donde el suceso alcanzó gran energía se observa cómo 0001 (litoral) presenta mayor intensidad máxima (103.2 mm/h) y 0P02 (retablo montañoso) menor (91.2 mm/h). Nótese además las diferencias de lámina de agua precipitada (0001: 175 mm y 0P02:152.7 mm).

Tras la observación de la figura 5.73, la aplicación del test  $U$  de Mann Withney corrobora los resultados arriba comentados. Siguiendo la metodología utilizada para el episodio de noviembre de 1988, el test se ha aplicado sobre un índice que sintetiza la información, relacionando la precipitación acumulada y la intensidad máxima de cada serie. Separadas las estaciones por encima y por debajo de los 200 m s.n.m. y calculado el índice para ambas muestras, la hipótesis nula ( $H_0$ ) se formula en los mismos términos

que para el episodio de noviembre de 1988: las dos muestras presentan un mismo comportamiento y las diferencias observadas se deben al azar.

MUESTRA A: HIETOGRAMAS DEL LITORAL (< 200 m.s.n.m.)

ESTACION	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	VOLUMEN ACUMULADO (mm)	INDICE VOLUMEN/I. MAXIMA
0002	2.4	1.1	0.46
0E02	69.6	51.7	0.74
0E03	43.2	40.1	0.93
0L02	24	18	0.75
0001	103.2	125	1.21
0004	48	27.7	0.58
0S01	16.8	13.7	0.82
0003	93.6	71.9	0.77

MUESTRA B: HIETOGRAMAS DEL RETABLO MONTAÑOSO (> 200 m s.n.m.)

ESTACION	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	VOLUMEN ACUMULADO (mm)	INDICE VOLUMEN/I. MAXIMA
0P03	21.6	38.6	1.79
0P05	7.2	11.9	1.75
0L01	74.4	64.8	0.87
0P06	36	34.8	0.97
0P01	62.4	47.9	0.77
0P02	91.2	152.7	1.67
0E01	19.2	23.6	1.23
6E02	45.6	38	0.83
6E03	38.4	28.8	0.75
0P04	48	28.4	0.59

Para un nivel de rechazo de 0.05 el valor de  $U=29$  no permite desestimar la hipótesis nula. Por tanto, en esta tormenta para el 95% de los casos no puede hablarse de un comportamiento diferente entre el retablo montañoso y el litoral.

Como ya se ha mencionado al principio de este apartado, consideramos que la explicación radica en el tipo de fenómeno. Esto es, se trata de una tormenta orográfica, muy localizada, donde el relieve de la Serra Calderona es el gran protagonista y no existe una inestabilidad suficientemente generalizada en el espacio como para observar comportamientos distintos.

### 5.3. LA ESCORRENTIA SUPERFICIAL

El episodio que acabamos de analizar, con gran concentración horaria de lluvia, origina avenidas del tipo *flash flood* en ambas cuencas. Los cauces experimentan un incremento súbito de flujo y, en pocas horas, pasan de un caudal cero a la intensidad punta, como consecuencia del avance de un frente de ola de carácter turbulento (GRAF, 1988a). La representación gráfica da lugar a hidrogramas con limbos de ascenso casi verticales, incluso en crecidas de baja magnitud (SCHICK, 1988).

#### 5.3.1. EL HIDROGRAMA DEL CARRAIXET

El hidrograma del Carraixet aparece representado en la figura 5.74. En un tiempo base de 21 horas 40 minutos (00:50-22:30, día 9) circula por la estación de aforos 1.27 Hm3 y alcanza el caudal máximo -73.55 m3/seg- entre las 02:30 y las 02:45 horas.

##### 5.3.1.1. LA PRECIPITACION EFECTIVA

Como se ha demostrado, el suceso de septiembre de 1990 es un episodio lluvioso muy localizado en el espacio y concentrado en el tiempo, cuyo foco de inestabilidad se centra sobre la cuenca del Carraixet, especialmente sobre los pluviómetros 0P02 y 0001. Los restantes pluviómetros que rodean la cuenca se hallan relativamente alejados dada la restringida ubicación del fenómeno, por lo que su

influencia sobre el Barranc de Carraixet resulta un tanto negligible.

A la hora de seleccionar la hipótesis de lluvia más convincente, estos argumentos priman *a priori* el pluviómetro OP02, que afecta al 73% de la cuenca. En efecto, es poco probable que un hietograma promediado a partir de pluviómetros demasiado alejados, dadas las características de la lluvia, sea una solución coherente. Más bien al contrario, exacerbaría las deficiencias, tantas veces discutidas, de las metodologías promediadoras. No obstante, la precipitación efectiva se ha estimado para dos hipótesis de hietograma bruto: (i) el promediado según los polígonos de Thiessen a partir de los mismos pluviómetros que en noviembre de 1988, y (ii) el hietograma más probable, esto es, el OP02. Los umbrales específicos de escorrentía en función del balance hídrico son de 69 mm para la serie promediada y 83.3 mm para la OP02.

CUADRO 5.12. APLICACION DEL MODELO DE PERDIDAS DEL S.C.S. PARA DISTINTOS UMBRALES DE ESCORRENTIA

SERIE	TOTAL PP BRUTA (mm)	UMBRAL ESCORRENTIA (mm)	TOTAL PP EFECTIVA	VOLUMEN PP EFECTIVA (Hm3)
OP02	152.7	P <sub>0</sub> litológico = 57.3	23.8	3
		P <sub>0</sub> balance hídrico = 83.3	9.9	1.27
PROMEDIADA	132.5	P <sub>0</sub> litológico = 57.3	15.6	2
		P <sub>0</sub> balance hídrico = 69	9.9	1.27

Como puede observarse en el cuadro 5.12, las hipótesis de lluvia neta estimadas a partir del umbral medio de escorrentía basado en la litología dan caudales por encima de los realmente registrados, por lo que se han desestimado. Descartadas estas opciones, restan los hietogramas netos, tanto de la serie promediada como de la probable, basados en balances hídricos. Diversas simulaciones que relacionan dichas lluvias con el caudal apuntan el hietograma neto OP02 como el más adecuado,



reforzando así los argumentos derivados de la propia dinámica de esta tormenta.

El hietograma neto OP02 totaliza, en un tiempo de 12 horas 5 minutos (00:55-13:00, día 9), 9.9 mm repartidos en tres núcleos, entre los que destaca, con mucha diferencia, el primero de ellos. La máxima intensidad efectiva -15 mm/h- se registra a las 01:35 y coincide con el centro de gravedad del hietograma.

#### 5.3.1.2. LA RESPUESTA DE LA CUENCA

El total precipitado sobre la cuenca es de 19.5 Hm<sup>3</sup>, de los cuales, sólo 1.27 Hm<sup>3</sup> alcanzaron el aforo durante la avenida. Estas cifras implican un coeficiente de escorrentía de 0.06 y constatan la importancia de las pérdidas, estimadas en 18.3 Hm<sup>3</sup>. Los *ouputs* hídricos suponen tan sólo el 5.6% de los *inputs*.

El tiempo de retraso de la cuenca es de 3 horas 15 minutos y confirma el carácter de *flash-flood*. La prontitud de la crecida respecto a la de noviembre de 1988, está determinada por la intensidad de la precipitación. Llegados a este punto es oportuno recordar que el hietograma bruto OP02 concentra la lluvia en un único núcleo que, en apenas 3 horas, descarga 143 mm, con una intensidad máxima de 91.2 mm/h y una media de 48 mm/h. El esquema se reproduce en el hietograma neto la mayor parte de la precipitación efectiva (71%) ocurre en un único núcleo de 55 minutos de duración. Estos parámetros de lluvia provocan la rápida formación de una onda de avenida que alcanza el caudal punta -73.55 m<sup>3</sup>/seg- en una 1 hora y 40 minutos.

A simple vista, el hidrograma presenta una onda única como resultado agregado de las crecidas particulares de los barrancos de Olocou y Pedralvilla. La confluencia de dos tributarios del mismo orden podría hacer pensar en la coalescencia de picos dado el peso de la estructura de la lluvia que resta protagonismo a las características físicas de cada subcuenca. No obstante, el limbo de ascenso está compuesto por dos pendientes distintas: hasta las 02:15

horas del día 9 el incremento de caudal es rápido, pero a partir de esta hora cuando la curva de ascenso se vuelve casi vertical, como consecuencia de la rápida llegada al aforo de mayor aporte hídrico. La doble pendiente del limbo de concentración denota las respuestas individualizadas de ambas subcuencas, *a posteriori* agregadas en una única avenida. En este sentido, la hipótesis de partida sería que bajo similares condiciones de precipitación el Barranc de Pedralvilla registra tiempos de respuesta más cortos que el Barranc d'Olocau en función de las características físicas de la cuenca (ver capítulo 4). Como la lluvia se produce de una manera torrencial, apenas permite la humidificación del canal y la avenida se traslada sobre un cauce prácticamente seco. El rozamiento del lecho y las condiciones no saturadas del mismo reducen su velocidad e incrementan las pérdidas por transmisión, sobre todo aguas abajo de la entrada en el sector de abanicos aluviales. Aquí disminuye bruscamente la pendiente de la cuenca y la densidad de drenaje y con ellas la velocidad del flujo. Al mismo tiempo se incrementa la sección del canal, factor que, además de propiciar las pérdidas por el cauce, favorece el almacenamiento de agua en las orillas y el aplanamiento de la onda. Todo ello propicia que la crecida del Barranc de Pedralvilla alcance el aforo (situado 5 Km después de la confluencia, tras un recorrido sin aportes canalizados y con una sección cada vez más amplia) bastante atenuada. No es de extrañar, pues, que el primer tramo de la curva de concentración del hidrograma (hasta las 02:15) esté marcado por la respuesta del Barranc de Pedralvilla, con un caudal punta en torno a los 36 m<sup>3</sup>/seg.

Por su parte, la avenida del Barranc d'Olocau, tras su entrada en el sector de los abanicos puede haber experimentado la formación de un frente de ola habida cuenta de los cambios de velocidad derivados de la morfología del cauce (que implica mayor rozamiento) y de la reducción de la pendiente de la cuenca. A partir de la confluencia con el Barranc de Pedralvilla, la velocidad de traslación de la onda del Barranc d'Olocau supera la de

Pedralvilla, ya que se desplaza sobre un cauce mojado de rozamiento reducido, donde las condiciones de pérdidas en el canal y de almacenamiento hídrico en sus orillas han sido satisfechas por la avenida antecedente. Como consecuencia, sobre la avenida de Pedralvilla se superpone la onda del Barranc d'Olocau, hecho que explicaría el incremento súbito de caudal ocurrido a las 02:15 horas en la estación de aforo.

Los tiempos de concentración y de descenso, son relativamente largos, de 8 horas 40 minutos en el Barranc de Pedralvilla y de 19 horas 45 minutos en el Barranc d'Olocau. Como en la crecida de noviembre de 1988, son consecuencia de aportes retardados del tipo *sheetflow* proveniente de la superficie de los conos, de la liberación de agua retenida en las orillas y de las contribuciones subálveas. Para este suceso el limbo de recesión es más alargado que en noviembre de 1988, en relación directa con la mayor cantidad de agua precipitada, escurrida y retenida, esto es, con la mayor magnitud del fenómeno.

### 5.3.2. EL HIDROGRAMA DE LA RAMBLA DE POYO

El hidrograma de la Rambla de Poyo aparece representado en la figura 5.75. En esta cuenca la avenida es más espectacular que en el Barranc de Carraixet. La avenida se produce en un tiempo base de apenas 2 horas y 10 minutos (16:45-18:55, día 9); totaliza un volumen de 0.09 Hm<sup>3</sup> y alcanza un caudal máximo de 65.35 m<sup>3</sup>/seg a las 17:15 horas.

#### 5.3.2.1. LA PRECIPITACION EFECTIVA

El carácter localizado de las lluvias en este episodio, respecto a la baja densidad de la red SAIH, hace difícil la elección de una hipótesis convincente de precipitación bruta. En el caso de la Rambla de Poyo la red de estaciones SAIH es muy escasa: para este suceso cuenta con tres pluviómetros (0004, 0003 y 0P05) (fig. 5.76).

CUADRO 5.13. PLUVIOMETROS QUE AFECTAN A LA CUENCA DE POYO

PLUVIOMETRO	AREA DE LA CUENCA (Km <sup>2</sup> )	COEFICIENTE DE THIESSEN
0004	74.8	0.4
0003	20.57	0.11
0P05	91.63	0.49

De estos pluviómetros, solamente el 0003 registra una estructura de precipitación coherente con la avenida de la cuenca. En efecto, el *flash-flood* debe haber sido provocado por altas intensidades de precipitación mantenidas un tiempo suficiente como para producir totales que superen el umbral de escorrentía y provoquen circulación hídrica.

El pluviómetro 0P05 apenas totaliza 12 mm, con intensidades que no superan los 7.2 mm/h. Por su parte, 0004 llega a alcanzar una máxima de 48 mm/h pero apenas se mantiene 10 minutos, y al final del episodio acumula solamente 27.7 mm, repartidos en 3 núcleos poco compactos. En definitiva, ninguno de los dos es susceptible de haber producido la avenida. En cuanto al pluviómetro restante - 0003- registra un total de 71.9 mm, la mayor parte de los cuales -76%- se concentra en un núcleo compacto que llega a alcanzar 93.6 mm/h. Las características pluviométricas sobre 0003 parecen más adecuadas para explicar la crecida, salvo que la estación se sitúa en el valle del Turia, excesivamente alejado de la cuenca como para permitir la extrapolación de resultados en un suceso tan localizado como el que estamos tratando.

Existe una estación situada al SW de la cuenca, la 7E03, cuya información se ha considerado no apta por presentar un error del 24.7%. No obstante dicho pluviómetro ha registrado sin problemas un núcleo de lluvia entre las 12:50 y las 13:40 del día 9 que totaliza 18.4 mm en 50 minutos, con una intensidad máxima de 55.2 mm/h entre las 13:20 y las 13:25.

Por otra parte, los observatorios 334a (Chiva Segunda) y 334b (Chiva Agro) -situados en el centro de la cuenca- totalizan 81 mm y 67 mm respectivamente Este hecho confirma

que ha habido una precipitación importante sobre la cuenca que no ha sido registrada por el SAIH.

La distancia entre 0003 y 7E03 es de 34 Km y los máximos pluviométricos registrados en ambos observatorios están separados por 1 hora 40 minutos. Podría tratarse de una célula convectiva que se desplaza desde 0003 hacia 7E03 a una velocidad aproximada de 20 Km/h. A su paso por la cuenca produciría la lluvia registrada por los observatorios del SNM de Chiva, localizados justamente en el eje de esta trayectoria.

Otra posibilidad sería que el hietograma registrado en el punto 0004 adquiriera intensidad a medida que se adentra hacia el interior montañoso de la cuenca. El carácter restringido espacialmente de esta inestabilidad no incluye el pluviómetro de Siete Aguas -0P05-, excesivamente alejado de la cuenca, lo que explicaría que en este punto apenas se totalizaran 12 mm.

Todas estas consideraciones ponen de manifiesto que la red SAIH resulta excesivamente amplia para asegurar la captación de todos los individuos convectivos, a menudo responsables directos del *flash-flood* en pequeñas cuencas. Siendo conscientes de la precariedad de partida respecto de la estructura de la lluvia, consideraremos tres hipótesis de precipitación bruta con el fin de evaluar, en la medida de lo posible, la respuesta de la cuenca:

i) Hietograma promediado según los polígonos de Thiessen.

ii) La serie 0003, hipótesis probable por presentar los totales de precipitación más similares a los registrados en Chiva por el SNM y la distribución temporal más coherente con las características de la avenida.

iii) Serie 0003 modificada, esto es, manteniendo la distribución relativa de la lluvia, pero retrasando el hietograma 45 minutos, tiempo que tardaría en ubicarse sobre el centro de la cuenca si siguiera un desplazamiento en línea recta hacia el SW (desde la estación 0003 a la 7E03) con una velocidad media de 20.4 Km/h. Esta última

hipótesis resulta artificial por cuanto se basa en un procedimiento excesivamente simplista de traslación de la lluvia, sin tener en cuenta variables adicionales como el desgaste que sufrirían los individuos convectivos, las posibles renovaciones de humedad, cambios de dirección en el desplazamiento, etc. No obstante, como los datos no posibilitan afinar más, esta hipótesis permite considerar el hietograma bruto más factible, esto es el 0003, con los tiempos absolutos corregidos en la medida de lo posible.

Sobre estas tres hipótesis de precipitación bruta se ha estimado la lluvia efectiva. Los umbrales de escorrentía específicos calculados en función del balance hídrico son: 18 mm para la serie promediada y 59.7 mm para las series 0003 y 0003 modificada.

CUADRO 5.14. APLICACION DEL MODELO DE PERDIDS DEL S.C.S. PARA DISTINTOS UMBRALES DE ESCORRENTIA

SERIE	TOTAL PP BRUTA (mm)	UMBRAL ESCORRENTIA (mm)	TOTAL PP EFECTIVA	VOLUMEN PP EFECTIVA (Hm3)
0003 (ORIGINAL Y PROMEDIADA)	71.9	$P_0$ litológico = 46.5 $P_0$ balance hídrico = 59.7	2.5 0.5	0.47 0.09
PROMEDIADA	24.8	$P_0$ litológico = 46.5 $P_0$ balance hídrico = 18	0 0.5	0 0.09

A partir de los resultados expuestos en el cuadro 5.14, la serie promediada puede desestimarse en función de los bajos umbrales de escorrentía. En efecto, el umbral específico es excesivamente pequeño -18 mm- y, por otra, el umbral medio basado en la litología implicaría ausencia de circulación, cuando la realidad demuestra lo contrario.

Las series 0003 y 0003 modificada son, en realidad, la misma serie pero con distintos tiempos absolutos, por lo que ambas presentan un umbral específico idéntico -59.7 mm-. El umbral medio litológico supondría un volumen de crecida que quintuplicaría el realmente registrado. Por

todo ello los hietogramas de precipitación efectiva más adecuados son los estimados a partir de 0003 y 0003 modificado, con un parámetro de escorrentía de 59.7 mm.

Contrastadas estas dos hipótesis de lluvia neta con el hidrograma de avenida mediante una simulación basada en el *hidrograma unitario geomorfológico* (ver capítulo 7) se define como más acertada la 0003 modificada. Esta serie concentra el total de precipitación efectiva en un único núcleo con estructura de pico, de 1 hora 20 minutos de duración y 1.1 mm/h de intensidad máxima.

Pese a todas las precauciones a la hora de elegir la hipótesis de precipitación menos errónea, es obvio que ésta deja mucho que desear, por lo que los resultados de esta crecida deberán ser considerados con cautela.

#### 5.3.2.2. LA RESPUESTA DE LA CUENCA

El volumen total precipitado durante el suceso de septiembre de 1990 sobre esta cuenca es de 13.4 Hm<sup>3</sup> de los cuales circulan durante la crecida 0.09 Hm<sup>3</sup> por la estación de aforos. Existen, pues, grandes pérdidas de caudal cifradas en 13.2 Hm<sup>3</sup> y un bajísimo coeficiente de escorrentía, 0.01. Sólomente el 0.7% del agua precipitada se transforma en caudal. A pesar que los datos del SNM registran totales acumulados muy similares a los de la serie 0003 modificada, el coeficiente de escorrentía y el porcentaje de agua circulada parecen excesivamente pequeños, tal vez influenciados por la carencia de una hipótesis de lluvia precisa.

El tiempo de retraso es de 4 horas 10 minutos, creible a pesar de la artificiosidad de la serie de lluvia 0003 modificada, por su similitud con el que presenta el hietograma neto promediado. En algo más de 4 horas, el doble de tiempo que en la crecida de noviembre de 1988, escurre el centro de gravedad de la tormenta. En aquel suceso anterior el grueso de precipitación se concentraba en la cuenca baja, sobre materiales impermeables, lo cual disminuía los tiempos de viaje y aceleraba los procesos de

conversión lluvia-caudal (además de incrementarlos). En el presente suceso las lluvias se ubican en la cuenca media-alta (de litologías calcáreas), los tiempos de viaje son mayores y los procesos de conversión más tardíos.

La forma del hidrograma corresponde a un frente de ola de crecida propio de cursos espasmódicos. En 30 minutos (16:45-17:15) pasa de una situación de cauce seco a una punta de caudal de 65.35 m<sup>3</sup>/seg. El tiempo al pico duplica el de noviembre de 1988, ya que las lluvias en cabecera implican cierto retardo en la traslación de la onda. Por su parte el limbo de recesión, de corta duración, consta de dos tramos: (i) un rápido descenso de caudal ligado al paso del frente de ola (en apenas 15 minutos se reduce la intensidad de 65 m<sup>3</sup>/seg a 21 m<sup>3</sup>/seg), y (ii) un decrecimiento lento motivado por los aportes retardados provenientes de las plataformas de escasa pendiente, espacios de drenaje deficiente, flujos de retorno y cauces de fondo plano. En conjunto, es una curva de recesión más corta que en noviembre de 1988. Esto es debido a que, de una parte, los espacios de laminación y drenaje deficiente no son afectados de lleno por la lluvia lo que reduce el aporte de los mismos, y, de otra parte, la permeabilidad de los materiales de cabecera, junto con el mayor trayecto por el cauce, incrementa las pérdidas, tanto por infiltración como por trasmisión. Todos estos factores redundan en una reducción considerable de los flujos retardados.

Por lo que respecta al tiempo de concentración de la cuenca, es de 4 horas, 45 minutos, muy próximo al de retraso, en función de la rapidez con que se produce la avenida.

En síntesis, los tiempos de respuesta de la cuenca de la Rambla de Poyo se duplican para esta crecida en relación a la de noviembre de 1988, como consecuencia de la precipitación sobre la cuenca alta.



**6. EL SUCESO DE ABRIL DE 1991 (DIAS 16 Y 17)**

---

El suceso ocurrido los días 16 y 17 de abril de 1991 presenta características distintas a los analizados hasta el momento. Un episodio lluvioso primaveral de muy baja energía ocasiona crecidas de pequeña magnitud en la Rambla de Poyo y en el Barranc de Carraixet.

### 6.1. LA SITUACION SINOPTICA

Dentro del calendario de lluvias extremas mediterráneas, chubascos de elevada intensidad horaria marcan un pico secundario en primavera, a distancia del máximo principal de otoño. A pesar de las frecuentes irrupciones de aire frío en altura durante la primavera otros factores no resultan tan propicios para lluvias extremas como el otoño.

En este caso la tormenta está provocada por una gota fría centrada sobre el sudoeste peninsular. La gota se desgaja de la circulación general entre los días 12 y 13, a partir de la estrangulación de una gigantesca vaguada ubicada sobre las Islas Británicas y el Mar Cantábrico. Durante los días 14 y 15 desciende en latitud y se centra sobre la Península Ibérica, adoptando una disposición elipsoidal de dirección NE-SW. Asociada a esta depresión en altura en superficie hay una familia de frentes, de la que destacan dos, uno mixto que afecta al E español y otro frío que avanza por el Atlántico hacia las costas de Portugal y Marruecos.

Durante el día 16 (fig. 6.1), la "gota" sigue centrada sobre el SW peninsular y el norte del Magreb. Es perfectamente detectable en la topografía de 500 Hpa., nucleada por aire a  $-24^{\circ}\text{C}$  (fig. 6.2). Un potente anticiclón localizado sobre el Atlántico norte e Islas Británicas la empuja hacia el sur, de manera que el *jet stream*, discurre sobre los  $50^{\circ}$  de latitud en la Europa septentrional, mientras la gota desprendida aparece cercana a los  $30^{\circ}$ , esto es, sobre el Magreb.

Esta situación en altura se corresponde en superficie con tres centros de bajas presiones. El más importante, coincidente con la "gota fría", se centra sobre el Atlántico y afecta a las costas occidentales de la Península y norte de Marruecos. Las otras dos, poco profundas, se ubican sobre los Pirineos y el Magreb.

Durante el día 17 (fig. 6.3) la situación atmosférica tiende a estabilizarse sobre la Península. En la superficie de 300 Hpa. el anticiclón nordatlántico ha ampliado su influencia hacia el sur, incluyendo dentro de su radio de acción el territorio ibérico. Al mismo tiempo se ha formado una segunda "gota fría" sobre el océano (entre los 30° y los 40° de latitud N y entre los 25° y los 40° de longitud W) por estrangulamiento de una vaguada que aparecía en esta zona en los mapas de altura del día anterior. En la topografía de 500 Hpa. se registran las dos gotas con temperaturas similares, en torno a -24°C. De las dos, la que se sitúa sobre la Península ha reducido sus dimensiones (empujada por el anticiclón nordatlántico) y afecta solamente al cuarto sudoccidental de la misma.

En superficie esta situación se traduce en un gran frente frío sobre el océano asociado a la "gota" atlántica, mientras sobre el continente aparecen tres centros de bajas presiones: en el Golfo de Cádiz, sobre Túnez y sobre el Golfo de Génova, el mayor gradiente barométrico.

La situación que acabamos de describir dio lugar a nubosidad abundante sobre todo el territorio peninsular con precipitaciones de débil cuantía pero cierta intensidad en gran parte del mismo, sobre todo en la cornisa cantábrica, área del Estrecho y zona mediterránea.

## 6.2. LAS PRECIPITACIONES

El episodio de abril de 1991 es de baja magnitud, con una duración media de unas cuatro horas y media, si bien globalmente se prolonga a lo largo de un período de casi trece horas (entre las 19:55 del día 16 y las 08:50 del 17).

En la cuadro 6.2 aparecen los 67 observatorios del SNM funcionales durante este episodio. Los pluviómetros de la red SAIH registraron mínimos fallos técnicos : de las 21 estacines disponibles *a priori*, solamente la 6E03 carece de calidad suficiente.

CUADRO 6.1. RELACION DE FICHEROS SAIH APTOS PARA SU ESTUDIO

FICHEROS	% ERROR (FILTRADO AUTOMATICO)	APTITUD DEFINITIVA (FILTRADO MANUAL)
1E04AA01	3.6	APTO
1E07AA01	4.4	APTO
6E02AA01	0.55	APTO
6E03AA01	80.8	NO APTO
7E03AA01	7.2	APTO
0S01AA01	0.2	APTO
0E01AA01	0.28	APTO
0E02AA01	0.27	APTO
0E03AA01	0.27	APTO
0O01AA01	0.27	APTO
0O02AA01	0.27	APTO
0O03AA01	16.9	APTO
0O04AA01	0.27	APTO
0P01AA01	0.27	APTO
0P02AA01	0.55	APTO
0P03AA01	0.83	APTO
0P04AA01	0.27	APTO
0P05AA01	0.27	APTO
0P06AA01	3.32	APTO
0L01AA01	0.27	APTO
0L02AA01	0.27	APTO

### 6.2.1. TOTALES PRECIPITADOS

Ambas redes presentan una particularidad derivada del período en que se produjo la lluvia . El cuerpo principal de la tormenta se registró, en la mayor parte de los observatorios, entre la tarde-noche del día 16 y la madrugada del 17. A efectos de la red SAIH, el suceso ocurre en dos días, aunque la duración real sea menor de 24 horas. Este hecho es distinto para la red del SNM: este Servicio realiza la toma de datos diarios a las 8 de la mañana, de modo que el episodio en su conjunto se incluye en el registro del día 16. Como en las otras tormentas a efectos de comparación de lluvia en el SAIH y SNM, la

consideración diaria del SAIH se ha retrasado a las 8 de la mañana.

Aclarada esta cuestión, los cuadros 6.2 y 6.3 presentan los milímetros de lluvia totalizados en este episodio en los observatorios del SNM y del SAIH respectivamente. Las figuras 6.4 y 6.5 cartografían la distribución espacial de los mismos.

CUADRO 6.2. PRECIPITACION ACUMULADA EN LOS PLUVIOMETROS DEL SERVICION NACIONAL DE METEOROLOGIA

OBSERVATORIO	DIA	OBSERVATORIO	DIA
SNM	16	SNM	16
	(mm)		(mm)
318	36	421m	28
319g	27	428	16
329	22	430e	16
330	20	433a	59
331b	7	434a	45
331i	9	436	50
334a	25	436e	40
334b	0	437	52
337	22	438	37
341	20	438b	35
342c	21	438c	36
342d	20	439e	40
342e	14	439i	38
344	11	439u	30
399	18	443a	47
399c	9	444	36
401	0	445	20
403e	0	445c	16
405b	72	446g	20
405i	13	446k	24
405j	10	446n	39
406	22	448a	15
408	31	448d	29
409	0	449a	26
410b	65	450b	26
414a	14	450c	24
416	14	452	10
418p	44	454a	100
419a	25	455	44
420i	24	456	23
420o	33	457	22
420u	40	500a	31
421c	30	501a	21
421f	20		

La cartografía de los datos del SNM evidencia un suceso que afecta a la mayor parte de la zona de estudio, pero que, en general, no totaliza grandes cantidades.

Son unas lluvias de distribución relativamente homogénea con puntos destacados muy localizados, generalmente mediatizados por el relieve. Ejemplo de ello lo constituye el mapa de la figura 6.4, donde cabe destacar tres focos de gran magnitud. El primero se registra en el pluviómetro de Onda (454a) y alcanza 100 mm, evidenciando la favorable disposición del Riu Sec a la entrada de flujos de levante y el efecto de pantalla orográfica de la Serra d'Espadà. El carácter puntual de la lluvia en Onda está corroborado por cuanto en el inmediato Betxí (455) se totalizan 44 mm y en el Pantano de Benitandus (452) apenas se acumulan 10 mm. El segundo foco se registra en la vertiente sur de la Serra Calderona, próximo a la Rambla Castellana, donde Casinos (405b) totaliza 72 mm. Los observatorios próximos de Bugarra (408) -31 mm- ó Lliria E.C. (409) -0 mm- también evidencian el carácter puntual de este máximo. Por último, la tercer área destacable afecta a la cuenca media del Palancia. En esta zona la precipitación abarca un sector relativamente amplio con totales alrededor de 50 mm: Begís (433a) -59 mm-; Gaibiel (437) -52 mm-; Altura (436) -50 mm-; Viver (434a) -45 mm- y Embalse del Regajo (436e) -40 mm-.

El resto del territorio totaliza precipitaciones que raramente superan los 30 mm, exceptuando el piedemonte de la Calderona, donde el observatorio del Lliria C.V. (410b) registra 65 mm, y el de Bétera B.H. (420u) 40 mm. Las menores cantidades de precipitación aparecen en algunos puntos de cierta altura del retablo montañoso: Andilla C.H.J. (403a) -0 mm-, Pantano de Buseo (401) -0 mm-; y en las proximidades de la costa sudoriental de la zona de estudio: Sagunt (445) -16 mm-, Valencia (416) -14 mm-, Silla (331b) -7 mm-, etc.

La cartografía elaborada a partir del SAIH resulta muy similar a la obtenida a partir del SNM.

CUADRO 6.3. PRECIPITACION ACUMULADA EN LOS PLUVIOMETROS DEL SAIH

ESTACION (SAIH)	DIAS
	16 y 17 (mm)
0E02	14.6
0E03	21.8
0L01	28.4
0L02	20.4
0O01	33.8
0O02	22.6
0O04	18.6
0P02	18.4
0P03	39.8
0P05	30.4
0P06	66
0S01	11.8
0P04	12.6
1E04	86.1
0P01	18.2
1E07	21.7
0E01	40
6E02	14.6
7E03	24
0O03	32.1

Aparecen dos zonas de máxima precipitación: al norte de Espadá, Onda (1E04) recoge 86 mm y Casinos (0P06) al sur de la Calderona, con 66 mm. La baja densidad de la red y escasa resolución cartográfica no permiten reconocer si se trata de una lluvia muy localizada o si, por el contrario, afecta a una zona más amplia, tal y como muestra las isoyetas del mapa.

Cantidades de lluvia de relativa consideración se registran a ciertas alturas del retablo montañoso septentrional (0E01: 40 mm, 0P03: 39.8 mm) y meridional (0P05: 30.4 mm), así como en el piedemonte de la Calderona: 0O01: 33.8 mm y 0O03: 32.7 mm.

Por último, al igual que en el mapa del SNM, los volúmenes de menor magnitud se registran, por lo general, en las proximidades de la costa: 0S01: 11.8 mm, 0E02: 14.6 mm, 1E07: 21.7 mm.

Para este episodio, la información del SNM y el SAIH ofrece mayor paralelismo que en noviembre de 1988 y septiembre de 1990. No obstante, el contraste entre

estaciones próximas entre sí pertenecientes a redes diferentes muestra algunas diferencias.

CUADRO 6.4. COMPARACION PUNTUAL ENTRE ESTACIONES DEL SAIH Y DEL SNM

ESTACIONES (SAIH y SNM)	DIAS 16 Y 17 (mm)
OS01 416	11.8 14
OO02 409	22.6 0
OO01 420u	33.8 40
OL02 341	20.4 0
OP04 403e	12.6 0
6E02 399	14.6 18
1E07 457	21.7 22

Este cuadro carece de tres pares de observatorios (0E02/421g; 0004/337u y 0P06/405a) utilizados en las otras dos tormentas por baja de los pluviómetros del SNM. De los siete pares comparados, cuatro presentan totales semejantes (OS01/416, OO01/420u, 1E07/457 y 6E02/399), mientras que en los otros tres (OO02/409, 0p04/403e, OL02/341) difieren los resultados (destacando la ausencia de lluvia en los tres observatorios del SNM).

#### 6.2.2. LA INTENSIDAD DE PRECIPITACION

De los tres episodios analizados, abril de 1991 presenta menos fallos técnicos en el SAIH, hecho que permite incrementar el número de puntos con información, tanto para el análisis a escala de cuenca (la Rambla de Poyo llega a contar con cuatro pluviómetros), como para el mesoescalar (en total se dispone de 20 estaciones).



### 6.2.2.1. VARIABILIDAD TEMPORAL

Como ya se ha comentado , la lluvia de este suceso es de baja magnitud y duración en comparación con los otros dos episodios. A menudo los hietogramas constan de un sólo núcleo que abarca el volumen total, sin precipitación dispersa. Por ello, en la mayor parte de observatorios los cuadros presentan un sólo núcleo que sintetiza las características totales del suceso. No obstante, se ha mantenido el mismo esquema porque pensamos que es un instrumento de síntesis y rápida lectura de información.

*\* Barranc del Carraixet: hietograma 0001 (Aforo en Barranc de Carraixet)*

Sobre 0001 (fig. 6.6) la precipitación apenas dura tres horas (desde las 22:40 del día 16 a las 01:40 del 17) y recoge en un sólo núcleo un volumen de 33.8 mm. El núcleo se descompone en un período inicial con estructura de pico y una segunda fase con características de precipitación de "ruido de fondo". Durante el primer período (entre las 23:00 y las 23:45 del día 16) precipita el 77% del volumen total. Se alcanza la intensidad máxima -74.4 mm/h- a las 23:05 horas y mantiene durante 45 minutos una intensidad media considerable (31 mm/h). El 23% de agua restante precipita entre las 24:00 del día 16 y las 01:40 del día 17, de una manera continuada pero con una intensidad máxima que no supera los 7.2 mm/h y una media cercana a los 4 mm/h.

CUADRO 6.5. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0001

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	22:40-01:40	3	100	33.8	100	74.4	11	16.34

(Días 16-17)

El pluviograma de precipitación acumulada (fig. 6.7) presenta un ascenso con dos tramos bien diferenciados . El primero, de trazo empinado, corresponde al pico inicial de máximas intensidades . Tiene lugar entre las 22:40 y las 23:45 y pasa de 0 a 26.4 mm en poco más de una hora. A las 23:35 se produce una ruptura de pendiente y la inclinación de la curva se vuelve suave como consecuencia de las bajas intensidades que se producen en la segunda parte del núcleo. Este lento incremento se mantiene de manera continuada hasta las 01:40 en que se alcanzan los 33.8 mm definitivos.

\* *Barranc del Carraixet: hietograma 0002 (Aforo en Rambla Castellana)*

Como en el hietograma anterior, la precipitación que registra el pluviómetro 0002 (fig. 6.8) corresponde a un solo núcleo de carácter compacto. Dura cuatro horas (entre las 21:40 del día 16 y las 01:40 del 17) en las que totaliza 22.6 mm. Su estructura es bastante homogénea, como lo demuestra que la intensidad máxima apenas alcanza 12 mm/h en dos ocasiones y la media ronda valores relativamente cercanos (5.5 mm/h). Además la desviación típica (3) es pequeña.

CUADRO 6.6. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0002

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
--------	-------------	------------------	-----------------------	------------	----------------------------	--------------------------	-------------------------	-------------------

1	21:40-01:40	4	100	22.6	100	12	5.5	3
---	-------------	---	-----	------	-----	----	-----	---

(Días 16-17)

El pluviograma de lluvia acumulada (fig. 6.9) consiste en una curva de ascenso continuado y suave pendiente. Unicamente alguna que otra muesca, preferentemente al inicio de la misma, señala breves períodos de ausencia momentánea de lluvia o cambio en el ritmo de acumulación. En general, la acumulación es continuada y regular.

\* *Barranc del Carraixet: hietograma 0P03 (Cueva Santa)*

Esta es la serie de precipitación más larga de todo el episodio (fig. 6.10). Dura 10 horas 25 minutos (entre las 22:10 del día 16 y las 08:35 del 17), durante las cuales se totalizan 42.2 mm. La mayor parte de la lluvia -- concentrada en un sólo núcleo de 7 horas 25 minutos (22:10, día 16 - 05:35, día 17)-- suma 39.8 mm, esto es, en el 71.8% del tiempo precipita el 94.6% del volumen. Como ocurría en la serie 0002 este núcleo presenta una estructura continuada en el tiempo con intensidades bastante homogéneas. La máxima tiene lugar a las 24:00 alcanzando apenas 24 mm/h durante 5 minutos. La desviación típica (3.8) es baja y la media de intensidad (5.3 mm/h) está relativamente próxima a la máxima.

Entre las 05:35 y las 08:35 precipita, en forma de lluvia dispersa 2.4 mm equivalente al 5'4% del hietograma, con muy bajas intensidades que no superan los 2.4 mm/h.

CUADRO 6.7. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0P03

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
--------	-------------	------------------	-----------------------	------------	----------------------------	--------------------------	-------------------------	-------------------

1	22:10-05:35	7h 25m	71.8	39.8	94.6	24	5.3	3.8
---	-------------	--------	------	------	------	----	-----	-----

(Días 16-17)

La curva de acumulación (fig 6.11) presenta una suave pendiente con débiles ondulaciones derivadas de los cambios de intensidad. Entre las 05:35 y la 06:40 del día 17 aparece un rellano correspondiente al final del primer núcleo e inicio de la precipitación dispersa. El incremento final aparece muy enmascarado por la morfología general de la curva (dada la baja pendiente de la misma desde las 03:35 horas hasta el final).

\* *Barranc del Carraixet: hietograma OL01 (Cabecera Séquia Major, Sagunt)*

El suceso en el pluviómetro OL01 (fig. 6.12) consta de un sólo núcleo de 4 horas 45 minutos de duración, entre las 23:55 del día 16 y las 04:40 del 17. Totaliza 38.4 mm distribuidos de manera desigual. En efecto, la lluvia aunque continua en el tiempo, presenta durante los primeros 25 minutos (23:55-00:20) estructura de pico, con una intensidad máxima de 38.4 mm/h y una media de 22 mm/h. Acumula en el 8.6% del tiempo el 32.4% de la lluvia de todo el suceso. A partir de las 00:20 horas la precipitación se ralentiza y la intensidades no superan los 10 mm/h.

En conjunto, la media (5.9 mm/h) se asemeja a las otras series analizadas. La desviación típica es mayor que en los puntos OP03 y 0002 (como consecuencia de la existencia, en la serie OL01, del pico inicial) y menor que en el 0001 (donde se da una punta de mayor intensidad).

#### CUADRO 6.8. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA OL01

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION	PROPORCION TIEMPO	TOTAL	PROPORCION DE LA SERIE	INTENSIDAD MAXIMA	INTENSIDAD MEDIA	DESVIACION TIPICA
		(horas)	(%)	(mm)	(%)	(mm/h)	(mm/h)	
1	23:55-04:40	4h 45m	100	28.4	100	38.4	5.87	6.7

(Días 16-17)

El pluviograma de precipitación acumulada (6.13) presenta un ascenso con dos tramos claramente diferenciados. El primero (entre las 23:55 y las 00:15), de gran pendiente, pasa de 0 a 9.2 mm en 25 minutos como consecuencia de la intensidad del pico inicial del núcleo. A partir de las 00:20 la pendiente de la curva se vuelve más suave, hasta finalizar a las 04:40 en 28.4 mm. Una vez más se pone de manifiesto el caracter predominantemente homogéneo de este episodio.

\* *Barranc del Carraixet: hietograma OP02 (Portaceli)*

Sobre OP02 (fig. 6.14) el suceso tiene una duración de tres horas y media (desde las 23:00 del día 16 hasta las 02:30 del 17), en las que se recogen 18.4 mm.

Como en casos anteriores, sólo existe un núcleo, de estructura compacta y distribución más o menos homogénea. La intensidad máxima se registra a las 23:35 del día 16, y apenas alcanza 16.8 mm/h durante 5 minutos. La intensidad media -5.13

mm/h- resulta representativa y la desviación típica -3.75- demuestra que la lluvia no es impulsiva.

CUADRO 6.9. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA OPO2

NUCLEO	TIEMPO	DURACION	PROPORCION	TOTAL	PROPORCION	INTENSIDAD	INTENSIDAD	DESVIACION
	REAL		TIEMPO		DE LA SERIE	MAXIMA	MEDIA	TIPICA
		(horas)	(%)	(mm)	(%)	(mm/h)	(mm/h)	
1	23:00-02:30	3h 30m	100	18.4	100	16.8	5.13	3.75

El pluviograma de precipitación acumulada (fig. 6.15) sigue la pauta general de las series anteriores, con un ascenso continuado y suave pendiente hasta un máximo de 18.4 mm a las 02:30.

\* *Rambla de Poyo: hietograma 0004 (Aforo en Rambla de Poyo)*

El hietograma registrado en este punto (fig. 6.16) dura 2 horas 55 minutos (entre las 22:10 del día 16 y las 01:05 del 17). En este tiempo recoge 18.6 mm aglutinados en un único núcleo de estructura compacta donde destaca un pequeño pico inicial entre las 22:50 y las 23:10. En estos 20 minutos (11% del tiempo) se recogen 5.2 mm (28% del volumen), con una intensidad máxima de 21.6 mm/h. El resto de la tormenta mantiene las mismas características de baja intensidad (por debajo de los 10 mm/h) que vienen repitiéndose en los hietogramas anteriores, con una media ligeramente superior -6.2 mm/h- y una desviación típica -4.6- poco significativa.

CUADRO 6.10. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0004

NUCLEO	TIEMPO	DURACION	PROPORCION	TOTAL	PROPORCION	INTENSIDAD
	REAL		TIEMPO		DE LA SERIE	MAXIMA
		(horas)	(%)	(mm)	(%)	(mm/h)
MEDIA	TIPICA					
						(mm/h)
1	22:10-01:05	2h 55m	100	18.6	100	21.6
6.2	4.6					

(Días 16-17)

La curva de acumulación (6.17) es más regular, si cabe, que las observadas hasta el momento, con suave pendiente que corrobora la distribución homogénea de la precipitación.

\* *Rambla de Poyo: hietograma 7E03*

En este pluviómetro llueve casi ininterrumpidamente durante 2 horas 55 minutos, desde las 21:15 del día 16 hasta las 00:10 del

17 (fig. 6.18). Durante este tiempo se totalizan 24 mm. Existe un único núcleo, cuya estructura muestra un pico bien diferenciado entre las 21:50 y las 22:25, que aporta el 66% del agua precipitada (15.8 mm) en el 20% del tiempo. Dicho pico emerge de una precipitación de "ruido de fondo" con valores que no superan los 7.2 mm/h y llega a alcanzar un máximo de 50.4 mm/h. Durante los 35 minutos que dura este pico, la intensidad media es de 24 mm/h, bastante elevada en comparación con la media global (8 mm/h). La impulsividad de la serie se refleja en el valor de desviación típica por encima de las 10 unidades.

CUADRO 6.11. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 7E03

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
--------	-------------	------------------	-----------------------	------------	----------------------------	--------------------------	-------------------------	-------------------

---

1	21:15-00:10	2h 55m	100	24	100	50.4	8	10.58
---	-------------	--------	-----	----	-----	------	---	-------

(Días 16-17)

También la curva acumulada de lluvia refleja mayor impulsividad. La figura 6.19 muestra un ascenso lento inicial, con un súbito incremento de pendiente casi vertical entre las 21:50 y las 22:25 (se pasa de 1.6 a 17.4 mm en 35 minutos) . A partir de las 22:25 se produce una ruptura de pendiente y el ascenso pierde inclinación progresivamente hasta alcanzar los definitivos 24 mm a las 00:10 horas.

\* *Rambla de Poyo: hietograma OP05 (Siete Aguas)*

El episodio lluvioso en este punto tiene lugar entre las 19:55 del día 16 y las 00:20 del 17 (fig. 6.20). En 4 horas 25 minutos se recogen 30.4 mm, distribuidos en un núcleo, cuya estructura difiere un tanto de los analizados hasta el momento: presenta dos picos claramente diferenciados que emergen de una precipitación de "ruido de fondo" muy bajo (2.4 mm/h). El primer pico -- entre las 20:45 y las 21:55-- contiene la intensidad máxima del suceso -43.2 mm/h- y aporta el 21% del total caído durante el 5.6% del tiempo del suceso. Diez minutos después, comienza el segundo pico que se prolonga entre las 21:05 y las 21:30. En 25 minutos (9.3% del suceso) precipita 12.4 mm (41%) con una intensidad máxima de 40.8 mm/h. A partir de las 21:30 se produce precipitación "de ruido de fondo" de intensidades muy bajas.



CUADRO 6.12. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA OPO5

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	19:55-00:20	4h 25m	100	30.4	100	43.2	6.75	9.84

(Días 16-17)

En el pluviograma de lluvia acumulada (fig. 6.21), el ascenso de la curva es bastante accidentado, con un momento de gran pendiente, entre las 20:45 y las 21:25 del día 16 (se pasa de 2.2 a 20.8 mm). Una muesca a las 21:00 señala la separación entre los dos picos. A partir de las 21:30 la curva pierde pendiente bruscamente y se vuelve casi horizontal hasta el final.

\* *Rambla de Poyo: hietograma 0003 (Aforo en el Turia)*

El pluviómetro 0003 (fig. 6.22) totaliza 32.1 mm caídos durante 3 horas 20 minutos (entre las 22:05 del día 16 y las 01:25 del 17). Al igual que en los hietogramas anteriores la lluvia se agrupa en un núcleo compacto con la particularidad de que la intensidad máxima (33.6 mm/h) acontece aislada al inicio (22:05). Después siguen 10 minutos de ausencia de lluvia, transcurridos los cuales precipita sin interrupción el resto. Entre las 22:20 y las 23:05 horas del día 16 se registran las intensidades más elevadas (excepción hecha del mencionado intervalo aislado del comienzo), con una media por encima de los 16 mm/h y una máxima de 26.40 mm/h. Durante estos 50 minutos (25% del tiempo) se recoge casi la mitad (45%) de la lluvia total del suceso. A partir de las 23:10 la lluvia es más o menos constante con una intensidad máxima que no supera los 12 mm/h y una media de 6.6 mm/h.

CUADRO 6.13. CARACTERISTICAS DEL HIETOGRAMA 0003

NUCLEO	TIEMPO REAL	DURACION (horas)	PROPORCION TIEMPO (%)	TOTAL (mm)	PROPORCION DE LA SERIE (%)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA
1	22:05-01:25	3h 20m	100	32.1	100	33.6	9.39	7.12

(Días 16-17)

El pluviograma de precipitación acumulada (fig. 6.23) muestra un ascenso inicial de gran pendiente pero corto recorrido. Luego, tras un diminuto rellano estabilizado en 2.8 mm durante 10 minutos, se inicia un ascenso ininterrumpido. Pese a que la pendiente general es suave, existe un tramo, entre las 22:20 y las 23:05, con mayor inclinación (pasa de 2.8 a 16.7 mm en 50 minutos) que coincide con el período de mayor intensidad del hietograma. A partir de las 23:10 la curva pierde verticalidad y el incremento es lento y pausado hasta acumular 32.1 mm a las 01:25 horas.

## \* Conclusiones

Los nueve pluviómetros muestran un episodio lluvioso destacable por la reducida magnitud de volumen, duración e intensidad máxima de cada hietograma. En las cuatro horas y media de duración promediada del episodio se recoge una lámina media de agua por debajo de los 30 mm en la mayoría de los hietogramas, aportada por núcleos únicos. Esta equivalencia entre hietograma y núcleo permite analizar directamente los resultados de la cuadro 6.14.

Una de las diferencias más importantes respecto de los sucesos anteriores radica en la pérdida de torrencialidad: no estamos ante una tormenta especialmente impulsiva. Este hecho se constata en los parámetros de dispersión. Aunque la diferencia entre intensidad máxima y media, es apreciable en algunos pluviómetros (64.8 mm en el OP06; 63.5 mm en el 0001; 47.2 mm en el OS01), por lo general se mantiene por debajo de los 35 mm. Destacan algunos donde la diferencia es realmente débil (OP04: 2.8 mm; 0002: 6.47 mm y 6E02: 11.4 mm) y en los cuales las intensidades máximas fueron inferiores a 14 mm/h. La desviación típica es reducida: salvo algunos casos de cierta consideración (0001: 16.34, OP06: 16.29 y 1E04:13.4) la mayoría de los hietogramas oscilan entre 3.5 y 8. El coeficiente de variación de la intensidad corrobora esta tendencia general con un rango de valores entre 53.3% y 150% (ciertamente bajo en comparación con el episodio de noviembre de 1988, donde se situaba entre 175% y 295%, y con el de septiembre de 1990, donde variaba entre 97% y 361%). Además, en este suceso, siete pluviómetros (0E01, 0002, 0003, 0004, OP02, OP03 y OP04) presentan valores por debajo del 100%, cuando en las tormentas anteriores solamente se producía en un caso (pluviómetro 0E01 en septiembre de 1990). Resumiendo, los parámetros de dispersión de este episodio evidencian baja torrencialidad en relación a las otras dos tormentas anteriormente estudiadas.

CUADRO 6.14. CARACTERISTICAS GENERALES DE TODOS LOS HIETOGRAMAS

FICHERO	DURACION (horas)	TOTAL LLUVIA (mm)	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	INTENSIDAD MEDIA (mm/h)	DESVIACION TIPICA	COEFICIENTE VARIACION
1E04	8.66	86.1	52.8	9.84	13.4	136.1
1E07	2.75	21.7	31.2	7.6	8.14	107.1
6E02	4.83	14.6	14.4	2.96	3.4	114.8
7E03	2.91	24	50.4	8	10.58	132.25
OS01	2	11.8	52.8	5.6	10.7	191
OE01	10.08	40	26.4	3.9	3.53	90.5
OE02	2.58	14.6	33.6	5.47	6.18	113
OE03	3.25	21.8	50.4	6.54	9.18	140.3
0001	3	33.8	74.4	10.9	16.34	150
0002	4	22.6	12	5.53	2.95	53.3
0003	3.33	32.1	33.6	9.39	7.12	75.8
0004	2.83	18.6	21.6	6.2	4.6	74.2
OP01	7.16	18.2	19.2	2.5	3.72	148.8
OP02	3.5	18.4	16.8	5.13	3.75	73
OP03	10.41	39.8	24	4	3.89	97.2
OP04	5.58	12.6	4.8	2.22	1.9	85.5
OP05	4.41	30.4	40.8	6.75	9.84	145.7
OP06	5.41	66	76.8	12	16.29	135.7
OL01	4.75	28.4	38.4	5.87	6.7	114.1
OL02	2.66	20.4	38.4	7.4	8.75	118.2

Además en este suceso no se detectan diferencias claras en las "maneras de llover" entre litoral y retablo montañoso. Se registran picos relativamente pronunciados en los pluviómetros ubicados por debajo de los 200 m s.n.m. (OE03, OS01, 0001, OL02) y también en los del retablo montañoso (OP05, OP06, 7E03, OL01). El caracter compacto y relativamente homogéneo que mantienen los pluviómetros del relieve montañoso también aparece en algunos del litoral (0002, 0004).

Las curvas de acumulación presentan incrementos de pendiente moderada, sin grandes escalones, que denotan un tipo de lluvia generalizado y constante en el tiempo.

#### 6.2.2.2. VARIABILIDAD ESPACIAL

La figura 6.46 representa las máximas intensidades absolutas registradas en cada intervalo de tiempo. Los diferentes ciclos por los que pasa la tormenta de abril de



1991 no están tan definidos como en septiembre de 1990 pero son más evidentes y menos variables que en noviembre de 1988. Salvo en los momentos finales del episodio (a partir de las 03:55 aproximadamente) la intensidad mínima ronda los 10 mm/h, por lo cual los picos emergen siempre de un "ruido de fondo" relativamente elevado. En ningún momento deja de llover en alguna de las estaciones de la zona de estudio. Este hecho corrobora una vez más el carácter continuo de la precipitación.

Los tiempos elegidos para la representación cartográfica seriada cada cinco minutos son los siguientes:

- Tipo "a" (21:25-22:40, día 16). La cartografía a lo largo de 1 hora 15 minutos recoge la gestación y declive del momento álgido de la tormenta. La punta (76.8 mm/h) se mantiene durante 10 minutos y la media de las máximas apenas alcanza 34.6 mm/h (muy baja en comparación con los otros episodios pero importante en relación con el rango de intensidades de esta tormenta).

- Tipo "b" (23:55, día 16 - 01:10, día 17). De los tres sucesos analizados es en éste donde el período "b" se ajusta con mayor precisión a los criterios con los que lo hemos definido. En 1 hora 15 minutos mantiene intensidades considerables que, salvo en los intervalos inicial y final, no desciende de 33 mm/h. La punta alcanza 52.8 mm/h y la media de las intensidades máximas (36.7 mm/h) curiosamente supera a la del tipo "a". Ello es debido a que el intervalo "a" se inicia y se agota con relativa rapidez, de manera que, si bien se alcanzan las intensidades máximas, su constancia en el tiempo es escasa, mientras que en el período que nos ocupa ocurre lo contrario.

- Tipo "c" (03:25-04:35, día 17). Solamente en los intervalos finales del episodio es pausable encontrar un momento con verdadero "ruido de fondo", dada la escasez de intensidades mínimas mantenidas a lo largo del desarrollo de la tormenta. Durante 1 hora y 10 minutos las máximas no superan los 9.6 mm/h, con una media de 4.8 mm/h.

\* Tipo "a" (21:25-22:40, día 16)

La serie cartográfica comienza a las 21:25 horas del día 16. En este momento solamente llueve, con muy bajas intensidades, en la parte occidental, siguiendo una franja meridiana que abarca desde la cabecera de la Rambla Castellana hasta las sierras de Santa María, Cabrera y Malacara. Parece tratarse de un área mesoescálica de precipitación (LMSA) que supera, por el oeste, los límites de la zona de estudio. En el seno de la misma se registran dos focos de mayor intensidad: uno en la Rambla Castellana (0P06: 12 mm/h) y el otro próximo a la cabecera de la Rambla de Poyo (0P05: 12 mm/h). Tanto los relieves septentrionales, Espadà y Calderona, como la llanura litoral no registran precipitación.

Cinco minutos más tarde (21:30) el pluviómetro 0P05 ha reducido su intensidad a 7.2 mm/h, pasando a formar parte del área mesoescálica, mientras el 0P06 ha incrementado su energía. La extensión y localización de la LMSA se mantiene más o menos estable.

A las 21:35 se produce un cambio radical. La célula convectiva registrada por el pluviómetro 0P06 casi quintuplica, en tan solo 5 minutos, su intensidad (64.8 mm/h). El resto de estaciones mantienen los valores anteriores. Se trata de una célula individual desarrollada en el seno de un área mesoescálica de precipitación.

A las 21:40 la energía de la célula sigue aumentando, a ritmo más moderado, hasta alcanzar la máxima intensidad absoluta del suceso -76.8 mm/h-. Además el área mesoescálica de precipitación se ha extendido ligeramente hacia el este, siguiendo el valle de la Rambla Castellana, incluyendo también el pluviómetro 0002.

Esta situación se mantiene sin cambios a las 21:45. Los mapas de las 21:40 y 21:45 reflejan el campo de precipitación en el momento álgido del suceso.

A las 21:50 comienza el declive de la célula sobre 0P06, aunque se mantiene un ritmo importante de precipitación (52.8 mm/h). Al mismo tiempo en los relieves

meridionales de la zona de estudio comienza a formarse una nueva célula sobre el punto 7E03 que precipita con una intensidad de 21.6 mm/h. La LMSA sigue afectando a los relieves y al sector occidental de los ibéricos, mientras el resto del espacio no registra precipitación.

En el mapa siguiente -21:55- puede apreciarse como en el seno de esta área mesoescálica el punto 0P06 mantiene su intensidad -52.8 mm/h- mientras que 7E03 ha pasado en cinco minutos de 21.6 a 50.4 mm/h. Este mapa recoge un intervalo de tiempo en que dos células, insertas en la misma área mesoescálica de precipitación pero diferente evolución, presentan intensidades muy similares.

Cinco minutos después -22:00- ambas células han reducido su intensidad a casi la mitad (0P06:26.4 mm/h y 7E03:31.2 mm/h). La primera prosigue su declive y la segunda lo inicia en estos momentos.

A las 22:05 la LMSA, -- ubicada hasta ahora más o menos estática sobre un sector del retablo montañoso-- amplía su influencia hacia el este, a través del valle del Turia (a la altura de Lliria y Benaguassil) e incluye los puntos 0002 y 0003. En este contexto la célula situada sobre 0P06 sigue su declive (14.4 mm/h), sobre 7E03 presenta una débil reactivación (33.6 mm/h) y aparece un nuevo foco de intensidad 33.6 mm/h sobre el punto 0003.

Este nuevo foco desaparece a las 22:10 y en cambio sobre 0P06 se reactiva la intensidad (19.2 mm/h). tal vez la célula registrada en el punto 0003 en el mapa anterior se ha encauzado por el valle de la Rambla Castellana contribuyendo al incremento de energía del punto 0P06. De hecho los otros dos pluviómetros ubicados en esta rambla, 0002 y 0P04, muestran intensidades ligeramente superiores a las del conjunto mesoescálico, lo que parece confirmar a este valle como vía preferente de penetración de humedad. Dos puntos del litoral, 0E03 y 0004, comienzan a registrar muy baja intensidad de precipitación (2.4 mm/h). Por su parte, el pluviómetro 7E03 manifiesta una notable reducción (21.6 mm/h).

A las 22:15 el punto 7E03 mantiene --aunque disminuida-- su intensidad -12 mm/h-, mientras en OP06 asciende ligeramente a 24 mm/h. En el resto del área mesoescálica no se aprecian variaciones significativas. Solamente cabe remarcar que en el llano litoral algunos puntos (0E03 y 0L02) siguen registrando precipitación de "ruido de fondo" que hace pensar en la extensión hacia el este de la LMSA.

Este hecho se corrobora en el mapa siguiente -22:20-. En efecto, el área mesoescálica de precipitación incluye ya cuatro pluviómetros del litoral -0002, 0003, 0E03 y 0004- ubicados en el valle del Turia y Rambla de Poyo. 0003 detecta una célula que precipita 26.4 mm/h. Por su parte OP06 y 7E03 han reducido su energía, sobre todo el segundo.

En el mapa de las ,22:25 sigue el declive de la célula OP06 (16.8 mm/h) y 0003 (24.8 mm/h) mientras que el punto 7E03 ha pasado ya a formar parte de la precipitación mesoescálica (4.8 mm/h).

Cinco minutos después, --(22:30)-- la situación apenas ha variado. Se mantienen prácticamente las mismas intensidades, con máximas en la Rambla Castellana. A las 22:35 prosigue el agotamiento de las células OP06 y 0003 hasta su práctica extinción a las 22:40, siempre incluidas en un área mesoescálica de muy baja intensidad centrada sobre el sector orográfico occidental, mientras en el resto no llueve.

\* Tipo "b" (23:55, día 16 - 01:10, día 17)

La serie cartográfica comienza a las 23:55 del día 16, con una situación de lluvia de baja intensidad generalizada en la mayor parte de la zona de estudio. Podría hablarse del área mesoescálica de precipitación que se registraba en el período anterior sobre el sector occidental de la zona de estudio, y que una hora y cuarto después se ha desplazado hacia el E (tal y como apuntaba la tendencia del período "a") incluyendo en su ámbito de acción todo el territorio. En el seno de dicha LMSA destaca el pluviómetro

de Cueva Santa (0P03) donde parece gestarse una célula convectiva (12 mm/h).

El mapa de los cinco minutos siguientes -24:00- confirma esta hipótesis: 0P03 ha doblado su intensidad al tiempo que en el valle del Palancia, pluviómetro 0L01, se ha pasado en cinco minutos de 4.8 mm/h a casi 40 mm/h de precipitación. Este mapa presenta las tres escalas jerárquicas que venimos observando en la estructura espacial de la lluvia: por una parte tenemos una LMSA que afecta a casi la totalidad del territorio, el seno de la cual aparece una SMSA de unos 200 Km<sup>2</sup> de extensión. Por último los pluviómetros 0P03 y 0L01 registran la actividad de dos células convectivas con intensidades de 12 y 38.4 mm/h respectivamente. La ubicación de estas células está evidentemente favorecida por la disposición orográfica del Palancia. Llegados a este punto es conveniente aclarar que la escasez de pluviómetros no permite afirmar categóricamente que se trate de una SMSA y, por contra, podría corresponder a *cells cluster* de carácter aislado. Sin embargo los mapas siguientes denotan una concentración de lluvia sobre el sector septentrional de las sierras Calderona y Espadá, que parece corroborar una SMSA.

A las 00:05 ambas células se han desgastado considerablemente (0P03: 9.6 mm/h; 0L01:28.8 mm/h), al tiempo que sobre Onda (1E07) aparece otra súbitamente con 33.6 mm/h de intensidad. Parece ser que, siempre en el seno de la LMSA, la SMSA se está desplazando hacia el norte, ocupando una superficie entorno a los 225 Km<sup>2</sup>.

En el mapa de las 00:10 puede observarse cómo la célula del punto 0L01 mantiene su intensidad al tiempo que la del 1E04 sube hasta 43.2 mm/h. Cinco minutos después - 00:15- la primera se ha extinguido mientras que la segunda desciende a 38.4 mm/h.

Sin embargo a las 00:20 cambia la tendencia. La disposición del valle del Riu Sec y la relativa cercanía del mar permite la renovación de la humedad 1E04 reactiva su intensidad a 52.8 mm/h. Además sobre el embalse del Regajo (0E01) surge un nuevo foco de precipitación (26.4

mm/h) confirmando la localización, cada vez más septentrional, de la SMSA. Por lo que respecta a la LMSA parece experimentar cierto movimiento de vaivén tendente a una retirada oscilante del sector más occidental de la zona de estudio. Así OP04, OP03 y 7E03, registran ausencia total de lluvia o intensidades muy bajas, características propias del límite externo de una LMSA.

A las 00:25 la célula del punto OE01 se ha agotado prácticamente y la del 1E04 inicia también su declive (45.6 mm/h). Por su parte, el pluviómetro OP03 registra el inicio de otro foco convectivo que precipita a un ritmo de 12 mm/h. Finalmente, "intensidades de fondo" relativamente elevadas en pluviómetros cercanos (OP01: 9.6 mm/h; OE01: 7.2 mm/h) corroboran una vez más la existencia más que de células aisladas, de una pequeña área mesoescálica dentro de la LMSA en este sector septentrional.

A las 00:30 la SMSA presenta una disposición similar a la anterior excepto el punto OP01 que está registrando una pequeña célula (19.2 mm/h). En este mapa se reconocen tres células activas dentro de la pequeña área mesoescálica de precipitación. Se detecta también una célula aislada, *cell cluster*, de 12 mm/h de intensidad sobre el pluviómetro 0003, emplazado próximo al contacto del llano con la vertiente sur de la Calderona, en la confluencia de la Rambla Castellana con el Turia.

Cinco minutos después --00:35--, la situación permanece prácticamente inalterada. El pluviómetro 1E04 mantiene una intensidad considerable (45.6 mm/h) durante un cuarto de hora, hecho que implica una renovación constante de energía a través de los vientos de levante.

Esta afirmación se confirma en el mapa siguiente - 00:40- donde la intensidad del punto 1E04 no sólo no decae sino que se incrementa a 48 mm/h. Las otras dos células de la SMSA septentrional han iniciado su declive con intensidades de 7.2 mm/h en el pluviómetro OP03 y 14.4 mm/h en el OP01. La célula aislada del 0003 ha reducido su energía -9.6 mm/h- al tiempo que aparece otra en el punto 0002 con 12 mm/h. Este ejemplo, junto con otros que se han

venido observando a lo largo de las series cartográficas, confirma a la vía Turia - Rambla Castellana como trayecto de penetración de flujos inestables hacia el retablo montañoso.

A las 00:45 la SMSA se centra casi exclusivamente en la célula de Onda (1E04), cada vez menos intensa (40.8 mm/h). En efecto, el punto OP03 ha pasado a formar parte de la LMSA y el OP01 -aún con 12 mm/h de intensidad- muestra la misma tendencia a la desaparición. Posiblemente el territorio situado al norte la zona de estudio esté recibiendo en estos momentos el grueso de precipitación. Sin embargo no sólo se está desplazando hacia el norte la SMSA sino que, a gran escala, la LMSA también muestra esta trayectoria. En efecto los pluviómetros más meridionales (7E03 y 0L02) ya no registren lluvia. Además, contrariamente a lo que ocurría en el período "a", el campo mesoescálico de lluvia a gran escala se ubica preferentemente sobre los relieves ibéricos y el llano litoral.

Los cinco mapas siguientes constatan el agotamiento paulatino de la célula situada sobre 1E04, así como el declive o quizás desplazamiento hacia el norte de la SMSA. Por su parte la LMSA prosigue su lento viaje septentrional: a las 01:10 las estaciones situadas al sur de la 0004 ya no registran lluvia.

\* Tipo "c" (03:25-04:35, día 17).

Esta serie cartográfica comienza a las 03:25 del día 17, esto es, 2 horas 15 minutos después que ha finalizado la cartografía del período "b". Durante este lapso, se ha trasladado hacia el norte el área mesoescálica de precipitación, superando los límites septentrionales de la zona de estudio. En la mayor parte del territorio ha dejado de llover y solo se registra precipitación en una franja de dirección NW-SE que arranca de la Serra d'Espadà y vertiente norte de Calderona y acaba en el mar.

Este período "c" muestra características distintas respecto de los analizados con la misma letra en las otras dos tormentas. En aquellas no existía un campo de lluvia claramente definido, sino que era esporádica y aislada en puntos preferentemente localizados del retablo montañoso. En esta ocasión, el tiempo "c" cartografía el límite meridional de una LMSA, cuyo epicentro desborda por el norte el límite de nuestra zona de estudio. Dentro del ámbito cartografiado, destaca el punto 0E01 con una intensidad de ruido ligeramente superior al resto de pluviómetros (7-2 mm/h), claramente determinado por la disposición de los relieves respecto de los flujos húmedos.

En su desplazamiento septentrional la LMSA va desapareciendo de una manera vacilante pero progresiva de la vertiente norte de la Serra Calderona y de las zonas litorales para circunscribirse cada vez más a la Serra d'Espadà. Así, de los seis pluviómetros afectados por la lluvia al inicio del período (0P03, 0L01, 0E01, 0P01, 1E04 y 1E07), a las 04:40 horas sólo llueve en dos de ellos (0E01 y 1E04), ubicados en sendos valles (Palancia y Riu Sec) favorables a la penetración de humedad. En el resto de puntos la lluvia ha ido cesando, empezando por los pluviómetros más meridionales -0P03 y 0L01- y aquellos cuya disposición no favorece la penetración de flujos de levante -0P01- y siguiendo por los litorales -1E07-. Así pues, los últimos vestigios de lluvia se registran en las zonas más septentrionales del retablo montañoso, en puntos relativamente altos de valles abiertos al mar.

#### \* Conclusiones

En este suceso los tres tipos de lluvia dentro de la distribución temporal de la misma aparece bastante equilibrada en el tiempo, de manera que el período "a" se da al principio de la tormenta, el "b" hacia la mitad y el "c" en el final. Este hecho añade información adicional por cuanto que, además de detallar el desarrollo de los distintos períodos, permite reconocer la evolución general





de la tormenta. Así, se puede hablar de un área mesoescálica de amplio radio que comienza a afectar la zona de estudio por el W y que, poco a poco, se va desplazando, hacia el E en un primer momento, para luego retirarse por el N. En el seno de esta LMSA se desarrollan tanto células aisladas -*cell cluster*- como pequeñas áreas mesoescálicas de precipitación que a su vez contienen una familia de células convectivas. El primer caso tiene su reflejo más interesante en la gestación del pico de mayor intensidad absoluta de la tormenta (recogida en el período "a"). Se trata de una célula aislada en el seno de una LMSA registrada en el valle de la Rambla Castellana. Llega a alcanzar 76.8 mm/h durante 10 minutos, mientras en el resto del área de lluvia la intensidad no supera los 2.4 mm/h.

Por lo que respecta a las SMSA, esta estructura aparece en el período "b", dando lugar a unas máximas absolutas relativamente importantes mantenidas durante algo más de una hora. Estas intensidades se deben a distintas células que conforman la pequeña área mesoescálica ubicada sobre la vertiente N de la Serra Calderona y la Serra d'Espadà. En ella la lluvia más importante se registra en valles abiertos al mar (Palancia, Riu Sec), cuya disposición favorece el encauzamiento de flujos locales de levante que renuevan la humedad del ambiente y precipitan al llegar al retablo montañoso.

Respecto al movimiento horizontal del campo de precipitación, las áreas mesoescálicas (LMSA y SMSA) presentan un movimiento hacia el E en un principio y hacia el N después, mientras las células convectivas tienen un carácter más estacionario. Quizás esta observación puede estar falseada por cuanto la mayor parte de células estudiadas se produce en el retablo montañoso, donde precisamente la densidad de la red SAIH es menor. Sin embargo, como en los sucesos anteriores, el estacionamiento de focos de intensidad sobre un punto es algo habitual. En síntesis, el desplazamiento de la LMSA tiene un carácter vacilante, oscilando continuamente sobre las zonas limítrofes y puede llegar a alcanzar, en algunos casos muy

puntuales del tiempo y del espacio, velocidades que rondan los 24 mm/h. La SMSA también manifiesta desplazamiento horizontal (en este caso hacia el N) relativamente más rápido que la LMSA y apoyado en la aparición de nuevas células en su dominio septentrional y la extinción paulatina de las meridionales. Por último, los individuos convectivos, en este episodio predominantemente detectados sobre el retablo montañoso, son de carácter estacionario: aparecen, evolucionan y se agotan *in situ*. La vida de estas células puede durar desde unos minutos hasta varias horas. Destaca en este sentido el punto 1E04 (fig 6.94) donde, en el seno de una SMSA, se registra una célula de 2h 25m (00:05-02:30, día 17) de duración. Los casos de persistencia reiterada se suelen producir en lugares proclives a la entrada de flujos húmedos que renuevan constantemente la energía de la célula. En este sentido el pluviómetro de Onda (1E04) denota la disposición favorable del valle del Riu Sec.

Por lo que respecta a las células ubicadas en el llano litoral, las registradas en las series cartografiadas presentan un carácter aislado, escasa duración e intensidades considerables. Se localizan preferentemente en los puntos de contacto con el relieve, evidenciando la influencia del "gatillo" orográfico.

Por último, la intensidad de "ruido de fondo" (período "c") presenta características distintas a los sucesos anteriores. En este caso no se trata de precipitación esporádica y aleatoria sobre el espacio, sino que obedece al extremo meridional de una LMSA que está saliendo por el norte de la zona de estudio. Este hecho confiere a la lluvia estructura de conjunto, con intensidad baja pero persistente y con desplazamiento horizontal en función de las directrices de la LMSA.

### 6.2.3. RELACION VOLUMEN INTENSIDAD: EL EFECTO OROGRAFICO

Este episodio es equiparable en ciertos aspectos a noviembre de 1988. A pesar de su baja energía y carácter

menos impulsivo, la precipitación tiene lugar a partir de un área mesoescálica de precipitación ligada a una inestabilidad atmosférica generalizada provocada por una gota fría. Afecta a toda la zona de estudio y, si bien los máximos volúmenes se recogen en el sector montañoso septentrional, no se trata de un fenómeno exclusivamente orográfico como ocurría en septiembre de 1990.

Por ello, la relación entre intensidad máxima y volumen acumulado de cada serie presenta dos tendencias, como pone de manifiesto la figura 6.95. La baja energía del episodio resta definición a este comportamiento dual. Como en noviembre de 1988 la recta "a" agrupa las estaciones ubicadas por encima de los 200 m s.n.m. y la "b" las emplazadas por debajo de esta cota. En el primer caso la variable de mayor peso es el volumen de precipitación acumulada, con totales que en el punto 1E07 superan los 86 mm, frente a una máxima de 52.8 mm/h, mientras que en el segundo caso destaca la variable intensidad máxima: el pluviómetro 0001 registra una punta de 74,4 mm/h para un total de 33.8 mm. A *grosso modo* y salvo algunas excepciones los mayores volúmenes de precipitación se recogen en el retablo montañoso y las intensidades máximas acontecen en el llano litoral.

Para más seguridad, también se aplicó el test  $U$  de Mann Withney sobre índices sintéticos volumen/intensidad máxima para cada serie. Se calcularon los índices y el valor de  $U$  para ambas muestras (series registradas por encima y por debajo de los 200 m s.n.m.) y se formuló la hipótesis nula ( $H_0$ ) considerando que las diferencias de comportamiento eran debidas únicamente al azar.

MUESTRA A: HIETOGRAMAS DEL LITORAL (< 200 m.s.n.m.)

ESTACION	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	VOLUMEN ACUMULADO (mm)	INDICE VOLUMEN/I. MAXIMA
0002	12	22.6	1.88
0E02	33.6	14.6	0.43
0E03	50.4	21.8	0.43
0L02	38.4	20.4	0.53
0001	74.4	33.8	0.45
0004	21.6	18.6	0.86
0S01	52.8	11.8	0.22
0003	33.6	32.1	0.96
1E07	31.2	21.7	0.70

MUESTRA B: HIETOGRAMAS DEL RETABLO MONTAÑOSO (> 200 m s.n.m.)

ESTACION	INTENSIDAD MAXIMA (mm/h)	VOLUMEN ACUMULADO (mm)	INDICE VOLUMEN/I. MAXIMA
0P03	24	39.8	1.66
0P05	40.8	30.4	0.75
0L01	38.4	28.4	0.74
0P06	76.8	66	0.86
0P01	19.2	18.2	0.95
0P02	16.8	18.4	1.10
0E01	26.4	40	1.52
6E02	14.4	14.6	1.01
0P04	4.8	12.6	2.63
1E04	52.8	86.1	1.63
7E03	50.4	24	0.48

Para un nivel de rechazo de 0.05, el valor de  $U=20.5$  permite desestimar la hipótesis nula. Por lo tanto, en esta tormenta cabe esperar un comportamiento estadísticamente diferente entre el retablo montañoso y el litoral para el 95% de los casos.

Estos resultados son semejantes a los de noviembre de 1988 y, como en esa ocasión, la explicación está

relacionada con la influencia que ejerce el relieve sobre la estructura de precipitación. El retablo montañoso recoge los volúmenes más elevados en función de la mayor frecuencia de células convectivas que, obligadas a ascender por el "gatillo" orográfico, precipitan sobre este sector. Por su parte, el litoral solo recibe lluvia de aquellas células lo suficientemente inestables como para precipitar sin necesidad del empuje mecánico inicial, hecho que deriva en mayores intensidades máximas.

Este comportamiento diferencial puede observarse también, como ocurría en noviembre de 1988, cuando comparamos el volumen acumulado y las desviaciones típicas (fig 6.96) como consecuencia de mayor impulsividad de la lluvia en el litoral. Existe sin embargo, diferencia con ese episodio si comparamos la intensidad media con el volumen acumulado. En el suceso de noviembre de 1988 la poca representatividad de las intensidades medias enmascaraba los resultados, de manera que todos los puntos se alineaban en una sólo tendencia. Por el contrario, en abril de 1991, como el episodio es menos impulsivo, la media de intensidad (fig. 6.97) resulta más representativa y sigue manteniéndose cierta dualidad de comportamientos entre el sector montañoso y el litoral.

Por último, si comparamos los tres episodios de lluvia entre sí, es curioso comprobar cómo el relieve determina un comportamiento diferencial en la lluvia para aquellos episodios en que existe un área mesoescálica de precipitación (LMSA) o campo de lluvia generalizado. Por el contrario, en sucesos exclusivamente orográficos, como el de septiembre de 1990, el fenómeno se circunscribe a un sector muy concreto inestabilizado por el relieve y el valor de las variables está en función de la proximidad o lejanía respecto de este sector.

### 6.3. LA ESCORRENTIA SUPERFICIAL

El comportamiento de la escorrentía superficial en este episodio es distinto de los sucesos anteriormente

analizados. Las diferencias radican en la reducida magnitud de crecida y la existencia de lluvias antecedentes. Son precisamente las lluvias antecedentes las que posibilitan que precipitaciones de baja magnitud en abril de 1991 desencadenen pequeñas avenidas en las cuencas de Carraixet y Poyo.

La lluvia precedente facilita la formación de escorrentía superficial. Un alto grado de saturación del suelo disminuye la capacidad de retención y de infiltración (DURAN *et al.*, 1985). SEGURA (1990) constata que, en el Riu Cervol, el 40% de los casos de escorrentía se inicia en función de la precipitación antecedente.

En nuestro caso, las lluvias previas afectaron, sobre todo, a la Rambla de Poyo, donde se registró una pequeña avenida durante los días 13 y 14 de abril, esto es, dos días antes de la que ahora vamos a considerar. En la cuenca del Carraixet no llegó a generarse escorrentía superficial precedente.

### 6.3.1. EL HIDROGRAMA DEL CARRAIXET

El hidrograma del Carraixet (fig. 6.98) registra una crecida de baja energía acorde con las características de la precipitación. En un tiempo base de 12 horas 45 minutos (04:45-17:30, día 17) circula un caudal de 0.17 Hm<sup>3</sup> que alcanza una punta de 9.5 m<sup>3</sup>/seg mantenida durante 1 hora 45 minutos (06:10-07:55) cuyo su centro de gravedad acontece a las 08:50 horas.

#### 6.3.1.1. LA PRECIPITACION EFECTIVA

El caracter relativamente homogéneo de la lluvia en este episodio incrementa la similitud de hietogramas. De hecho, los métodos promediadores apenas distorsionan la naturaleza del suceso.

Como en casos anteriores, las hipótesis de precipitación bruta consideran (i) el hietograma promediado

según los polígonos de Thiessen, y (ii), la serie más probable -0P02-.

La aplicación del modelo de pérdidas del SCS sobre estas hipótesis presenta umbrales específicos de 10.3 mm para la serie probable y 13.5 para la promediada.

CUADRO 6.15. APLICACION DEL MODELO DE PERDIDAS DEL S.C.S. PARA DISTINTOS UMBRALES DE ESCORRENTIA

SERIE	TOTAL PP BRUTA (mm)	UMBRAL ESCORRENTIA (mm)	TOTAL PP EFECTIVA	VOLUMEN PP EFECTIVA (Hm3)
0P02	19.4	$P_0$ litológico = 57.3	0	0
		$P_0$ balance hídrico = 10.3	1.4	0.17
PROMEDIADA	23.9	$P_0$ litológico = 57.3	0	0
		$P_0$ balance hídrico = 13.5	1.4	0.17

La gran diferencia entre umbrales basados en balances hídricos y los estimados en función de la litología deriva del papel determinante de la lluvia antecedente. En efecto, la permeabilidad de los materiales y de la intensidad de precipitación están minimizadas en un suelo relativamente saturado. En consecuencia, con un total de lluvia bruta en torno a los 20 mm, no solo se supera el umbral de escorrentía sino que se produce una pequeña crecida.

Descartadas las series basadas en umbrales de naturaleza litológica, se opta por las estimadas a partir de balances hídricos. En este sentido, tanto las características del episodio como las simulaciones de conversión lluvia-caudal (ver capítulo 7), apuntan hacia la serie promediada (fig. 6.99). Esta serie totaliza, en 8 horas 15 minutos, 1.39 mm de precipitación efectiva, con una intensidad máxima efectiva de 0.73 mm/h (fig. 6.100).

#### 6.3.1.2. LA RESPUESTA DE LA CUENCA

El volumen de agua precipitado en la cuenca del Carraixet durante el suceso de abril de 1991 es de 3.06 Hm3

y el escurrido 0.17 Hm<sup>3</sup>. Las pérdidas se cifran, por tanto, en 2.89 Hm<sup>3</sup> y el coeficiente de escorrentía en 0.05. Solamente el 5.5% del agua precipitada se transforma en crecida en la estación de aforos. Llegados a este punto, se observa cómo las lluvias antecedentes influyen sobre los parámetros absolutos de las pérdidas (reduciendo a más de la mitad el umbral de escorrentía) pero casi no varían las proporciones de agua escurrida durante la avenida. Esto es, se precisa menor cantidad de lluvia para que se produzca una crecida, pero durante la avenida circula un porcentaje muy bajo del agua precipitada. Este comportamiento parece reforzar el protagonismo de las fugas en el canal. En suelos relativamente saturados, disminuye la infiltración y se genera escorrentía directa a partir de un umbral notablemente reducido por las lluvias antecedentes. Una vez la escorrentía llega al canal, gran parte recarga los acuíferos subterráneos, como lo demuestra que menores umbrales de escorrentía impliquen los mismos coeficientes de circulación.

El tiempo de retraso de la cuenca es de 5 horas 55 minutos (casi el doble que el *flash-flood* de septiembre de 1990) en función de la reducción de la intensidad de la lluvia. Conviene destacar el papel de la intensidad de precipitación en el tiempo de respuesta de la cuenca, que a menudo se ha infravalorado en la bibliografía en favor de las características físicas de la cuenca.

No ocurre lo mismo con el tiempo de concentración, determinado por la configuración geomorfológica de la cuenca. En abril de 1991, el tiempo de concentración es de 8 horas 45 minutos, prácticamente idéntico al de septiembre de 1990 (8 horas 40 minutos) a pesar de unas lluvias radicalmente distintas. El tiempo de concentración de ambas crecidas difiere de la avenida de noviembre de 1988, tal vez porque el doble pico de esa avenida alargó el tiempo base de la misma y con él los tiempos de descenso y concentración.

La forma del hidrograma se asemeja al hietograma neto, dadas las condiciones semisaturadas del suelo que



limitan la influencia de los procesos de infiltración y almacenamiento. Todo ello reduce la distorsión que imprime la cuenca en los procesos de conversión lluvia-caudal. Apenas superados los 13.5 mm de umbral de escorrentía, el hidrograma reproduce la estructura temporal de la lluvia. Esto es, no se produce un *flash-flood*, sino que el caudal en el aforo va incrementando y decreciendo paulatinamente de acuerdo con las condiciones de precipitación.

No se manifiestan en el hidrograma las respuestas desagregadas de las subcuencas de Olocau y Pedralvilla, quizás por el tipo de crecida. En efecto, el *flash-flood* de septiembre de 1990 estuvo muy mediatizado por la intensidad de la lluvia y, sobre todo, por los componentes de la subcuenca. También en noviembre de 1988 se sucedieron dos picos de crecida, determinadas, en gran medida, por las características del soporte físico de las subcuencas. En esta ocasión (abril de 1991), no se forman dos picos de avenida independientes sino que el caudal en el aforo aumenta y mantiene la máxima intensidad durante casi dos horas. El limnógrafo registra la respuesta conjunta de las dos subcuencas que, paulatinamente, van aportando caudal al canal principal.

A pesar de la baja energía del suceso, el tiempo al pico es reducido, 1 hora 25 minutos, en relación directa con la estructura de la precipitación neta (las máximas intensidades se dan al inicio del hietograma) y de las condiciones de saturación de suelo. El tiempo de descenso es el más corto de las tres crecidas analizadas en el Carraixet, dada la brevedad del episodio lluvioso.

### 6.3.2. EL HIDROGRAMA DE LA RAMBLA DE POYO

El hidrograma registrado en la Rambla de Poyo puede observarse en la figura 6.101. Presenta un tiempo de base muy alargado, 21 horas 10 minutos (00:35-21:45, día 17), que contrasta con las crecidas de noviembre de 1988 (3 horas 30 minutos) y septiembre de 1990 (2 horas 10 minutos). Durante este tiempo, circula por el aforo un

volumen de 0.44 Hm<sup>3</sup> y un caudal máximo instantáneo de 29.5 m<sup>3</sup>/seg entre las 01:30 y las 01:45. Su centro de gravedad se sitúa a las 03:30 horas.

#### 6.3.2.1. LA PRECIPITACION EFECTIVA

Cuatro pluviómetros permiten evaluar la precipitación efectiva de este suceso:

CUADRO 6.16. PLUVIOMETROS QUE AFECTAN A LA CUENCA DE POYO

PLUVIOMETRO	AREA (Km <sup>2</sup> )	COEFICIENTE DE THIESSEN
0003	20.57	0.11
0004	74.8	0.4
0P05	86.02	0.46
7E03	5.61	0.03

El promedio, según los polígonos de Thiessen, de estos registros cada cinco minutos, conforman una primera hipótesis de precipitación bruta.

La segunda hipótesis parte de la serie más probable. De las cuatro estaciones que rodean la cuenca, la 0P05 (en cabecera) y la 0004 (en la parte baja) son las que, *a priori*, ejercen mayor influencia sobre la misma porque afectan respectivamente al 46% y 40% de su superficie.

El pluviómetro 0P05 se ubica fuera de la divisoria de aguas, un tanto alejado de la cuenca (Siete Aguas). Su estructura de lluvia formada por un intenso pico inicial de precipitación y el resto de lluvia de muy baja intensidad no concuerda con el hidrograma. Parece lógico pensar que el pico se invertiría en satisfacer el umbral de escorrentía, mientras el resto de lluvia sería responsable de formar la onda de avenida. Dicha onda, en su traslado desde la cabecera hasta la cuenca baja, se vería notablemente atenuada por los elementos de laminación del soporte físico y daría un hidrograma de punta más rebajada que el registrado por los radiómetros del aforo.

El hietograma 0004, presenta una estructura más acorde con el hidrograma: el pico de lluvia se produce al comienzo del aguacero y el resto del tiempo mantiene una media de intensidad superior a la registrada en OP05. Además, la estación 0004 está incluida dentro de la cuenca, por lo que, su influencia real sobre la misma es más importante que la de OP05. A todo ello es necesario añadir que la precipitación se produce en la parte baja (sobre materiales impermeables), hecho que posibilita el rápido registro de la punta de avenida (aspecto corroborado por los datos de caudal) sin el aplazamiento derivado de su acumulación por el lecho fluvial. Por todo ello consideramos como segunda hipótesis de precipitación bruta la serie 0004.

Como en los sucesos anteriores la precipitación efectiva se ha calculado según el método del SCS para las dos hipótesis de precipitación bruta. Los parámetros específicos de escorrentía, estimados a partir del balance hídrico, presentan valores de 12.5 mm para la serie promediada y 7.9 mm para la 0004.

CUADRO 6.17. APLICACION DEL MODELO DE PERDIDAS DEL S.C.S. PARA DISTINTOS UMBRALES DE ESCORRENTIA

SERIE	TOTAL PP BRUTA (mm)	UMBRAL ESCORRENTIA (mm)	TOTAL PP EFECTIVA	VOLUMEN PP EFECTIVA (Hm3)
0004	18.8	P <sub>0</sub> litológico = 46.5	0	0
		P <sub>0</sub> balance hídrico = 7.9	2.4	0.44
PROMEDIADA	25.9	P <sub>0</sub> litológico = 46.5	0	0
		P <sub>0</sub> balance hídrico = 12.5	2.4	0

Los umbrales de escorrentía (cuadro 6.17) aparecen notablemente reducidos como consecuencia de la lluvia antecedente que llegó a provocar, incluso, una pequeña avenida apenas dos días antes. Por ello las estimaciones basadas en umbrales litológicos no tienen validez en esta ocasión porque presuponen condiciones de suelo seco.

La selección del hietograma neto definitivo se llevó a cabo, pues, entre las series promediada y 0004, estimadas a partir de umbrales específicos. La aplicación del hidrograma unitario geomorfológico a los dos registros netos y su posterior contraste con el hidrograma (ver capítulo 7) revelan como más adecuado el hietograma 0004. Dicho hietograma concentra la precipitación en un único núcleo de 1 hora 40 minutos de duración (23:25, día 16 - 01:05, día 17), durante el cual se registran 18.8 mm y 2.5 mm/h de intensidad máxima.

#### 6.3.2.2. LA RESPUESTA DE LA CUENCA

Sobre la cuenca de la Rambla de Poyo situada aguas arriba del aforo precipita un volumen de 3.48 Hm<sup>3</sup>, de los cuales circulan 0.44 Hm<sup>3</sup>. Estas cifras implican un déficit de caudal de 3.04 Hm<sup>3</sup> y un coeficiente de escorrentía de 0.12. El 12% del agua precipitada se transforma en caudal de la crecida. Estos valores resultan relativamente elevados en comparación con los otros dos sucesos analizados. La justificación radica en las lluvias y avenida precedentes. En la Rambla de Poyo, se reduce el parámetro de escorrentía y aumenta el coeficiente. No ocurre como en el Carraixet, donde se reducía el umbral, pero se mantenía el coeficiente debido a las pérdidas por transmisión. En la cuenca de Poyo las lluvias precedentes son más cuantiosas que en la del Carraixet, hasta el punto de dar lugar a una pequeña avenida dos días antes. Dicha crecida antecedente satisface la capacidad de fugas en el canal y de almacenamiento en las orillas, de manera que, cuando sucede la crecida del día 17, el coeficiente de escorrentía se ha incrementado notablemente.

El tiempo de retraso, de 3 horas 10 minutos, es mayor que en noviembre de 1988 y menor que en septiembre de 1990. Parece que, para una misma cuenca, este parámetro temporal está muy influenciado por la ubicación e intensidad de la lluvia.

Que el grueso de la precipitación se produzca en la parte baja reduce los tiempos de viaje y acelera la respuesta de la cuenca (máxime si, como en este suceso, predominan los terrenos impermeables y existen lluvias antecedentes). Este factor determina que el tiempo de retraso de las avenidas de noviembre de 1988 y de abril de 1991 sea más corto que el de la septiembre de 1990, donde la lluvia se concentraba en cabecera. Por lo que respecta a las diferencias entre el retraso de la crecida de noviembre de 1988 (2 horas 20 minutos) y el de la de abril de 1991 (3 horas 10 minutos) --ambas ubicadas en la cuenca baja-- están relacionadas con la intensidad de precipitación. En este sentido, las lluvias de noviembre de 1988, con intensidades brutas de hasta 96 mm/h, provocan la rápida reacción de la cuenca. En el suceso que nos ocupa, a pesar de que las condiciones de saturación previa de la cuenca agilizan los procesos de conversión lluvia-caudal, las intensidades máximas brutas no superan los 22 mm/h y la respuesta de la cuenca se retrasa casi una hora en relación a noviembre de 1988.

El hidrograma presenta un ascenso relativamente rápido: en 55 minutos alcanza el nivel máximo, si bien la subida no es tan fulgurante como en los sucesos anteriores. El limbo de ascenso denota la influencia de la cuenca en la formación de la avenida súbita. Aunque la saturación del cauce reduce las posibilidades de formación de un frente de ola móvil y la estructura de la precipitación no es especialmente impulsiva, la curva de concentración muestra pendiente acusada y rápida advención del caudal máximo. Varias características físicas de la cuenca actúan como factores intensificadores de las crecidas y contribuyen a la formación del *flash-flood*, con independencia de la estructura de la precipitación y de la magnitud de la crecida.

i) Un relieve compartimentado con frecuentes rupturas de pendiente.

ii) Predominio de litologías impermeables en gran parte de la cuenca.

*iii)* Características morfométrica de la cuenca: bajas ratios de bifurcación y de elongación, y confluencia de los tributarios de orden superior.

*iv)* Red subdendrítica que implica cambios de velocidad entre el sector dendrítico de cabecera y la cuenca baja, favoreciendo así la formación de frentes de ola móviles.

Los tiempos de descenso y de concetración, son especialmente largos, de 20 horas y de 20 horas 20 minutos respectivamente. La amplia duración de estos parámetros está en relación con las lluvias previas y las características geomorfológicas de la cuenca. En efecto, la precipitación antecedente ha provocado la saturación del suelo y, si bien no preexiste caudal de base porque la crecida parte de cero, sí que se produce una larga curva de agotamiento alimentada por los flujos retardados. Estos aportes provienen de las plataformas de escasa pendiente, de los espacios de drenaje deficiente, de los cauces de fondo plano y de posibles contribuciones subálveas.

**7. SIMULACION MATEMATICA DE LA CRECIDA: EL HIDROGRAMA  
UNITARIO GEOMORFOLOGICO**

---

## 7.1. FUNDAMENTOS TEORICOS Y METODOLOGICOS

A menudo, la predicción de crecidas se ha basado en fórmulas matemáticas que estiman el caudal punta. Sin embargo, dichas fórmulas no facilitan información sobre la distribución temporal de la descarga hídrica (BRAS, 1990). El método más simple y adecuado para describir el hidrograma en su totalidad es el *hidrograma unitario*, introducido por SHERMAN en 1932.

### 7.1.1. EL HIDROGRAMA UNITARIO

Constituye un método de conversión lluvia-caudal que adolece de dificultades teóricas a pesar de lo cual ha proporcionado resultados aceptables a partir de series cortas de datos empíricos (DUNNE y LEOPOLD, 1978). "Se trata de una metodología capaz de deducir los caudales en función de las precipitaciones, es decir, llegar al detalle de la ley cronológica de las salidas de agua, una vez conocidas las entradas" (TEMEZ, 1978).

El hidrograma unitario es el correspondiente "a una pulgada (2'54 cm) de escorrentía generada por una precipitación de intensidad uniforme caída por unidad de tiempo" (DUNNE y LEOPOLD, 1978). Específico para cada cuenca, podría calificarse como su "huella dactilar" (MARCO y REYES, 1981).

Es aplicable solamente a la fracción de caudal superficial, y se basa en los siguientes principios (JOHNSTONE y CROSS, 1949):

a) Principio de constancia del tiempo de base: Para una cuenca dada, la duración de la escorrentía superficial correspondiente a lluvias de la misma duración es constante e independiente de la precipitación.

b) Principio de proporcionalidad: Dos aguaceros de intensidad uniforme e igual duración, pero distintos



volúmenes, originan caudales proporcionales a dichos volúmenes en una misma cuenca.

c) **Principio de superposición:** La distribución de la escorrentía superficial en el tiempo para un intervalo de lluvia dado es independiente de la escorrentía ocurrida en otros periodos de lluvia precedentes.

La aceptación de los citados principios equivale a asumir que el proceso de conversión lluvia-caudal sigue las leyes de un sistema lineal invariable en el tiempo. Aunque estos principios no son ciertos, la naturaleza parece no darse cuenta de sus leyes. Pese a que el sistema no es lineal, la variación es tan escasa que queda absorbida por los errores de predicción y por un cúmulo de factores no considerados (MARCO y REYES, 1981). En última instancia, la adopción de tales supuestos resulta de gran utilidad y conduce a resultados aceptables para multitud de propósitos (GARCIA BARTUAL, 1989). Hoy en día, sin embargo, la validez del hidrograma unitario para zonas áridas es muy criticada, en relación con el principio de constancia del tiempo de base (WHEATER, 1991). La diferencia de magnitud entre unas crecidas y otras en estos ambientes exacerba la no-linearidad de la conversión lluvia-caudal y afecta sobre todo al tiempo de base. Este hecho induce al uso de distintos hidrogramas unitarios para una misma cuenca según diversos ordenes de magnitud de avenida. De esta manera se mantiene la metodología pero con algunas modificaciones que incrementan su versatilidad y extrapolabilidad a ambientes semiáridos.

"Para que la diferencia en el reparto temporal y espacial de las precipitaciones de unos aguaceros a otros no deje sentir su influencia, es preciso acotar superiormente los valores de  $D$  (duración de la lluvia neta) y  $A$  (superficie de la cuenca). Como ordenes de magnitud se pueden señalar los siguientes:  $D < 1/5 T_c$  y  $A < 2.000 \text{ Km}^2$ . Si el episodio lluvioso es de mayor duración, procede descomponerlo en otros más cortos que cumplan la limitación impuesta, y el hidrograma total será una integración de los

correspondientes a los aguaceros parciales" (TEMEZ, 1978) (fig. 7.1). Aparece así el concepto de hidrograma unitario instantáneo como el resultado de hacer tender a cero la duración de la lluvia y a infinito la intensidad, manteniendo simultáneamente el volumen unidad de escorrentía. Es un concepto matemático puro, que permite pasar a una formulación continua.

Siguiendo este razonamiento, el caudal de escorrentía en el tiempo  $Q(t)$  dependerá del área de la cuenca, de la intensidad de la lluvia efectiva y del hidrograma unitario instantáneo (IUH):

$$Q(t) = A \int_0^t u(t-x)R(x)dx \quad (1)$$

donde:  $A$  = Área de la cuenca

$u$  = Hidrograma unitario instantáneo

$R$  = intensidad de la lluvia efectiva

Puesto que las variables  $A$  y  $R(t)$  se suponen conocidas, para el cálculo de  $Q(t)$  sólo nos resta identificar el IUH correspondiente.

La fórmula (1) implica que la función  $u$ , o hidrograma unitario instantáneo sintetiza la información necesaria sobre la cuenca como sistema transformador. En consecuencia el éxito de un modelo de estas características depende (i) del acierto en la elección de la función  $u$ , (ii) de su capacidad para reproducir satisfactoriamente la respuesta unitaria de la cuenca y (iii) de la estimación de los parámetros que definen dicha función (GARCIA BARTUAL, 1989).

De las diferentes fórmulas propuestas para representar el IUH, una de las más extendidas es la función gamma de dos parámetros o modelo de NASH (1958). Su formulación conceptualiza el comportamiento hidrológico de una cuenca como una cascada de embalses lineales. Se expresa de la siguiente manera:

$$u = \frac{t^{\alpha-1} e^{-t/k}}{K^{\alpha} \Gamma(\alpha)} \quad (2)$$

donde: u = Hidrograma instantáneo unitario de Nash  
 $\alpha$  = Parámetro de forma  
 K = Parámetro de escala  
 $\Gamma$  = Función gamma

NASH propuso este hidrograma como simplificación de la teoría del hidrograma unitario, puesto que reproduce su forma a partir de sólo dos parámetros. Además, los estimadores de dichos parámetros son, estadísticamente, más fiables que el conjunto de ordenadas del hidrograma (MARCO y REYES, 1981).

#### 7.1.2. EL HIDROGRAMA UNITARIO GEOMORFOLOGICO

El hidrograma unitario geomorfológico (GUH) combina la probabilidad conocida de la topología de la red de drenaje con un modelo estocástico de almacenamiento y transferencia de agua entre segmentos de canal a fin de crear modelos de escorrentía que simulen la respuesta hidrológica (PATTON, 1988). Se ha desarrollado así la teoría del hidrograma unitario geomorfológico (*Geomorphological Unitary Hydrograph*) que sirve de nexo entre la clásica teoría de los sistemas hidrológicos lineales y algunos aspectos de la geomorfología cuantitativa, en concreto de la morfometría de redes.

La idea del GUH partió del trabajo pionero de RODRIGUEZ-ITURBE y VALDES cuando en 1979 elaboraron un método para determinar el IUH a partir de la composición de la cuenca de drenaje según las leyes enunciadas por HORTON (1945); STRAHLER (1952) y SMART (1972). En 1982 RODRIGUEZ-ITURBE y sus colaboradores GONZALEZ-SANABRIA y BRAS incorporan las características climáticas y elaboran la teoría geomorfoclimática. Para entonces, GUPTA *et al* (1980) habían reformulado el hidrograma unitario geomorfológico, simplificándolo y dotándolo de una estructura matemática más elegante. WANG *et al* (1981), HEBSON y WOOD (1982), SINGH (1983), GUPTA y WAYMIRE (1983), ROSSO (1983, 1984),

TROUTMAN y KARLINGER (1985), CORRADINI y SINGH (1985), ROSSO y CARONI (1987), CORRADINI *et al* (1986), AGNESE (1988), GARCIA-BARTUAL (1989) Y BRAS (1989), entre otros, han profundizado en las bases de la teoría geomorfológica prestando especial atención a su aplicación en cuencas no aforadas. En los últimos años, el modelo geomorfológico se ha extendido a los ambientes áridos, dada su versatilidad. En este sentido destacan los trabajos en Arabia Saudi de ALLAM y BALKHAIR (1987), ALLAM (1990) y NOUH (1990).

La filosofía del hidrograma unitario geomorfológico se basa en la distribución de probabilidad del tiempo de recorrido de una gota de agua, caída al azar en cualquier parte de la cuenca, hasta que alcanza el exutorio de la misma. En el recorrido se distinguen dos fases, una de flujo laminar (*overlandflow*) y otra de flujo canalizado (*channelflow*). Cada partícula permanecerá en la cuenca un tiempo aleatorio, en función de su posición inicial con respecto al punto de desagüe. A partir de este tiempo se puede obtener el IUH de la cuenca mediante una función de probabilidad o pdf (*probability density function*).

RODRIGUEZ-ITURBE y VALDES (1979) definen algunos términos:

- i) Estado: el orden de la red en el que se localiza la gota de agua en el tiempo  $t$ .
- ii) Transición: es el cambio de estado.
- iii)  $N$ : número de estados.

Admitiendo que en cada estado la partícula de agua permanezca un tiempo determinado, el tiempo que tardará en llegar a la desembocadura será la suma de estos tiempos parciales. Suponiendo una distribución exponencial de los tiempos de permanencia en cada estado, los autores derivan el IUH geomorfológico de una cuenca de orden  $n$  a partir de la siguiente formulación (ROSSO, 1983):

$$u(t) = (a_n t + b_n) \text{EXP}(-2 v L^{-1} t) + \sum_{i=1}^{n-1} b_i \text{EXP}(-2 v L^{-1} t R_1^{n-1}) \quad (3)$$

donde u = Hidrograma unitario geomorfológico (GUH)  
v = Velocidad media de la corriente  
L = Longitud media de las corrientes de órde superior  
an = Funciones de Ra, Rb, Rl, λi, λ\*  
bi = Funciones de Ra, Rb, Rl, λi  
Ra, Rb, Rl = Ratios de área bifurcación y longitud  
λi = Inversa del tiempo medio de permanencia en la corriente de orden i, igual a v/Li  
λ\* = Inversa modificada del tiempo medio de permanencia en la corriente de orden superior  
Li = Longitud media de la corriente de orden i

Entre las distintas aproximaciones geomorfológicas de estimación del hidrograma unitario, ROSSO (1984) mantiene la forma del GUH a través de dos parámetros (α y k). Conjuga, así, el hidrograma de NASH (que como se ha expuesto es uno de los más extendido) con la teoría geomorfológica, parametrizando el IUH en términos de las ratios de Horton. Las relaciones que definen los parámetros, según ROSSO, son las siguientes:

$$(4) \quad \alpha = 3.29 (Rb/Ra)^{0.78} R_1^{0.07}$$

$$(5) \quad k = 0.70 (Ra/RbR_1)^{0.48} L/v$$

siendo: α = parámetro de forma  
k = parámetro de escala  
Rb = relación de bifurcación  
Ra = relación de área  
Rl = relación de longitud  
L = longitud media de los cauces de orden superior.  
v = velocidad media de la corriente

El parámetro de forma ( $\alpha$ ) se expresa en función de las relaciones de bifurcación ( $R_b$ ), de área ( $R_a$ ) y de longitud ( $R_l$ ). Agrega los efectos de las leyes físicas que determinan la estructura de la red de drenaje. El parámetro de escala ( $k$ ) depende de la geomorfología y de la velocidad media de la corriente a lo largo de la red. El factor velocidad, contenido en la escala temporal, recoge la variabilidad de la respuesta hidrológica para diferentes tormentas, o para distintos momentos dentro de un mismo suceso.

La mayor incertidumbre del GUH consiste en asumir que la permanencia del agua en las subcuencas de cada orden equivale a la longitud media de los cauces del orden en cuestión dividido por la velocidad (HEBSON y WOOD, 1982). Esta magnitud cinemática, promediada en el espacio y en el tiempo, y considerada constante para toda la red, constituye el problema principal en la aplicación de los modelos geomorfológicos (AGNESE, 1988), si bien, los errores en la estimación de la velocidad se reducen para el caso de lluvias extremas (PILGRIM, 1976, 1977). Otros problemas relacionados con el GUH derivan de la adecuación o no del sistema de jerarquización de Horton-Strahler como sintetizador de la geometría de la red (GUPTA y WAYMIRE, 1983); de la aceptación de que los tiempos de viaje presentan una distribución exponencial (KIRSHEN y BRAS, 1983); de la infravaloración del tiempo de viaje del agua en las laderas (TROENDLE, 1985), etc.

La teoría del hidrograma unitario geomorfológico ha renovado muchos aspectos de la hidrología aplicada en materia de predicción de crecidas en cuencas no aforadas. No obstante siguen existiendo algunas cuestiones de fondo que BRAS (1990) plantea en los siguientes términos:

i) ¿Verdaderamente existen leyes que rigen la producción de escurrimiento?, y, en caso de que existan, ¿están ligadas a las propiedades de las vertientes y de la red de canales?.

*ii)* ¿Las propiedades de escala se pueden trasladar de la geomorfología a la hidrología?.

*iii)* ¿Cuales son los puntos de unión entre la hidrología a escala de cuenca y la hidrología reduccionista, esto es, entre el comportamiento de una cuenca y su cuantificación?.

### 7.1.3. EL GUH PROPUESTO POR ROSSO A PARTIR DEL IUH DE NASH.

Como ya se ha explicado, el hidrograma unitario instantáneo de Nash puede ser parametrizado en términos de las ratios de Horton (ROSSO y CARONI 1987). De hecho el IUH derivado a partir del modelo geomorfológico mantiene satisfactoriamente su trazado mediante una función gamma pdf de dpf de dos parámetros. Según ROSSO (1984) el parámetro de forma ( $\alpha$ ) depende de las relaciones de área, bifurcación y longitud de la cuenca ( $R_a$ ,  $R_b$  y  $R_l$ ), y el parámetro de escala ( $k$ ) depende tanto de la geomorfología como de la velocidad media para el conjunto de la red. De este modo la escala temporal del IUH tiene en cuenta la variabilidad de la respuesta hidrológica para distintas tormentas. Se amplía así la versatilidad del modelo en orden de su mayor adaptación a ambientes donde la diferencia de magnitud entre crecidas constituye una característica fundamental.

#### 7.1.3.1. ESTIMACION DEL PARAMETRO DE FORMA

Según la ecuación (4) el parámetro de forma ( $\alpha$ ) del IUH depende únicamente de las ratios de Horton. La figura 7.2 representa los valores de  $\alpha$  frente a la relación  $R_b/R_a$  y  $R_l$  (ROSSO, 1984). En ella se pone de manifiesto como  $R_b/R_a$  es el principal factor explicativo de la forma del IUH, mientras que la influencia de  $R_l$  es reducida. Llegados a este punto, en que uno de los parámetros depende exclusivamente de las ratios de Horton, surgen diversas dudas metodológicas:

i) La primera cuestión se plantea si el sistema de jerarquización de redes propuesto por Horton y posteriormente modificado por Strahler es el más adecuado para sintetizar sus características geométricas, en función de parametrizar el GUH. Algunos autores (CORRADINI y SINGH, 1985) argumentan que esta morfometría resulta prácticamente insensible a la variabilidad espacial de la lluvia efectiva. GUPTA y WAYMIRE (1983) opinan que el método de Holton-Strahler es muy grosero y proponen una vía alternativa basada en los postulados de SHREVE. Sea como fuere, consideramos que las vías alternativas se encuentran aún en fase de experimentación, por lo que este trabajo se basará en las leyes de Horton como instrumento cuantificador de las características morfométricas de la red.

ii) A la hora de jerarquizar la red ¿qué características definen los cauces de orden inferior?; ¿a partir de qué escala cartográfica se deben cuantificar las variables morfométricas?; ¿qué detalle se requiere en la representación de la red?; es posible simplificar la representación hacia órdenes de menor jerarquía? (CORRADINI *et al*, 1986); etc. Además, es necesario tener en cuenta que la longitud considerada para el curso de orden superior viene determinada por la ubicación del aforo y no por la desembocadura real de la cuenca (BRAS, 1990).

La mayor parte de las cuestiones planteadas carecen de respuestas claras. CORRADINI *et al*. (1986) comprueban el efecto del detalle morfométrico para la generación de GUH en el río Topino, con un área de 1220 Km<sup>2</sup>. Estiman las variables morfométricas a partir de una escala de 1:200.000 y obtienen una cuenca de 5º orden. Sobre estos datos van reduciendo artificialmente el orden de la cuenca hasta 2 sin ocasionar errores apreciables en la estimación del IUH (fig 7.3).

En el caso de las cuencas de Carraixet y Poyo, el parámetro de forma se ha evaluado a partir de variables morfométricas (ecuación 4), estimadas sobre una base



cartográfica a escala 1:25.000. Según estas premisas, la Rambla de Poyo constituye una cuenca de orden 5 cuyas características morfométricas se detallan en el capítulo 2. En el cuadro 1 aparece el valor de  $\alpha$  y los índices utilizados para su estimación.

Para el Carraixet, el planteamiento resulta un tanto diferente. Con objeto de detectar la influencia de la jerarquización y orden de los segmentos en la estimación del GUH, se ha trabajado a una escala más minuciosa. El trazado de la red sobre el mapa 1:25.000 ha sido completado con ayuda de la fotografía aérea a escalas 1:18.000 y 1:33.000, considerando como orden 1 los canales con una longitud superior a 100 m (CANO, 1975; PEREZ CUEVA, 1988). Una vez reconstruída la red se ha duplicado la escala a 1:12.000 con objeto de cuantificar cómodamente las variables, tarea que se ha llevado a cabo mediante un planímetro electrónico de lectura directa. Las variables morfométricas que interesan para este capítulo son exclusivamente las que determinan el parámetro de forma del GUH. De acuerdo con todas estas especificaciones, el orden de la cuenca controlada por el aforo es 7. A partir de este orden se ha ido reduciendo artificialmente la jerarquía de la red, tal y como hacen CORRADINI *et al.* (1986) para el río Topino, hasta obtener un orden 5 (comparable con el de la Rambla de Poyo). De esta manera se pretende (i) analizar el valor de  $\alpha$  para dos cuencas del mismo orden y dimensiones semejantes, pero con diferencias geomorfológicas y morfométricas considerables; y (ii) comprobar, en la cuenca del Carraixet, la influencia del detalle de jerarquización de la red para la estimación del GUH.

CUADRO 7.1. ESTIMACION DEL PARAMETRO DE FORMA ( $\alpha$ ) EN FUNCION DE LAS CARACTERISTICAS MORFOMETRICAS DE LA RED.

CUENCA	ORDEN	Rb	Ra	Rl	L (Km <sup>2</sup> )	Á
POYO	5	3.18	4.16	1.88	12.64	2.79
	7	3.1	3.6	1.9	5	3.06
CARRAIXET	6	3	3.6	2	5	3
	5	2.77	2.9	2	5	3.33

Rb= Relación de bifurcación

L= Longitud del cauce de orden superior

Ra= Relación de área

Á= Parámetro de forma

Rl= Relación de longitud

#### 7.1.3.2. ESTIMACION DEL PARAMETRO DE ESCALA

Según la ecuación (5) el parámetro de escala depende de aspectos relacionados con la geomorfología de la cuenca y con la dinámica del agua en el canal. La figura 7.4 muestra cómo la influencia de las variables morfométricas es considerable, pero el principal factor explicativo del valor de  $k$  es la velocidad media del flujo, como puede observarse en la figura 7.5 (ROSSO, 1984). Llegados a este punto, aparece el problema fundamental para la determinación del GUH: concretar la escala temporal del modelo, la cual depende de un parámetro cinemático de difícil estimación (AGNESE *et al.*, 1988).

Las soluciones a este problema varían desde la obtención empírica de datos de velocidad hasta su estimación teórica a partir de cualquiera de las fórmulas que existen al respecto, incluyendo los métodos más sofisticados como la racionalización de la velocidad en función de la intensidad y duración de la lluvia efectiva (hidrograma unitario geomorfoclimático de RODRIGUEZ-ITURBE *et al.*, 1982).

La elección de un método u otro está en función de los objetivos de la aplicación y de la disponibilidad tanto de

información como de medios informáticos para su proceso. Para el caso de las crecidas en ramblas mediterráneas priman dos objetivos:

i) El primero y principal es la predicción de avenidas en pequeñas cuencas no aforadas a partir del GUH y sin ningún conocimiento previo de caudal.

ii) Un objetivo secundario consiste en ajustar los parámetros de escala sobre cuencas aforadas con objeto de disponer de un valor de  $k$  propio para cada cuenca independiente de la precipitación y de posibilitar extrapolaciones sobre ramblas que no disponen de limnógrafos.

La presente investigación pretende sondear ambas líneas de actuación:

i) Por lo que respecta al cálculo de  $k$  sin ningún conocimiento previo de la curva de caudales, ROSSO (1981) propone la fórmula (6) donde  $k$  se estima a partir del tiempo de retraso de la cuenca (parámetro accesible para cualquier red, bien mediante referencias históricas, bien mediante cálculos empíricos) y del parámetro  $\alpha$ , previamente calculado según la fórmula (4):

$$k = t_L/\alpha \quad (6)$$

siendo  $t_L$  = tiempo de retraso  
 $\alpha$  = parámetro de forma

Se trata de una vía alternativa al conocimiento de la velocidad media de la corriente que cierra una metodología estandarizada y extrapolable a cualquier cuenca no aforada. La aplicación de este método provee de un valor de  $k$  distinto para cada tormenta, en función del tiempo de retraso de la misma, que a su vez depende de las características de la precipitación. Este aspecto introduce, en el modelo, la variabilidad de la respuesta hidrológica de la cuenca para distintos episodios lluviosos. En este sentido convendría tipificar las tormentas y detectar los tiempo de retraso para cada una con objeto de tipificar también los valores de  $k$ .

*ii)* Por otra parte, se ha intentado avanzar (en base a criterios simples dada la escasez de sucesos disponibles) un valor constante del parámetro  $k$ , característico para cada cuenca e independiente de la precipitación. Esta segunda opción permite disponer de un GUH de parámetros fijos basados en la morfometría de la red. Constituye, pues, un estimable instrumento para cualquier programa de predicción en tiempo real. No obstante, somos conscientes de que no disponemos de información suficiente como para presentar resultados consistentes en esta línea y únicamente pretendemos avanzar algunos valores de  $k$ , para las cuencas de Carraixet y Poyo, que puedan servir de guía en posteriores trabajos. A continuación se especifican los criterios de base tenidos en cuenta para la estimación de los parámetros de escala constantes:

*i)* En primer lugar se ha tomado en cuenta un valor de  $k$  promediado a partir de los estimados para cada tormenta en base al tiempo de retraso según el método de ROSSO.

*ii)* Los valores de  $k$  para cada tormenta según el tiempo de retraso implican una velocidad que puede ser calculada según la fórmula (5). Se ha promediado la velocidad media de las distintas crecidas para cada cuenca y se ha estimado el valor de  $k$  correspondiente a esa velocidad media.

*iii)* Se ha procedido a optimizar el valor de  $k$  mediante un ajuste por mínimos cuadrados entre el hidrograma observado y el estimado para la crecida más simple de cada cuenca, esto es aquella cuyas características no exigieran excesivos recursos en el proceso de datos: la de abril de 1991 para el Carraixet y la de noviembre de 1988 para el Poyo.

Los valores del parámetro  $k$  y de la velocidad media del flujo para cada criterio se exponen en el cuadro ---

CRITERIOS DE ESTIMACION DEL VALOR DE K		CUENCA	k (minutos)	velocidad media (m/seg)		
k específico para cada tormenta	en función del tiempo de retraso	noviembre	Carraixet	119	0.38	
		1988	Poyo	39.4	3	
		septiembre	Carraixet	63.7	0.72	
			1990	Poyo <sup>#</sup>	---	---
		abril	Carraixet	116	0.39	
			1991	Poyo	68.2	1.8
		k constante	según el criterio "a"	Carraixet	99.56	0.46
				Poyo	53.76*	2.3*
según el criterio "b"	Carraixet		92.11	0.5		
	Poyo		53.76*	2.3*		
según el criterio "c"	Carraixet		56.7	0.8		
	Poyo		27.8	4.45		

\* Para la cuenca de Poyo el valor fijo de k según los criterios "a" y "b" coinciden.

#NOTA: Se ha desestimado la crecida de septiembre de 1990 en Poyo, porque, como ya se puso de manifiesto en el capítulo 5, la hipótesis de lluvia no es adecuada, por lo que su convolución con el GUH puede inducir a resultados aberrantes.

Conocidos los parámetros de forma y escala del GUH se ha procedido a la aplicación del modelo en ambas cuencas, para cada suceso y para los distintos valores de k. Además, en la cuenca de Carraixet, se ha aplicado el GUH manteniendo fijo el parámetro de escala y variando el parámetro de forma en función del detalle en la jerarquía de la red, esto es, según se considerase una cuenca de

orden siete, seis o cinco. Con todo ello se pretende avanzar algunos resultados acerca de (i) la adecuación del modelo para la predicción de avenidas en pequeñas cuencas semiáridas, (ii) la influencia del detalle de jerarquización de la red en la determinación del hidrograma final y (iii) el papel del parámetro de escala en la estimación del GUH y evaluación de los valores de k óptimos para las cuencas de Carraixet y Poyo.

## 7.2. APLICACION DEL GUH

Utilizando el método geomorfológico propuesto por ROSSO (1984) se han estimado los hidrogramas unitarios de NASH (2) para las cuencas de Carraixet y Poyo. El hidrograma total para cada crecida se obtuvo mediante la resolución numérica de la ecuación de convolución (1) del GUH con la lluvia efectiva correspondiente. En el capítulo 3 se especifica el método de estimación de esta lluvia y en los capítulos 4, 5 y 6 las características de los hietogramas netos para cada suceso.

### 7.2.1. SIMULACIONES EN LA CUENCA DE CARRAIXET

Las figuras 7.6 - 7.8 muestran la comparación entre el hidrograma observado y los simulados para cada tormenta, según los distintos valores del parámetro k. En los cuadros 7.3 y 7.4 se presenta el porcentaje de error en la estimación de los caudales punta y los minutos de desfase entre el pico real y los simulados

CUADRO 7.3. PORCENTAJE DE ERROR EN LA ESTIMACION DEL CAUDAL PUNTA

	NOVIEMBRE 1988		SEPTIEMBRE 1990		ABRIL 1991		ERROR MEDIO	DESV.
	k(min)	% error	k(min)	% error	k(min)	% error	%	TIPICA
específico	119	37.7	63.7	6	116	46.4	30	17
criterio "a"	99.56	28.4	99.56	39.41	99.56	40	35	5.3
criterio "b"	92.11	26	92.11	34.2	92.11	36	32	4.3
criterio "c"	56.7	12.35	56.7	5.3	56.7	9.3	9	3

CUADRO 7.4. TIEMPO DE DESFASE ENTRE LOS PICOS SIMULADOS Y EL REGISTRADO

	NOVIEMBRE 1988		SEPTIEMBRE 1990		ABRIL 1991		DESFASE MEDIO	DESV.
	k (min)	desfase (min)	k (min)	desfase (min)	k (min)	desfase (min)	(min)	TIPICA
específico	119	110	119	60	116	35	68	31
criterio "a"	99.56	85	99.56	140	99.56	70	98	30
criterio "b"	92.11	70	92.11	125	92.11	85	93	23.2
criterio "c"	56.7	35	56.7	55	56.7	170	86	60

Los resultados de la comparación ponen de manifiesto que:

i) Las simulaciones basadas en el GUH con un parámetro de escala específico para cada tormenta estimado en función del tiempo de retraso, ofrecen una aproximación en conjunto grosera al hidrograma real, pero que en algunos casos, como el de septiembre de 1990, pueden resultar ajustadas. En efecto, para este suceso el caudal máximo solamente se subestima en un 6% y con una hora de retraso. No obstante, por lo general, las predicciones son un tanto burdas, con un porcentaje medio de error en la estimación del caudal máximo del 30% y un desfase temporal del mismo de algo más de una hora.

ii) Las simulaciones llevadas a cabo a partir del GUH con un parámetro escalar promediado y constante (criterio "a") son las que más errores presentan. Quizás el hecho de que la promediación cuente únicamente con tres sucesos produce un efecto de cúmulo de errores. Presenta un

error medio en la estimación del caudal punta del 35%. El tiempo medio de desfase del pico es de 98 minutos.

*iii*) Las simulaciones ejecutadas a partir del GUH con un valor de  $k$  basado en la velocidad media de las tres crecidas (criterio "b") son ligeramente más ajustados que las del criterio "a". El error medio en la estimación de la punta de caudal es del 32% y el desfase alcanza los 93 minutos.

*iv*) Las mejores simulaciones son las llevadas a cabo a partir del GUH con parámetro escalar optimizado (criterio "c"). En efecto, el error medio en la estimación de la punta de caudal apenas es del 9% (con un máximo de 12.3% y un mínimo de 5.3%) y el desfase medio de picos es de 86 minutos. Este desfase es el que mayor desviación típica presenta (59.5) variando desde 35 minutos a 170. La observación detallada de las simulaciones para los tres sucesos pone de manifiesto que se ajusta con mucha mayor precisión en las crecidas del tipo *flash-flood* (septiembre de 1990), por el contrario, su capacidad de predicción se reduce para los sucesos de baja energía y avenidas relativamente tranquilas (abril 1991).

En general, las estimaciones del error medio, si bien son poco representativas porque únicamente cuentan con tres sucesos, muestran una desviación típica muy baja para el caso del caudal punta, hecho que aumenta su fiabilidad. Para el caso del desfase temporal de picos la desviación es mayor por lo que los resultados son menos representativos: pueden variar entre 30 minutos a tres horas, para valores de  $k$  constantes, y algo menos para específicos.

Por lo que respecta a la influencia en el detalle de jerarquización de la red para el hidrograma final, en las figuras 7.9 - 7.11 aparecen representados los hidrogramas simulados a partir de un GUH con el parámetro de  $k$  óptimo y el parámetro  $\alpha$  variable en función de la jerarquía de la red (ver apartado 7.1.4.1). La mera observación de los gráficos pone de manifiesto la escasa diferencia entre



simulaciones, y, por tanto, la poca sensibilidad del modelo a cambios de jerarquía en la misma cuenca. Estos resultados están en la línea de los obtenidos por CORRADINI *et al.* (1986) para el río Topino y apoyan la duda de GUPTA y WAYMIRE (1983) acerca de si el sistema de Horton-Strahler constituye el mejor modo de cuantificar la morfometría de una red.

### 7.2.2. SIMULACIONES EN LA RAMBLA DE POYO

Las simulaciones en la Rambla de Poyo sólo se han llevado a cabo para dos sucesos: el de noviembre de 1988 y el de abril de 1991. Septiembre de 1990 se ha desestimado porque, como ya se ha puesto de manifiesto en el capítulo 5, la hipótesis de lluvia no es adecuada, por lo que su convolución con el GUH induce a resultados aberrantes derivados del hietograma neto y no del hidrograma unitario. (figura 7.12).

Las figuras 7.13 y 7.14 muestran la comparación entre el hidrograma observado y los simulados para cada tormenta. A pesar de que solamente disponemos de dos crecidas, en los cuadros 7.5 y 7.6 se muestran los errores en la estimación de caudales punta y en el desfase temporal entre el pico del hidrograma real y de los computados. El lector recordará que para esta cuenca los valores de *k* correspondientes a los criterios "a" y "b" coinciden.

CUADRO 7.5. PORCENTAJE DE ERROR EN LA ESTIMACION DEL CAUDAL PUNTA

	NOVIEMBRE 1988		ABRIL 1991		ERROR MEDIO %	DESVIACION TIPICA
	k(min.)	% error	k(min.)	% error		
específico	39.42	42.6	68.1	2.8	22.7	19.9
criterios						
"a" y "b"	53.76	57.5	53.76	35.46	46.48	11.02
criterio "c"	27.8	6	27.8	99.3	52.65	46.65

CUADRO 7.6. TIEMPO DE DESFASE ENTRE LOS PICOS SIMULADOS Y EL REGISTRADO

	NOVIEMBRE 1988		ABRIL 1991		DESFASE MEDIO	DESVIACION TIPICA
	k (min.)	desfase (min.)	k (min.)	desfase (min.)	(min.)	
especifico	39.42	0	68.1	55	27.5	27.5
criterios						
"a" y "b"	53.76	25	53.76	30	27.5	2.5
1criterio "c"	27.8	25	27.8	10	17.5	7.5

De la comparación entre el hidrograma observado y los simulados se deducen distintos comportamientos para cada tormenta:

*i)* En general, los GUH basados en parámetros escalares fijos no dan buenos resultados. Para el caso correspondiente a los criterios "a" y "b" se observa un error medio considerable (45.6%) en la estimación del caudal punta, si bien, el desfase medio de picos no llega a 30 minutos.

*ii)* Las simulaciones llevadas a cabo a partir del GUH con un k optimizado (criterio "c") funciona bien para la crecida a partir de la cual se llevó a cabo la optimización (noviembre de 1988) con un error en la estimación del caudal punta de solo 6% y un retraso de 25 minutos. En cambio, contrariamente a lo que ocurría en el Carraixet, este valor de k no debe ser extrapolado, tal y como corrobora la simulación de abril de 1991, donde el pico del hidrograma se sobreestima en un 99% (en contraste con un desfase temporal nulo).

*iii)* Los GUH basados en valores de k específicos derivados del tiempo de retraso presentan un resultado aceptable para la crecida de abril de 1991, con un error en la estimación del caudal máximo de sólo 2.8% pero un retraso de 55 minutos. Para la de noviembre de 1988 las predicciones son más groseras, con un 42.6% de error en el pico y un desfase de 25 minutos.

Si atendemos a los errores medios, los hidrograma simulados a partir de GUH con parámetros escalares específicos basados en el tiempo de retraso son los más ajustados, con el 22.7% de error en la estimación del caudal máximo y un retraso de 27.5 minutos. Sin embargo, los valores medios en la estimación del caudal punta no son representativos porque solo disponemos de dos crecidas y porque la desviación típica es muy importante. Por el contrario, el error derivado del desfase temporal de picos presenta una desviación asumible, las medias cobran relativa validez y oscilan entorno a los 25-30 minutos. Estos resultados sugieren abandonar los promedios y apuntan a valores tipificados para cada tipo de tormenta en función de la velocidad media del flujo en el canal. Así, por ejemplo, en noviembre de 1988 la velocidad media del flujo duplica la de abril de 1991. Parece conveniente utilizar valores bajos de  $k$  (por ejemplo los 27.8 minutos de noviembre de 1988) para sucesos de alta intensidad (que implican más velocidad) y más elevados para lluvias poco impulsivas (por ejemplo los 68.1 minutos de abril de 1991). De todo ello se deduce que los cambios de velocidad de la corriente en el Poyo para cada crecida son más importantes que en el Carraixet (quizás en función de la distinta anchura del cauce), y, consecuentemente, conllevan cambios más bruscos de los valores de  $k$  para diferentes situaciones. No es conveniente, pues, utilizar un GUH con un parámetro escalar constante, sino que, como ya se ha apuntado con anterioridad, parece más adecuado tipificar los valores de  $k$  en función del tipo de tormenta.

En general, los parámetros temporales del hidrograma se estiman con bastante precisión. Los valores de la Rambla de Poyo implican velocidades medias de flujo mayores que en el Carraixet, determinadas por las características físicas de la cuenca: mayor pendiente, mayor proporción de litología impermeable que reduce las pérdidas y acelera la respuesta de la cuenca, coalescencia de los colectores de jerarquía superior, red subdendrítica, etc... Todos estos

rasgos contribuyen a la formación de frentes de ola móviles de rápido avance que incrementan la velocidad media del flujo. Este aspecto corrobora un hecho que ya se apuntaba para el Carraixet: el GUH se ajusta mejor a los sucesos de *flash-flood* y, en este sentido, se ajusta bien a Poyo, donde la geomorfología de la cuenca determina la formación de avenida súbitas, incluso para episodios de lluvia poco impulsivos (ejemplo, abril 1991).

### 7.3. CONCLUSIONES

Este estudio pone de manifiesto la importancia del parámetro  $k$  en la predeterminación del GUH:

- De los diferentes criterios propuestos para su estimación, el basado en el tiempo de retraso de la crecida (ROSSO y CARONI, 1987) da lugar a predicciones relativamente burdas que, por lo general, implican la subestimación del caudal punta. De acuerdo con este criterio, en el Carraixet, el pico presenta un error medio del 30% y un desfase temporal de algo más de una hora. Para la Rambla de Poyo los errores medios en la estimación del caudal máximo no tienen representatividad, es mejor hablar de un error bajo para la tormenta de abril de 1990 y más elevado para la de noviembre de 1988 (de carácter más impulsivo).

- Por lo que respecta a la utilización de parámetros escalares constantes, en el Carraixet se obtienen buenos resultados para el valor de  $k$  basado en el criterio "c": la estimación del caudal presenta un error medio de tan sólo el 9% y un desfase del pico en torno a 86 minutos (aproximadamente el 28% del tiempo medio de retraso de la cuenca). Para la Rambla de Poyo, los GUH basados en parámetros de escala constantes no ofrecen resultados extrapolables a crecidas de características diferentes. Esto es debido a que los cambios de velocidad media del flujo en el Poyo son más importantes que en el Carraixet. Para esta cuenca parece más conveniente, pues, tipificar los valores de  $k$  en función del tipo de tormenta.

Por lo que respecta a la influencia del detalle de jerarquización de la red para el hidrograma final, los resultados obtenidos en este capítulo ponen de manifiesto la poca sensibilidad del modelo a cambios de jerarquía en una misma cuenca.

En síntesis, pues, y en espera de que posteriores investigaciones con mayor volumen de información confirmen o detracten estos resultados, se puede hablar de predicciones aceptables para ambas cuencas. En el Carraixet es factible utilizar un GUH con un parámetro escalar constante basado en el criterio "c" y en el Poyo se precisan parámetros distintos en función de la intensidad de la lluvia y de la velocidad media del flujo en el canal. Estos resultados corroboran los obtenidos por WHEATER (1991) relativos a que en ambientes semiáridos son más apropiados parámetros específicos dada la exarcebada no-linearidad de los sucesos. En este sentido, el procedimiento más adecuado para la obtención de  $k$  específicos parece ser la optimización sucesiva de parámetros de escala en base a diferentes tormentas y su relación posterior con las características de las mismas.

## **8. CONCLUSIONES: LAS CRECIDAS EN RAMBLAS**

---

A lo largo de la presente investigación se ha perseguido el estudio de las crecidas desde una óptica hidrogeomorfológica. La cuenca de drenaje recibe unos *inputs*, en forma de precipitación, los somete a determinados procesos de transformación hasta convertirlos en *outputs*, o caudal evacuado por el cauce. El análisis de cada crecida ha consistido en la evaluación de *inputs* y *outputs*, y del soporte geomorfológico donde tiene lugar la transformación. En definitiva, se ha planteado la cuenca de drenaje como un modelo de caja-negra, dado que la carencia de información impide prospecciones más profundas y detalladas.

No obstante, existe una salvedad en esta caja-negra: ha habido una aproximación a los elementos geomorfológicos, ingredientes de la caja. Analizando el comportamiento hidrológico de cada uno de los componentes respecto de las entradas y salidas, se puede aportar algo de luz a la caja negra hasta convertirla en una caja gris. No sabemos lo que pasa durante la conversión de la lluvia en caudal, pero, a grandes rasgos, podemos deducirlo. Por ejemplo, no sabemos como se producen las pérdidas de caudal durante una crecida, pero podemos afirmar que la mayor parte del agua precipitada sobre la cuenca no alcanza la desembocadura; a partir de esta afirmación procede el análisis de aquellos elementos de la cuenca susceptibles de justificar este comportamiento, dentro de una explicación coherente con la realidad morfoclimática e hidrológica del sistema.

A lo largo de la investigación han aparecido muchas dudas en relación con la lluvia, escorrentía y soporte geomorfológico. Cada uno de los tres ingredientes forma parte, a su vez, de otros sistemas de mayor escala. Por ejemplo, la lluvia no es un fenómeno restringido a una cuenca fluvial, sino que obedece a una inestabilidad meteorológica mesoescálica o, incluso, macroescálica; por su parte las cuencas fluviales forman parte de un modelado regional del que no se pueden desvincular, etc. No obstante, y a pesar de que los análisis de precipitación,



escorrentía y soporte físico, se han llevado a cabo de una manera un tanto individualizada, la perspectiva de esta investigación no ha pretendido en ningún momento segmentar cada uno de estos factores *per se*, sino interrelacionarlos de la misma forma que acontece durante la formación de una crecida.

Según el análisis de la PRECIPITACION, las lluvias extremas mediterráneas se caracterizan por la *variabilidad espacio-temporal*. Las series cartográficas de intensidad de precipitación revelan una estructura horizontal de la lluvia, de naturaleza jerárquica, donde el elemento más pequeño es la célula convectiva, seguida de la SMSA, y posteriormente de la LMSA. Estas tres escalas presentan una evolución vertical y horizontal dependiente de las cambiantes condiciones energéticas y orográficas. Las LMSA, o grandes áreas mesoescálicas de precipitación, suelen afectar a superficies de más de 1.000 Km<sup>2</sup> con intensidades entre 2 y 4 mm/h. Presentan un desplazamiento horizontal lento (inferior a los 30 Km/h) de carácter vacilante que oscila continuamente sobre sus propios límites. En el seno de las LMSA aparecen a menudo pequeñas áreas mesoescálicas de precipitación con amplitudes muy variables, mayor velocidad de traslación y propensión a instalarse en zonas montañosas. Por último, células convectivas de reducido radio de actuación pueden encontrarse en el seno de las SMSA, LMSA o aisladas a modo de *cell cluster*.

Esta estructura, y en particular las células, presenta un comportamiento muy mediatizado por el relieve. *Grosso modo*, los individuos de mayor intensidad, menor duración y desplazamiento más rápido afectan al litoral, mientras que las más persistentes, intensidad intermedia y menor velocidad de traslación corresponden al retablo montañoso. Como consecuencia del efecto orográfico, los mayores volúmenes de lluvia se recogen en el retablo montañoso pero las intensidades máximas absolutas se registran en el llano litoral. El "gatillo" de los relieves afecta a mayor número de individuos convectivos, mientras que las células que se



desarrollan en el litoral son más potentes pero menos frecuentes. Este doble comportamiento se hace patente con un campo de lluvias generalizado (en el seno de una LMSA) y no es tan visible para fenómenos muy localizados.

La duración de las células depende de la renovación de la energía disponible. En la zona litoral la regeneración está avalada por la cercanía del mar y su aporte continuo de humedad, mientras que en el retablo montañoso está condicionada por el ascenso mecánico.

La orientación del relieve respecto de los flujos de levante resulta determinante para las vías preferenciales de penetración de flujos inestables. En este sentido cobran protagonismo los valles "en fondo de saco" abiertos al mar Mediterráneo. Un efecto contrario que inhibe la penetración de flujos lo ejercen las estribaciones montañosas. En el ámbito que nos ocupa, las sierras de Espadà y Calderona actúan, a menudo, como cuñas que dividen los flujos de levante en dos ramales, uno septentrional (con frecuencia encauzado por los valles del Palancia y Riu Sec) y otro meridional que afecta a las cuencas bajas del Carraixet, Turia y Rambla de Poyo.

La acción de células convectivas y áreas mesoescálicas de precipitación, combinada con períodos sin lluvia, da lugar a hietogramas de estructura muy variada en los que, se pueden distinguir núcleos de precipitación más o menos continuada con picos muy intensos separados entre sí por "ruido de fondo" o por momentos con ausencia de lluvia.

En base a la estructura de los hietogramas de intensidad y de los pluviogramas acumulados se han podido distinguir, de una manera cualitativa, al menos la "manera de llover" de la montaña y la "manera de llover" en el litoral. La primera registra totales importantes, la mayor parte de la lluvia se incluye en algún núcleo, de carácter continuo y con varios picos separados por abundante "ruido de fondo". Provocan pluviogramas acumulados con ascensos irregulares pero continuados, separados por cortos rellanos de estabilización. La "manera de llover" en el litoral se caracteriza por una mayor torrencialidad, con menores

totales de precipitación distribuidos en varios picos aislados o pseudonúcleos de gran intensidad. Los pluviogramas de acumulación son escalonados, con ascensos casi verticales interrumpidos por rellanos de larga duración.

El modo en que una lluvia de tales características condiciona la formación de avenidas en las cuencas objeto de estudio está en relación con dos factores claves:

*i) El factor intensidad.* Las células convectivas de rápida evolución son capaces de originar intensidades por encima de los 100 mm/h. Magnitudes de este orden ejercen una influencia directa sobre los umbrales de escorrentía, sobre el tiempo de retraso de la cuenca y sobre la generación de caudales punta. En efecto, dichas magnitudes superan la capacidad de infiltración de la mayoría de los suelos semiáridos reduciendo los umbrales de escorrentía y potenciando la formación del *hortonian overland flow*. De otra parte, la concentración horaria de la lluvia reduce el tiempo de retraso de la cuenca, acelerando de esta manera la formación de caudales punta. Así, por ejemplo, las magnitudes de septiembre de 1990 en la cuenca del Carraixet (con máximas absolutas de 91.2 mm/h) y las de noviembre de 1988 en Poyo (con máximas de 96 mm/h) condicionan un retraso entorno a 3 horas en el Carraixet y 2 en Poyo; mientras que la escasa torrencialidad del suceso de abril de 1991 (con máximos que apenas superan los 20 mm/h) casi duplica los tiempos de retraso para ambas cuencas, pese a que los condicionantes de lluvia precedente agilizan la respuesta.

*ii) La localización espacial de la lluvia.* Este aspecto aparece especialmente reflejado en la cuenca de Poyo, con una diferencia de hasta dos horas en los tiempos de respuesta de la cuenca según el núcleo de la precipitación se produzca en la cuenca baja o en la alta. Para una misma cuenca el tiempo de retraso está muy condicionado por la intensidad y la ubicación de la lluvia. La influencia de la precipitación en el tiempo de

concentración es menor, ya que éste parece determinado por la configuración geomorfológica de la cuenca.

Si bien parte de las características del hidrograma de crecida están condicionadas por la estructura de la precipitación, el ESPACIO DINAMICO donde tienen lugar la formación y traslación de la avenida no merece menos atención.

En el segundo capítulo se describía un modelo de cuenca elemental propio de los sistemas fluviales semiáridos. Las dos ramblas objeto de estudio participan de las características generales del modelo y, en este sentido, cabe esperar similares respuestas hidrológicas en relación con similares contextos hidrogeomorfológicos. Sin embargo, a escala más detallada, las particularidades de cada cuenca cobran protagonismo y marcan diferencias en el comportamiento de las mismas. Estas diferencias han permitido sopesar la influencia de algunos de los componentes del soporte físico.

Cuencas altas de relieve compartimentado, con grandes rupturas de pendiente y topografías muy contrastadas; cuencas medias instaladas a menudo sobre pasillos tectónicos en los que edifican potentes abanicos aluviales y otras formas de transición y cuencas bajas con llanuras de inundación tremendamente intervenidas por el hombre, constituyen características comunes a ambos sistemas fluviales. Las principales diferencias entre ambas radican en la litología y en la red de drenaje.

*i)* Si atendemos a la *permeabilidad*, la cuenca de Poyo es más permeable que la de Carraixet, habida cuenta que el 61% de su superficie está compuesta de margas, arcillas y depósitos detríticos cuaternarios, frente a tan sólo un 8% en el Carraixet.

*ii)* Por lo que respecta a la *red de drenaje* destacan varios factores:

\* *La organización de la red.* En conjunto, la cuenca del Carraixet presenta mayor organización que la de Poyo, donde algunos elementos geomorfológicos como la

plataforma colgada de Buñol-Chiva, la marjal de Chiva, etc.. implican distorsiones del drenaje canalizado en uno de sus tributarios principales, la Rambla de Gallo. Además sobre el roquedo de litología margoarcillosa se han desarrollado numerosos cauces de fondo plano, posteriormente reacomodados para el cultivo por el hombre, cuyo funcionamiento hidrológico no está muy definido.

\* *La disposición de los colectores principales.* La Rambla de Poyo posee una cuenca más redondeada con coalescencia de los tributarios de orden superior. En el Carraixet, la confluencia de las subcuencas de Olocau y Pedralvilla hace improbable la coalescencia de sus respectivas puntas de crecida ya que el Barranc de Pedralvilla es propenso a una respuesta más rápida que el de Olocau.

¿Hasta que punto los factores físicos, tanto generales como particulares, ejercen una influencia relevante en los procesos de conversión lluvia-caudal durante la crecida?. Cuando ponemos en relación volúmenes precipitados con volúmenes escurridos, destaca la ENORME CANTIDAD DE PERDIDAS que tiene lugar en la cuenca. Estas pérdidas se han estimado para algunos casos, como septiembre de 1990 en el Carraixet, hasta de 18 Hm<sup>3</sup>. Las cifras absolutas están muy condicionadas por el volumen de precipitación total, sin embargo, indicadores adimensionales como el coeficiente de escorrentía o la proporción de agua circulada ponen de manifiesto que, sin condiciones de lluvia antecedente, tan sólo se evacua entre un 5% y un 9% del agua precipitada sobre la cuenca. Estas magnitudes implican coeficientes entre 0.05 y 0.09. Varios elementos operan en la caja negra en detrimento del flujo de canal:

i) *La litología.* Los materiales permeables y fracturados de cabecera favorecen los procesos de infiltración y percolación del agua de lluvia en ambas cuencas. Exceptuando las cabeceras, la composición litológica es muy distinta en Carraixet y en Poyo. El primero, dominado por areniscas y costras calcáreas, tiene

un comportamiento altamente permeable, mientras que el segundo, con predominio de arcillas, margas y detritos cuaternarios, es más impermeable. Las diferencias litológicas implican menores umbrales de escorrentía y mayores coeficientes de circulación en la cuenca de Poyo que en la de Carraixet.

*ii) Las formas sedimentarias de transición.* Abanicos aluviales, glacis de acumulación y mantos de derrubios en la base de las laderas actúan como auténticas "esponjas" que absorben la escorrentía superficial generada en las vertientes rocosas, inhibiendo en un principio el flujo de canal y pudiendo aportar, en fases posteriores, flujos laminares superficiales y subálveos.

*iii) Canales pedregosos y amplios, muy propensos a las pérdidas por trasmisión.* Este factor, remarcado por SEGURA (1990) para el caso de las ramblas valencianas, se revela como un importante factor de las pérdidas en ambientes semiáridos. La crecida de septiembre de 1990 en el Carraixet presenta una morfología compuesta por una primera onda (la del Barranc de Pedralvilla) que está siendo prácticamente absorbida por el lecho y una segunda (generada por el Barranc de Olocau) que se está superponiendo a la primera. No obstante, el ejemplo más interesante se observa en la avenida de abril de 1991, con condiciones de lluvia antecedente para ambas cuencas y, además, para la cuenca de Poyo se cuenta con una pequeña avenida previa. En el Barranc del Carraixet las lluvias precedentes influyen sobre los parámetros absolutos de las pérdidas pero casi no varían las proporciones de agua escurridas. En la Rambla de Poyo, sin embargo, los coeficientes de escorrentía casi duplican los de los demás sucesos. Este comportamiento pone de manifiesto el protagonismo de las pérdidas por trasmisión en el Carraixet, mientras en la Rambla de Poyo han sido satisfechas, en gran medida, por la crecida precedente.

*iv) Condiciones de precipitación antecedente.* Este factor actúa de manera indirecta, mediante la saturación de los suelos y la reducción de la infiltración.

Su influencia más considerable aparece reflejada en la disminución, en ambas cuencas, de los umbrales de escorrentía durante el suceso de abril de 1991.

Llegados a este punto, no queremos finalizar la discusión sobre las pérdidas de caudal sin abrir un interrogante acerca de los umbrales de escorrentía. En este sentido, si bien la dependencia que encuentra SEGURA (1990) de este parámetro respecto de la litología, puede ser constatada en términos medios y a nivel general, las variaciones del mismo en una misma cuenca para cada tormenta son muy importantes. Dejando aparte los casos de precipitación antecedente, las oscilaciones del umbral pueden duplicar su valor de una crecida a otra. SEGURA (1990) ya detectó un comportamiento estacional del umbral para las ramblas valencianas, que según MARCO (comunicación personal) atañe a la mayor variabilidad espacial de la lluvia en verano, y que SEGURA relacionó con la intensidad: en verano el umbral de escorrentía se reducía como consecuencia de una lluvia presumiblemente más intensa, si bien menos voluminosa, que en otoño. Esta afirmación implica una relación inversa entre el umbral de escorrentía y la intensidad de precipitación. En la Rambla de Poyo esta explicación es consecuente con los resultados de la presente investigación, sin embargo para el Barranc del Carraixet no parece suficiente. Aquí existe una relación directa entre total precipitado, intensidad y umbral de escorrentía. La escasez de sucesos disponibles abre un interrogante que esperamos pueda ser pronto dilucidado. Mientras tanto, se apunta una hipótesis, exclusivamente de carácter orientativo, que queda pendiente de posteriores investigaciones. El comportamiento diferencial entre ambas cuencas parece estar condicionado por las distintas litologías de cada una de ellas. Sobre los materiales de la Rambla de Poyo la intensidad de la lluvia tendría un efecto fulminante y duradero. Altas intensidades precipitadas sobre suelos predominantemente arcillosos superan la capacidad de infiltración de los mismos, con el agravante

de que la dilatación de la capa superficial de las arcillas supone una rápida impermeabilización del roquedo, susceptible de mantenerse mientras dure la humedad, aunque amaine la intensidad y pese a que las capas más profundas del suelo no estén saturadas. Sobre areniscas y calizas cabe esperar un comportamiento distinto. Aunque las altas intensidades inhiban la capacidad de infiltración, cuando el ritmo de lluvia decrezca, si el suelo no está saturado seguirá absorbiendo agua hasta alcanzar el punto de saturación.

Según esta explicación, en suelos impermeables las altas intensidades influyen en los parámetros absolutos de pérdidas, mientras que en suelos permeables únicamente alteran el ritmo de las mismas. Se pone de manifiesto, pues, la gran importancia que tiene, para cuencas arcillosas, que las mayores intensidades de precipitación se produzcan al principio o al final de la tormenta. Si se producen al final apenas alterarán los parámetros absolutos de pérdidas, mientras se verán notablemente reducidos si se producen al principio.

Otro aspecto de las crecidas muy condicionado por el soporte físico es LA FORMA DEL HIDROGRAMA. A pesar de las grandes pérdidas que tienen lugar durante la conversión lluvia-caudal, la génesis de caudales máximos se produce de manera súbita, dando lugar a avenidas de tipo *flash-flood* con empinados limbos de ascenso. De las dos cuencas analizadas, la de Carraixet tiene tendencia a desaguar ordenadamente las avenidas de cada uno de sus tributarios principales, de manera que el Barranc de Pedralvilla, de rápida respuesta, da lugar a una primera onda, a la que sigue y a veces se superpone, la de Olocau. Sólomente en el caso de lluvias extraordinariamente intensas, como en septiembre de 1990, se puede hablar de verdaderas olas de avenida. En Poyo, sin embargo, las condiciones físicas de la cuenca favorecen la formación de frentes de ola móviles, independientemente de la intensidad de precipitación. Las fuertes rupturas de pendiente, el predominio de litologías

impermeables, las características morfométricas de la red y, sobre todo, la confluencia de los tributarios de orden superior, hacen de la Rambla de Poyo una cuenca especialmente propensa al *flash-flood*.

Las curvas de agotamiento de ambas cuencas son relativamente largas y están muy condicionadas por la magnitud del suceso. Constituyen aportes retardados provenientes de las formas sedimentarias de transición, de la liberación del agua retenida en el lecho y de descargas subálveas. En la Rambla de Poyo contribuyen además las plataformas colgadas de escasa pendiente, los espacios de drenaje deficiente y los cauces de fondo plano.

La SIMULACION DE LA CRECIDA, trata de reproducir matemáticamente el comportamiento de la cuenca en orden de conocer con suficiente antelación el hidrograma de avenida. El hidrograma unitario geomorfológico de ROSSO, utilizado en esta investigación como función de transferencia lluvia-caudal, procura resultados aceptables para ambas cuencas. En el Carraixet es factible utilizar un GUH con un parámetro escalar constate optimizado a partir de sucesos conocidos, mientras que en Poyo se precisan parámetros distintos en función de la intensidad de la lluvia y de la velocidad media del flujo de canal.

Pese a tratarse de un modelo de base morfométrica, los resultados obtenidos ponen de manifiesto su poca sensibilidad a los cambios de orden de los segmentos en una misma cuenca.

Seis crecidas en dos cuencas no son suficientes para cerrar cuestiones sobre el comportamiento de los pequeños sistemas fluviales semiáridos; antes al contrario, abren muchos interrogantes que deberán ser resueltos en futuros trabajos. En este sentido, la presente investigación expone posibles LINEAS FUTURAS de investigación en base a los nuevos sistemas de información.

El SAIH se revela como una fuente de datos de incalculable valor para estudios hidrológicos. En lo



referente a precipitación, constituye la base precisa para la calibración y explotación de las imágenes de satélite y del radar de tierra. El análisis sistemático de tormentas con estos tres sistemas puede aportar grandes conocimientos acerca del patrón horizontal y vertical de individuos convectivos y áreas mesoescálicas de precipitación.

Por lo que respecta al estudio de la escorrentía en ramblas es conveniente generalizar el número de sucesos y de cuencas de ensayo. Los resultados obtenidos en Carraixet y Poyo deberían ser comparados con otros sistemas fluviales de características semejantes y distintas. Esto es, en la presente investigación la principal diferencia entre ambas cuencas, la litología, ha permitido detectar hasta qué punto es importante la influencia de la misma en la generación de caudal. Cuencas de variables geomorfológicas distintas a las analizadas posibilitarían profundizar en el papel hidrológico de esas variables, y cuencas de características similares apuntan hacia conclusiones de carácter generalizador.

En espera de disponer de suficiente información para estudiar los sistemas fluviales semiáridos como "cajas blancas", las recientes fuentes de información permiten evaluar entradas y salidas del sistema, a modo de "caja negra", y la perspectiva hidrogeomorfológica aporta luz para convertirla en "caja gris". Se obtienen así balances hídricos, parámetros de escorrentía, tiempos de concentración, volúmenes de crecida, caudales máximos,... en relación con un tipo de lluvia determinado y con un soporte físico concreto. Sólo el estudio sistemático de estas relaciones permitirá extrapolar resultados y avanzar en estrategias de predicción de avenidas adaptadas al contexto mediterráneo.

La simulación matemática del hidrograma a partir del GUH parece ofrecer garantías. El principal *handicap* radica en la estimación del parámetro  $k$ . Futuras investigaciones podrían multiplicar la operatividad del modelo y permitirían calibrar el error en su extrapolación a cuencas no aforadas. Con ello se podrían ir perfeccionando las

piezas de un sistema de previsión en tiempo real. Una función de transferencia acertada aplicada a los datos de precipitación del SAIH, con la ayuda de un modelo adecuado de previsión de lluvia y procedimientos manuales subjetivos, podrían suponer un importante avance en la predicción de crecidas mediterráneas. No obstante, es necesario profundizar en el conocimiento de los procesos de pérdidas (infiltración, umbrales de escorrentía, fugas en canal,...) y, en definitiva, en las relaciones entre los distintos elementos del sistema fluvial.

**BIBLIOGRAFIA**

---

- ABDULRAZZAK, M.J.; SORMAN, A.U. y ALHAMES, A.S. (1989): "Water balance approach under extreme arid conditions: A case study of Tabalah basin, Saudi Arabia", *Hydrological processes*, vol. 3, pp 107-122.
- ABRAHAMS, A.D. (1980): "Divide angles and their relation to interior link lengths in natural channel networks", *Geogr. Anal.*, 12 (2), pp. 157-171.
- ABRAHAMS, A.D. (1984): "Channel networks: a geomorphological perspective", *Water Resou. Res.*, 20, pp. 161-168.
- ABRAHAMS, A.D. y PONCZYNSKI, J.J. (1984): "Drainage density in relation to precipitation intensity in the USA", *J. Hydrol.*, 75, pp. 383-388.
- AGASSI, M.; SHAINBERG, I. y MORIN, J. (1981): "Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on infiltration rate and crust formation", *Soil Scien. Soc. Am. J.*, 45(5), pp. 848-851.
- AGNESE, C. D'ASARO, F. y GIORDANO, G. (1988): "Estimation of the time scale of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph from effective streamflow velocity", *Water Resour. Res.*, 27 (7), pp. 969-978.
- AHNERT, F. (1987): "Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulation of slope development". *Earth Surface Proc. Landf*, 12, pp. 3-15.
- ALBENTOSA, L.M. (1989): "Las precipitaciones extraordinarias en Cataluña" *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del mediterráneo*, Instituto universitario de Geografía de la universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp 51-65.
- ALLAM, M.N. (1990): "Case study evaluation of geomorphologic rainfall-runoff model, incorporating linear infiltration expression", *Hydrological processes*, vol 4, pp 71-84.
- ALLAM, M.N. y BALKHAIR, K.S. (1987): "Case study evaluation of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph", *Water Resources Management*, 1 pp. 267-291.
- ALLEN, J.R.L. (1970): *Physical processes of sedimentation*. London, Allen and Unwin.
- ALLEN, J.R.L. (1971): *Physical processes of sedimentation*, London, Allen and Unwin, 248 pp.
- ALLISON, L.J. y SCHNAPF, A. (1983): "Meteorological satellites", en R.N. COLWELL (ed.), *Manual of remote sensing*, vol. I, cap 14, pp 651-679.
- ALONSO PASCUAL, J.J. (1957): "La red fluvial de Valencia II. Mitad norte de la provincia", *Anales de Edafología y Fisiología vegetal*, 16, pp.491-555.

- ALVIR BALLESTER, J. (1990): "El Paisatge en la Toponímia", *Redescobrir la Calderona*, Centre Excursionista de València, pp. 47-49.
- ANDERSON, M.C. y BURT, T.P. (1985): "Modelling strategies", in M. G. Anderson y P. T. Burt (ed.): *Hydrological Forecasting*, pp 1-13.
- ANDERSON, M.G. y BURT, T.P. (1978): "Experimental investigation concerning the topographical control of soil water movement of hillslopes", *Zeitch. für Geom.*, Suppl. 29, pp. 52-63.
- ANDERSON, M.G. y KNELAE, P.E. (1980): "Topography and hillslope soil water relationship in a catchment of low relief", *J. Hydrol.*, 47, pp. 115-128.
- ARMENGOT, R. y PEREZ CUEVA, A. (1988): "El clima", en *Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana*, Edicions Alfons el Magnànim, Diputació Provincial de Valencia, pp. 73-102.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977): "Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa". *Geol. Soc. Amér. Bull.*, vol 88.
- AUSTIN, P.M. y HOUZE, R.A., Jr. (1972): "Analysis of precipitation patterns in New England", *J. Appl. Meteorol.*, 11, pp 926-934.
- BACCHI, B.; ROSSO, R. ; ADOM, D. y BRATH A.: "On the geomorphoclimatic derivation of flood frequency (peak and volume) at the basin and regional scale" *New directions for surface water modeling* (Proceedings of the Baltimore Symposium), IAHS Publ. no 181, pp. 165-176.
- BARRETT, E.C. (1979): *Climatology from satellites*, Ed. Methuen, London, New York, 418 p.
- BARRETT, E.C. y MARTIN, D.W. (1981): *The use of satellite data in rainfall monitoring*, Academic Press, London, 340 p.
- BARRY, R.G. y CHORLEY, R.J. (1985): *Atmosfèr, Tiempo y Clima*, ediciones omega, SA, Barcelona, pp. 500.
- BEATY, C.B. (1970): "Age and stimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains, California, USA", *American Journal of Science*, 268, pp. 50-77.
- BENAVENTE, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1989): "Condicionamientos estructurales del karst", *El karst en España*, Monografía 4, SEG, J.J. Durán y J. López-Martinez (ed.), Madrid, pp 65-71.
- BENJAN, A. (1982): "Theoretical explanation for the incipient formation of meanders in straight rivers", *Geophys. Res. Let.*, 9, pp 831-834.
- BERNABE, J.M. y CALVO, A. (1979): "Algunos ejemplos de vertientes de cantil-talud en els Valls d'Alcoi", *Cuadernos de Geografía*, 25, Univ. de València, pp. 127-138.
- BESLER, H. (1972): "Klimaverhadtnisse und klimageomorphologische zoni' rung der zentralen Namib", *Stuttgarter Geographische Studien*, 83, 1.

- BETSON R.P. y ARDIS Jr. C.U. (1978): "Implications for modelling surface water hydrology"., en *Hillslope Hydrology*, pp. 295-323.
- BETSON, R.P. (1964): "What is watershed runoff?", *J. Geophys. Res.*, 67, pp. 1541-1552.
- BETSON, R.P. y MARIUS, J.B. (1969): "Source areas of storm runoff", *Water Resour. Res.*, 5, pp. 574-582.
- BEVEN, K. (1987): "Towards a new paradigm in hydrology", en J.C. Rodda y N.C. Matalas (ed.), pp 393-403.
- BLISSENBACH, E. (1954): "Geology of alluvial fans in semiarid regions", *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 65, pp 175-190.
- BLYTH, K. y RODDA, J.C. (1973): "A stream length study", *Water Resour. Res.*, 9, pp. 1454-1461.
- BLYTH, K. y RODDA, J.C. (1973): "A stream length study", *Water Resour. Res.*, 9, pp. 1454-1461.
- BRAKENDIDGE, G.R. (1988): "River flood regime and floodplain stratigraphy", en *Flood Geomorphology*, pp. 139-155.
- BRAKENRIDGE, G.R.: "River flood regime and floodplain stratigrafy". En *Floods Geomorphology*, pp. 139-155.
- BRAS, R. y EAGLESON, P.S. (1987): "Hydrology, the forgotten earth science", *E.O.S.* 68 (16), 227.
- BRAS., R.L. (1990): *Hydrology. An introduction to hydrologic science*, Addison-Wesley P.C., Massachussetts, 643 pp.
- BRINKMANN, R. (1931): "Betikum und Keltiberikum in Südostpanien". Trad. al español en 1948 por J. Gómez de Llarena con el título: "Las Cadenas Béticas y Celtibéricas del Sureste de España", en *Publ. Extr. Geol. España*, 4, pp. 305-431.
- BRINKMANN, R. (1931): "Betikun und Keltiberikun im Sudostspanien", *Beitr. Zur. Geol. der West Mediterrangebiet*, 6, pp. 305-343, Berlín.
- BRYAN, R.B.; YAIR, A. y HODGES, W. (1978): "Factors controlling the initiation of runoff and piping in Dinosaur Provincial Park badlands, Alberta, Canada", *Zeitch. für Geom.*, Suppl. 29, pp. 151-168.
- BULARD, P.F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F.; y VIALARD, P. (1971): "Le Jurassique de la partie orientale des Chaines Ibériques", *Cuadernos Geol. Ibérica*, V2, pp. 333-344.
- BULL, W.B. (1962): "Relations of alluvial fan size and slope to drainage basin size and lithology in western Fresno Country, California" *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 430B, pp 51-53.
- BULL, W.B. (1977): "The alluvial fan environment", *Progr. in Phys. Geogr.*, 1, pp. 222-270.

- BULL, W.B. (1979): "Threshold of critical stream power", *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 90, pp 453-464.
- BURKHAM, D.E. (1970a): "A method for relating infiltration rates to streamflow rates in perched streams", *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 700 D, pp 226-271.
- BURKHAM, D.E. (1970b): "Depletion of streamflow by infiltration in the main channels of the Tucson Basin, southeastern Arizona", *US Geol. Surv. Wat-Supply Pap.*, 1939-B
- BURKHAM, D.E. (1972): "Channel changes of the Gila river, Safford valley, Arizona, 1846-1970", *Geol. Surv. Prof. Pap. (U.S.)*, no 655-G, pp 1-24.
- BURRIN, P.J. (1985): "Holocene alluviation in Southeast England and some implications for paleohydrological studies", *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 10, pp. 257-271.
- CABEZAS, F. (1989): "La problemática de las avenidas en la cuenca del Segura. Criterios para la implantación del Sistema Automático de Información Hidrológica", *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del mediterráneo*, Instituto universitario de Geografía de la universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp 491-500.
- CALVO GARCIA-TORNEL, F. (1984): La Geografía de los Riesgos, *Geocrítica*, n. 54, 39 pp.
- CALVO, A. (1987): *Geomorfología de laderas en el País Valenciano*, Col.lecció Politècnica/31, Edicions Alfons el Magnanim, 301 pp.
- CALVO, A. y FUMANAL, M.P. (1983): "Morfología y evolución de las laderas en la Serra Grossa", *VIII Col Geograf. Esp.*, Barcelona, pp. 84-91.
- CAMARASA, A.m. (1988): "El SAIH en la cuenca hidrográfica del Júcar", *Cuadernos de Geografía*, no. 44, pp 235-240.
- CAMARASA, A.M. (1990): "Génesis de avenidas en pequeñas cuencas semiaridas: La rambla de Poyo (Valencia)", *Cuadernos de Geografía*, (en prensa).
- CAMARASA, A.M. (1991): "La intensidad de las lluvias extremas mediterráneas a partir de la red SAIH", *XII Congreso Nacional de Geografía*, Valencia, mayo de 1991, (en prensa).
- CANO GARCIA, G.M. (1975): "La cuenca de Caballero, afluente del Cabriel. Estudio geomorfológico y morfométrico", *Cuadernos de Geografía*, 17, Universidad de Valencia, pp. 45-84.
- CANO GARCIA, G.M. (1975): "La cuenca de Caballero, afluente del Cabriel. Estudio geomorfológico y morfométrico", *Cuadernos de Geografía*, 17, Universidad de Valencia, pp. 45-84.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1977): "Los torrenciales aguaceros y crecidas fluviales de los día 25 y 26 de Octubre de 1977 en el litoral

- levantino y sur mediterráneo de la Península Ibérica", *Paralelo* 37, 1, pp. 109-132.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1983): *El clima de la España Cantábrica: las inundaciones de Agosto de 1983 en el País Vasco, Cantabria y Navarra atlántica*. Almería. La Crónica. 143 pp.
- CAREY, W.C.: "Formation of floodplains lands", *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, pp 981-994.
- CARLSTON, C.W. (1963): "Drainage density and streamflow", *Geol. Surv. Prof. Pap. (US)*, 442C, pp. 1-8.
- CARMONA, M.P. (1989): "Las ciénagas asociadas al llano de inundación del río Turia", *XI Congreso Nacional de Geografía*, Madrid, pp 371-380.
- CARMONA, M.P. (1990): *La formació de la plana al.luvial de València. Geomorfologia, hidrologia i geoarqueologia de l'espai litoral del Túria*, Edicions Alfons el Magnànim, Institució Valenciana d'estudis i investigació, pp 175.
- CARONI, E.; ROSSO, R. y SICCCARDI, F. (1986): "Nonlinearity and time variance of the hydrologic response of a small mountain creek", en *Scale Problems in Hydrology*, pp. 19-38.
- CASANOVA, J. (1980): "Structures stromatolitiques en milieu continental: exemples pris dans les travertins plio-pléistocènes du Var", 3 réun. ann. *Sci. Terre*, Marseille, 1980, pp. 84.
- CASTANY, G. (1971): *Tratado práctico de las aguas subterráneas*, Barcelona, Omega, 671 pp.
- CHAMPETIER, Y. (1972): "Le Prébétique et l'Iberique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne)". *Sciences de la Terre* (mem), 24, 169 pp.
- CHORLEY, R.J. (1957): "Climate and Morphometry", *J. Geol.*, 65, pp. 628-668.
- CHORLEY, R.J. (1969): *Introduction to Physical Hydrology*, London, 211 pp.
- CHORLEY, R.J. y KENNEDY, B.A. (1971): *Physical Geography: A Systems Approach*. London, 370 pp.
- CHORLEY, R.J. y MORGAN, M.A. (1962): "Comparison of morphometric features, Unaka Mountains, Tennessee and North Carolina, and Dartmoor, England", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, pp. 17-34.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1977): "Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal", *Geografia*, vol. 2, n. 4, pp. 81-102.
- CLAVERO, P.L. (1977): *Los climas de la región valenciana*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 2 tomos.



- COHEN, O. y BEN-ZVI, A. (1979): "Regional analysis of peak discharges in the Negev, *Symposium of the hydrology of areas of low precipitations*, IAHS Pub., n. 128, pp. 23-32.
- CORRADINI, C. y MELONE, F. (1986): "An adaptive model for on-line flood predictions using a piecewise uniformity framework", *Journal of Hydrology*, 88, pp 365-382.
- CORRADINI, C. y SINGH, V.P. (1985): "Effect of spatial variability of effective rainfall on direct runoff by a geomorphologic approach", *Journal of Hydrology*, 81, pp 27-43.
- CORRADINI, C.; MELONE, F. y SINGH, V.P. (1987): "On the structure of a semi-distributed adaptive model for flood forecasting", *Hydrological Sciences Journal*, 32, pp 227-241.
- CORRADINI, C.; MELONE, F.; UBERTINI, L.; DINGH, U.P. (1986): "Geomorphologic approach to synthesis of direct runoff hydrograph from the upper Tiber basin". En *Scale problems in Hydrology*, pp. 57-79.
- CUSTODIO, E. y BAYO, A. (1989): "Procesos físico-químicos de disolución-precipitación de carbonatos. Algunos resultados en acuíferos carbonatados españoles", *El karst en España*, Monografía 4, SEG, J.J. Durán y J. López-Martínez (ed.), Madrid, pp 321-332.
- CZAJKA, W. (1958): "Schwemmfächerbildung und Schwemmfächerformen", *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 100, pp 18-35.
- DA CRUZ, H. (1988): "La conservación de las zonas húmedas". *II Jornadas sobre estudio y protección de las zonas húmedas*. Federación de Amigos de la Tierra. Valencia. pp. 15-18.
- DEMANGEOT, J. (1965): *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*, París, C.R.N.S., 403 PP.
- DENNY, Ch. S. (1967): "Fans and pediments", *Amer.J. Sci.*, 265, pp 81-105.
- DERRUUAU, M. (1983): *Geomorfología*, Barcelona, 528 pp.
- DERRUUAU, M. (1983): *Geomorfología*. Barcelona, 528 pp.
- DISKIN, M. y LAND, L.J. (1972): "A basinwide stochastic model for ephemeral stream runoff in South-Eastern Arizona", *Bull. Inter. Assoc. of Hydrol. Sci.*, 17, pp. 62-76.
- DOOGE, J.C.I. (1957): "The Rational Method for estimating flood peaks", *Engineering*, 184, pp. 311-374.
- DUNNE, T. (1978): "Field studies of hillslope flow process", En *Hillslope Hydrology*, pp. 227-295.
- DUNNE, T. y BLACK, R.D. (1970): "An experimental investigation of runoff production in permeable soils", *Water Res. Res.*, 6, pp. 478-490.

- DUNNE, T. y BLACK, R.D. (1970): "Partial area contribution to storm runoff in a small New England watershed", *Water Resour. Res.*, 6, pp. 1269-1311.
- DUNNE, T. y LEOPOLD, L.B. (1978): *Water in Environmental Planning*, S. Francisco, Freeman and Company, 818 pp.
- DUNNE, T.; MOORE, T.R. y TAYLOR, C.H. (1975): "Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions", *Hydrol. Sci. Bull.*, 6, pp. 1269-1311.
- DUPUY DE LOME, E. (1959): *Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja 668, Sagunto (Valencia)*, IGM, 1959.
- DURAN, J.J.; ELIZAGA, E.; GAZON, J.; LAMAS, D.L.; LENDIDEZ, A.; PRIETO, C.; AYALA, F.J. (1985): *Geología y Prevención de Daños por Inundación*, Madrid. Instituto Geológico y Minero, 421 pp.
- EINSTEIN, H.A. (1964): "River sedimentation", *Handbook of Applied Hydrology*, (ed. V. T. Chow), McGraw-Hill, New York.
- ESTRELA, M.J. (1989): "Algunas microestructuras presentes en las costras calcáreas del piedemonte de Bétera (provincia de Valencia)", *Cuadernos de Geografía*, 45, pp. 11-20.
- ESTRELA, M.J. (1990): (tesis).....
- FAIRBRIDGE, R.W. (1968): "Quaternary fluvial terraces", *The encyclopedia of geomorphology*, vol III, New York, Reinhold Publ. Corp., pp 912-931.
- FISHER, O. (1866): "On the disintegration of a chalk cliff" *Geol. Mag.*, 3, pp. 354-356.
- FOGEL, M. (1981): "Precipitation in the desert", en Evans, D.D. y Thames J.B. (eds.), *water in desert ecosystems*, pp. 219-234.
- FREEZE, R.A. (1978): "Mathematical models of hillslope hydrology". En *Hillslope Hydrology*, pp. 177-225.
- FUMANAL, M.P.; CARMONA, P.; DUPRE, M. y ESTESO, F. (1987): "Fases cuaternarias en el río Tuejar", *Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario, AEQUA*, Santander, pp. 119-123.
- GARCIA ALANDETE, J.I. (1989): "Problemática debida a las avenidas e implantación del S.A.I.H. en las cuencas de la Confederación Hidrográfica del Júcar", en *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo*, Instituto universitario de geografía de la Universidad de Alicante, Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp. 483-490.
- GARCIA ALANDETE, J.I. (1989): "Problemática debida a las avenidas en la cuenca del Segura. Criterios para la implantación del Sistema Automático de Información Hidrológica", *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del mediterráneo*, Instituto universitario de Geografía de la universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp 483-490.

- GARCIA BARTUAL, R. (1989): "Estimación de la respuesta hidrológica de una cuenca sobre la base de la Teoría del Hidrograma Unitario Geomorfológico", *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 3, pp 1-7.
- GARCIA BARTUAL, R. y MARCO, J. (1990): "A stochastic model of the internal structure of convective precipitation in time at a rainuage site", *Hournal of Hydrology*, 118, pp 129-142.
- GARDINER, V. (1975): "Drainage basin morphometry", *Geom. Res. Group Ter. Bull.*, 14, 49 pp.
- GIL OLCINA *et al.* (1986): *Inundaciones en la Ciudad y Término de Alicante*. Universidad de Alicante-Ayuntamiento de Alicante, 179 pp.
- GIL OLCINA, A. (1989): "Causas climáticas de las riadas", *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del mediterráneo*, Instituto universitario de Geografía de la universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp 15-30.
- GONZALEZ BERNALDEZ (1987): "Las zonas encharcables españolas: El marco conceptual". *Seminario sobre bases científicas para la protección de los humedales en España*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid. pp. 9-30.
- GOY, J.L. (1978): *Estudio geomorfológico del Cuaternari litoral valenciano*, Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense. Madrid.
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1974): "Estudio morfotectónico del Cuaternario en el óvalo de Valencia", *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 2, pp. 71-82.
- GOY, J.L.; REY, J.; DIAZ del RIO, V.; ZAZO, C. (1987): "Relación entre las unidades geomorfológicas cuaternarias del litoral y de la plataforma interno-media de Valencia (España): Implicaciones paleogeográficas", *Actas III Reun. Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, Valencia, 1987.
- GRAF, W.L. (1988a): "Definition of flood plains along arid-region rivers", en *Flood Geomorphology*, pp 231-242.
- GRAF, W.L. (1988a): *Fluvial Processes in dryland river*, Berlín, 345 pp.
- GRAF, W.L. (1988b): "Definition of flood plains along arid region rivers". En *Floods Geomorphology*, pp. 231-242.
- GRAYMAN, W.M. y EAGLESON, P.S. (1971): *Evaluation of radar and raingage systems for flood forecasting*. Cambridge, Mass.: MIT Departament of Civil Engineering, Ralph M. Parson Laboratory. (Technical report no. 138).
- GREGORY, K.J. y GARDINER, V. (1975): "Drainage density and climate", *Z. Geomorphol.*, 19, pp. 287-298.

- GUPTA, V.K. y WAYMIRE, E. (1983): "On the formulation of an analytical approach to hydrologic response and similarity at the basin scale", *Journal of Hydrology*, 65, pp 95-123.
- GUPTA, V.K. y WAYMIRE, E.C. (1979): "A stochastic kinematic study of subsyniotic space-time rainfall", *Water Resour. Res.*, no 15(3), pp 630-636.
- GUPTA, V.K.; WAYMIRE, E.; WANG, C.T. (1980): "A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology", *Water Res. Res.*, 16(5), pp. 855-862.
- GUPTA, V.K.; WAYMIRE, E.; WANG, C.T. (1980): "A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology", *Water Res. Res.*, 16(5), pp. 855-862.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA, J.L. (1989) "El karst de la Cordillera Ibérica", *El karst en España*, Monografía 4, SEG, J.J. Durán y J. López-Martínez (ed.), Madrid, pp 151-162.
- HAPP, S.C.; RITTENHOUSE, G. y DOBSON, G.C. (1940): "Some principles of accelerated stream and valley sedimentation", *U.S. Dept. Agriculture Techn. Bull.*, 695, pp. 22-31.
- HARR, R.D. (1977): "Water flux in soil and subsoil on a steep forested slope", *J. Hidrology*, 33, pp 37-58.
- HARVEY, A.M. (1986): "Quaternary erosional and depositional landform systems in Southeast Spain", en F. López Bermúdez y J.B. Thornes (eds.): *Estudios sobre geomorfología del sur de España*, Murcia, COMTAG, 139 pp, cf. pp 137-139.
- HARVEY, A.M. (1987): "Alluvial fan dissection: relationships between morphology and sedimentation", en R. Frostick e I. Reid (eds.): *Deserts sediments: ancient and modern*, Geological Soc. of London, Special Publication, n. 35, pp 87-103.
- HARVEY, A.M. (1989): "The occurrence and role of arid zone alluvial fans", *Arid Zone Geomorphology*, London, pp 137-158.
- HARVEY, A.M. (1990): "Factors influencing Quaternary alluvial fan development in Southeast Spain", *Alluvial Fans. A field approach*, A.H. Rachocki Y M. Church (ed.), pp 247-269.
- HARVEY, A.M. and RENWICK, W.H. (1987): "Holocene alluvial fan and terrace formation in the Bowland Fells, northwest England", *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, pp 249-257.
- HEBSON, C. y WOOD, E.F. (1982): "A derived flood frequency distribution using Horton ratios", *Water Resour. Res.*, n. 18, pp. 1509-1518.
- HEEDE, B.H. (1971): "Characteristics and processes of soil piping in gullies", *USDA Forest Service Research Paper*, RM-68, pp. 1-13.
- HEKMAN, L.H. y BERKAS, W.P. (1982): "Modelling desert runoff". En Evans, D.D. Y Thames, J.L. (ed.), *Water in Desert Ecosystem*, pp. 244-264.

- HEWLETT, J.H. y HIBERT, A.R. (1967): "Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas", en Sopper, W.E. & Lull, H.W. (eds.), *Proceedings of Inter. Symp. of Forest Hydrology*, pp. 275-290.
- HIRSCHBOECK, K.K. (1988): "Flood hydroclimatology", en (V.R. Baker, R.C. Kochel y P.C. Patton, eds.) *Flood geomorphology*, pp 27-50.
- HOOKE, R. le B. (1968): "Steady-state relationships on arid region alluvial fans in closed basins", *Amer. J. Sci.*, 266, pp 609-629.
- HORTON, R.E. (1932): "Drainage Basin Characteristics", *Trans. Am. Geophys. Union*, 13, pp. 350-361.
- HORTON, R.E. (1945): "Erosional development of streams and theirs drainage basins: hydrophysical approach to cuantitative morphology", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56, pp. 275-370.
- HUGHES, D.A. (1980): "Floodplain inundation: processes and relationships with channel discharge", *Earth Surface Processes*, vol. 5, pp. 297-304.
- HUNT, C.B. (1975): *Death Valley: geology, archeology, ecology*. University of California press, Berkeley.
- HUNT, C.B.; AVERITT, P. y MILLER, R.L. (1953): "Geology and Geography of the Henry Mountains region, Utah", *Geol. Sur. Prof. Pap. (U.S.)*, no 228, pp 1-234.
- IASH (1974): "Flash Floods", *Procedings of the Paris Symposium*.
- IGME (1973): *Mapa Geológico Naional. Hoja 694 (Chulilla)*, Madrid, IGME, 45 pp.
- IGME (1974a): *Mapa Geológico Nacional. Hoja 668 (Sagunto)*, Madrid, IGM, 28 pp.
- IGME (1974b): *Mapa Geológico Nacional. Hoja 696 (Burjasot)*, Madrid, IGM, 23 pp.
- IGME (1977): *Mapa Geológico Nacional. Hoja 667 (Villar del Arzobispo)*, Madrid, IGM, 25 pp.
- IGME (1988): *Las aguas subterráneas en la Comunidad Valenciana. Uso, calidad y perspectivas de utilización*, IGM, Madrid., pp.
- IMENSON, A.C.; KWAAD, F.J. y VERSTRATEN, J.M. (1982): "The relationship of soil physical and chemical propertie to the development of badlands in Morocco", en Bryan R.B. & Yair, A. (eds.), *Badland Geomorphology and piping*, Geobooks, Norwich, pp. 47-70.
- JARVIS, C.S. (1936): "Floods in the United States", *Geol. Surv. Water-Supply Pap. (US)*, 771, pp. 1-497.
- JHONSTONE, D. y CROSS, W.P. (1949): *Elements of Applied Hydrology*, New York, 276 pp.



- JORDAN, P.R. (1977): "Streamflow transmission losses in western Kansas", *J. of Hydraulic Division Proc. of the ASCE*, 103, HY 8, pp. 905-919.
- KEPPEL, R.V. (1960): "Transmission losses in Walnut Gulch watershed", *Joint Agricultural Research Service, Soil Cons. Serv. Hydrol. Workshop*, pp. 211-218.
- KESSEL, R.H. (1985): "Alluvial fan systems in a wet-tropical environment, Costa Rica", *National Geographic Research*, 1, pp 450-469.
- KIRKBY, M.J. (1978): *Hillslope Hydrology*, John Wiley and sons.
- KIRKBY, M.J. y CHORLEY, R.J. (1967): "Throughflow, overland flow and erosion", *Bull. Inter. Assoc. Sci. Hydrol.*, 12, pp. 5-21.
- KIRSHEN, D.M. y BRAS, R.L. (1983): "The linear channel and its effect on the geomorphologic IUH", *Journal hydrology*, vol 65.
- KLEMES, V. (1981): "Stochastic models of rainfall-runoff relationships". En *International Symposium on Rainfall-Runoff modelling*, Pre-symposium proceedings, pp. 35-36.
- KLEMES, V. (1986): "Dilettantism in hydrology: transition or destiny?", *Water Resour. Res.*, no 22, pp 177-188.
- KLEMES, V. (1987): "Hydrological and engineering relevance of flood frequency analyses". En (V:P: Singh, ed.) *Hydrologic Frequency modelling*, pp 1-18.
- KNIGHTON, D. (1984): *Fluvial forms and process*, Arnold, London.
- KOSTASCHUK, R.A.; McDONALD, G.M. and PUTNAM, P.E. (1986): "Depositional proceses of alluvial fan drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada", *Earth Surface Processes and Landformss*, 11 pp 471-484.
- LAMAS, J.L. (1985): "Factores climáticos e hidrológicos en la formación de avenidas", *Geología y prevención de daños por inundaciones*, IGME, pp 55-116.
- LANE, L.J. (1980): "Transmissions losses", en US Soil Conservation Service (ed.) *National Engineering Handbook*, US Dep. Agric., Washington, Sec 4, Cap. 19.
- LANE, L.J.; PURTYMUN, W.D.; BECKER, N.M. (1985): "New estimating procedures for surface runoff, sediment yield, and contaminant transport in Los Alamos Country, New Mexico", *Los Alamos Natl. Lab. Pub.*, LA-10335-MS, UC-11.
- LAS PROVINCIAS (1958): *La riada de 1957*, Valencia, pp 113.
- LEGGETT, R.F.; BROWN, R.J.E. and JOHNSTON, G.H. (1966): "Alluvial fan formation near Aklavik, Northwest Territories, Canada", *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 77, pp 15-30.

- LEHMANN, O. (1933): "Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinch lagwäden". *Vierteljahrschrift Naturforsch. Ges. Zurich*, 78, pp. 83-126.
- LEOPOLD L.B.; WOLMAN, M.G. y MILLER, J.P. (1964): *Fluvial Processes in Geomorphology*, S. Francisco, W.H. Freeman.
- LEOPOLD, L.B. y MILLER, J.P. (1956): "Ephemeral streams hydraulic factors and their relations to the drainage net", *Geol. Surv. Prof. Pap. (US)*, 282-17, pp. 1-37.
- LEVANDIER, M.T. (1987): "Mise en oeuvre et interpretation de la comparaison de modèles". En *Prévision de crues*, Société Hydrotechnique de France.
- LEWIN, J. (1978): "Floodplain geomorphology", *Progress in Physical Geography*, vol. 2, no 3, pp 408-437.
- LEWIN, J. y MANTON, M.M.M. (1975): "Welsh floodplain studies: The nature of floodplain geometry", *Journal of Hydrology*, 25, pp. 37-50.
- LEWIN, J.; COLLIN, R.L. y HUGHES, D.A. (1979): "Flooding on modified floodplains", en Hollis, G. E. (Ed.), *Man Impact on the hydrological cycle in the United Kingdom*, *Geo-Abstracts*, pp 109-119.
- LOPEZ BERMUDEZ *et al.* (1988): *Geometría de las Cuencas Fluviales: las Redes de Drenaje del Alto Guadalentín (Almería-Murcia)*, Proyecto LUCDEME IV, Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza, pp. 225.
- LOPEZ BERMUDEZ, F. y GUTIERREZ ESCUDERO, J.D. (1983): "Descripción y experiencias en la avenida e inundaciones de octubre de 1982 en la Cuenca del Segura", *Estudios Geográficos* 170-171, pp 87-119.
- LOPEZ GARCIA, M.J. (1991): *La temperatura del mar Balear a partir de las imágenes de satélite*, Valencia, Dpto. de Geografía, 158 pp.
- MADDUMA BANDARA, C.M. (1974): "Drainage density and effective precipitation", *J. Hydrology*, 21, pp. 187-190.
- MALONE, T.A. y CORDERY, I. (1989): "An assessment of network models in flood forecasting", *New directions for surface water modeling* (Proceedings of the Baltimore Symposium), IAHS Publ. no 181, pp. 115-124.
- MARCO, J. (1989): "La defensa integral frente a las crecidas en la Comunidad Valenciana", *El agua en la Comunidad Valenciana*, Universidad Politécnica de Valencia, pp 61-9.
- MARCO, J. y REYES, M. (1981): *Hidrología*, Servicio de Publicaciones de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de Valencia, Valencia.

- MARTIN VIDE, J. (1987): *Característiques climatològiques de la precipitació en la franja costera mediterrània de la Península Ibèrica*, Institut Cartogràfic de Catalunya, 245 pp.
- MARTIN VIDE, J. (1989): "Caracteres cuantitativos de las precipitaciones torrenciales en el litoral mediterráneo español y sus causas sinópticas en la costa catalana", *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del mediterráneo*, Instituto universitario de Geografía de la universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp 117-129.
- MARTIN VIDE, X. (1985): *Pluges i inundacions a la Mediterrània*, Barcelona, Ketres, 132 pp.
- MARTINEZ GALLEGO, J. (1986): *Geomorfología de los depósitos cuaternarios de la zona N-NE de la provincia de Valencia*, Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense. Madrid.
- MARTINEZ GALLEGO, J.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1987): "Un modelo de mapa neotectónico de la región nororiental de la provincia de Valencia (España)", *Estudios Geolo.*, 43 pp. 57-62.
- MATEU BELLES, J.F. (1982): *El norte del País Valenciano. Geomorfología Litoral y Prelitoral*, Universidad de Valencia, 286 pp.
- MATEU BELLES, J.F. (1983a): "La inundación de la ribera del Júcar (20-21 de octubre de 1982)", *Estudios Geográficos*, C.S.I.C., no. 170-171, pp 187-221.
- MATEU BELLES, J.F. (1983b): "Aluvionamiento medieval y moderno en el llano de inundación del Júcar", *Cuadernos de Geografía*, 32-33, pp 291-310.
- MATEU BELLES, J.F. (1988): "Crecidas e inundaciones en el País Valenciano", en *Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana*, Edicions Alfons el Magnànim, Diputacion Provincial de Valencia, pp. 595-636.
- MATEU BELLES, J.F. (1989): "Ríos y ramblas mediterráneos", *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del mediterráneo*, Instituto universitario de Geografía de la universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp 133-150.
- MATEU, J.F.; BURQUET, I.; FABREGAT, C.; NEBOT, J.; PARDO, J.; VIÑALS, M.J. (1988): "Geomorfología y colonización vegetal en ramblas de zonas calcáreas: el saltador de la Rambla de la Viuda", *Cuadernos de Geografía*, n. 44, pp. 145-162.
- MAXWELL, J.C. (1960): "Quantitative geomorphology of the San Dimas experimental fret, California", *Tech. Rep.*, 19. Dept. of Geology, Columbia University, New York.
- McNEAL, B.L.; LAYFIELD, D.A.; NORVELL, W.A. y RHOADES, J.D. (1968): "Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed salt solutions", *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32, pp. 187-190.



- MELLENDEZ, A. y SANCHO, C. (1989): "Características estratigráficas y sedimentológicas de las principales formaciones carbonatadas con interés en el desarrollo del karst", *El karst en España*, Monografía 4, SEG, J.J. Durán y J. López-Martínez (ed.), Madrid, pp 45-54.
- MELTON, M.A. (1957): "An analysis of the relation among elements of climate, surface properties and geomorphology", *Tech. Rep.*, 11, Dept. of Geology, Columbia University, New York.
- MELTON, M.A. (1965): "The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona", *J. Geology*, 73, pp 1-38.
- MILLER, D.H. (1977): *Water at the surface of the earth, International Geophysics Series, vol. 21*, New York, 557 pp.
- MILLER, V.C. (1953): "A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area Virginia and Tennessee", *Tech. Rep.*, n. 3, Dept. of Geology, New York.
- MIMIKOU, M. y GORDIOS, J. (1989): "Regional analysis of the mean annual flood and the flood frequency characteristics", *New directions for surface water modeling* (Proceedings of the Baltimore Symposium), IAHS Publ. no 181, pp. 271-281.
- MIRO-GRANADA, J. (1983): "Consideraciones generales sobre la meteorología de las riadas en el levante español", *Estudios Geográficos*, 170-171, pp. 31-53.
- MISHALL, N.E. y JAMINSON, V.C. (1965): "Interflow in claypan soils", *Water Res. Res.*, 1 (3), pp. 381-390.
- MORISAWA, M. (1968): *Streams: their Dynamics and Morphology*, New York, Mc Graw-Hill, 175 pp.
- MORISAWA, M. (1985): *Rivers Forms and Process*. London, University of East Anglia.
- MORISAWA, M.E. (1962): "Quantitative Geomorphology of some watershed in Appalachian Plateau", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, pp. 1025-1046.
- MURPHEY, J.B.; WALLACE, D.E. y LANE, L.J. (1977): "Geomorphic parameters predict hydrograph characteristics in the southwest", *Water Resour. Bull.*, 13, pp. 25-38.
- NASH, J.E. (1958): "Determining runoff from rainfall" *Inst. Civ. Engin. Proc.*, 10, pp. 163-184.
- NASH, J.E. (1967): "The role of parametric hydrology", *J. Inst. Water Engrs.*, 21, pp. 435-474.
- NICOD, J. (1972): *Pays et paysages du calcaire*, Paris, PUF, 244 pp.
- NIEMCZYNOWICZ, J. (1986): *An investigation of the areal and dynamic properties of rainfall and its influence on runoff generating processes*, Univ. of Lund, Sweden, report no 1005, 215 pp.

- NIETO, M.; OBARTI, J.; GARAY, P.(1988): "Metodologies per a la determinació del risc d'inundació. La seva aplicació a una conca mediterrània valenciana (Barranc de Torrent), *Revista Catalana de Geografia*, n. 8, vol III, pp. 59-71.
- NILSEN, T.H. y MOORE, T.E. (1984): *Bibliography of Alluvial-Fans Deposits*, Norwich, Geo Books, 96 pp.
- NOUH, M. (1988): "On the prediction of flood frequency in Saudi Arabia", *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, Part 2, 85, pp 121-144.
- NOUH, M. (1989): "On the use of rational formula in infiltrating mountainous catchments", *Proceeding, Internatinal Conference on channel flow and catchment runoff*, IAHR/ASCE AGU/IWRA, Virginia, pp. 226-237.
- NOUH, M. (1990): "Flood hydrograph estimation from arid catchment morphology", *Hydrological processes*, vol. 4, pp 103-120.
- ORTI CABO (1974): "El Keuper del Levante Español". *Est. Geol.*, vol XXX, pp. 7-46.
- OSBORN, H.B. y LANE, L.J. (1969): "Precipitation-runoff relation for very small semiarid rangeland watersheds", *Water Resour. Res.*, 5 (2), pp. 419-425.
- PARGA, J.R. (1969): "Spatvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv", *Geol. Rodsch.*, T. 59, pp 323-336.
- PARKER, G.G. (1965): "Piping: a geomorphic agent in landform development of the drylands", *IASH Publ.*, 65, pp. 103-113.
- PATTON, C.P.; ALEXANDER, Ch.S. and KRAMER, F.L. (1970): *Physical Geography*, Wandsworth Publishing Co. Inc., Belmont, California.
- PATTON, P.C. (1988). "Drainage basin morphometry and floods". En *Floods Geomorphology*, pp. 51-64.
- PATTON, P.C. y BAKER, V.R. (1976): "Morphometry and floods in small drainage basins sujet to diverse hydrogeomorphic constrols", *Water Resou. Res.*, 12, pp 941-952.
- PEINADO, A. y ALMARZA, C. (1983): "Las lluvias copiosas de los días 19 y 20 de octubre de 1982 como extremo puntual en la vertiente mediterránea levantina española" *Estudios Geográficos* 170-171, pp 75-85.
- PEREZ CUEVA, A. (1988): *Geomorfología del sector ibérico valenciano entre los ríos Mijares y Turia*, Dpto. de Geografía, Univer. de Valencia, 217 pp.
- PEREZ CUEVA, A.J. y ARMENGOT, R. (1983): "El temporal de octubre de 1982 en el marco de las lluvias torrenciales en la cuenca baja del Júcar", *Cuadernos de Geografía*, 32-33, Dpto. Geografía, Universidad de Valencia, pp 61-86.

- PILGRIM, D.H. (1976): "Travel time and non linearity of flood runoff from tracer measurement on a small watershed", *Water Resour. Res.*, 12(3), pp.487-496.
- PILGRIM, D.H. (1977): "Isocrones of travel time distributions of flood storage from a tracer study on a small watershed", *Water Resour. Res.*, 13(3), pp. 587-595.
- PILGRIM, D.H.; CORDERY, I.; BOYD, M.J. (1982): "Australian developments in flood hydrograph modelling". En Sing, V.P. (ed.), *Rainfall Runoff Relationships*, Water Res. Publi., Colorado, pp. 37-50.
- POPOV, L.V. y GAVRIN, Y.S. (1970): "Use of aerial photography in evaluating the flooding and emptying of rivers floodplains and the development of floodplains currents", *Soviet Hydrology*, 5, pp 413-426.
- PUPIISKY, H. y SHAINGERB, I. (1979): "Salt effects in the hydraulic conductivity of a sandy soil", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, pp. 429-433.
- QUEREDA SALA, J. (1989): "Las interacciones atmósfera-océano en la climatología del mediterráneo occidental", en *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del mediterráneo*, Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante, Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp. 67-87.
- QUEREDA, J. (1976): *El Clima de la Provincia de Castellón*, Castellón, Excma. Diputación Provincial, 134 pp.
- QUEREDA, J. (1983): "Los excepcionales temporales de Octubre y su relación con las temperaturas de mar" *Cuadernos de Geografía* no. 32-33, pp 87-100.
- QUIRK, J.P. y SCHOFIELD, R.K. (1955): "The effect of electrolyte concentration on soil permeability", *J. Soil. Sci.*, 6, pp. 163-178.
- RACHOCKI, A. (1981): *Alluvial Fans*, London, John Willey and Sons, 161 pp.
- RAGAN, R.M. (1968): "An experimental investigation of partial area contribution", *IASH Publ.*, 76, pp. 241-249.
- REMENIERAS (1971): *Tratado de Hidrología Aplicada*, Barcelona, Editores Técnicos Asociados, 515 pp.
- ROCHE, M. (1963): *Hydrologie de Surface*, ORSTOM, París, pp. 430.
- RODRIGUEZ ITURBE, I. y VALDES, J.B. (1979): "The geomorphological structure of hydrologic response", *Water Resour. Res.*, 15(6), pp. 1409-1420.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. y EAGLESON, P.S. (1987): "Mathematical models of rainstorm in space and time", *Water Resour. Res.*, vol 23, no. 1, pp 181-190.

- RODRIGUEZ-ITURBE, I.; GONZALEZ SANABRIA, M. y BRAS, R.L. (1982): "The geomorphoclimatic theory of the instantaneous unit hydrograph", *Water Resour. Res.*, 18(4), pp. 877-886.
- ROMERO DIAS, M.A. (1989): *Las cuencas de los ríos Castril y Guardal (cabecera del Guadalquivir). Estudio Hidrogeomorfológico.* Ayuntamiento de Huéscar (Granada) y Universidad de Murcia, 285 pp.
- ROSSELLO, V.M. (1963): "Notas preliminares a la morfología litoral del norte de Valencia", *Saitabi*, 13, pp. 105-144.
- ROSSELLO, V.M. (1979): "Anotacions a la toponímia de la Ribera del Xúquer i encontorns", *Cuadernos de Geografía*, 24, Univ. València, pp. 1-26.
- ROSSELLO, V.M. (1986): "Ramblas y barrancos: un modelo de erosión mediterránea", *Acta, Discurso, Ponencias y Mesas Redondas del IX Coloquio de Geógrafos Españoles*, Murcia, Sección de Geografía de la Universidad de Murcia, pp. 177-184.
- ROSSELLO, V.M. (1989): "Los llanos de inundación", en *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo*, Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante, Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp. 243-283.
- ROSSELLO, V.M. (1989b): "Zonas húmedas: una revisión conceptual", Ponencia presentada en *IX Congreso Nacional de Geografía*, Madrid.
- ROSSO, R. (1983): "Sulla taratura della risposta idrologica in base ai caratteri della rete idrografica", *Idrotecnicia*, 1, pp. 3-25.
- ROSSO, R. (1984): "Nash model relation to Horton order ratios", *Water Resour. Res.*, pp.914-920.
- ROSSO, R. y CARONI, E. (1987): "Analisis estimation and prediction of the hydrologic response from catchment geomorphology", *Memorie e studi dell'istituto di idraulica e costruzioni idrauliche del politecnico di milano*, vol 1, pp. 93-108.
- RYDER, J.N. (1971): "The stratigraphy and morphology of periglacial alluvial fans in south central British Columbia", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, pp 279-298.
- SAIZ BUENDIA, J.L. (1972): "El Barranc del Carraixet, estudio granulométrico y morfométrico", *Cuadernos de Geografía*, 10, Univ. de Valencia, pp. 66-92.
- SANJAUME, E.; SEGURA, F.; MEYER, M.J. (1985): "Estudio Sedimentológico de la Rambla de Chiva", *I Coloquio sobre Procesos Actuales en Geomorfología*, Jaca, Colegio Universitario de la Rioja, pp. 137-148.
- SCHEIDEGGER, A.E. (1965): "The algebra of stream-order number", *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, 525B.

- SCHICK, A.P. (1971): "Desert floods-interim results of observations in the Nahal Yael research watershed, 1965-1970", *IASH-AISH Publ.*, 96, pp 478-493.
- SCHICK, A.P. (1977): "A tentative sediment budget for an extremely arid watershed in the southern Negev", en *Geomorphology in Arid Regions*, D.O. Doehring (ed), Massachusetts, pp. 139-163.
- SCHICK, A.P. (1988): "Hydrologic aspects of floods in extreme arid environments", en *Floods Geomorphology*, John Wiley & sons, pp. 189-203.
- SCHICK, A.P. y SHARON, D. (1974): "Geomorphology and climatology of arid watersheds", *Tech. Rep. Department of Geography*, Hebrew University, Jerusalem.
- SCHUMM, S. A. y LICHTY, R.W. (1963): "Channel widening and flood-plain construction along Cimarron river in south-western Kansas", *Geol. Sur. Prof. Pap. (U.S.)*, no 352-D, pp 71-88.
- SCHUMM, S.A. (1956): "Evolution of drainage system and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67, pp. 597-646.
- SCHUMM, S.A. (1977): *The Fluvial System*, London, John Wiley and Sons, 338 pp.
- SEELY, M.K. (1978): "The Namib dune desert and unusual ecosystem", *J. Arid Environ.*, 1, 117.
- SEGURA, F.; SANJAUME, E.; MEYER, M.J. (1985): "Repercusiones de un fenómeno extraordinario en la Rambla de Chiva" , *I Coloquio sobre Procesos Actuales en Geomorfología*, Jaca, Colegio Universitario de la Rioja, pp. 137-248.
- SEGURA, F.S. (1990): *Las Ramblas Valencianas*, Dpto de Geografía, Universidad de Valencia, 229 pp.
- SEGURA, F.S.; PARDO, J.E.; BURGNET, I. y SAPIÑA, F. (1989): *Las Ramblas del Sur del País Valenciano*, IVEI, Valencia (inédito).
- SHARON, D. (1972): "The spottiness of rainfall in a desert area", *J. Hydrol.*, 17, pp. 161-175.
- SHARON, D. (1974): "The spatial pattern of convective rainfall in Sukumaland, Tanzania - a statistical analysis", *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, 22(13), pp 201-218.
- SHARON, D. (1981): "The distribution in space of local rainfall in the Namib desert", *J. Climatol.*, 1, pp. 69-75.
- SHERMAN, L.K. (1932): "Streamflow from rainfall by unit-graph method", *Engineering New Records*, 103, pp. 501-505.
- SHREVE, R.L. (1967): "Infinite topologically random channel networks", *J. Geol.*, 77, pp. 397-314.

- SIMON, J.L. (1984): *Comprensión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*, tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 501 pp.
- SIMPSON, R.J.; WOOD, T.R. y HAMLIN, M.J. (1980): "Simple self-correcting models for forecasting flows on small basins in real time", *Hydrological Forecasting* (Proceedings of the Oxford Symposium, April 1980): IAHS Publ. no. 129, pp 433-443.
- SINGH, L. (1970): "Basin circularity ratio as a terrain-type element: a case of study of the Hosharpur Kangra", *Deccan Geogr.*, 8 (1-2), pp. 119-128.
- SINGH, V.P. (1983): "A geomorphic approach to hydrograph synthesis with potential for application to ungaged watersheds, *Tech. Rep., Water Resour. Res. Inst., Louisiana, State University*, 101 pp.
- SINGH, V.P. y CHOWDHURY, P.K. (1979): "A mathematical model for runoff in arid lands", *IAHS Publ.*, n. 128, pp. 181-190.
- SMART, J.S. (1972): "Channel networks", *Adv. Hydrosci.*, 8, pp. 305-346.
- SMITH, D.I. (1975): "The problems of limestone dry valleys. Implications of recent work in limestone hydrology", en peel, Chisholm y Haggett (eds.): *Process in Physical and Human Geography*, Bristol, Heinemann Educational Books, 415 pp, cf. pp. 130-147.
- STALL, J.B. y FOK, Y.S. (1967): "Discharge as related to stream system morphology", en *Symposium on River Morphology*, Int. Assoc. Sci. Hydrol., Berna, pp. 224-235.
- STEVENS, M.A.; SIMMONDS, D.B y RICHARDSON, E.V. (1975): "Non-equilibrium river form", *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, no 101, pp 557-566.
- STOCKING, M. (1981): "A model of piping in soils", *Proceedings of the 3rd meeting of I.G.U. Commission on Field Experiments in Geomorphology*, pp. 105-120.
- STRAHLER, A.N. (1952): "Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63, pp. 1117-1142.
- STRAHLER, A.N. (1953): "Revision of Horton's quantitative factors in erosional terrain", *Trans. Am. Geophys. Union*, 34.
- STRAHLER, A.N. (1964): "Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks", en *Handbook of Applied Hydrology*, (V.T. Chow, ed.), New York, pp. 4.40-4.74.
- STRINGER, E.T. (1972): *Foundations of Climatology*, San Francisco, 566 pp.
- SWEETING, M.M. (1972): *Karst Landforms*, London, Mcmillan, 362 pp.

- TEMEZ, J. (1978): *Cálculo Hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales*. MOPU Dirección General de Carreteras, 113 pp.
- THIRRIOT, C. (1980): "Le devenir prochain de la pluie: infiltration ou ruissellement", *La Houille Blanche*, 415; pp. 259-265.
- THOMAS, D.M. y BENSON, M.A. (1970): "Generalitation of streamflow characteristics from drainage-basin characteristics", *Geol. Surv. Water-Supply Pap. (US)*, 1975, pp. 1-55.
- THORNBURY, W.B. (1954): *Principes of Geomorphology*, John Wiley, New York.
- THORNES, J.B. (1977): "Channel changes in ephemeral streams: observations, problems and models", in Gregory, K.J. (ed.): *River channel changes*, pp. 317-335.
- THORNES, J.B. (1980): "Structural inestability and ephemeral channel behaviour", *Z. Geomorph.*, N.F. Sipp. Bol., 36, pp. 233-244.
- TRAINER, F.W. (1963): "Drainage density as an indicator of baseflow in part of the Potomac river", *Geol. Surv. Prof. Pap. (US)*, 650 C, pp. 177-183.
- TROENDLE, C.A. (1985): "Variable source area models", en M.G. Anderson y T.P. Burt (eds.) *Hydrological Forecasting*, New york, pp 347-403.
- TROUTMAN, B.M. y KARLINGER, M.R. (1985): "Unit hydrograph aproximations assuming linear flow through topologically random channel networks", *Water Resour. Res.*, 21(5), pp. 743-754.
- US SOIL CONSERVATION SERVICE (1972): *National engineering handbook*, Sec 4: Hydrology, US Dep. Agric., Washington, DC.
- VALDES, J.B., RODRIGUEZ ITURBE, I. y GUPTA V.K. (1985): "Approximations of temporal rainfall from multidimensional model", *Water Resour. Res.*, vol. 21, no. 8, pp 1259-1270.
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; LINARES, A.; y RIBA, O. (197-): "Características estratigráficas del Jurásico de la región de Molina de Aragón (zona comprendida entre Monreal del Campo y Zaorejas)", *Cuadernos Geol. Ibérica*, V.2, pp. 355-3741.
- VIRGILI, C. (1958): "El Triásico de los Catalánides", *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, V. 69, pp 3-815.
- WALLACE, D.E. y LANE, L.J. (1978): "Geomorphic features affecting transmission loss potential on semiarid watershed", *Hydrology and Water Resour. in Arizona and the Southwest*, 8 pp. 157-164.
- WANG, C.T.; GUPTA, V.K. y WAYMIRE, E. (1981): "A geomorphologic synthesis of nonlinearity in surface runoff", *Water Resour. Res.*, 17(3), pp. 545-554.
- WARD, R. (1978): *Floods. A Geographical Perspective*. London, Macmillan, 244 pp.



- WASSON, R.J. (1975): "Alluvial fan", *Austr. Geogr.*, 13, pp 157-159.
- WAYMIRE, E. y GUPTA, V.K. (1981): "The mathematical structure of rainfall representations 1. A review of the stochastic rainfall models", *Water Resour. Reser.*, 17 (5), pp 1261-1272.
- WAYMIRE, E.; GUPTA, V.K.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1984): "A spectral theory of rainfall intensity at the meso-B scale", *Water Resour. Res.*, 20 (10), pp 1453-1465.
- WEYMAN, D.R. (1970): "Throughflow on hillslopes and its relation to the stream hydrograph", *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, 15(3), pp. 25-33.
- WHEATER, H.S. (1991): "Spatial rainfall in South West Saudi Arabia. Implications for hydrological monitoring and analysis", *XVI E.G.S. General Assembly*. Wiesbaden.
- WHIPKEY, R.Z. (1967): "Subsurface stormflow on forested slopes", *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, 10(2), pp. 74-85.
- WILLIAMS, G.E. (1973): "Late Quaternary piedmont sedimentation, soil formation and paleoclimates in arid south Australia", *Zeitschr. Geomorph. N.F.*, 17, pp 102-125.
- WILSON, E.M. (1983): *Engineering Hydrology*, McMillan Press LTD, Hong-Kong, pp. 400.
- WOLMAN, M.G. y LEOPOLD, L.B. (1957): "River floodplains: some observations of their formation", *Prof. Paper U.S. Geological Survey*, 282-C, pp 87-107.
- WOOLHISER, D.A. (1971): "Deterministic approach to watershed modelling", *Nordic Hydrology II*, pp. 146-166.
- YAIR, A. (1983): "Hillslope hydrology water harvesting and areal distribution of ancient agricultural fields in the northern Negev desert", *J. of Arid Environ.*, 6, pp. 283-301.
- YAIR, A. (1990): "Spatial variability in runoff in semi-arid and arid areas", *Seminario UIMP*, 1991.
- YAIR, A. SHARON, D. y LAVEE, H. (1980): "Trends in runoff and erosion processes over an arid limestone hillside, northern Negev, Israel", *Hydrol. Sci. Bull.*, 25(3), pp. 243-255.
- YAIR, A. y DANIN, A. (1980): "Spatial variations in vegetation as related to the soil moisture regime over an arid limestone hillside, northern Negev, Israel", *Oecologia*, 47, pp. 83-88.
- YAIR, A. y LAVEE, H. (1976): "Runoff generative process and runoff yield from arid talus mantled slopes", *Earth Surf. Process*, 1, pp. 235-247.
- YAIR, A. y LAVEE, H. (1985): "Runoff generation in arid and semi-arid zones", en *Hydrological Forecasting* (Anderson Y Burt, ed.), pp. 183-220.



LA HISTORIA DE ESPAÑA EN EL SIGLO XVIII

DE DON JUAN DE SUAREZ VIZCARRA, AKA. DE LA UNIVERSIDAD DE VALENCIA

IMPRESA EN LA TIPOGRAFIA DE DON JUAN DE SUAREZ VIZCARRA, EN VALENCIA, EN EL AÑO DE 1800



YOUNG, A. (1972): *Slopes*. Longman, 228 pp.

ZAVOIANU, I. (1985): *Morphometry of drainage basins*, Institute of Geography, Bucarest, pp. 238.

ZERNITZ, E.R. (1977): "Drainage Patterns and their significance", en *Drainage Basin Morphology*, Schumm (ed.). Pennsylvania, pp. 45-68.



D. 489455  
L. 489464

11511

b 11936848

l 23619971

CB 0002203092

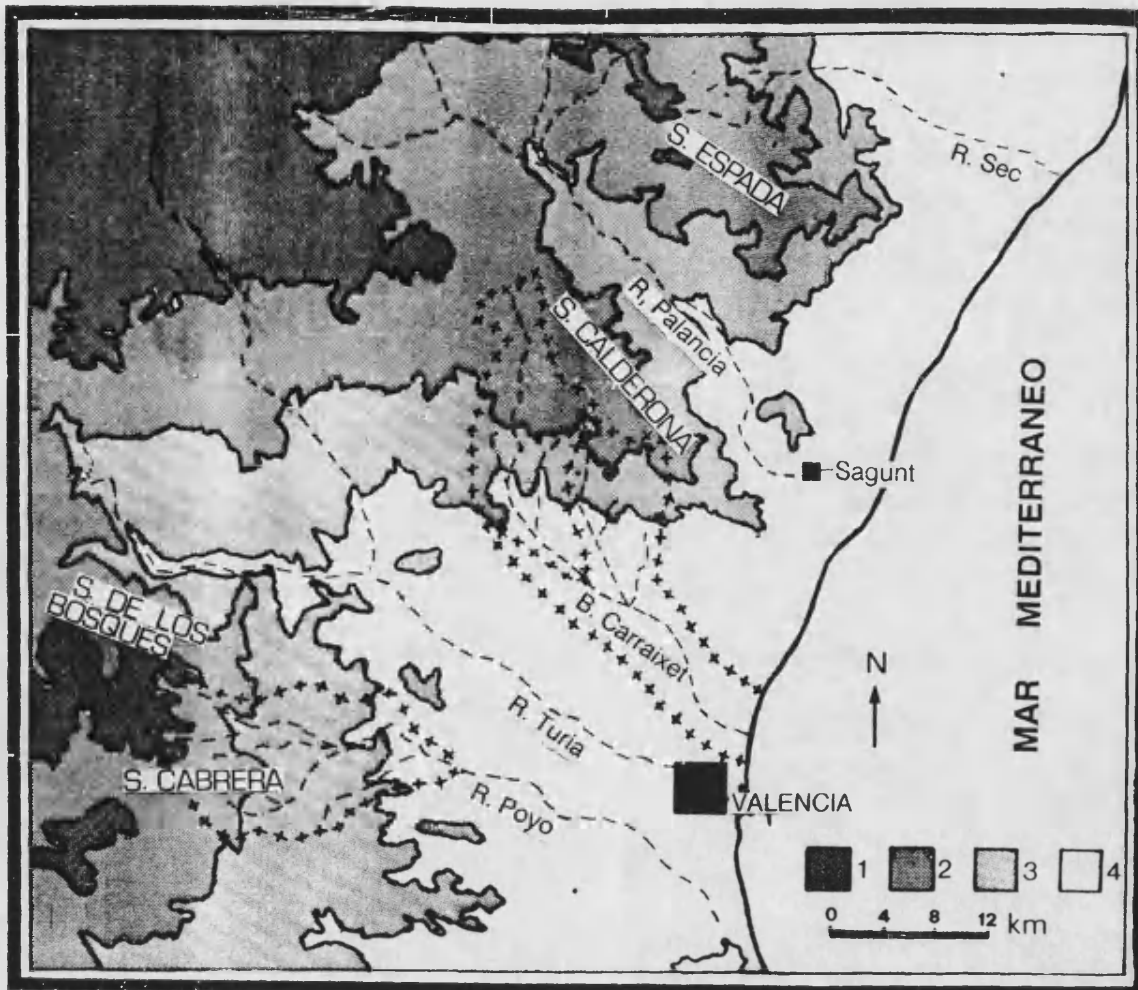


Figura 1.1. Localización de la zona de estudio

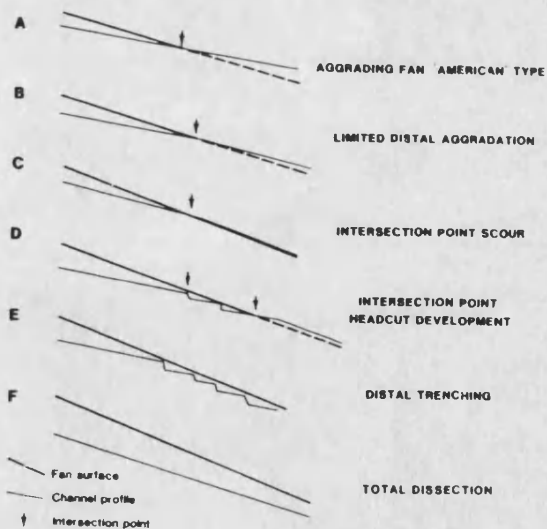


Figura 2.1. Modelo esquemático de superficie de abanico en relación con el perfil del cauce para abanicos progradantes (tipos A,B,C) y en estado de disección (tipos D,E,F) (Fuente: HARVEY, 1990)





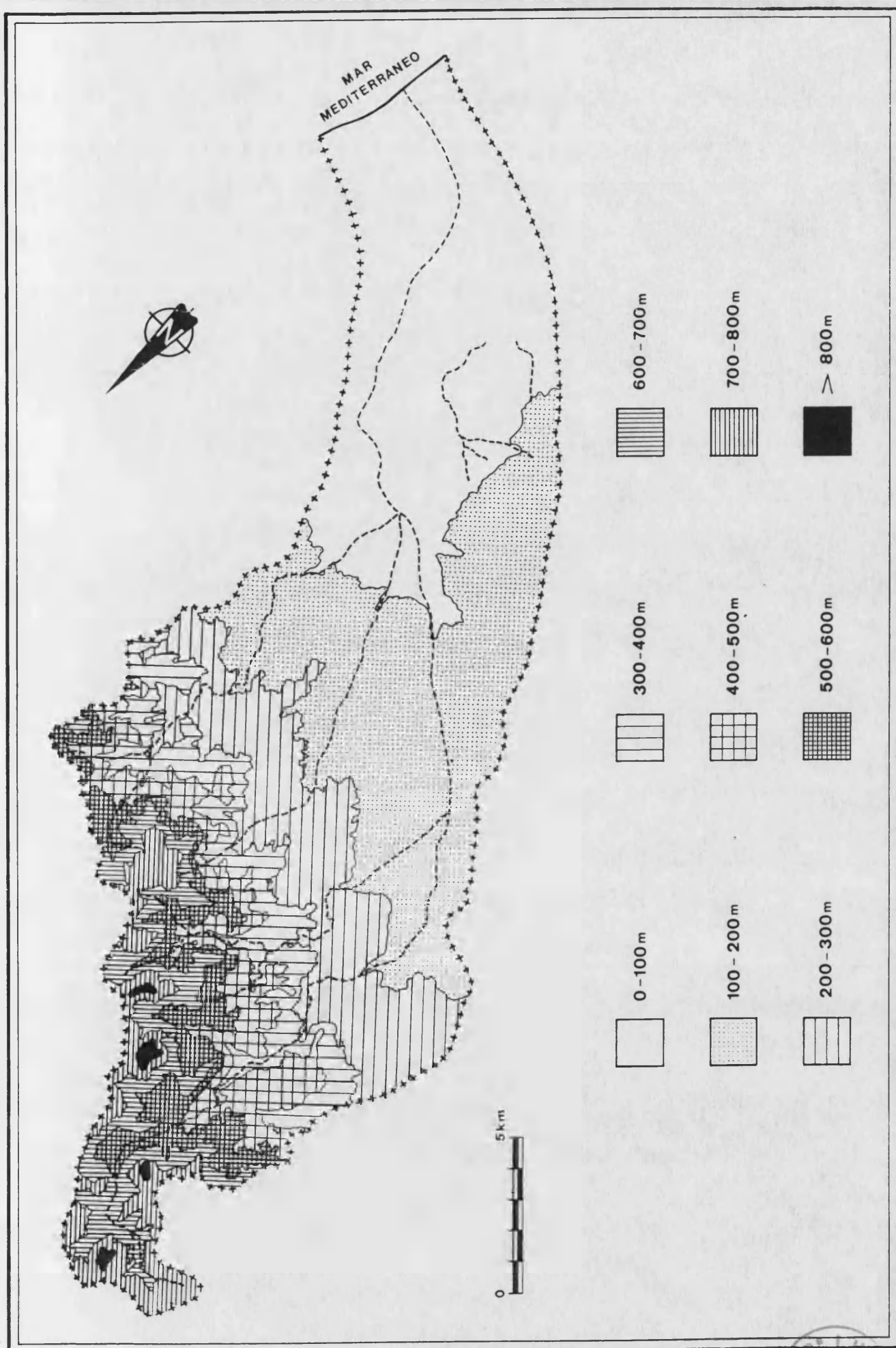


Figura 2.2. Mapa hipsométrico de la cuenca del Carraixet.



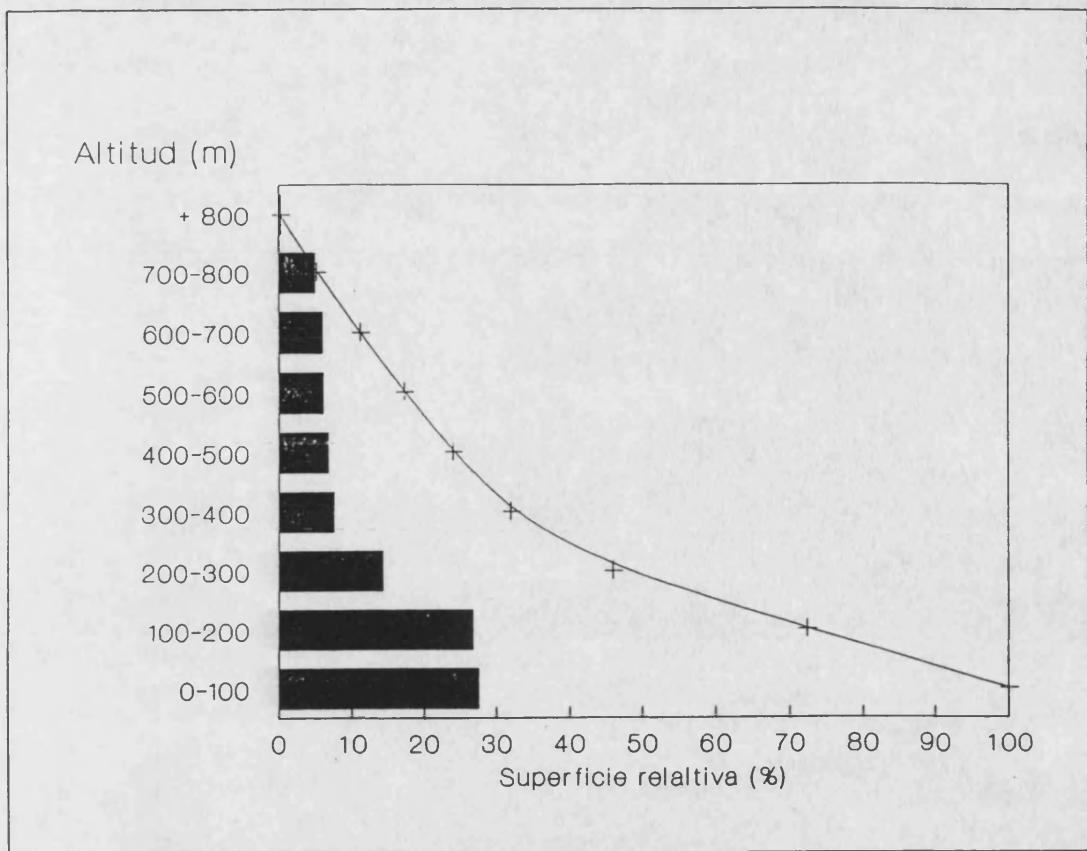


Figura 2.3. Curva hipsométrica y distribución altimétrica de la cuenca del Carraixet.

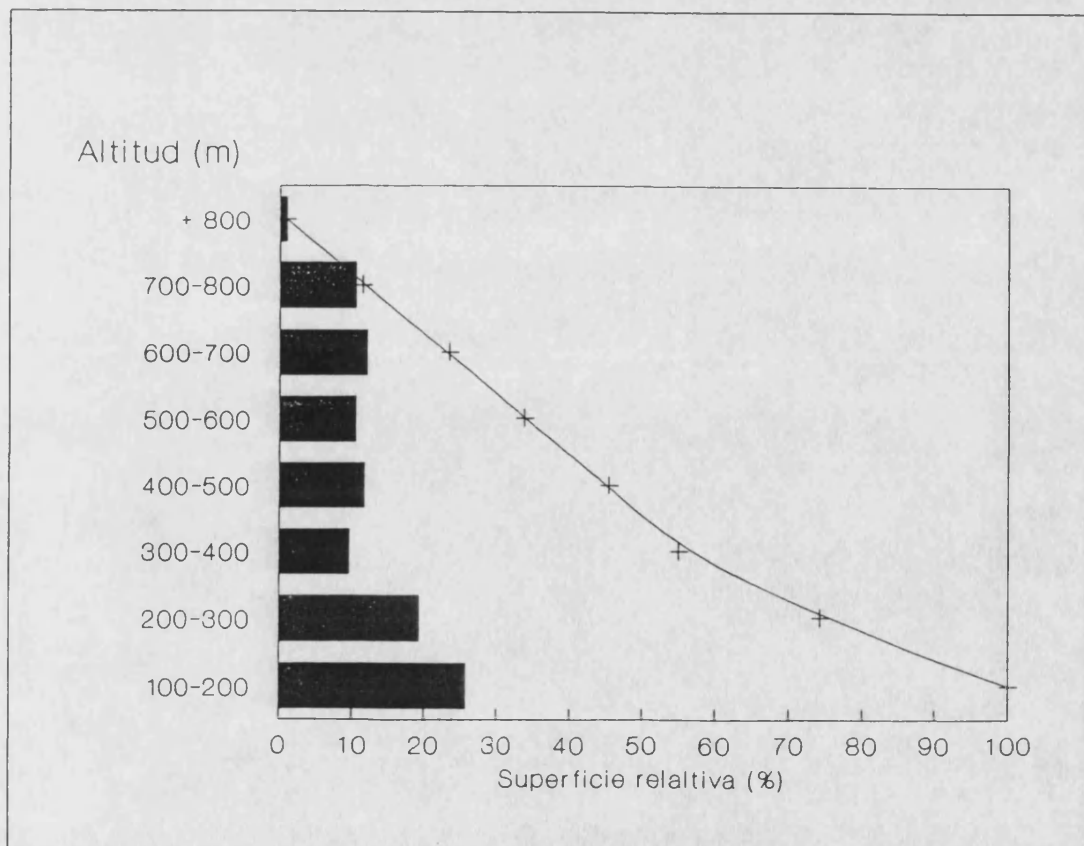


Figura 2.4. Curva hipsométrica y distribución altimétrica de la subcuenca aforada.

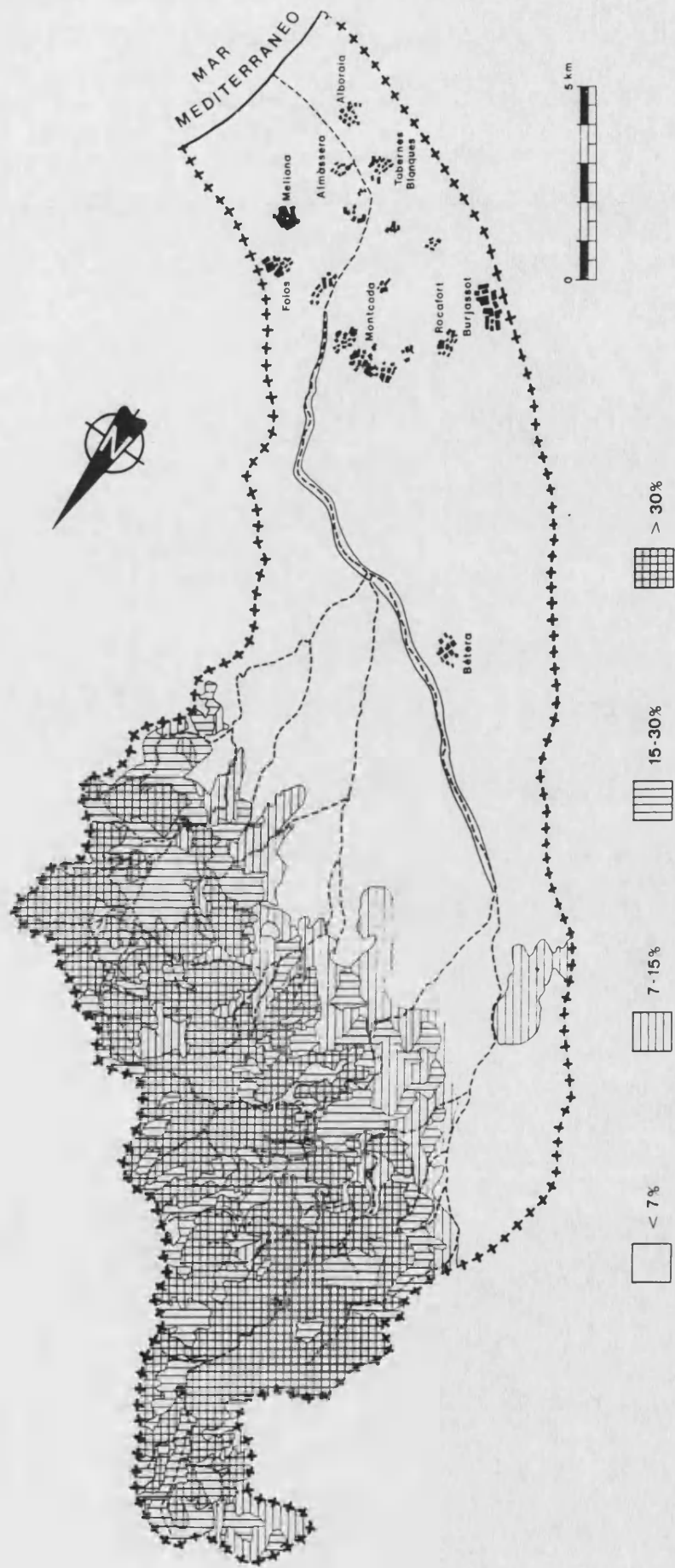


Figura 2.5. Mapa de pendientes de la cuenca del Carraixet.



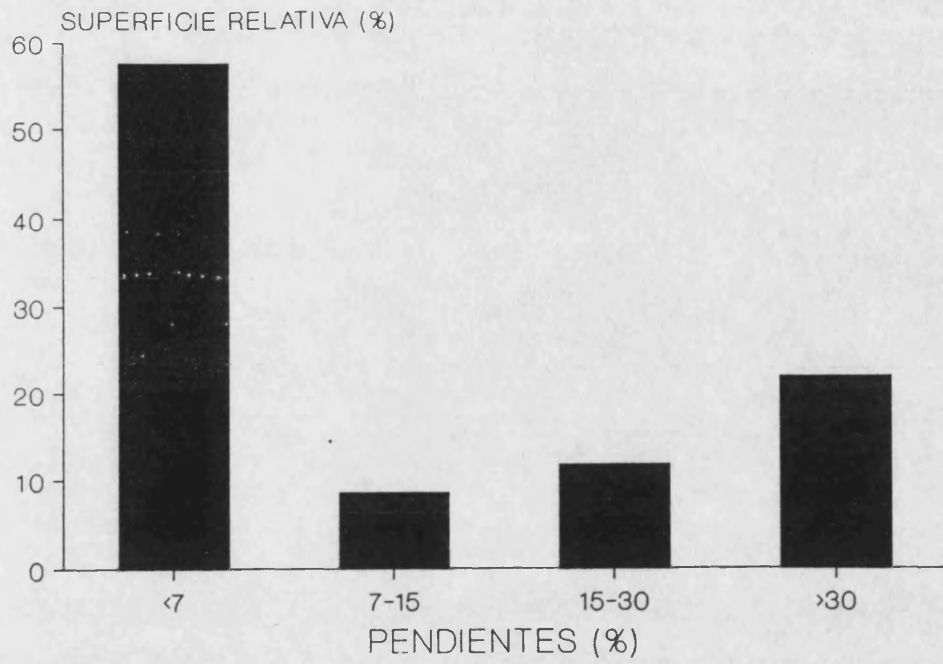


Figura 2.6. Distribución frecuencial de pendientes de la cuenca del Carraixet.

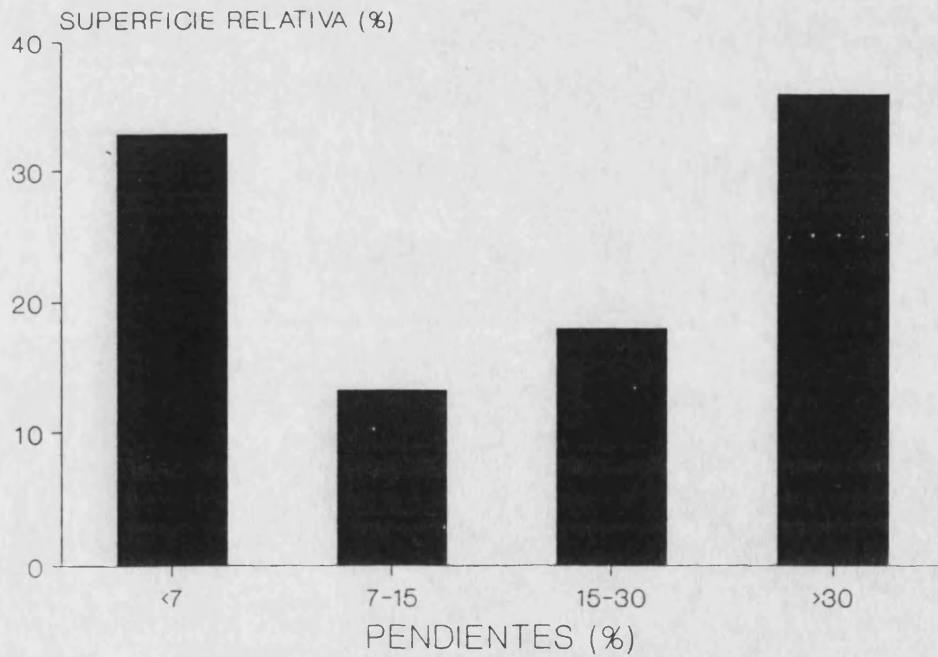


Figura 2.7. Distribución frecuencial de pendientes de la subcuenca aforada.

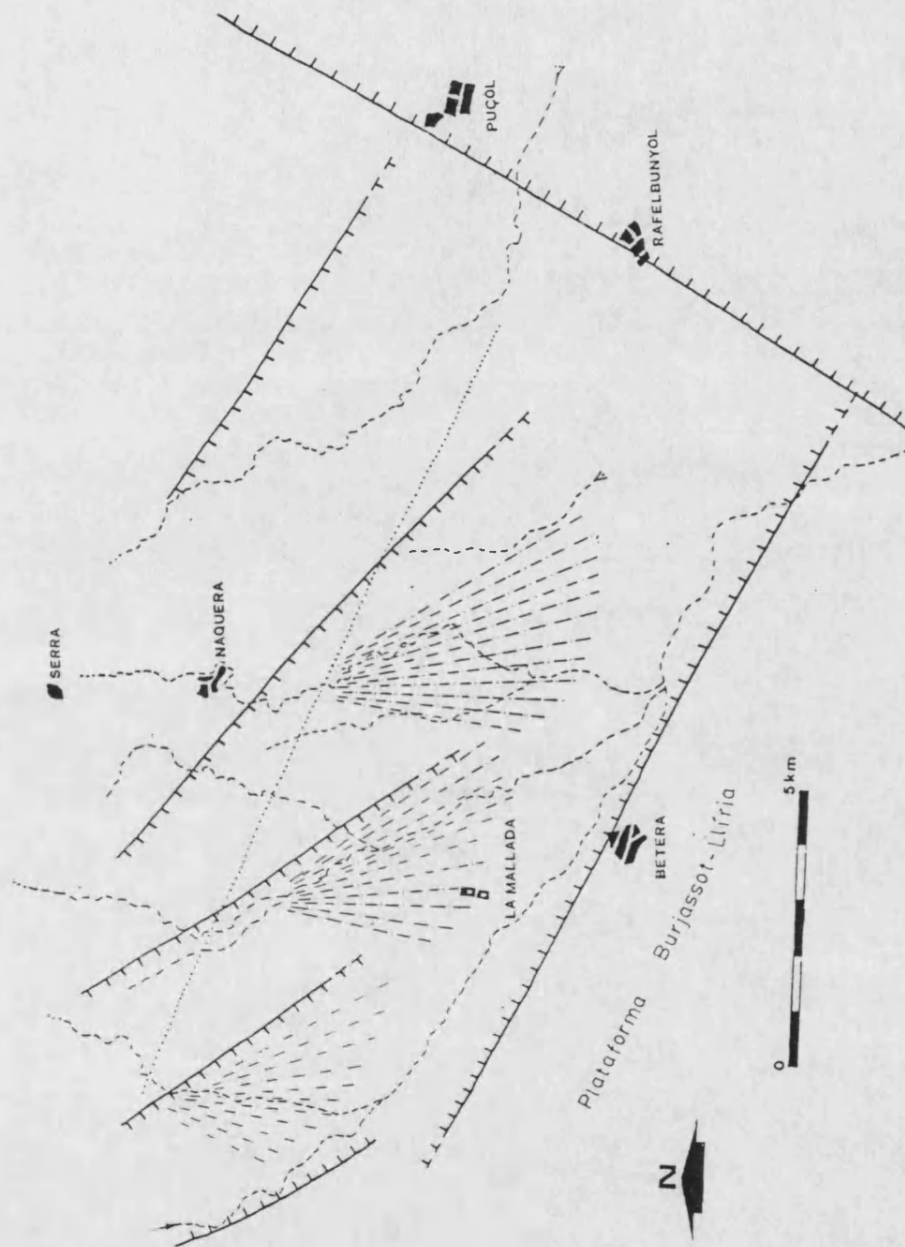


Figura 2.8. Relación entre la red de fracturas superficiales y la organización de la red del Barranc del Carraixet. Las fracturas relacionadas con el escalón Higuieruelas-Puçol (línea punteada) dan lugar a los conos que conforman el piedemonte de Bétera (Fuente: PEREZ CUEVA, 1988).

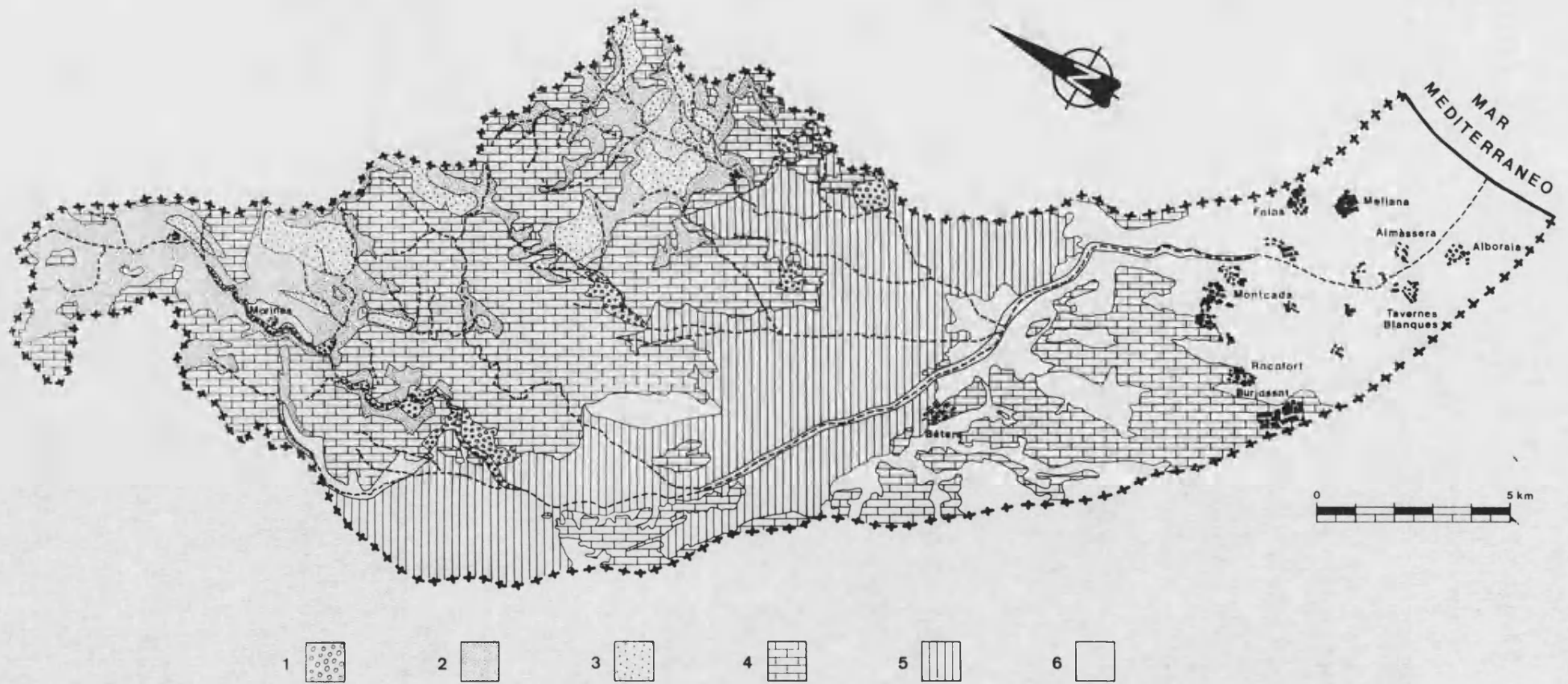
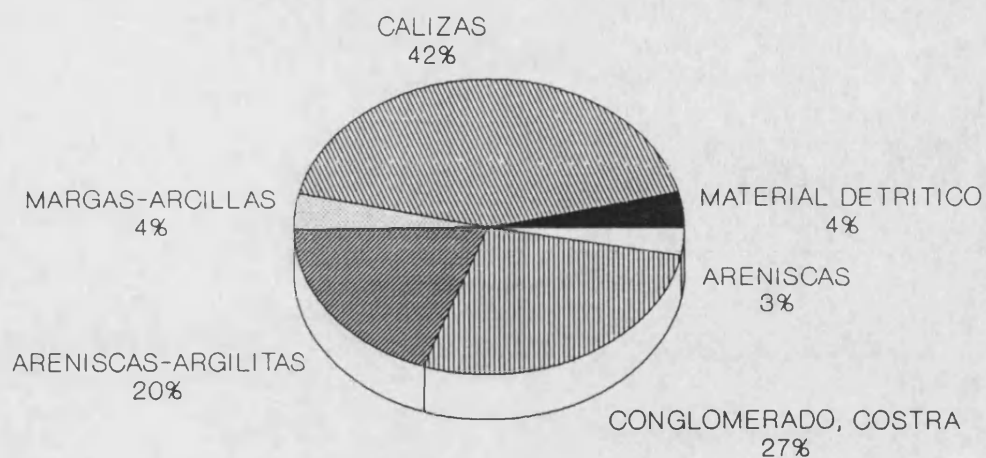


Figura 2.9. Mapa litológico de la cuenca del Carraixet: 1) margas, arcillas y yesos; 2) alternancia de argilitas y areniscas (facies Röt); 3) areniscas; 4) calizas; 5) conglomerados y costras calcárea; 6) materiales detríticos sueltos (gravas, arenas, limos y arcillas).

## LITOLOGIA CUENCA CARRAIXET



## LITOLOGIA SUBCUENCA VERTIENTE AFORO

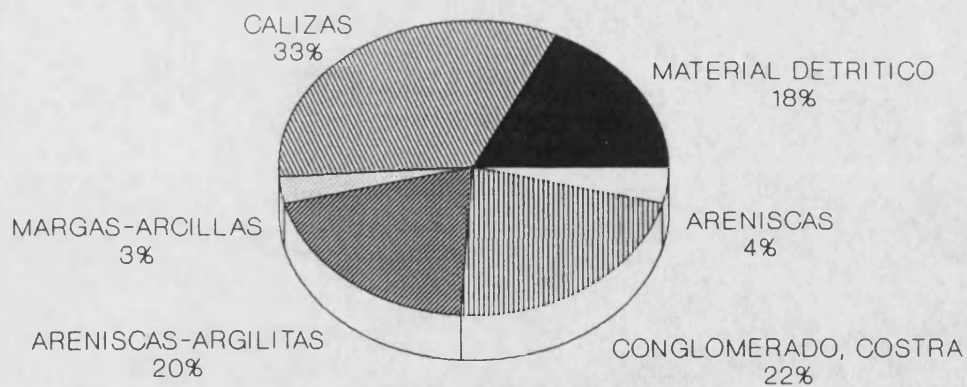
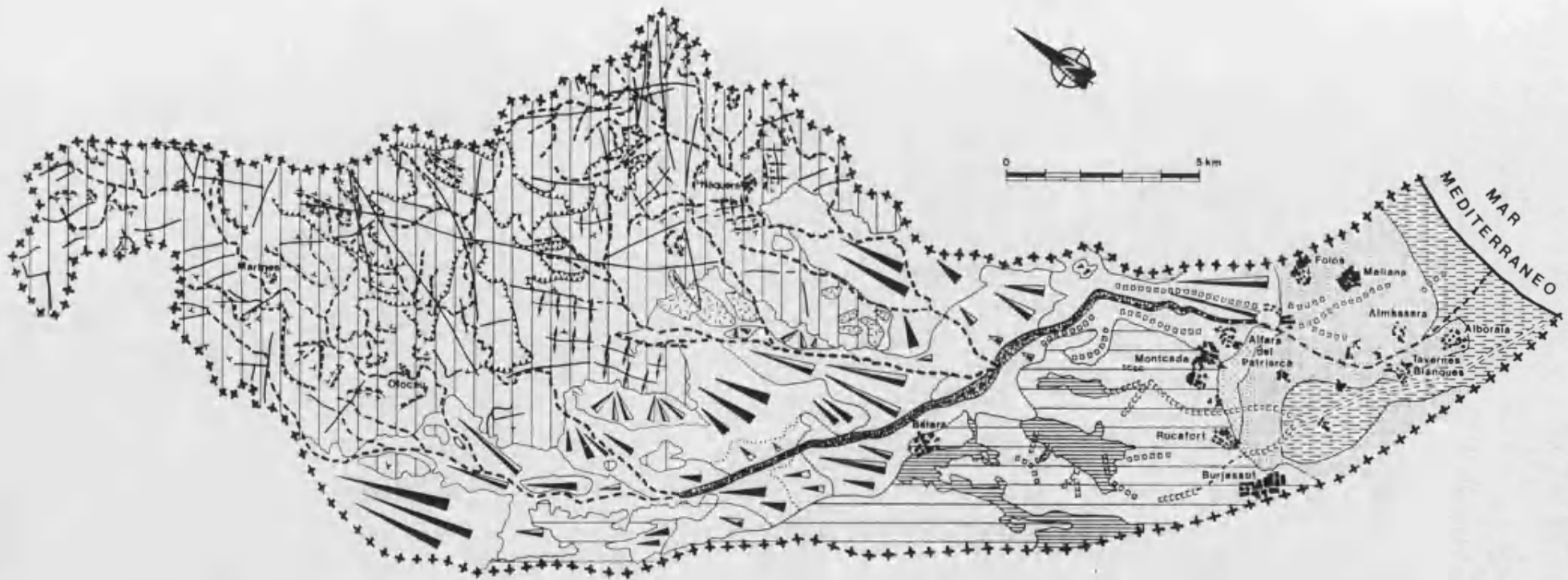


Figura 2.10. Distribución porcentual de la litología: 1) Carraixet; 2) subcuenca aforada.



- |   |  |    |  |    |  |    |  |
|---|--|----|--|----|--|----|--|
| 1 |  | 8  |  | 15 |  | 20 |  |
| 2 |  | 9  |  | 16 |  | 21 |  |
| 3 |  | 10 |  | 17 |  | 22 |  |
| 4 |  | 11 |  | 18 |  | 23 |  |
| 5 |  | 12 |  | 19 |  | 24 |  |
| 6 |  | 13 |  |    |  |    |  |
| 7 |  | 14 |  |    |  |    |  |

Figura 2.11. Esquema geomorfológico de la cuenca de Carraixet: 1) suelo urbano; 2) límite de la cuenca; 3) paleocauce; 4) cauce de fondo plano; 5) cauce; 6) vías de drenaje; 7) canal braided; 8) relieves mesozoicos de la Serra Calderona; 9) cabalgamiento; 10) ruptura de pendiente, cantil, 11) falla; 12) anticlinal; 13) buzamiento subhorizontal; 14) buzamiento; 15) abanico aluvial A2; 16) abanico aluvial A2 degradado; 17) abanico aluvial A1; 18) abanico aluvial A1 degradado; 19) glacis villafranchiense; 20) terraza pleistocena; 21) cuencas de inundación holocenas; 22) llano de inundación actual; 23) plataforma calcárea Burjassot-Llíria; 24) cubetas de descalcificación.

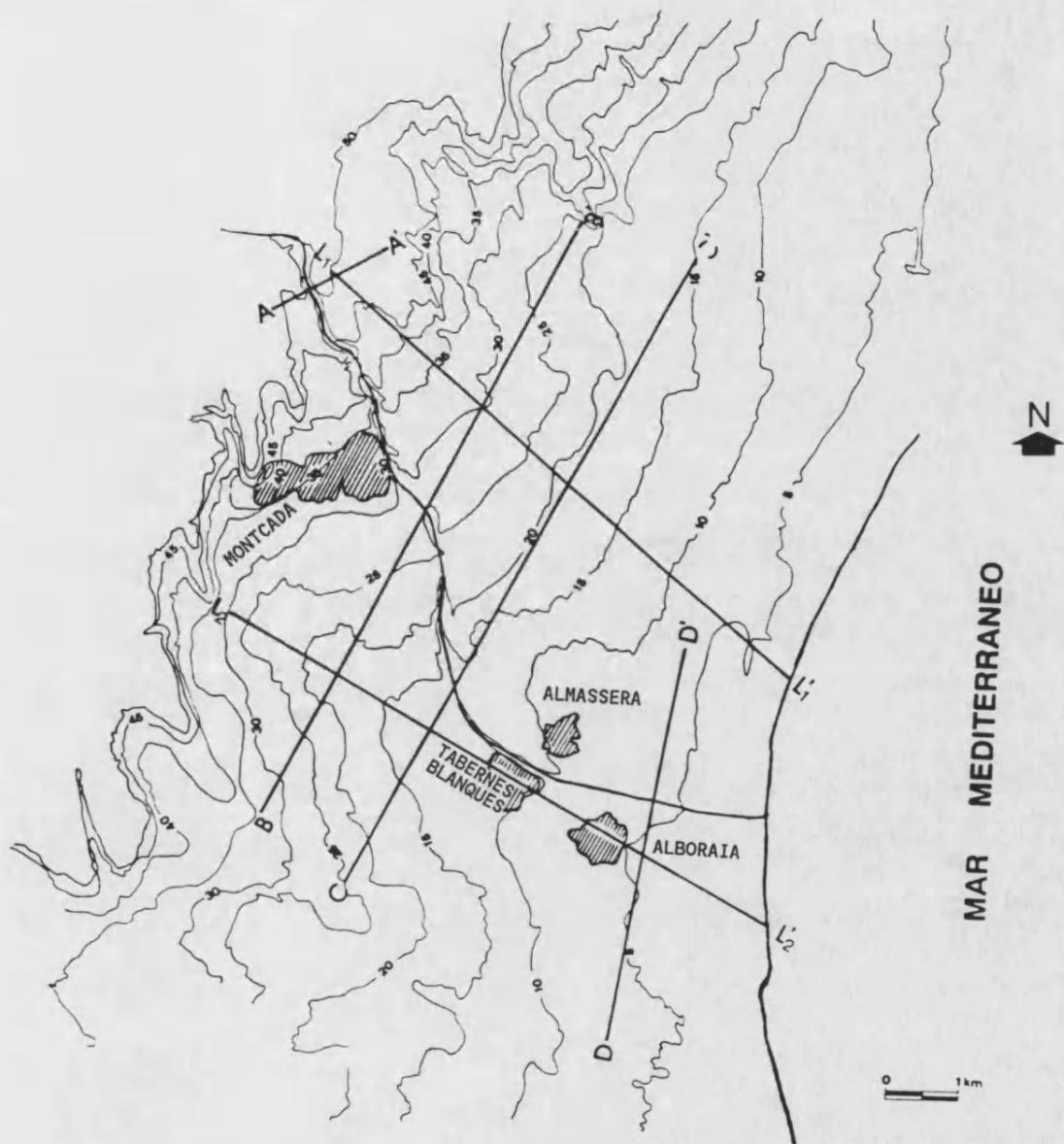
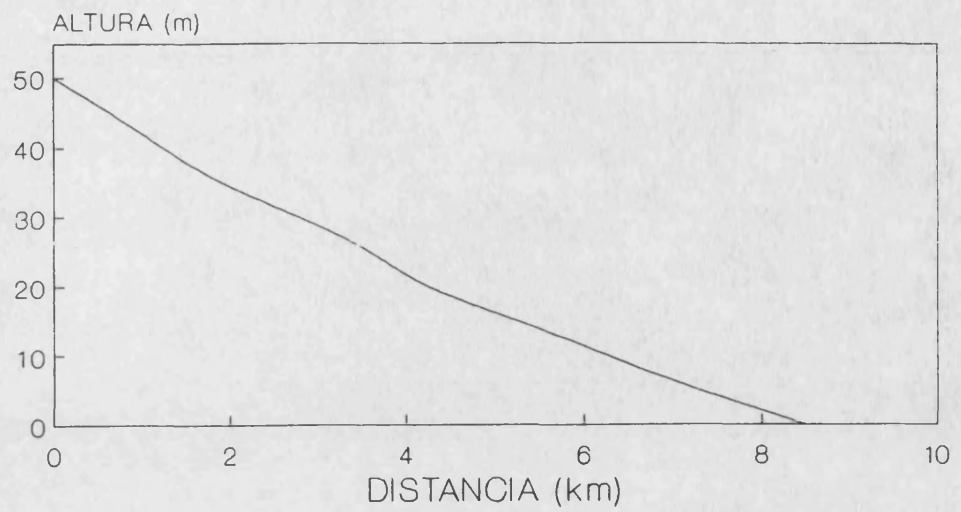


Figura 2.12. Topografía de la llanura de inundación y localización de los perfiles.

## PERFIL L1-L1'



## PERFIL L2-L2'

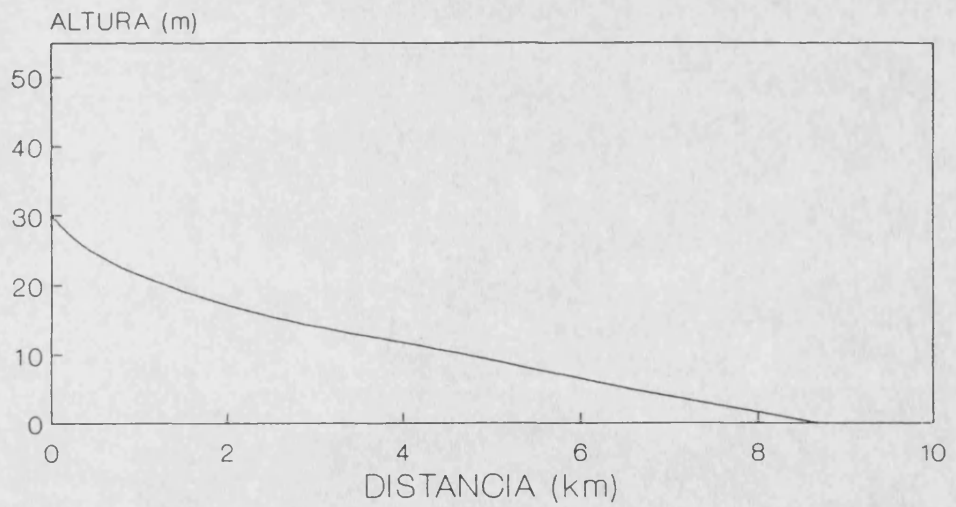


Figura 2.13. Perfiles Longitudinales L1-L1' y L2-L2'.

# PERFIL A-A'

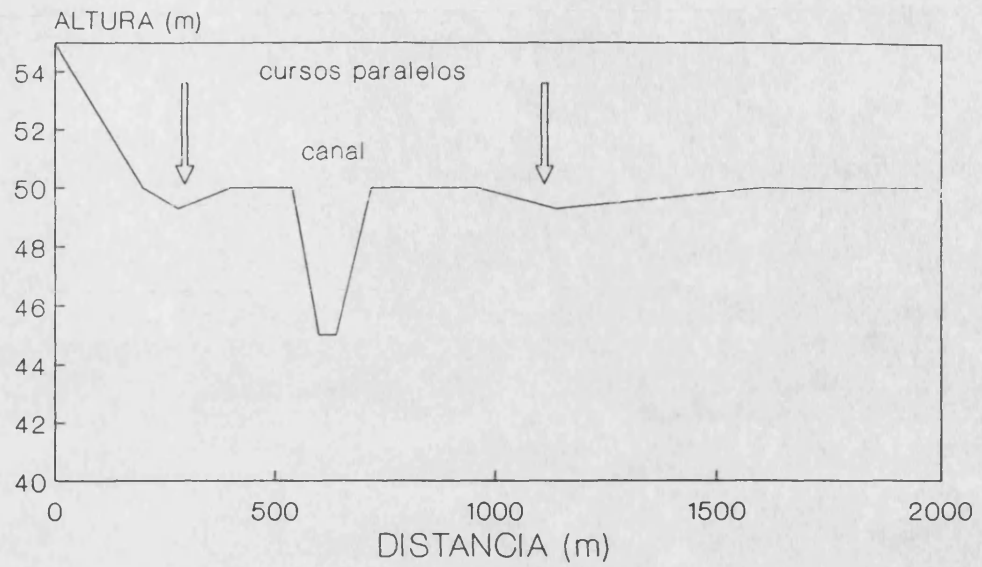


Figura 2.15. Perfil transversal A-A'.

# PERFIL B-B'

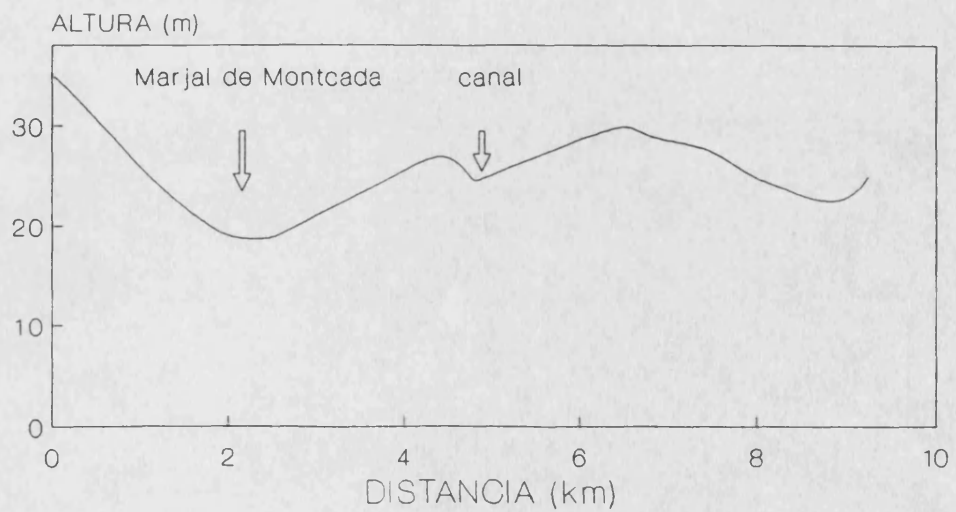


Figura 2.16. Perfil transversal B-B'.



## PERFIL C-C'

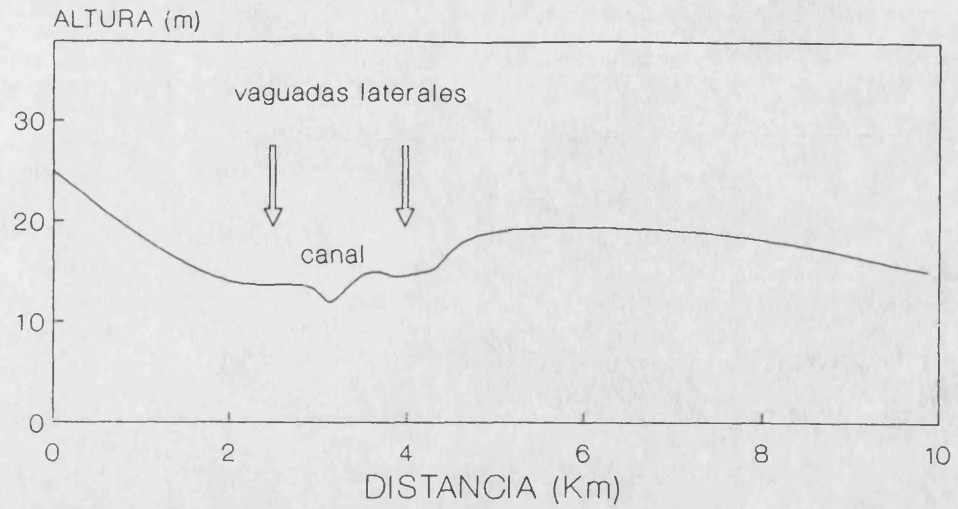


Figura 2.17. Perfil transversal C-C'.

## PERFIL D-D'

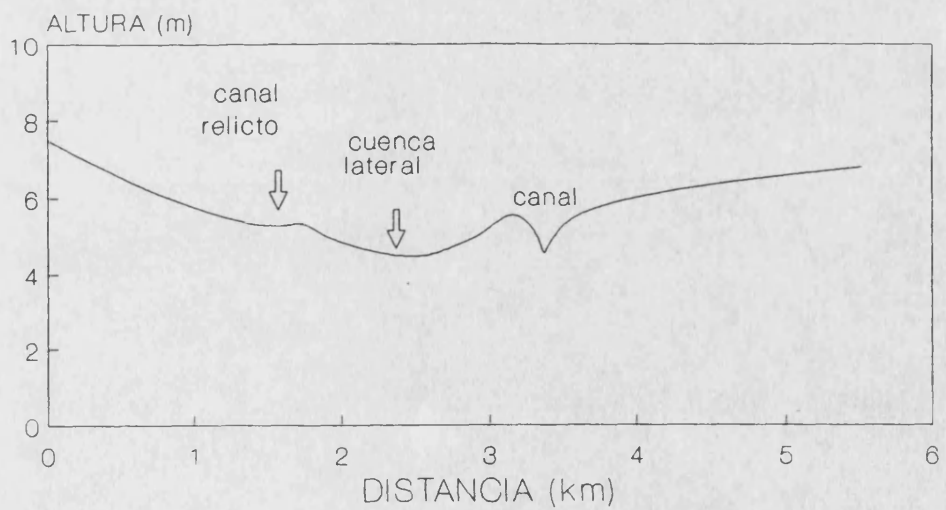


Figura 2.18. Perfil transversal D-D'.

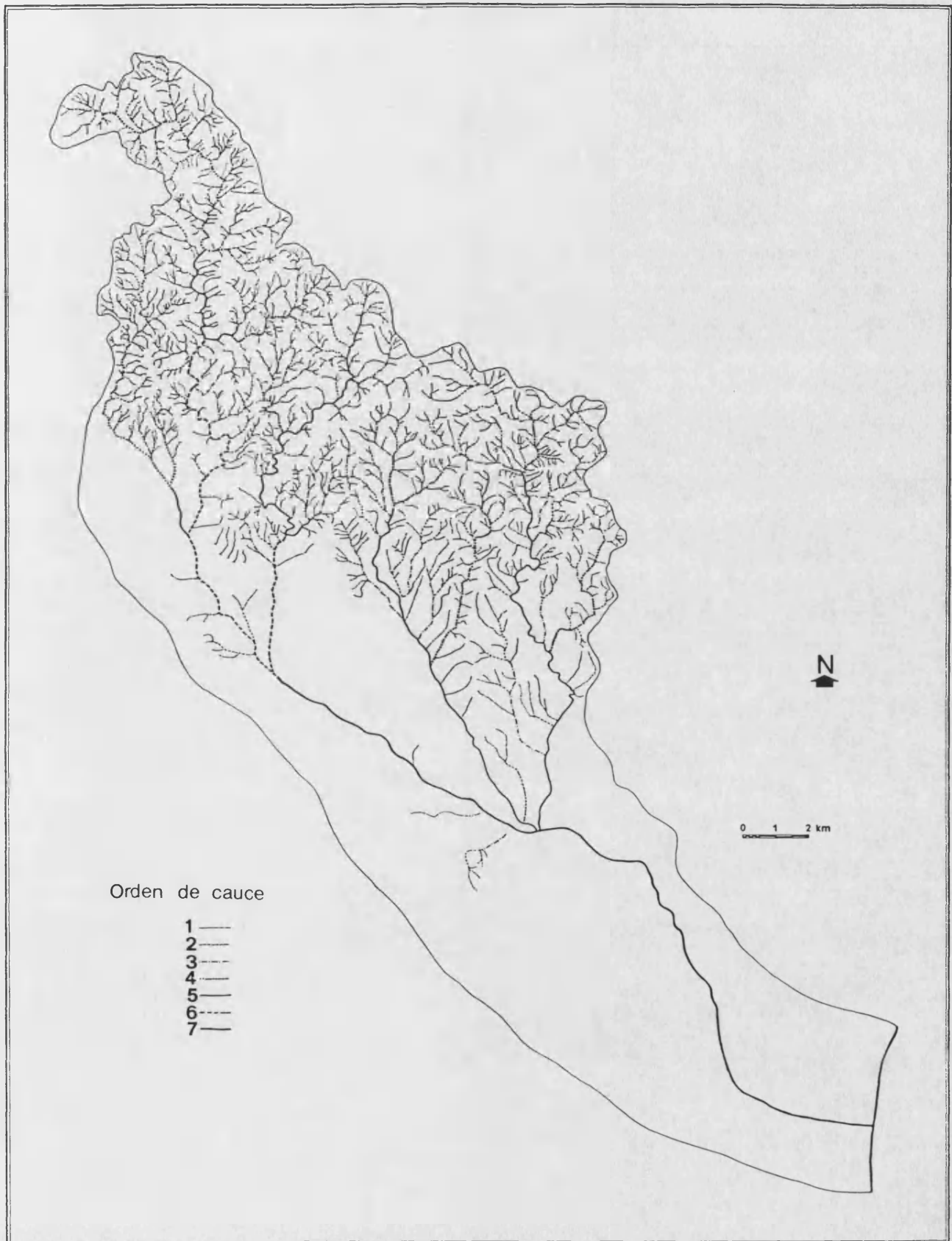
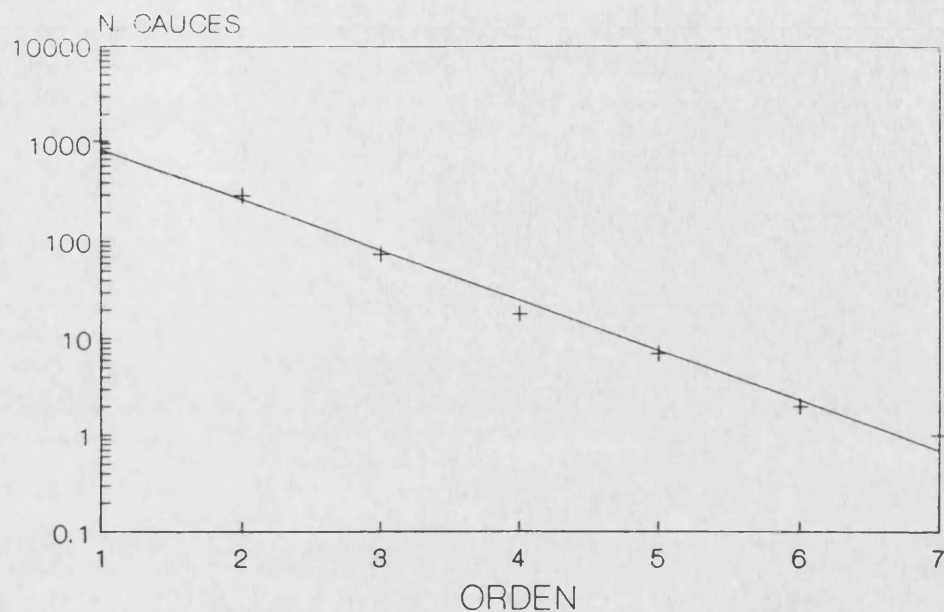


Figura 2.20. Red de drenaje del Carraixet.

## RELACION DE BIFURCACION CARRAIXET



## RELACION DE BIFURCACION SUBCUENCA VERTIENTE AL AFORO

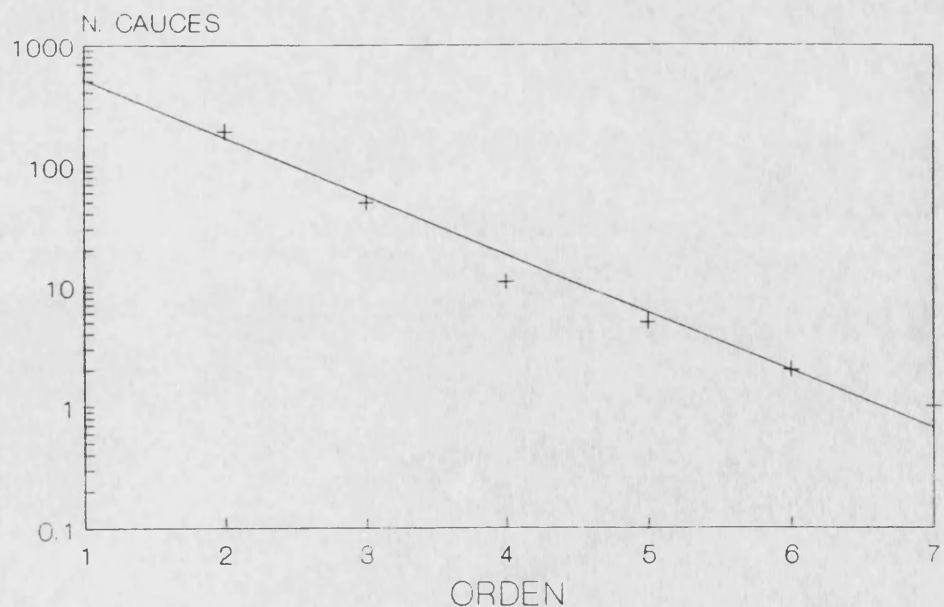
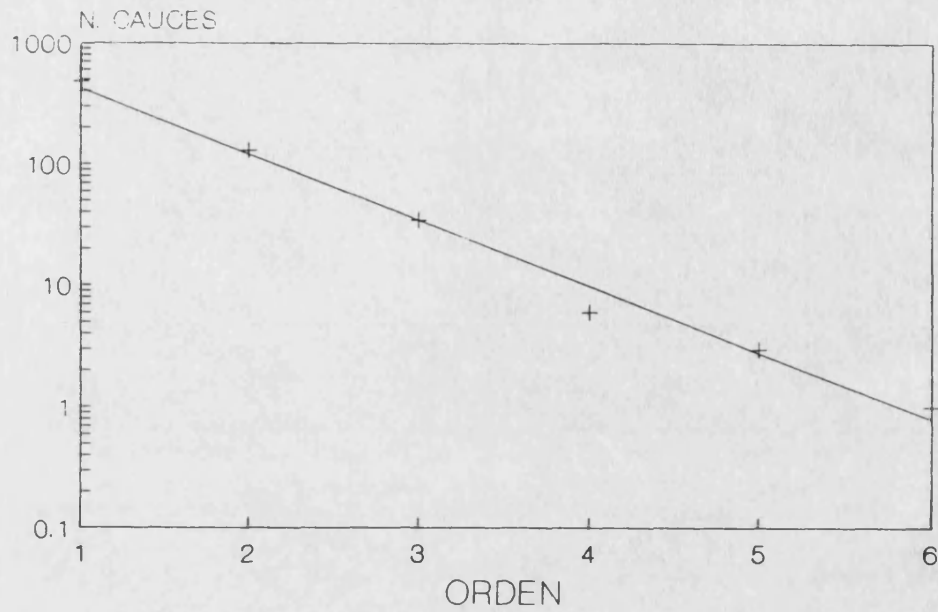


Figura 2.21. Relaciones de bifurcación.

## RELACION DE BIFURCACION OLOCAU



## RELACION DE BIFURCACION PEDRALVILLA

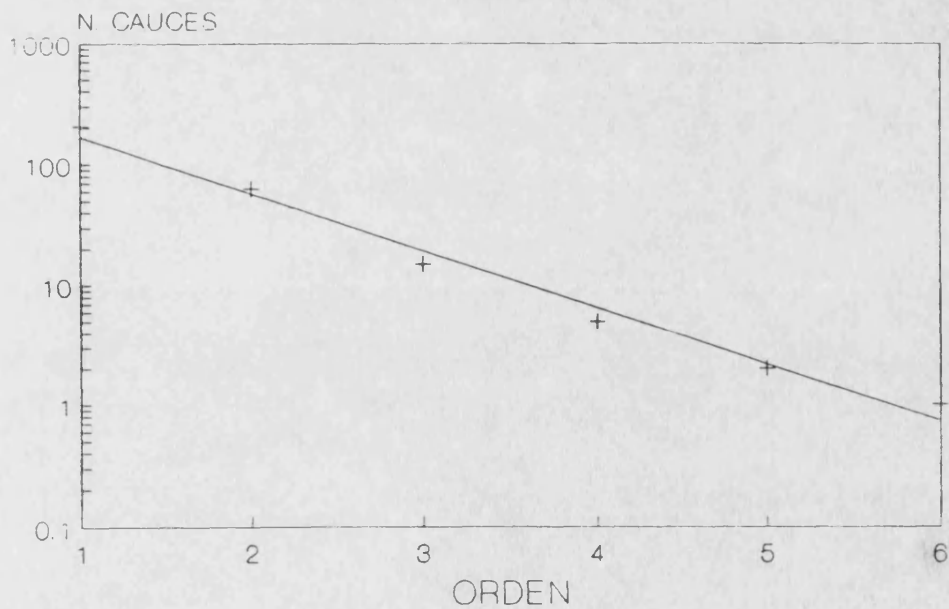
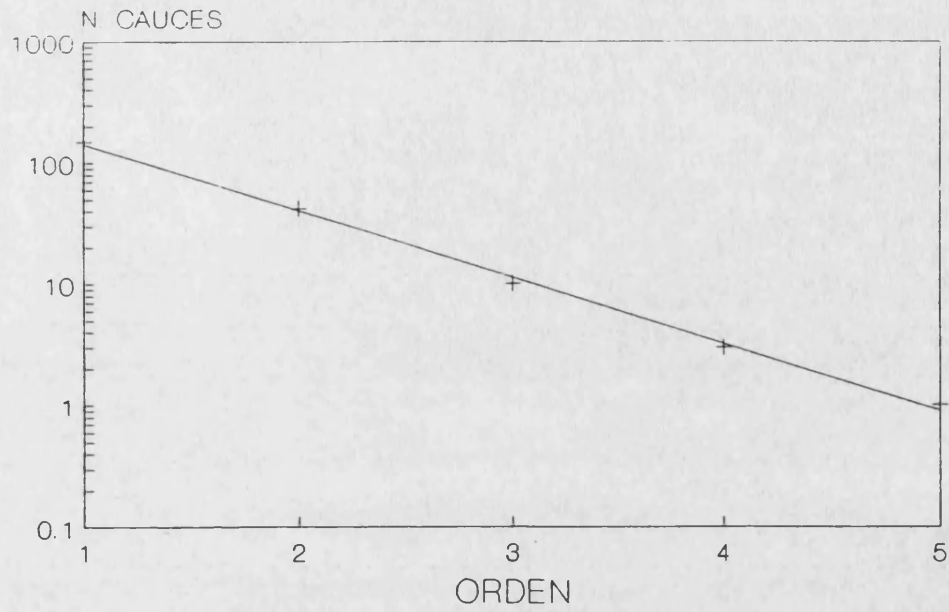


Figura 2.21. Relaciones de bifurcación.

## RELACION DE BIFURCACION CEREZO



## RELACION DE BIFURCACION NAQUERA

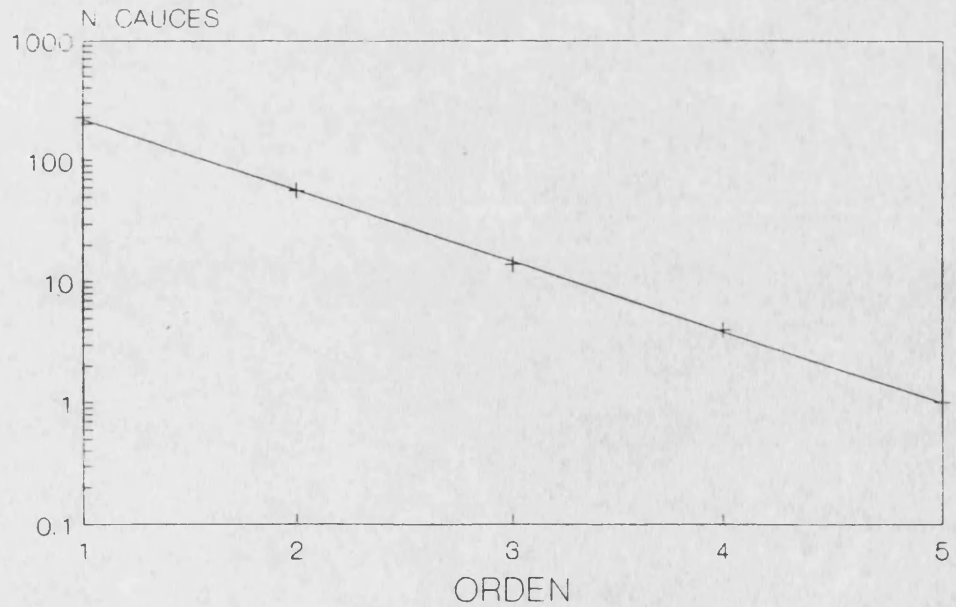
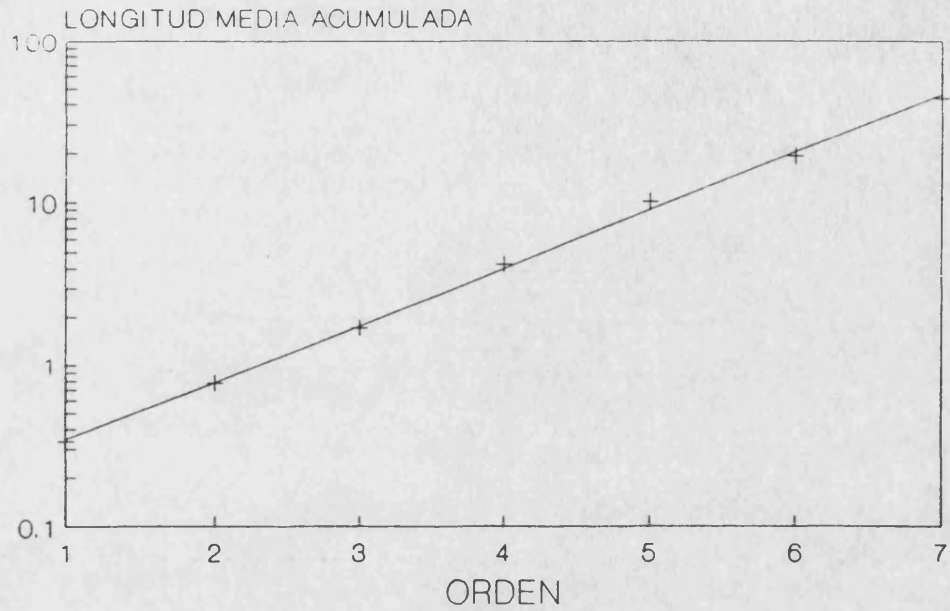


Figura 2.21. Relaciones de bifurcación.

## RELACION DE LONGITUD CARRAIXET



## RELACION DE LONGITUD SUBCUENCA VERTIENTE AL AFORO

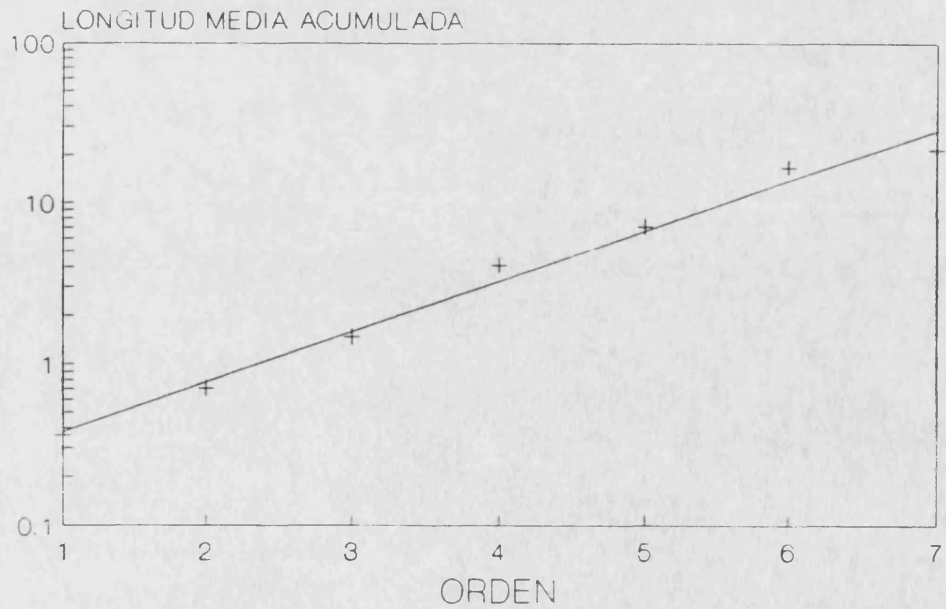
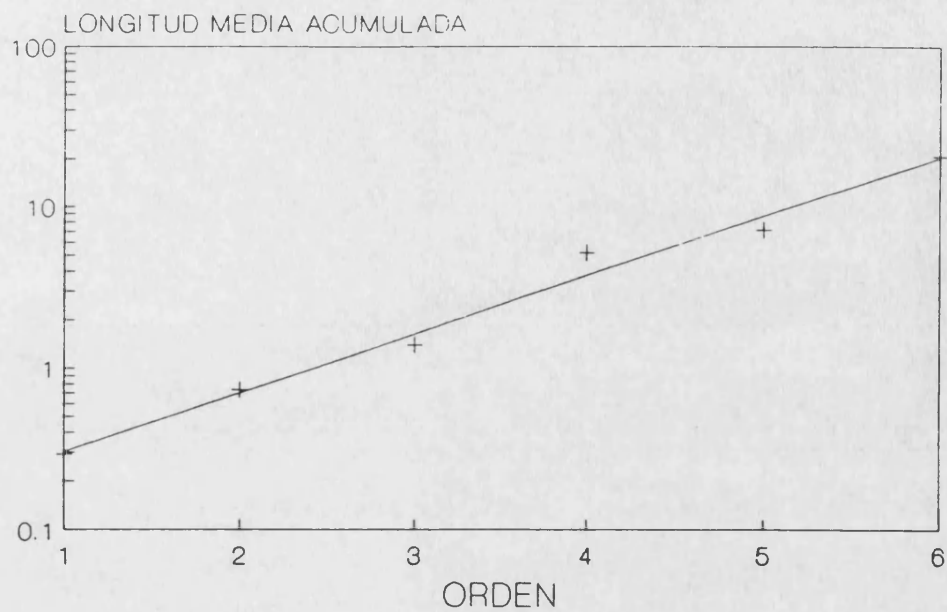


Figura 2.22. Relaciones de Longitud.

## RELACION DE LONGITUD OLOCAU



## RELACION DE LONGITUD PEDRALVILLA

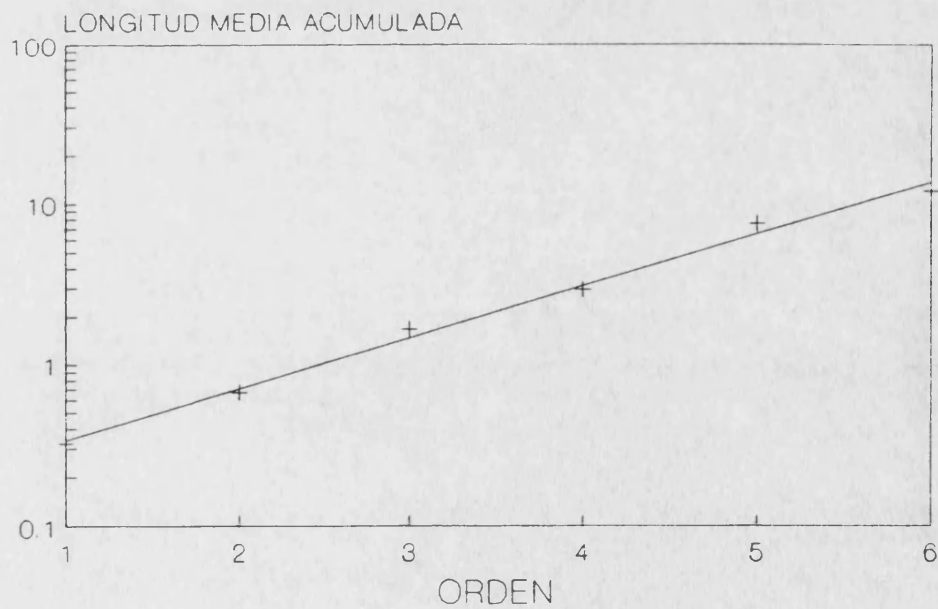
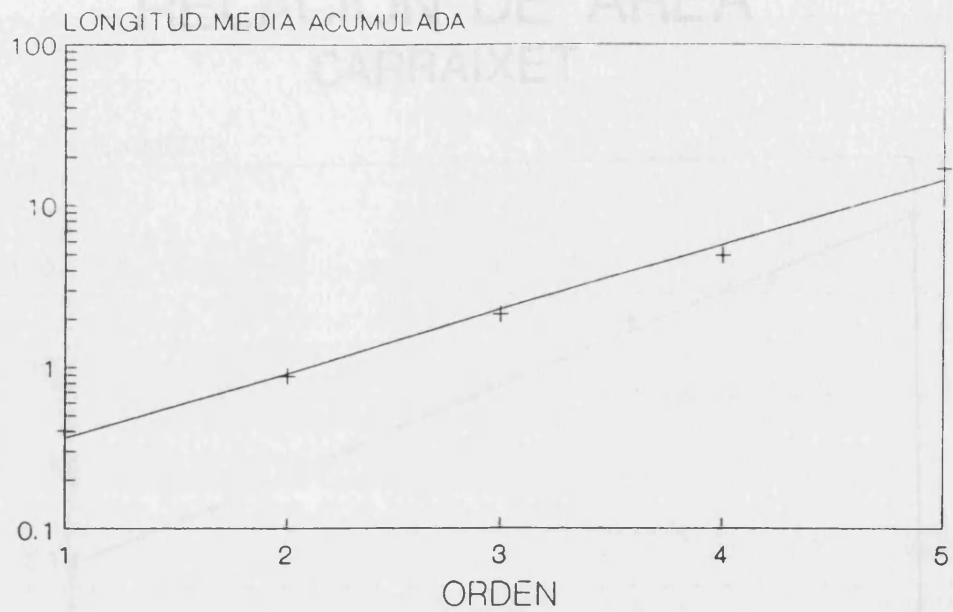


Figura 2.22. Relaciones de longitud.

## RELACION DE LONGITUD CEREZO



## RELACION DE LONGITUD NAQUERA

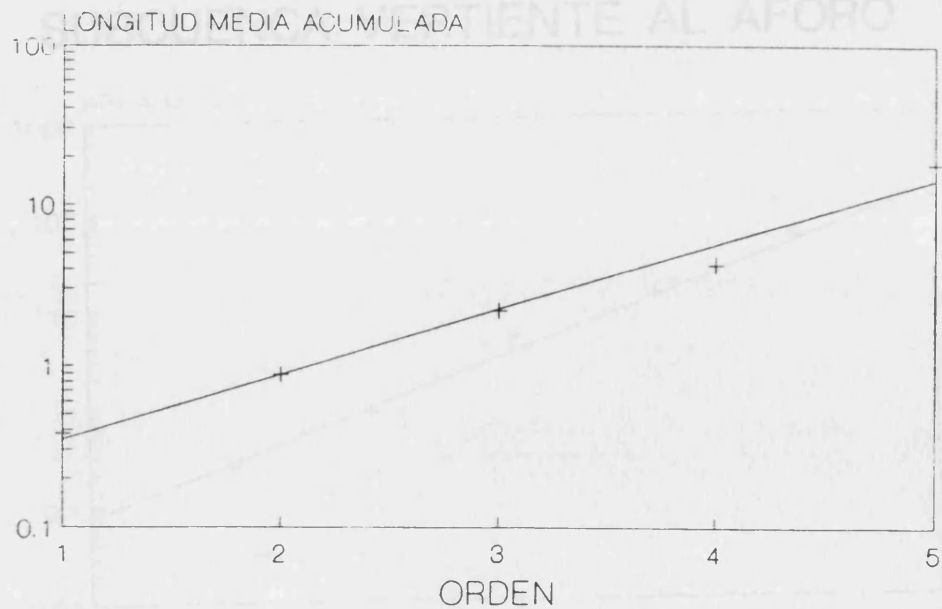
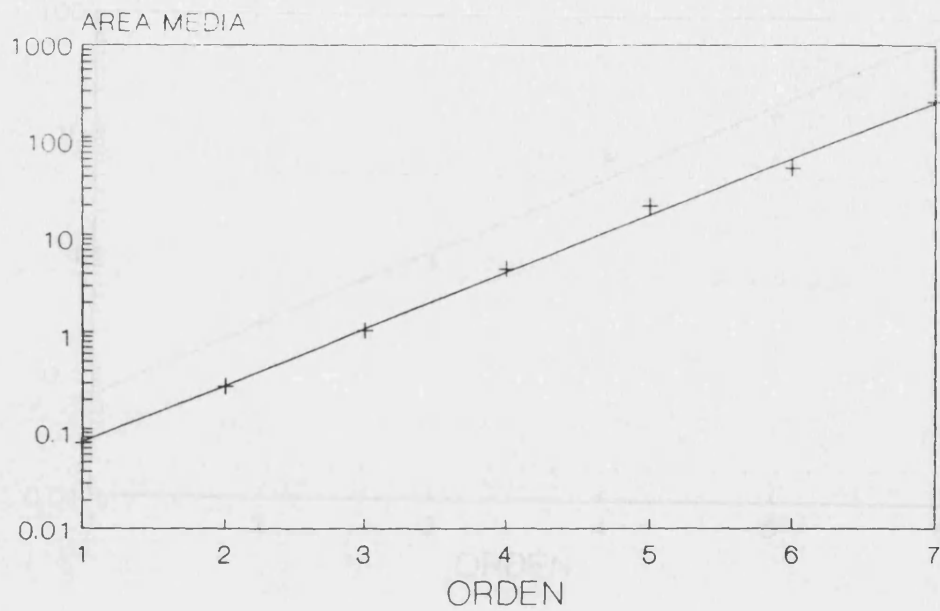


Figura 2.22. Relaciones de longitud.



## RELACION DE AREA CARRAIXET



## RELACION DE AREA SUBCUENCA VERTIENTE AL AFORO

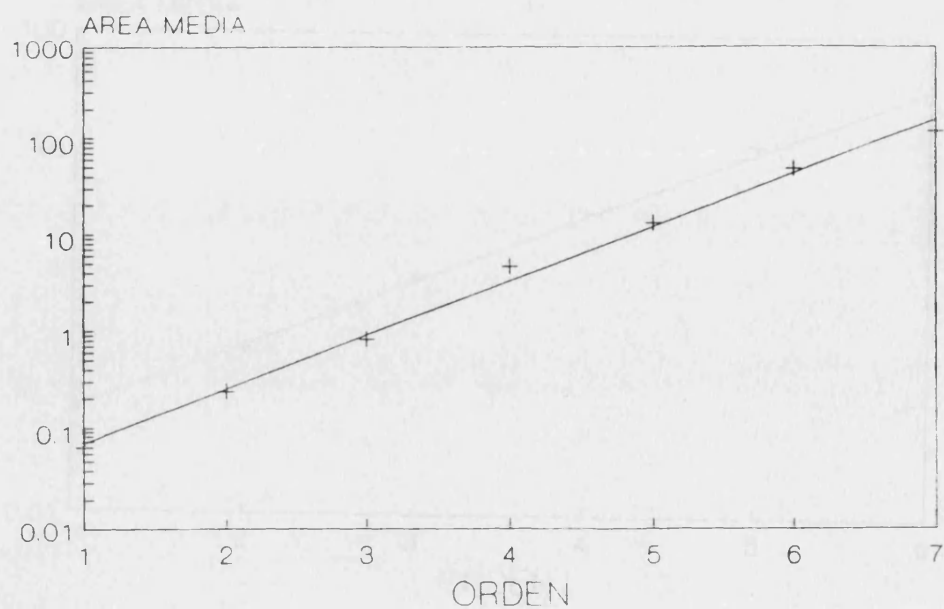


Figura 2.23. Relaciones de área

# MAPA HIPSOMETRICO

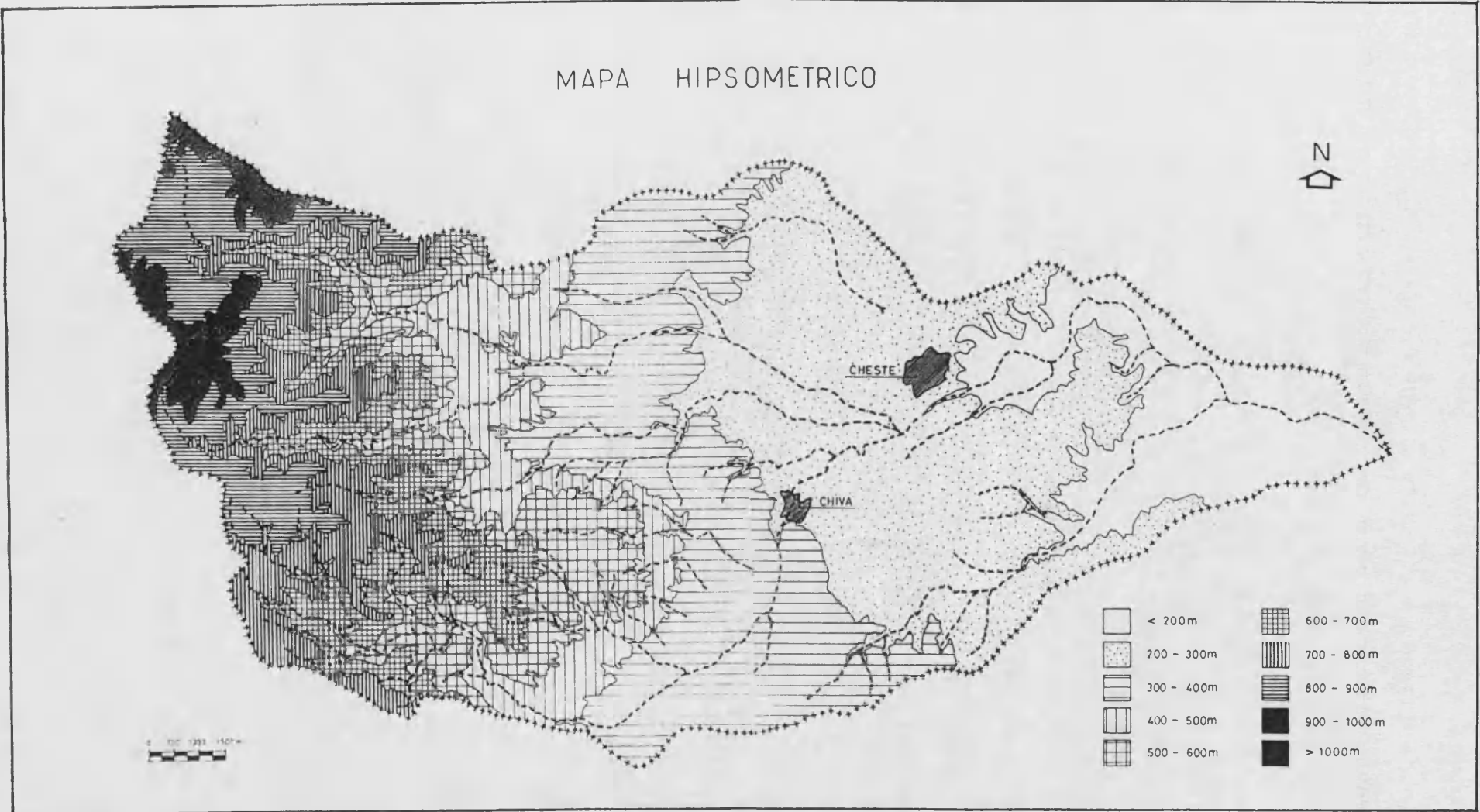
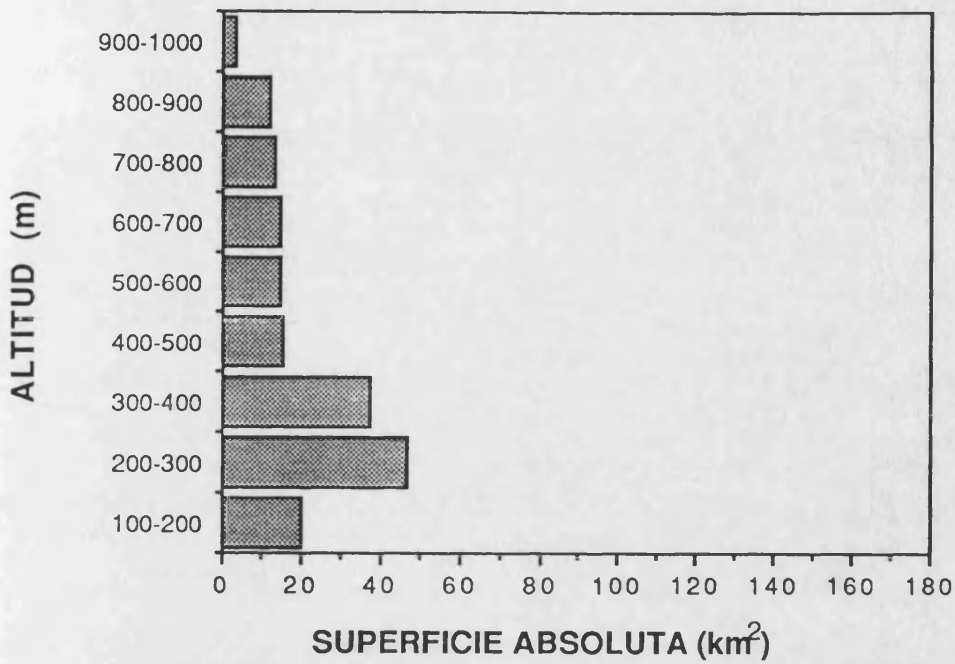


Figura 2.24. Mapa hipsométrico de la cuenca de Poyo

## DISTRIBUCION ALTIMETRICA DE LA CUENCA



## DISTRIBUCION ALTIMETRICA RELATIVA DE LA CUENCA

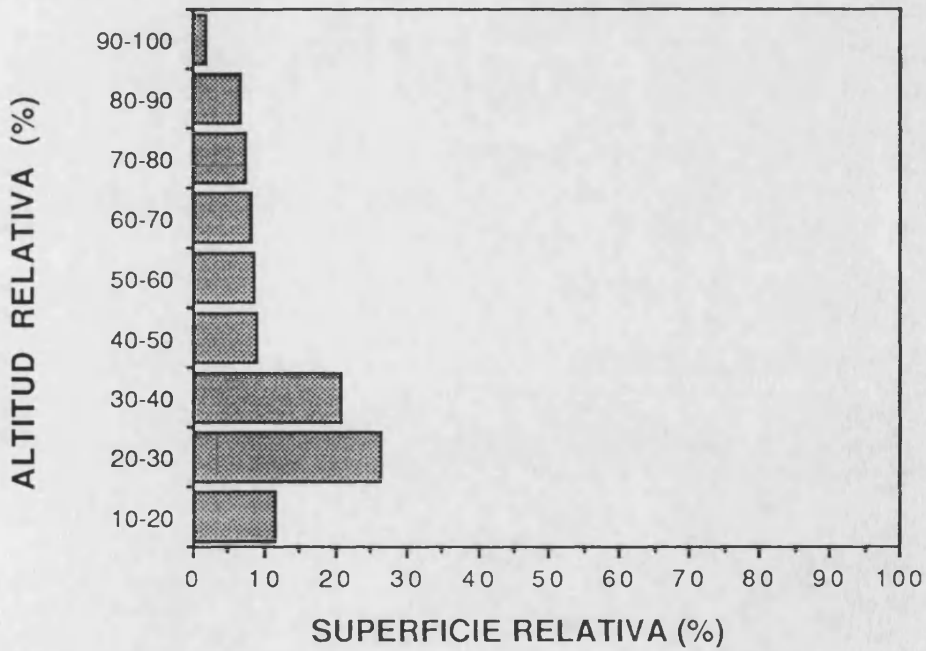
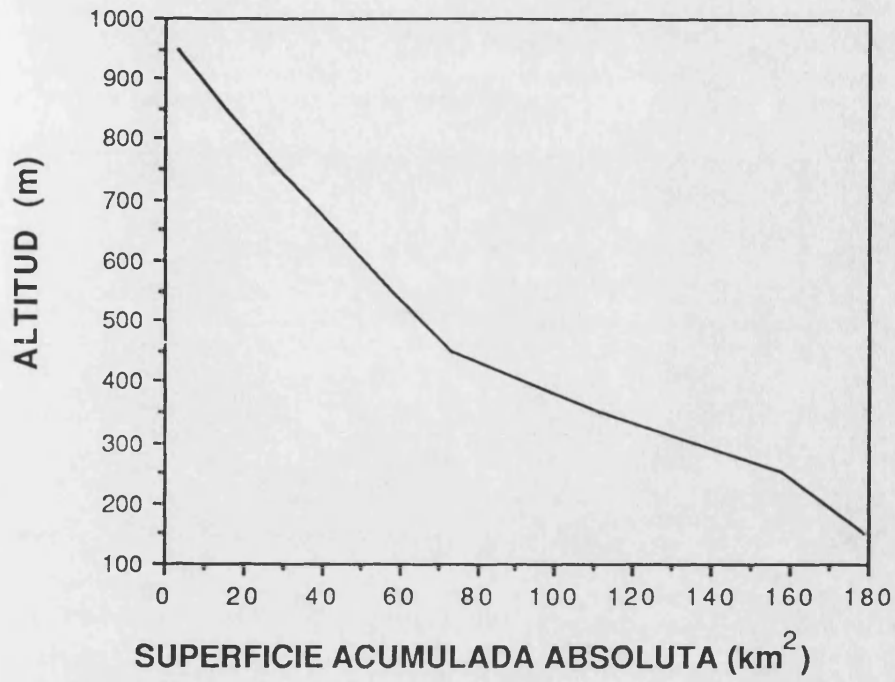


Figura 2.25. Diagrama de frecuencias altimétricas de la Rambla de Poyo.

### CURVA HIPSOMETRICA ABSOLUTA



### CURVA HIPSOMETRICA RELATIVA

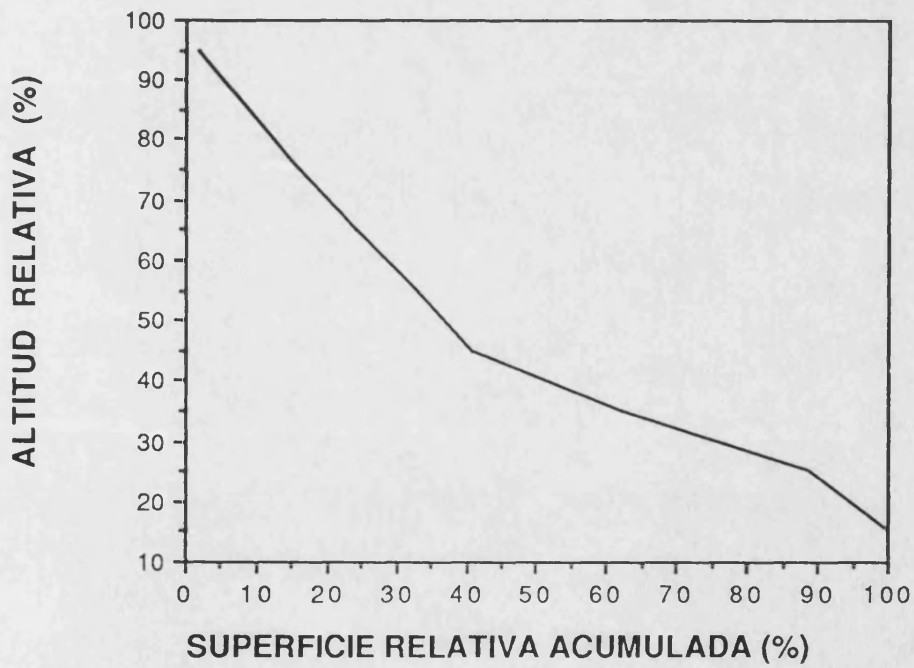


Figura 2.26. Curva hipsométrica de La cuenca de Poyo.

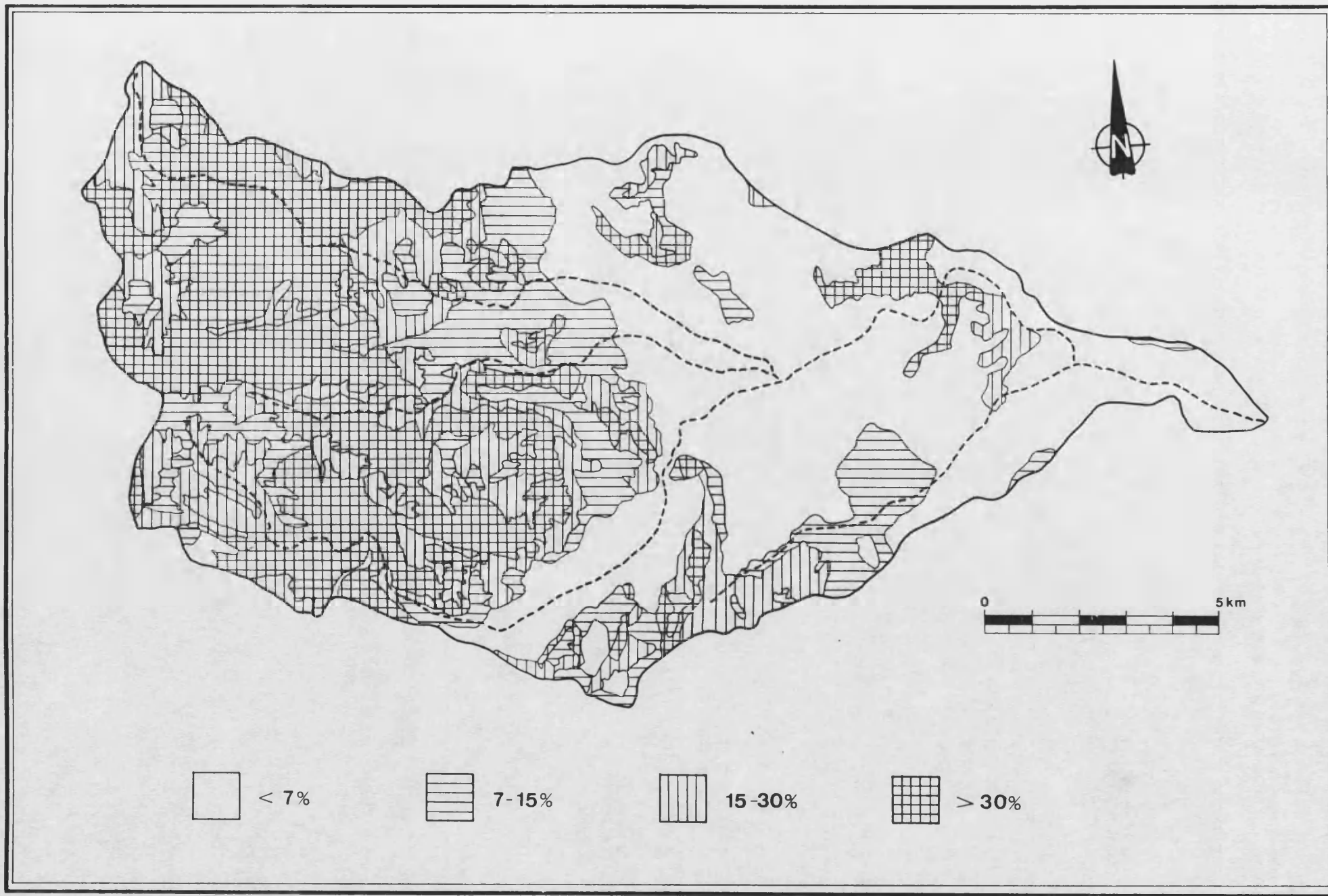


Figura 2.27. Mapa de pendientes de la cuenca de Poyo.

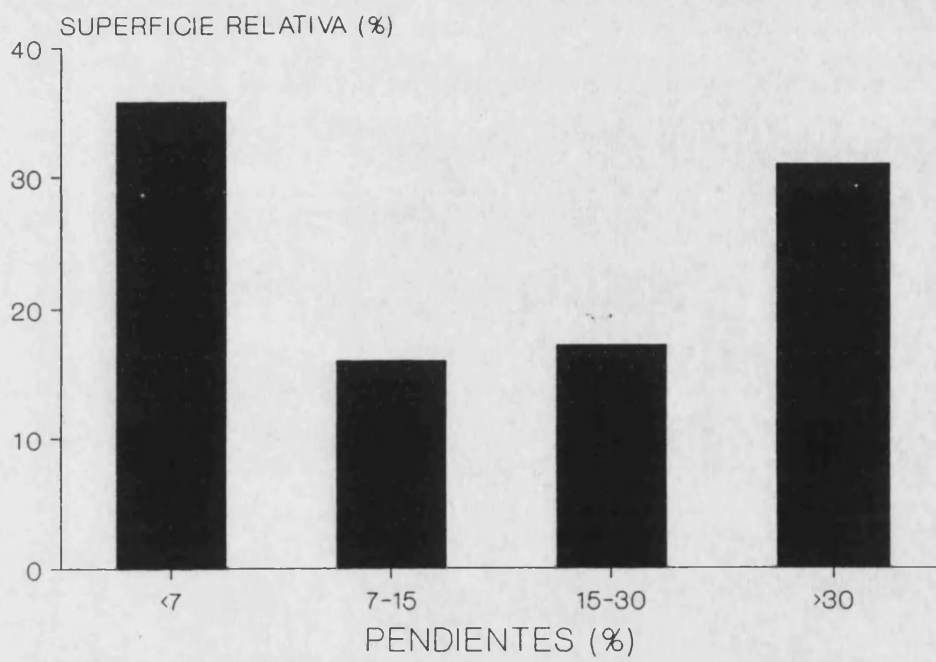


Figura 2.28. Distribución frecuencial de pendientes en la cuenca de Poyo

# ESQUEMA GEOLOGICO

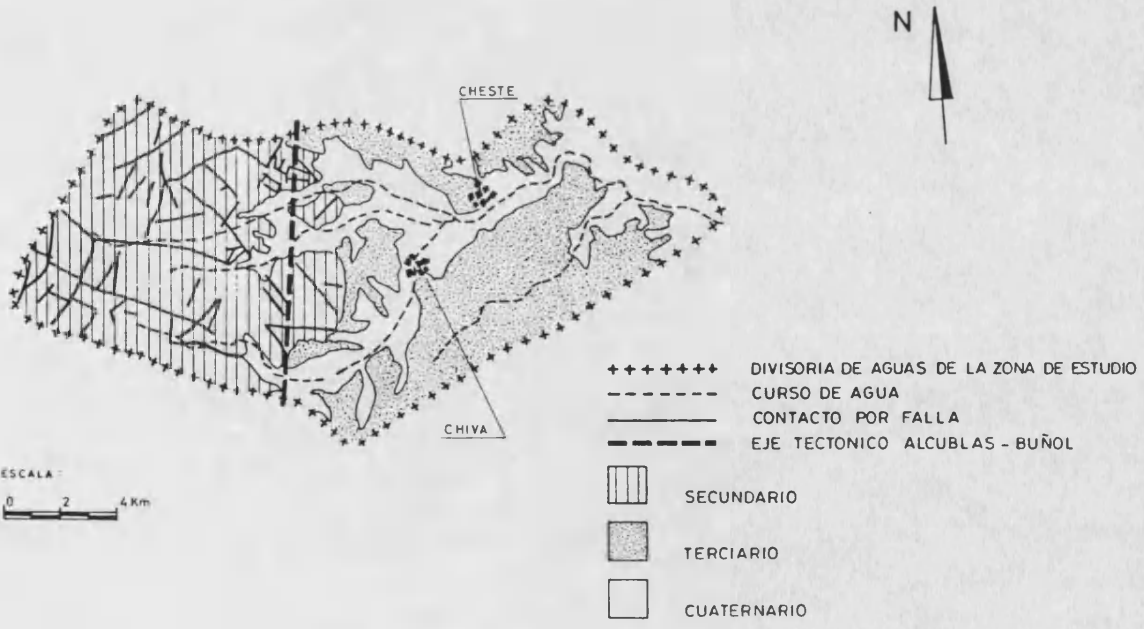


Figura 2.29. Esquema geológico de la cuenca de Poyo.

# MAPA LITOLOGICO

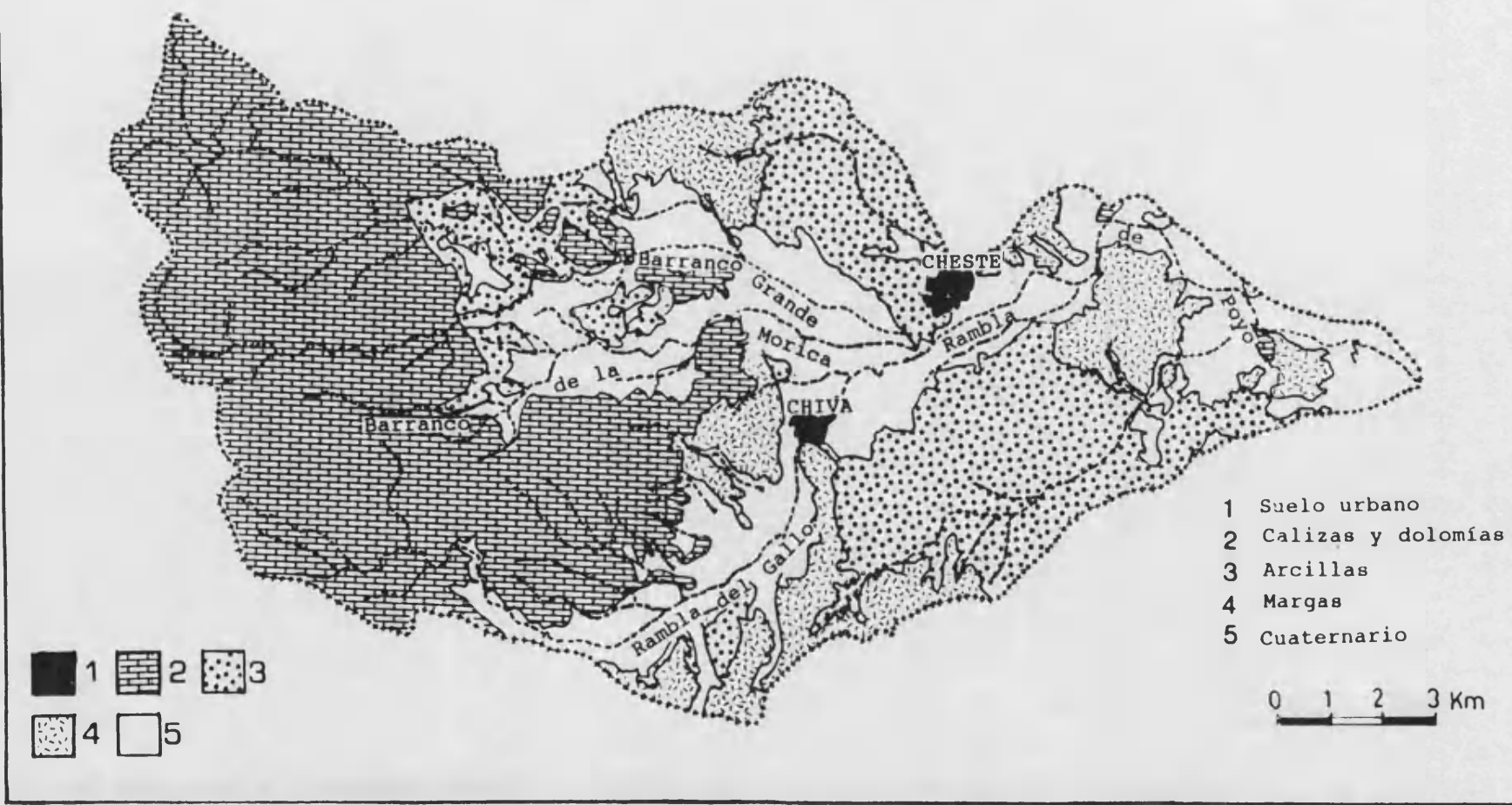


Figura 2.30. Mapa litológico de la cuenca de Poyo.



## LITOLOGIA CUENCA DE POYO

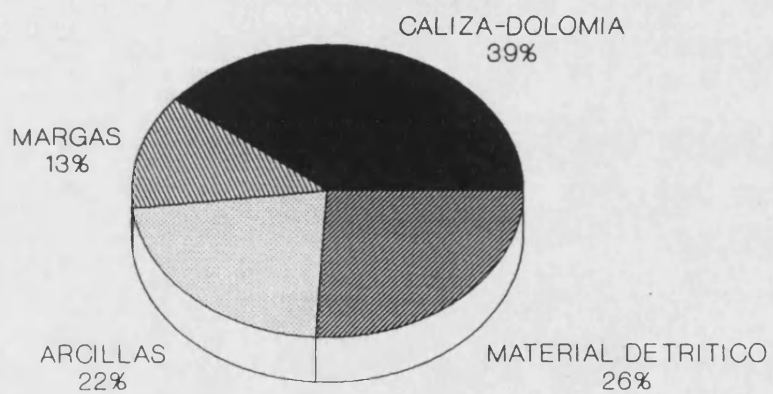


Figura 2.31. Distribución porcentual de la litología.

# ESQUEMA GEOMORFOLOGICO



Figura 2.32. Esquema geomorfológico de la cuenca de Poyo.

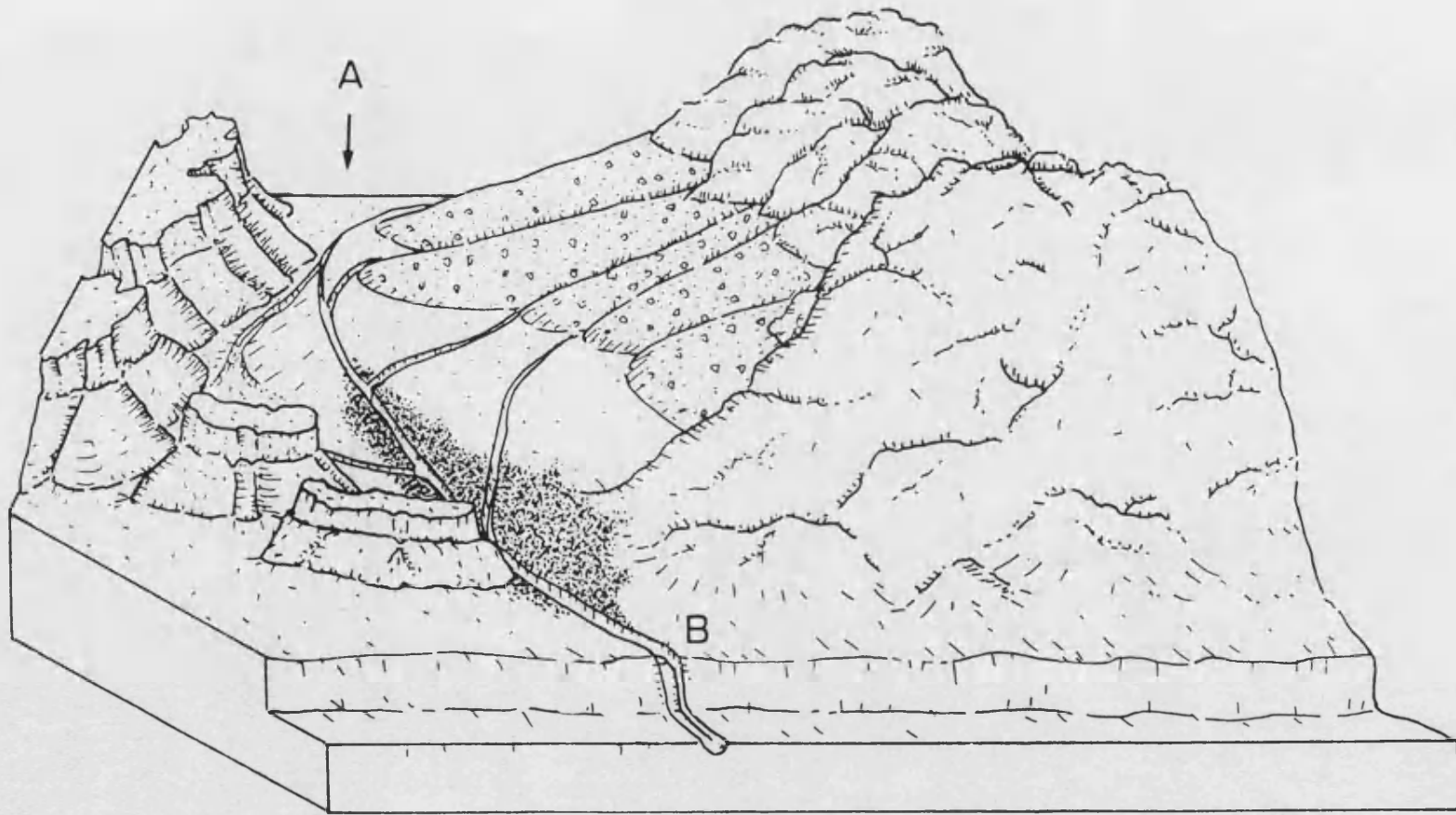


Figura 2.33. Plataforma Buñol-Chiva: A) Buñol; B) Chiva.

# JERARQUIZACION DE LA RED

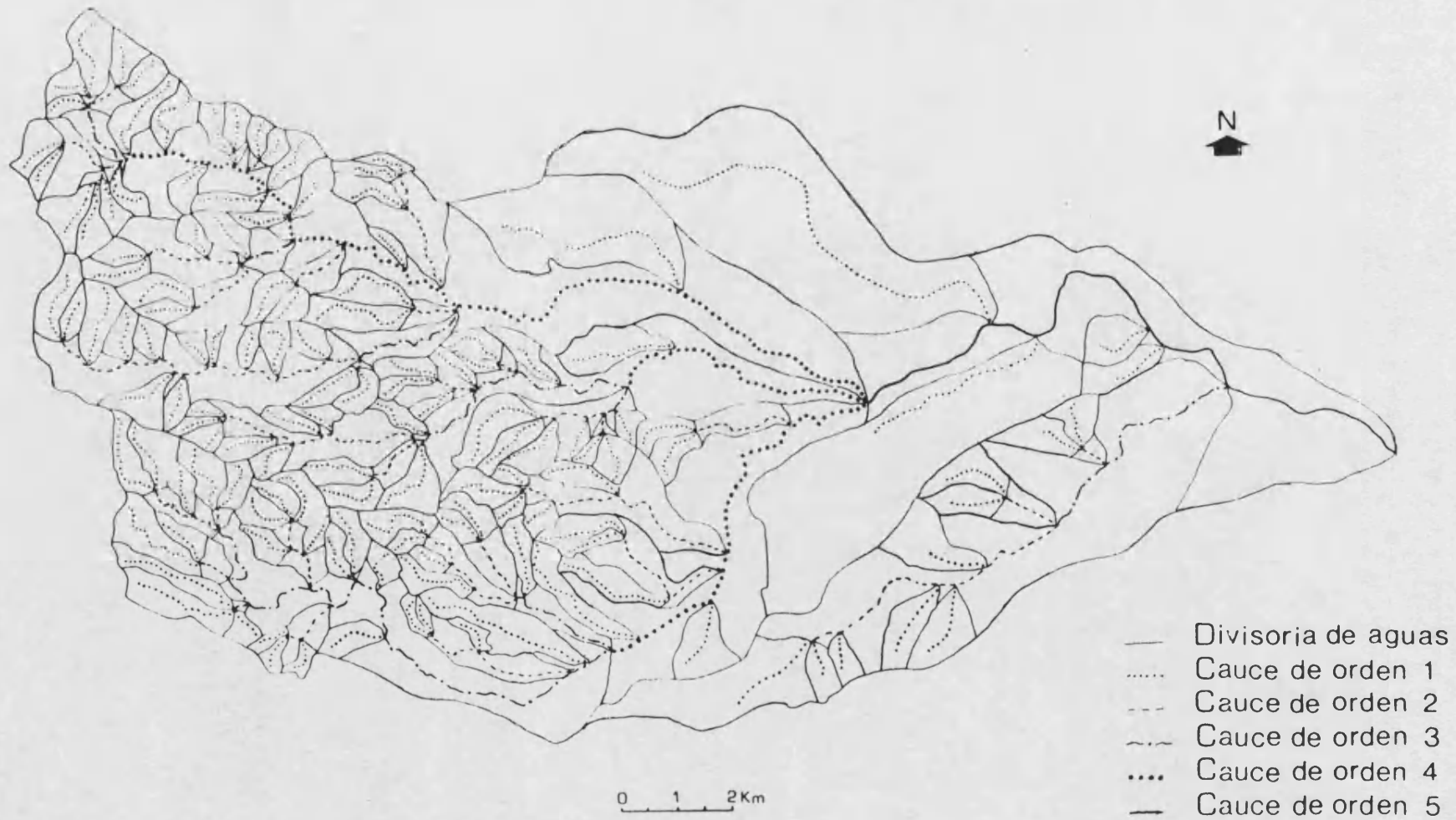


Figura 2.34. Red de drenaje de La Rambla de Poyo.

## RELACION DE BIFURCACION POYO

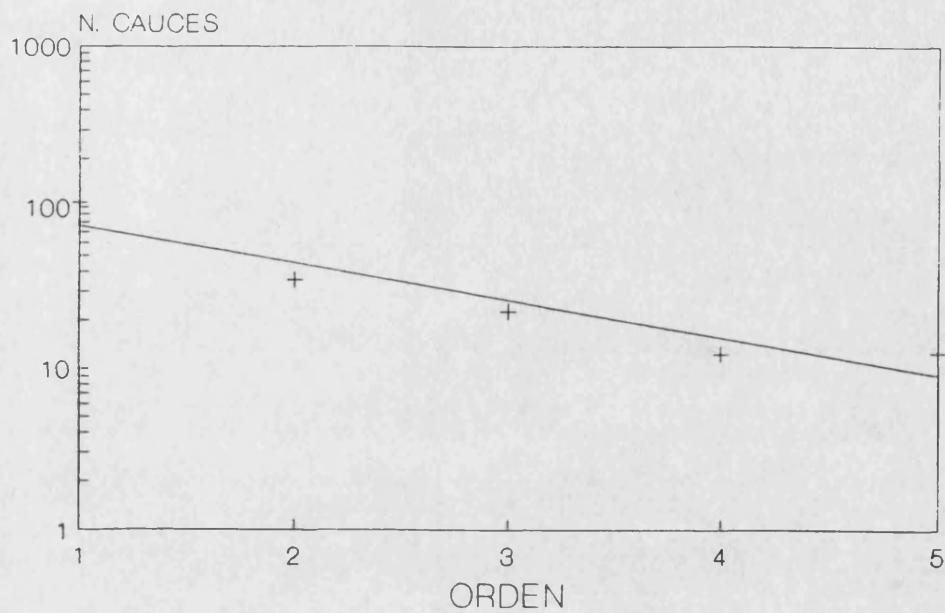


Figura 2.35. Relación de bifurcación.

## RELACION DE LONGITUD POYO

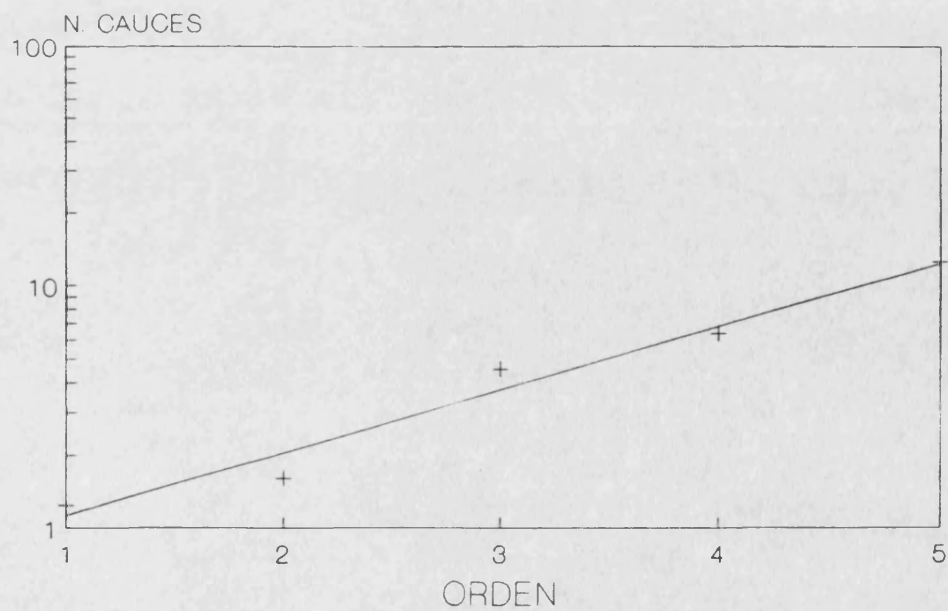


Figura 2.36. Relación de longitud.

## RELACION DE AREA POYO

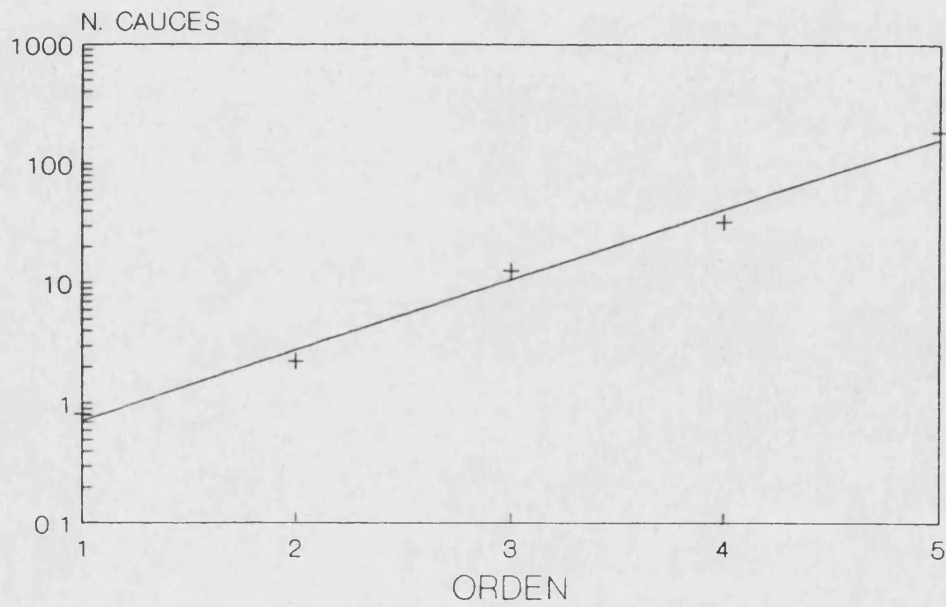


Figura 2.37. Relación de área.

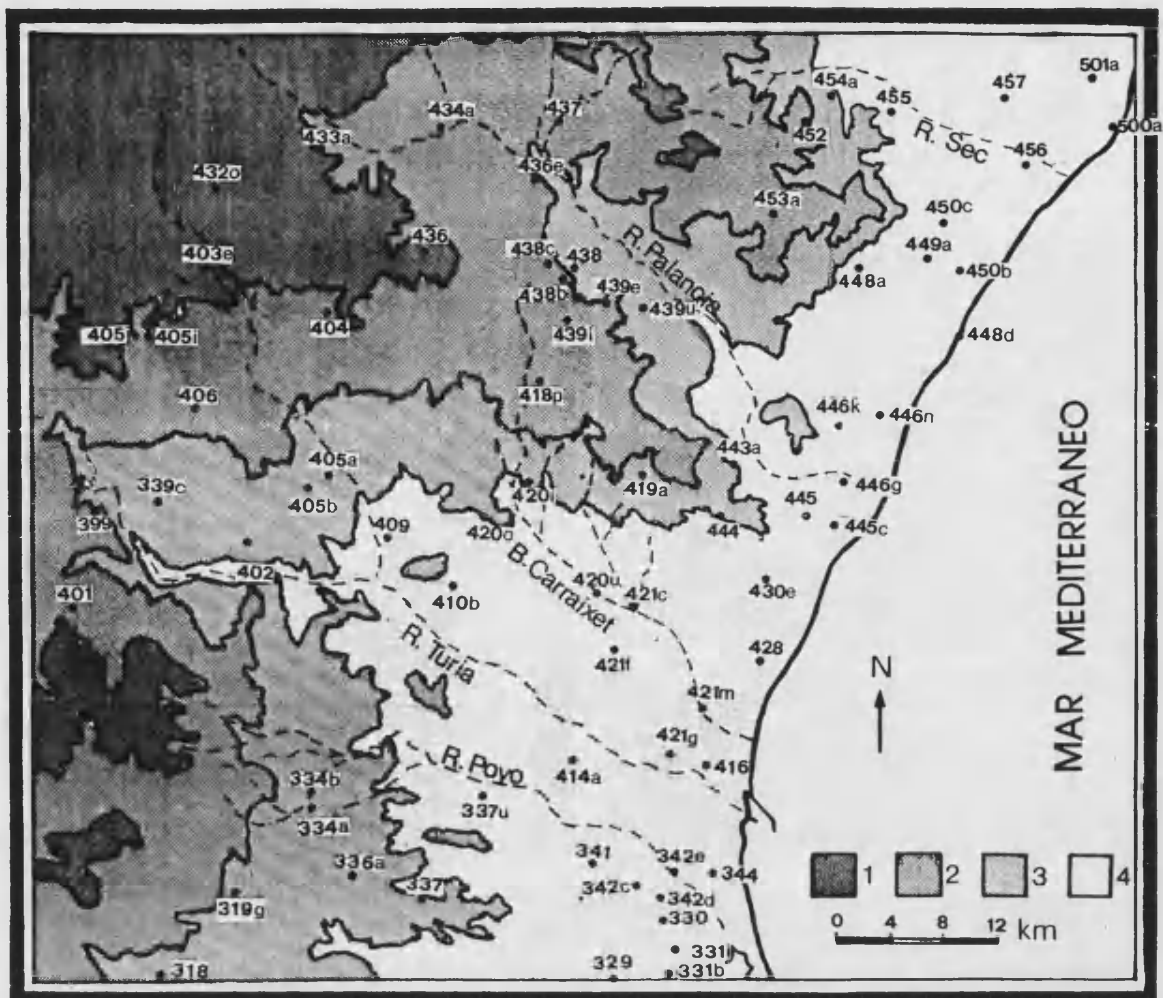


Figura 3.1. Localización de los observatorios del Servicio Nacional de Meteorología.

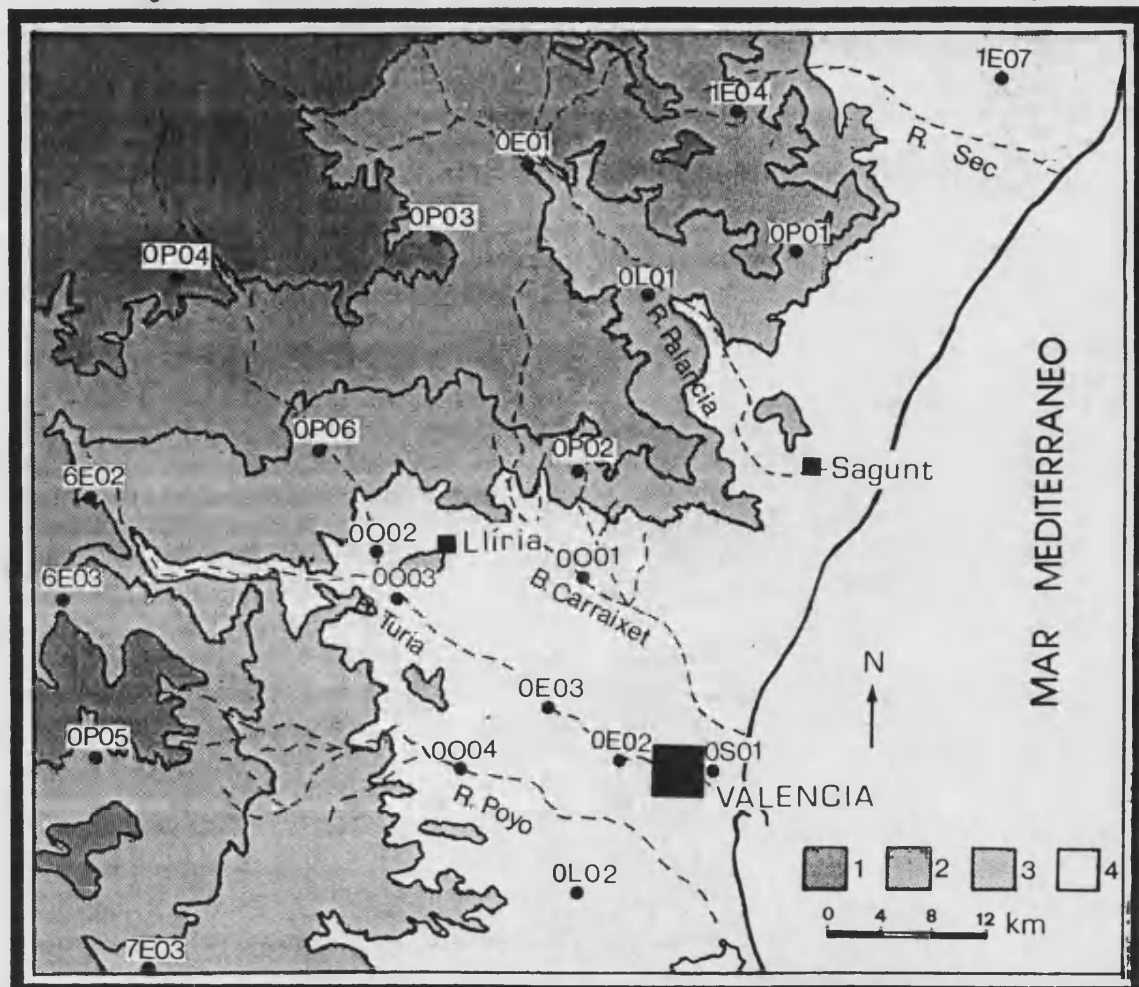


Figura 3.2. Localización de las estaciones S.A.I.H.

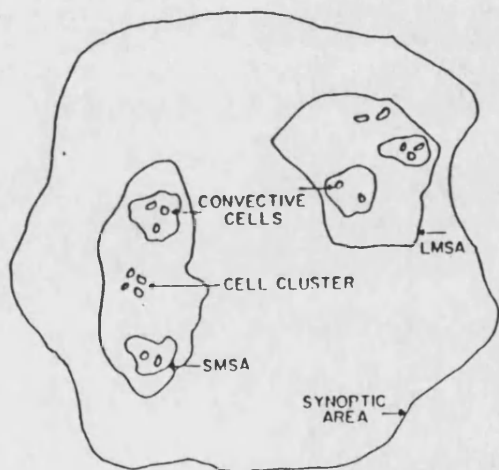


Figura 3.4. Estructura horizontal de la lluvia (Fuente: WAYMIRE y GUPTA, 1981)



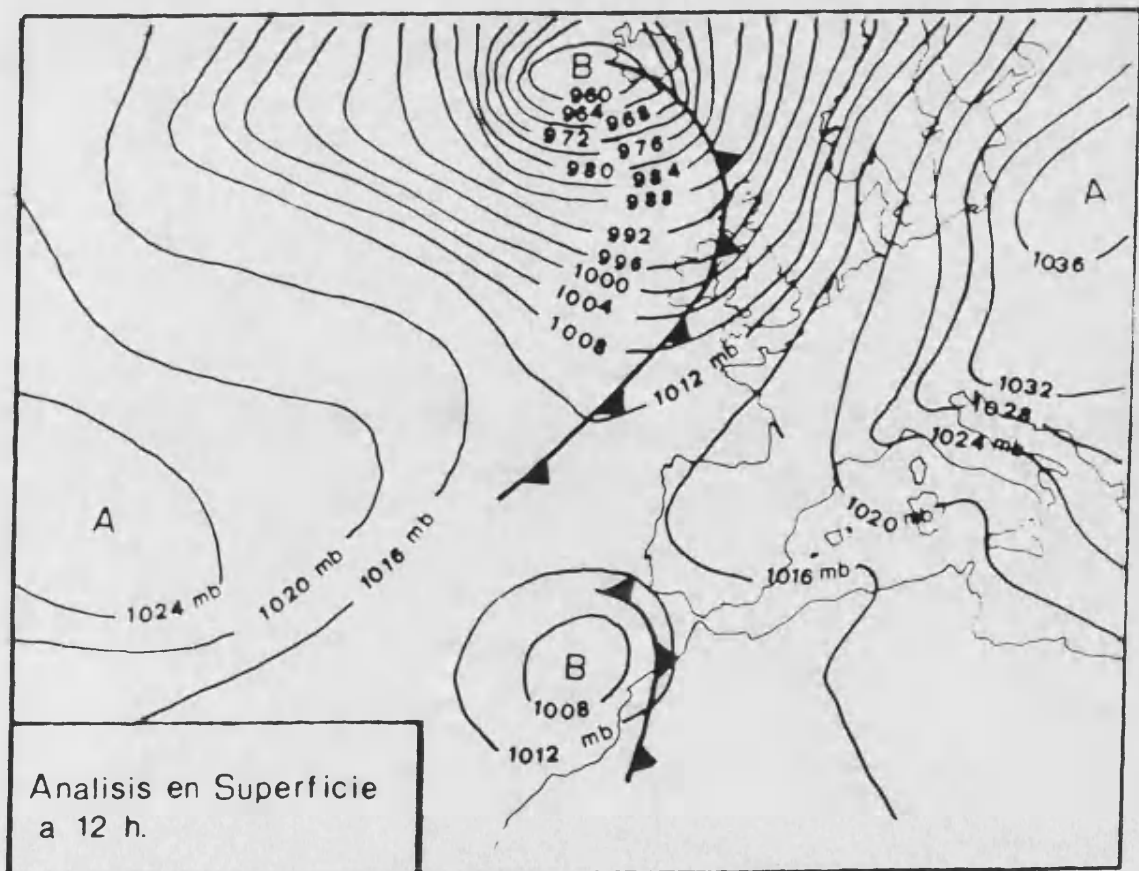
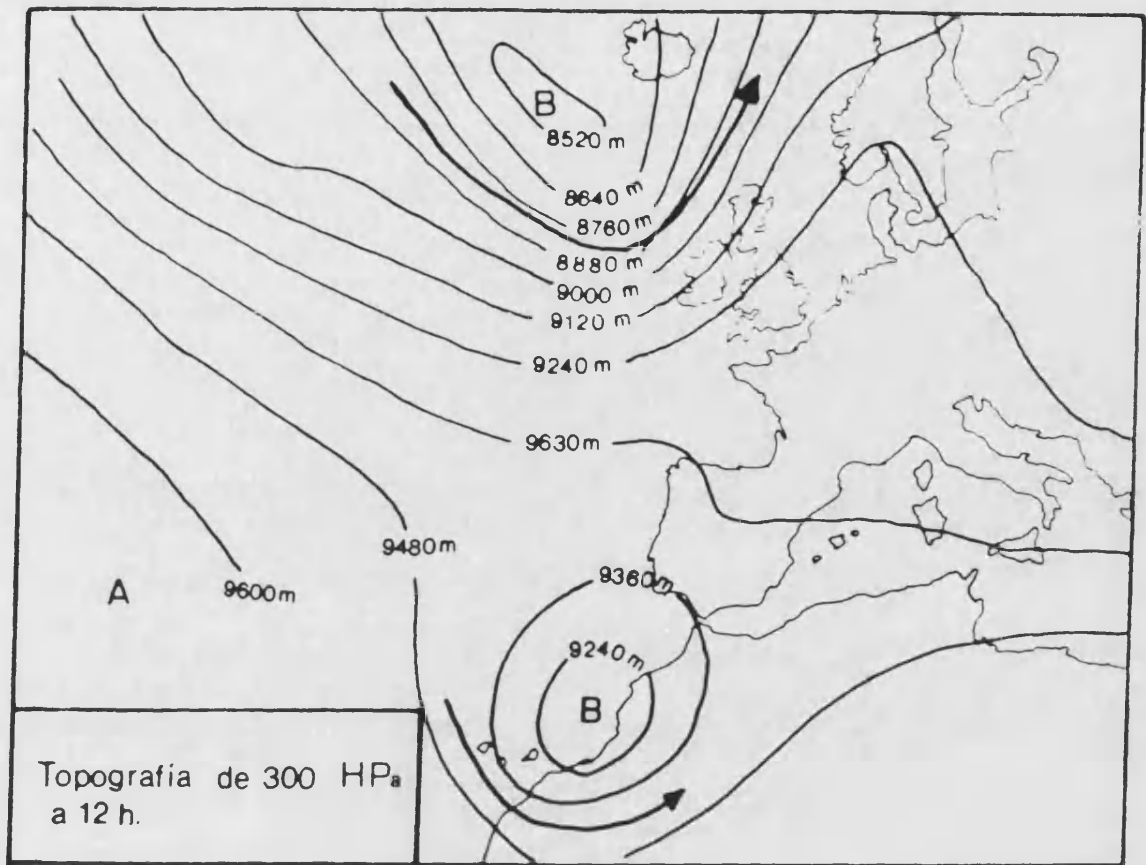


Figura 4.1. Situación sinóptica del día 10.

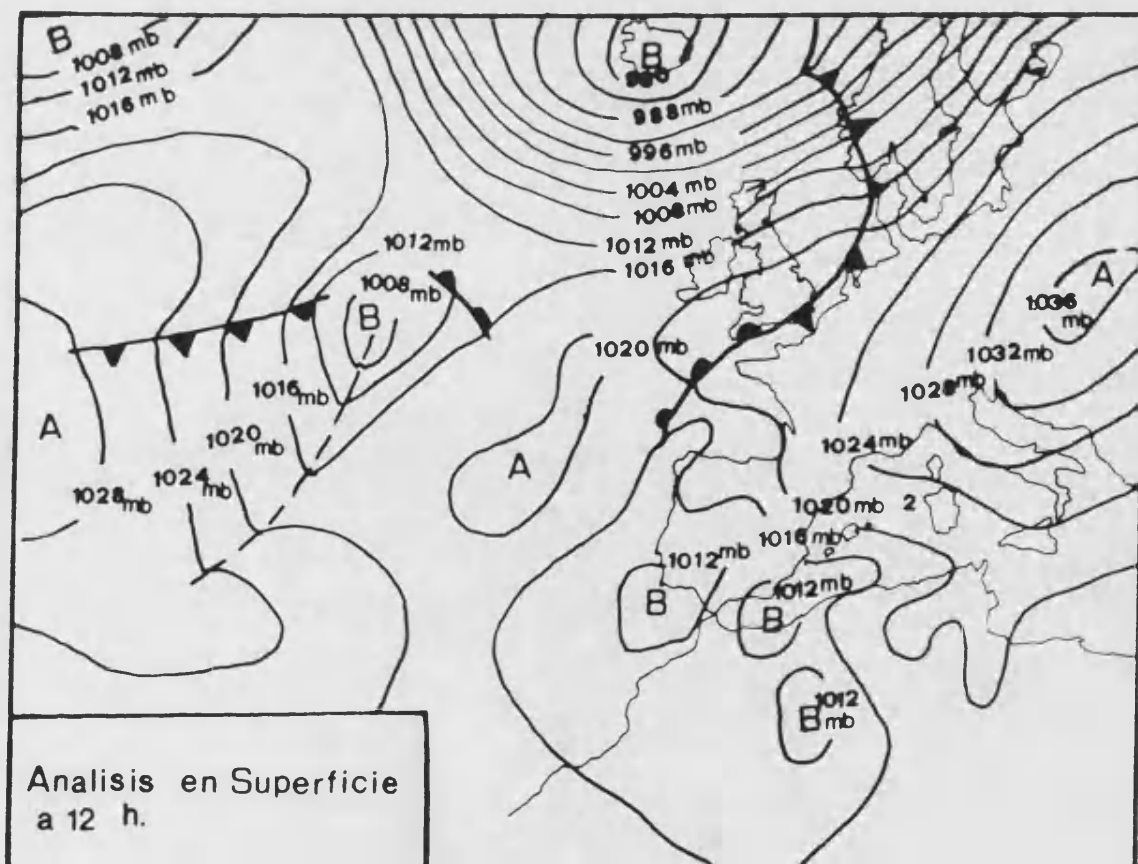
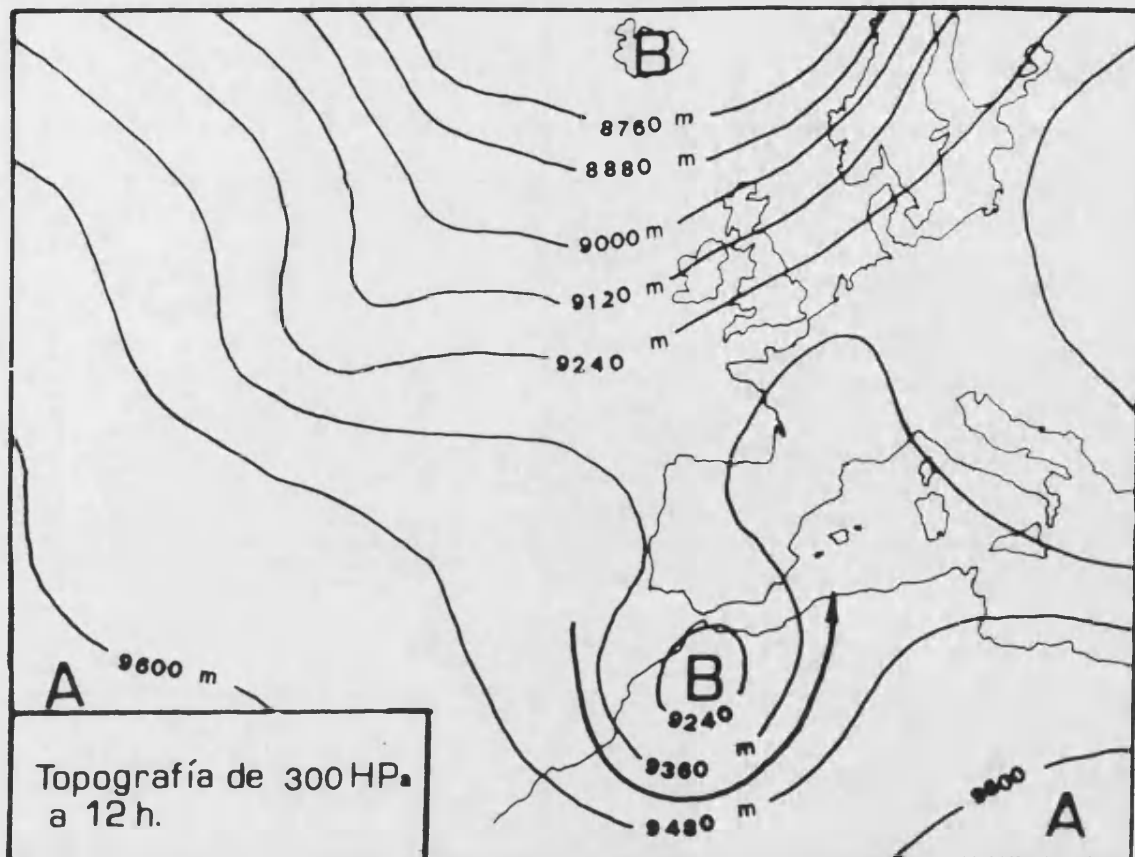


Figura 4.2. Situación sinóptica del día 11.

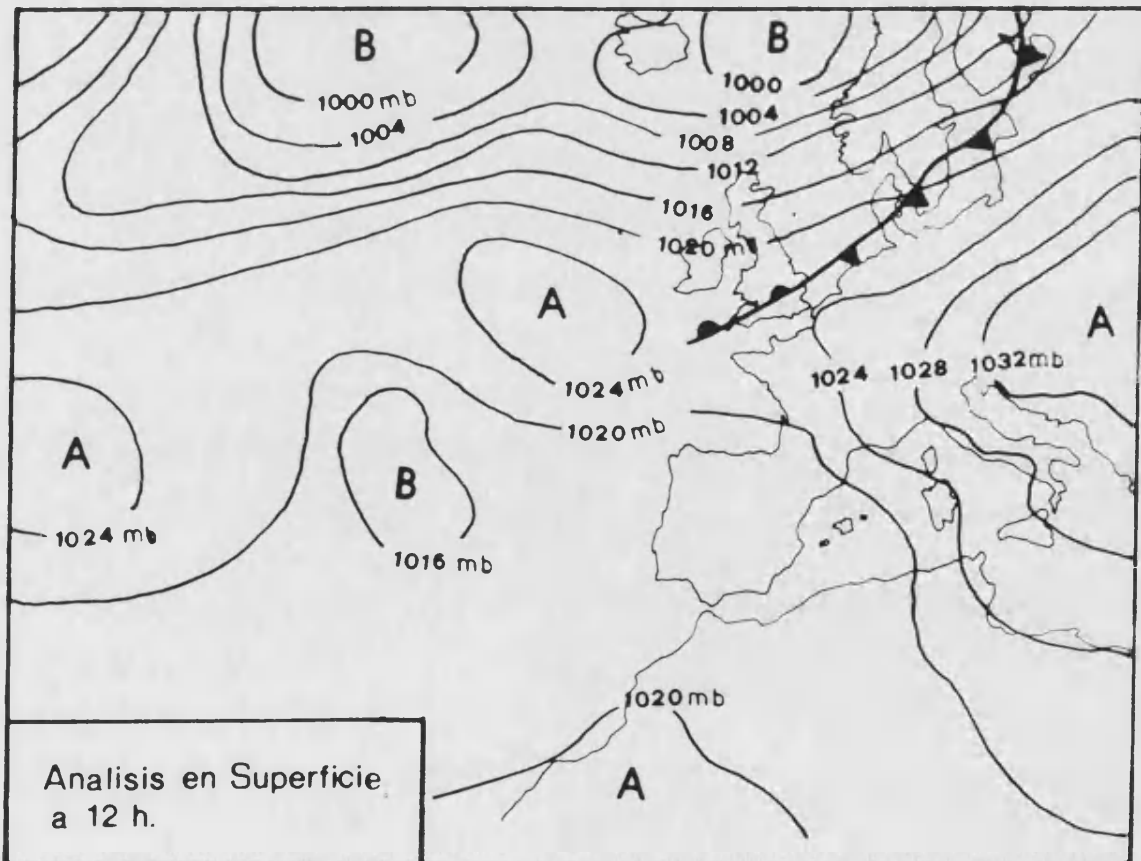
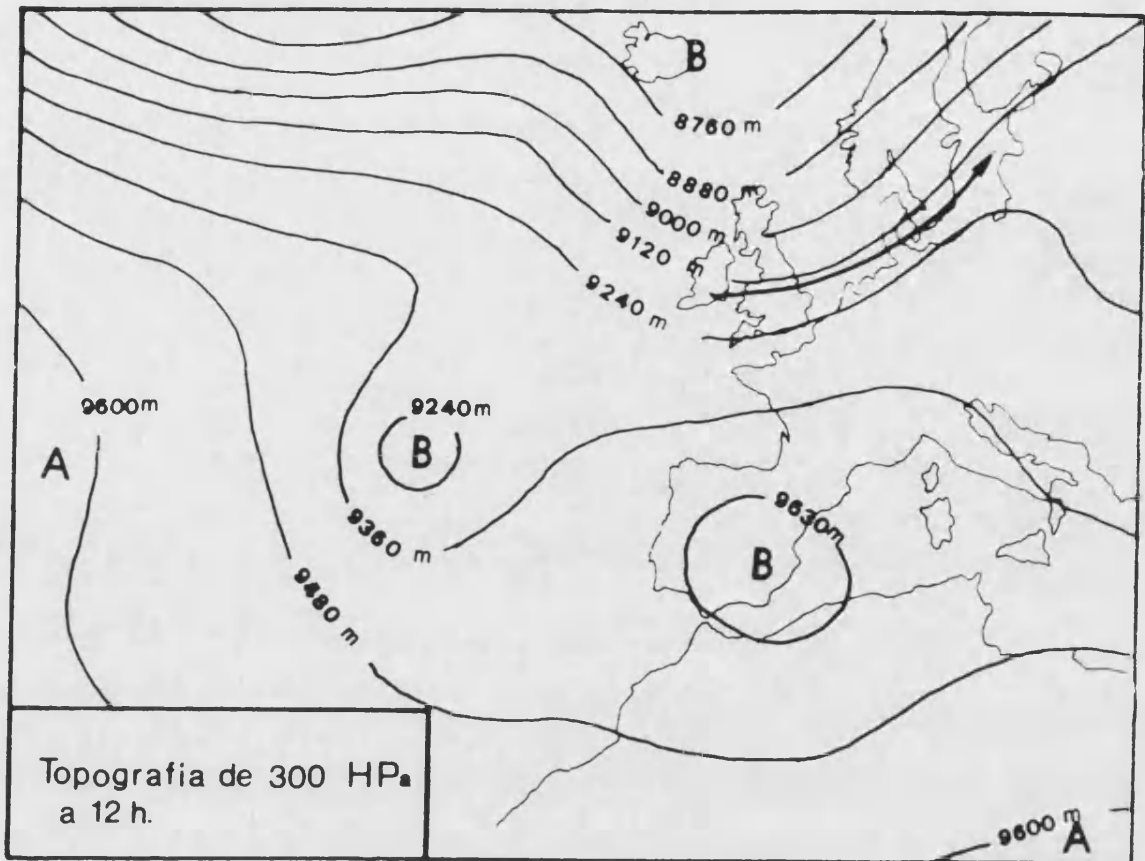


Figura 4.3. Situación sinóptica del día 12.

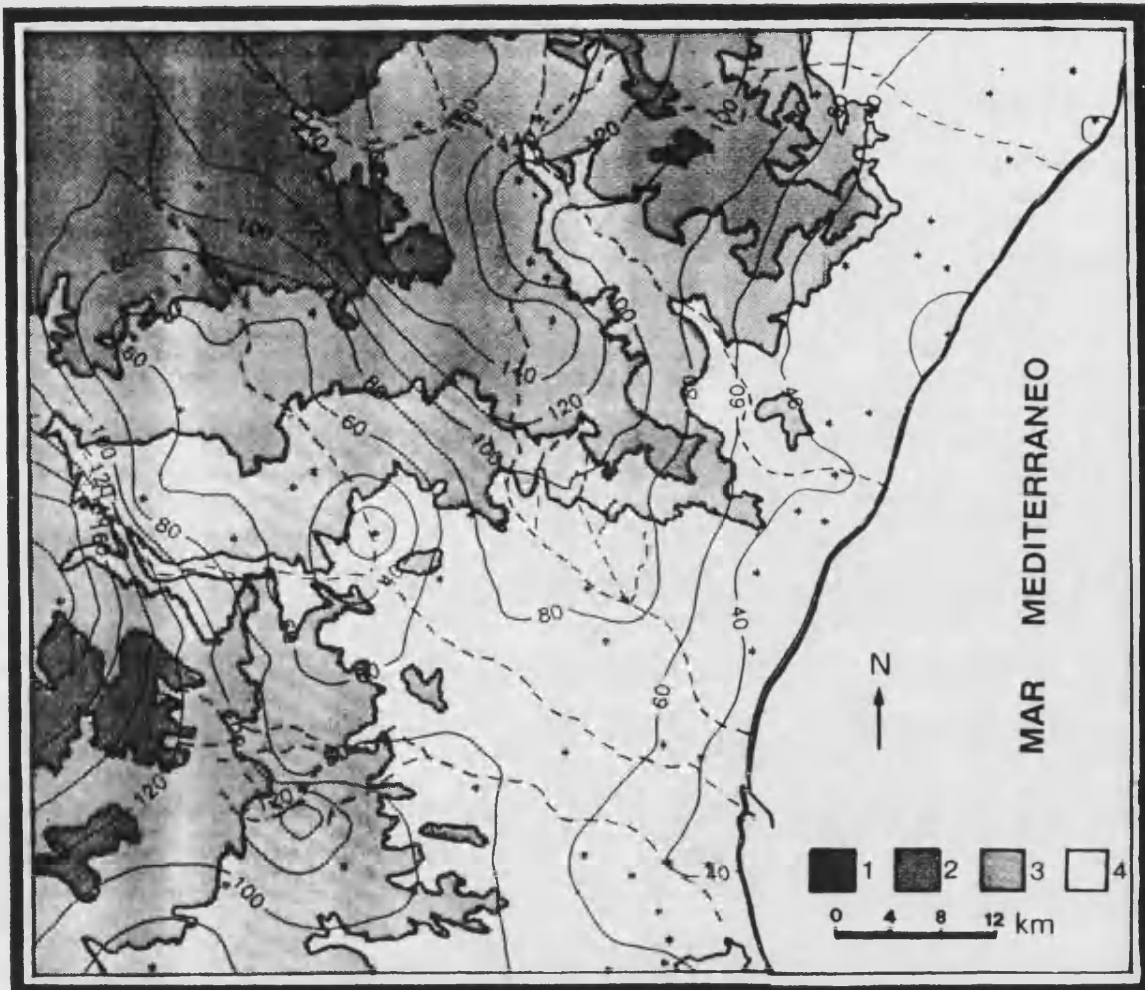


Figura 4.4. Distribución espacial de los totales pluviométricos según el SNM.

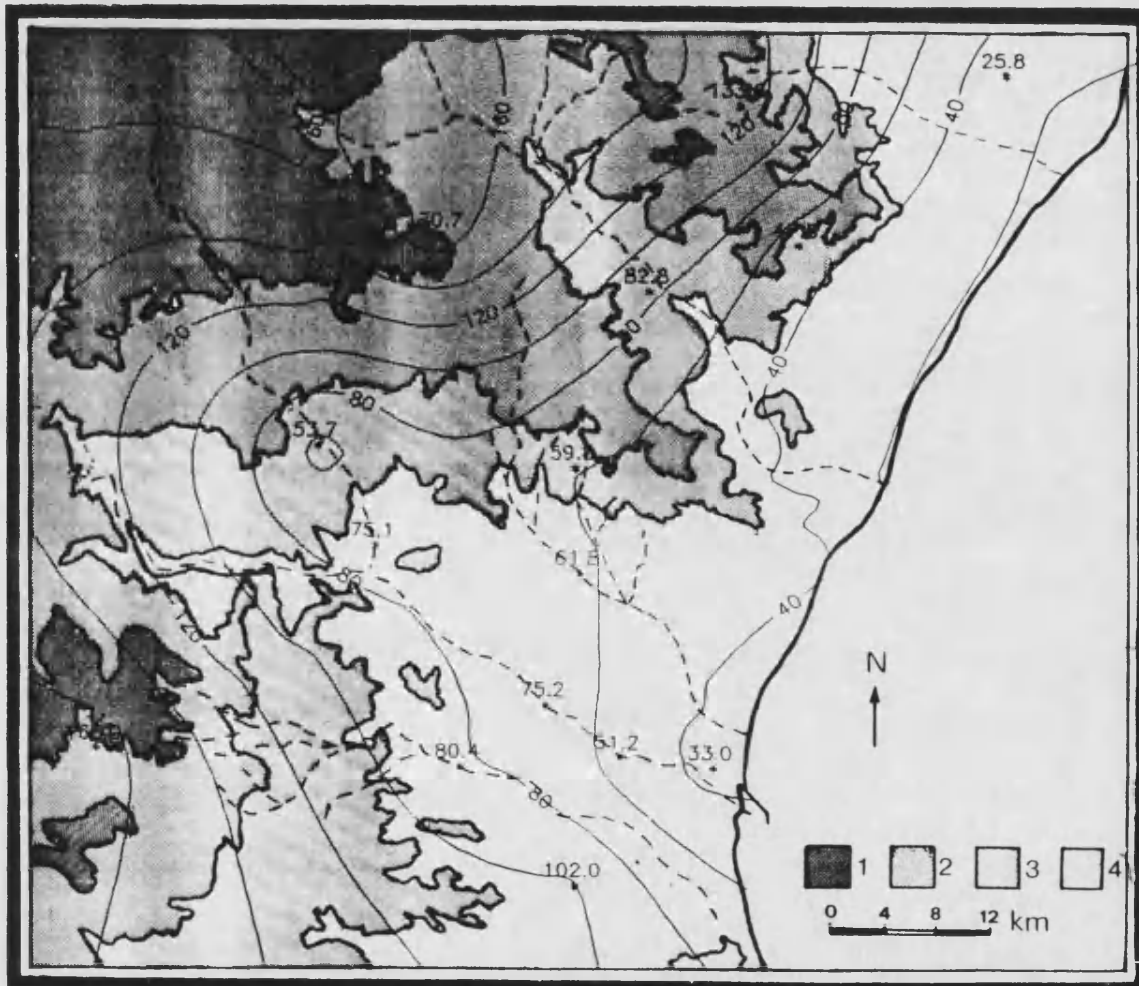


Figura 4.5. Distribución espacial de los totales pluviométricos según el SAIH

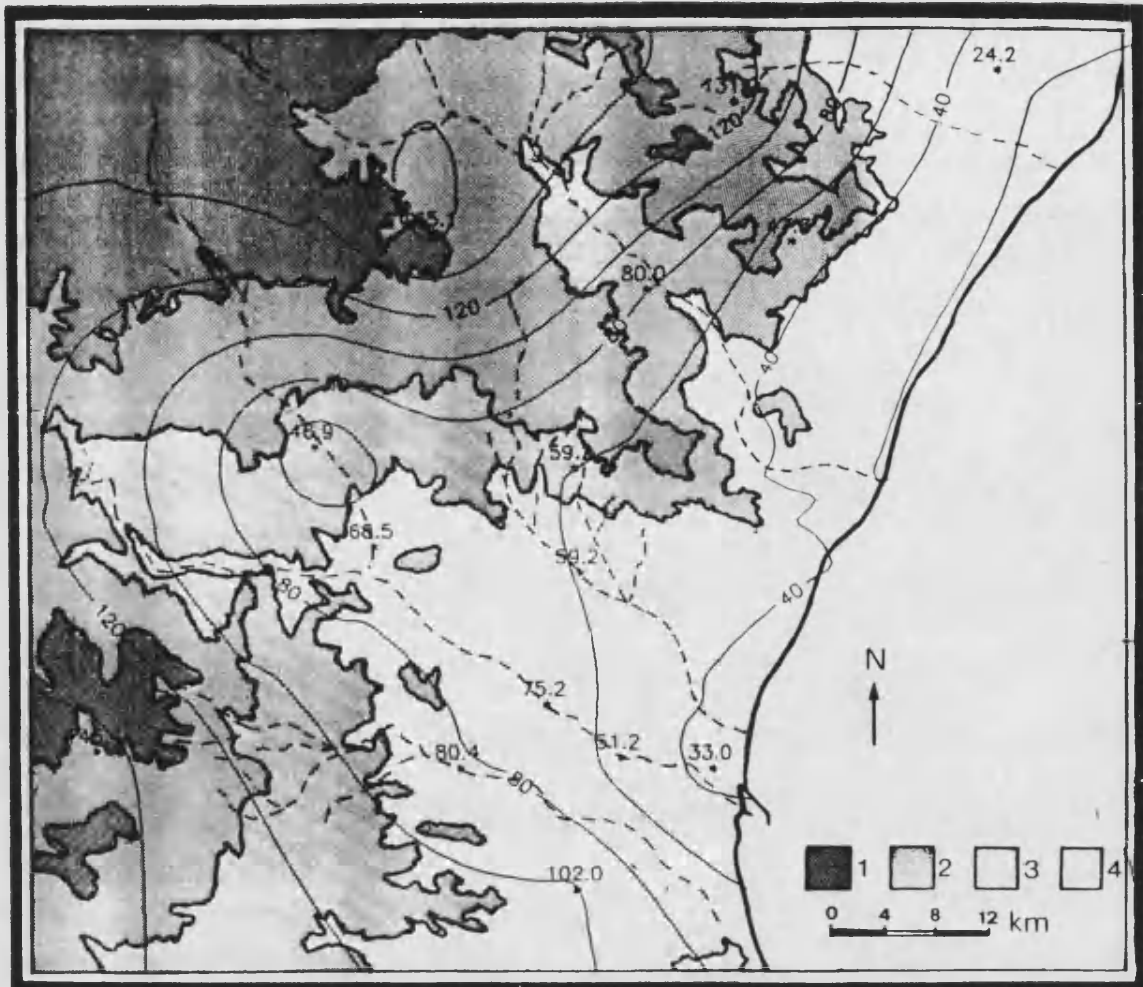


Figura 4.6. Distribución espacial de la lluvia recogida el día 11 de noviembre según el SAIH.

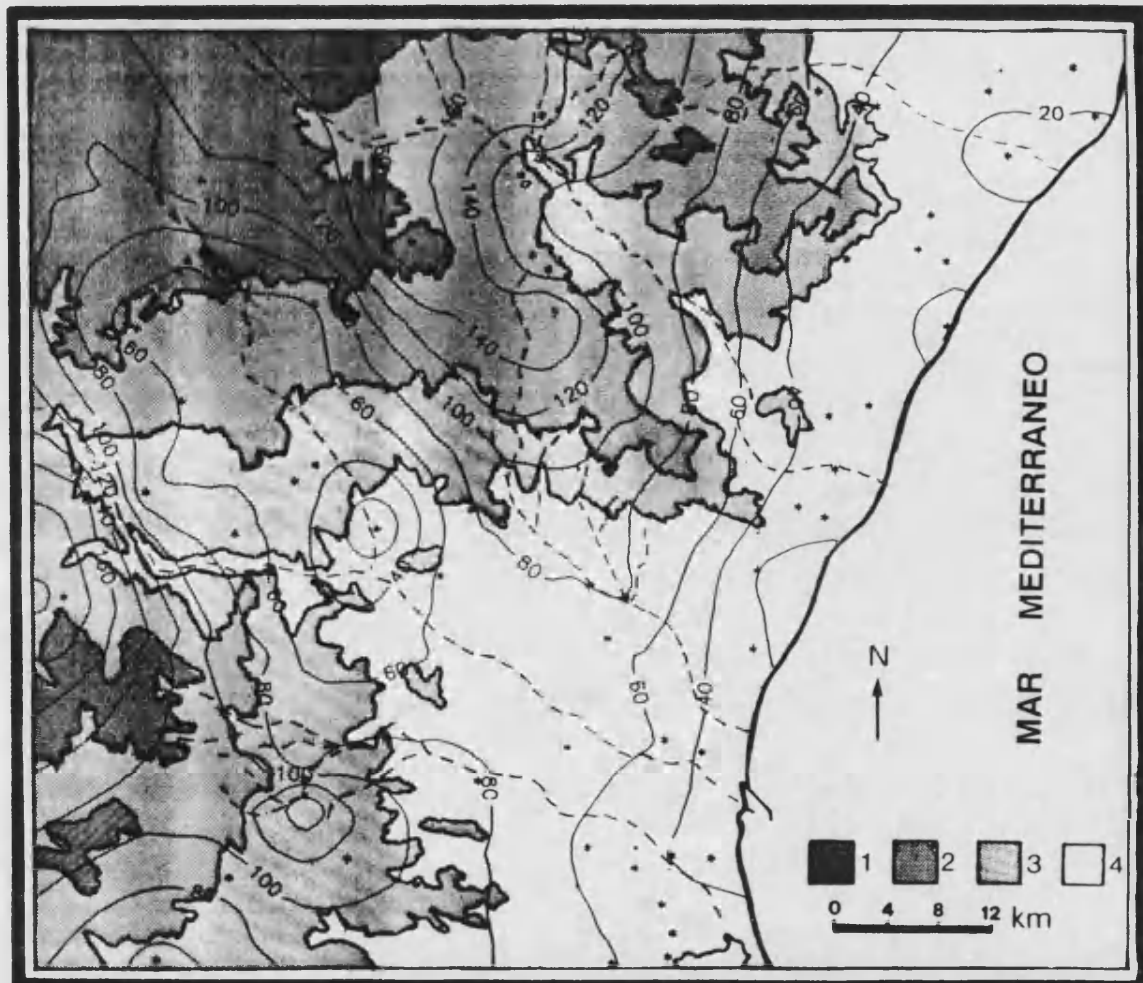


Figura 4.7. Distribución espacial de la lluvia recogida el día 11 de noviembre según el SNM.

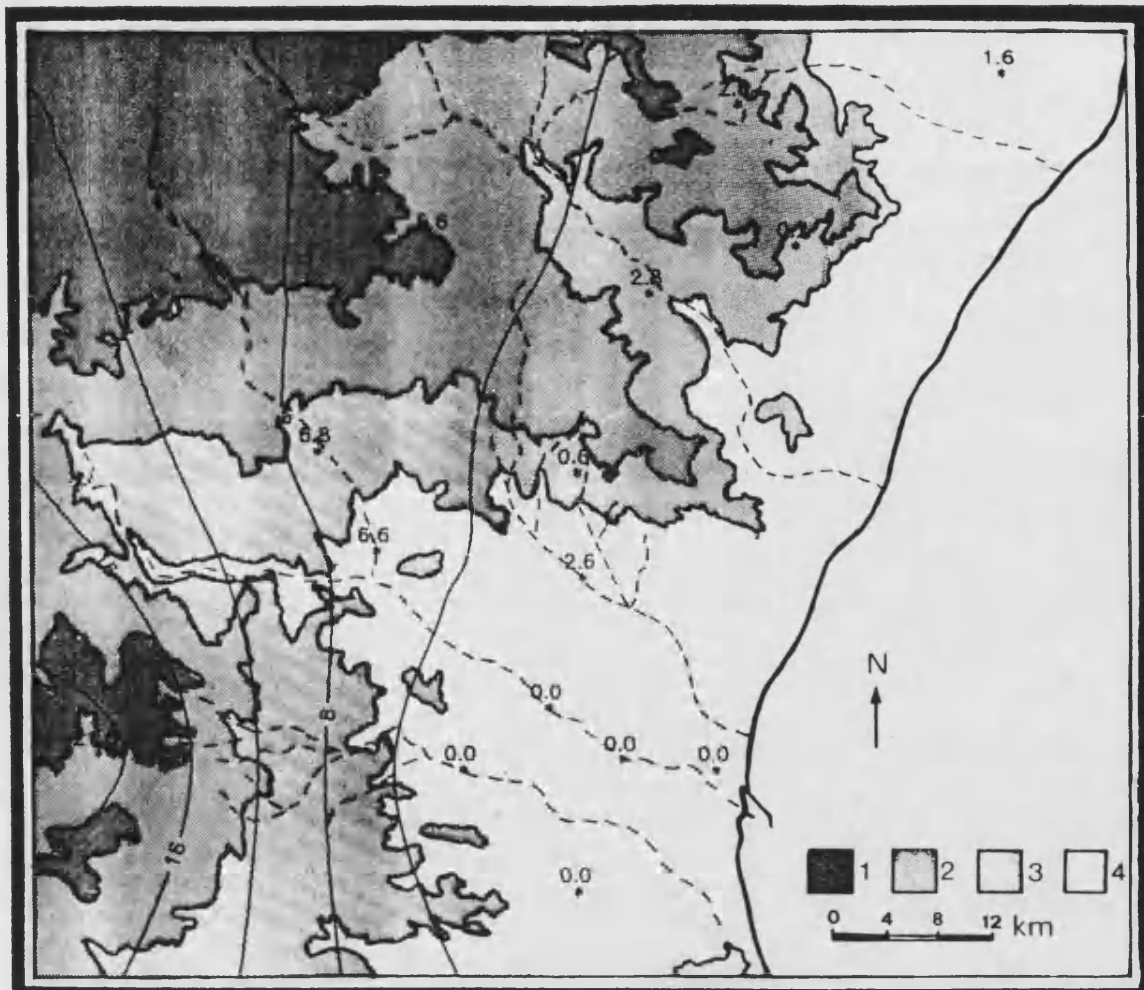


Figura 4.8. Distribución espacial de la lluvia recogida el día 12 de noviembre según el SAIH.

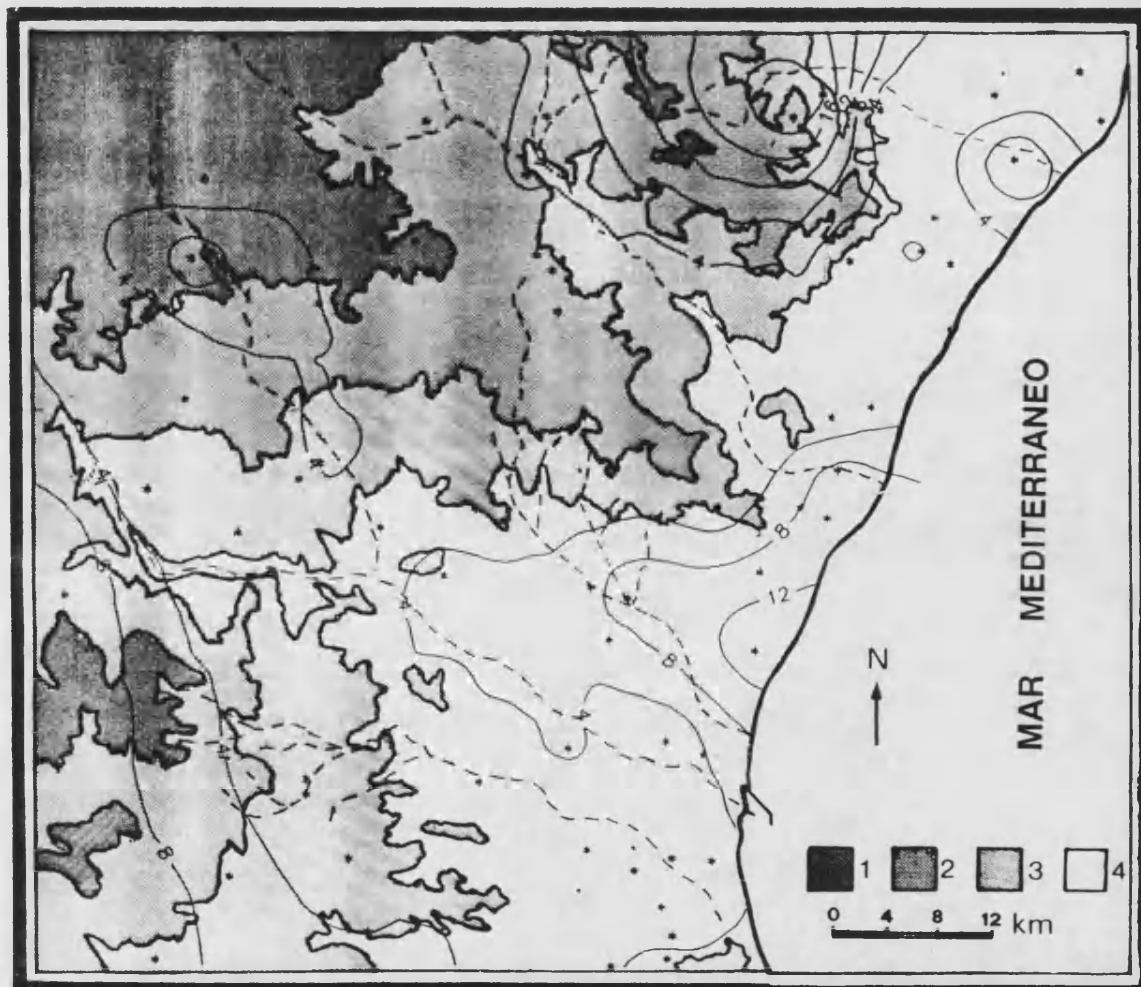


Figura 4.9. Distribución espacial de la lluvia recogida el día 12 de noviembre según el SNM.

11 NOVIEMBRE 1988

0001

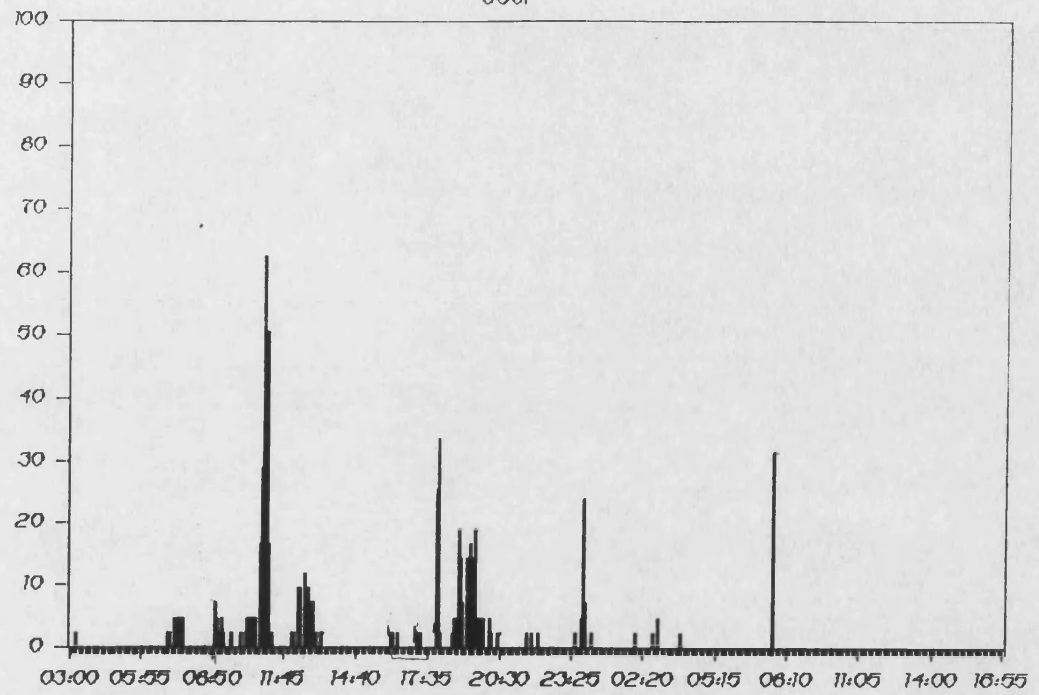


Figura 4.10. Hietograma registrado por el pluviómetro 0001.

11 NOVIEMBRE 1988

0001

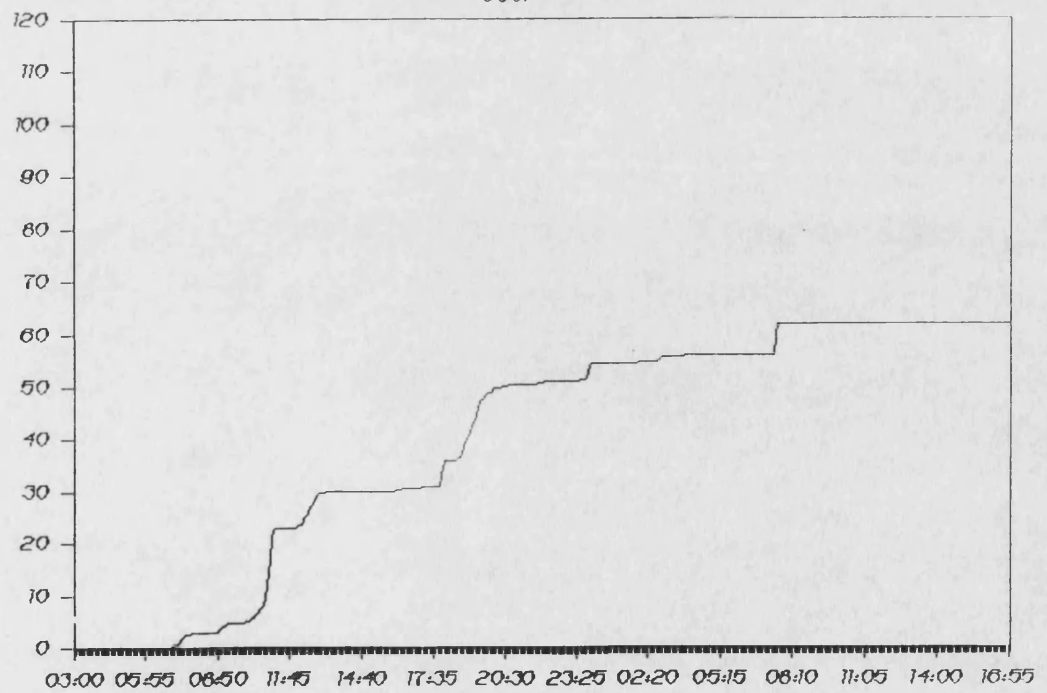


Figura 4.11. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0001.

11 NOVIEMBRE 1988

0002

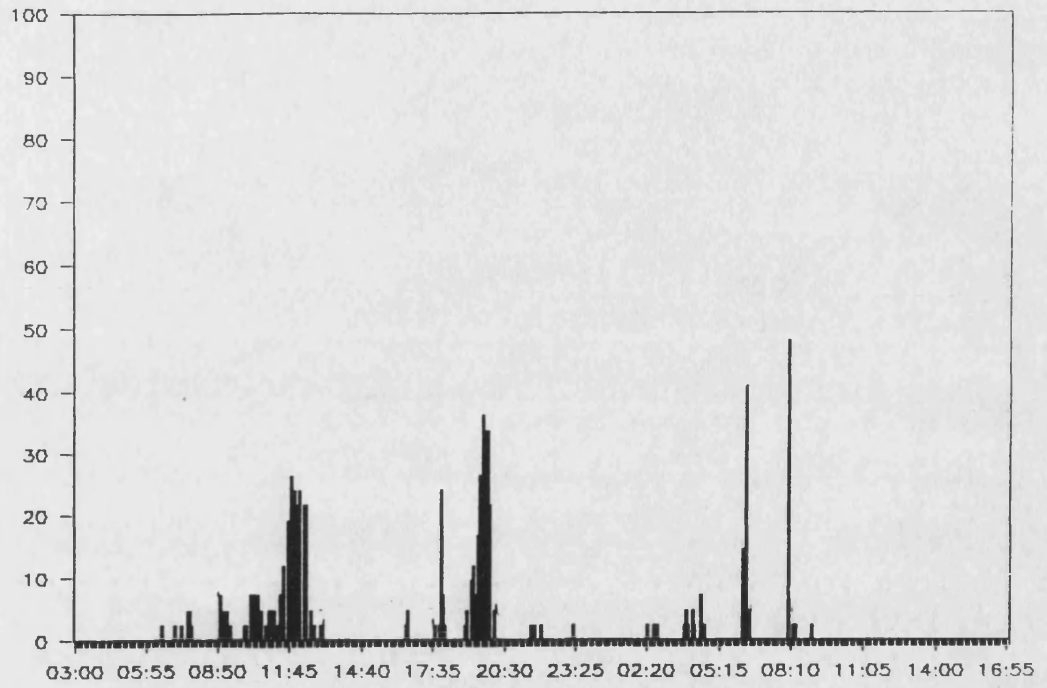


Figura 4.12. Hietograma registrado por el pluviómetro 0002.

11 NOVIEMBRE 1988

0002

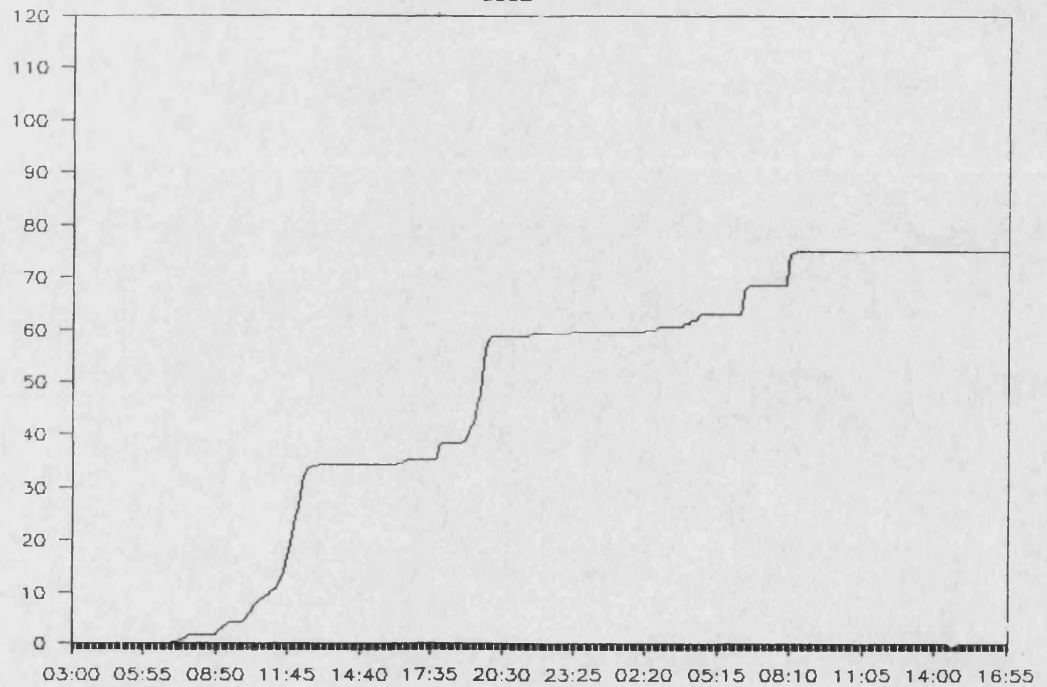


Figura 4.13. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0002.



# NOVIEMBRE DE 1988

OP03

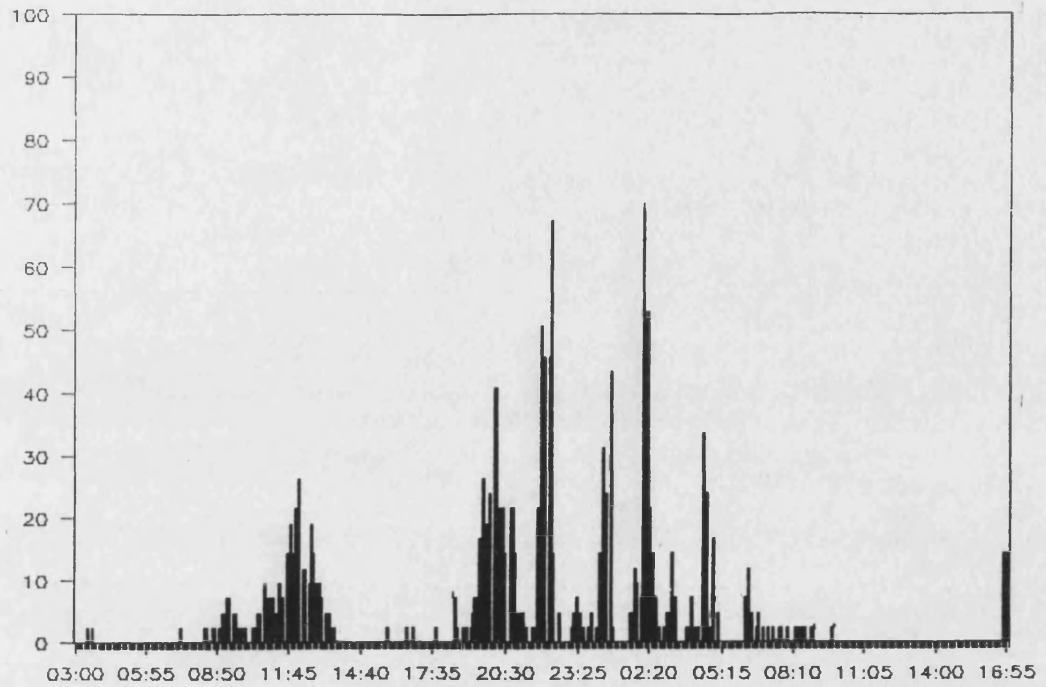


Figura 4.14. Hietograma registrado por el pluviómetro OP03.

# NOVIEMBRE DE 1988

OP03

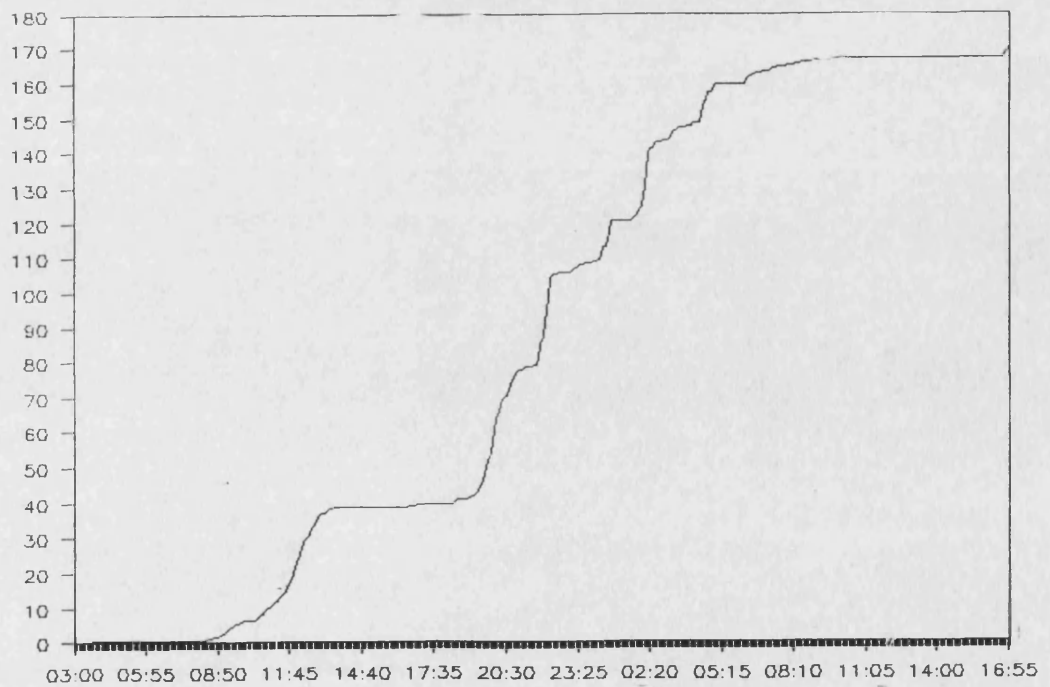


Figura 4.15. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP03.

11 NOVIEMBRE 1988

OL01

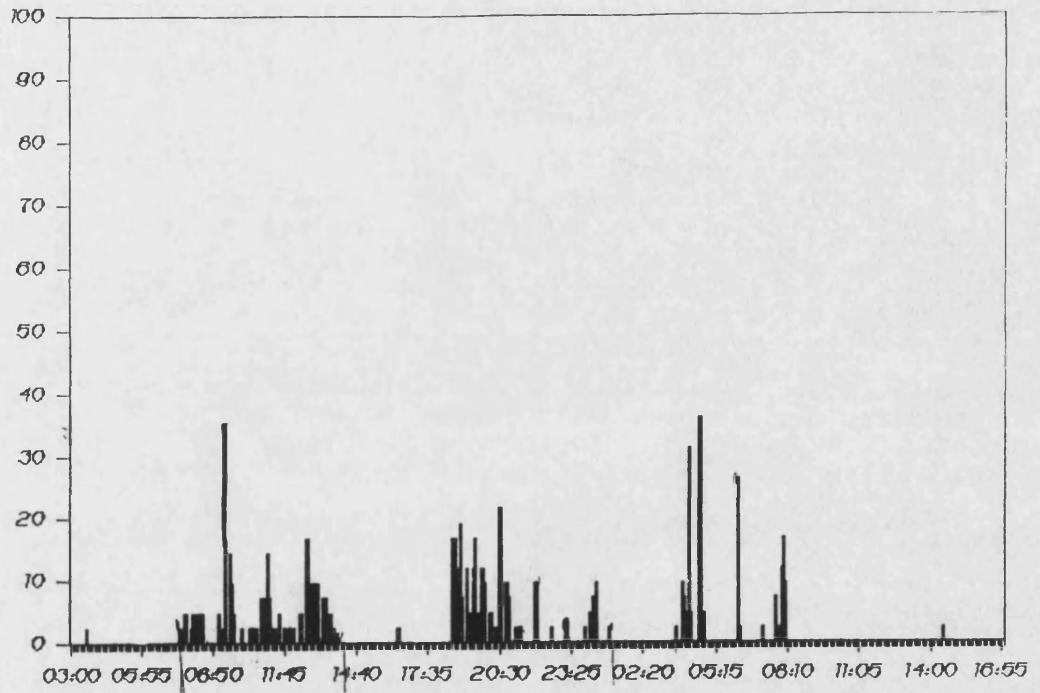


Figura 4.16. Hietograma registrado por el pluviómetro OL01.

11 NOVIEMBRE 1988

OL01

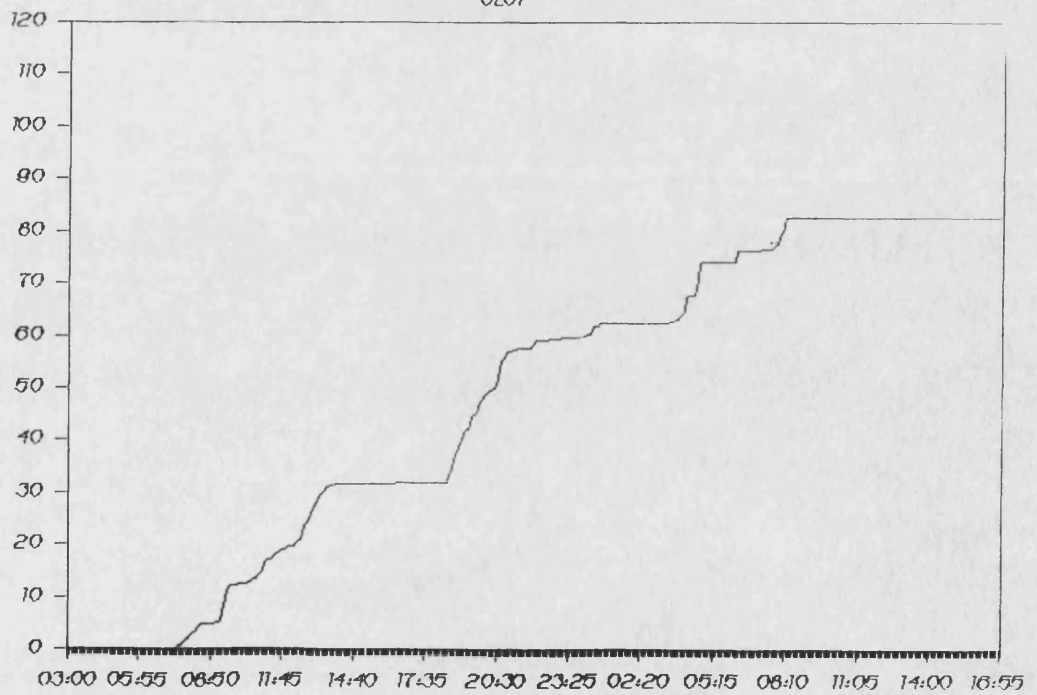


Figura 4.17. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OL01.

# NOVIEMBRE DE 1988

OP02

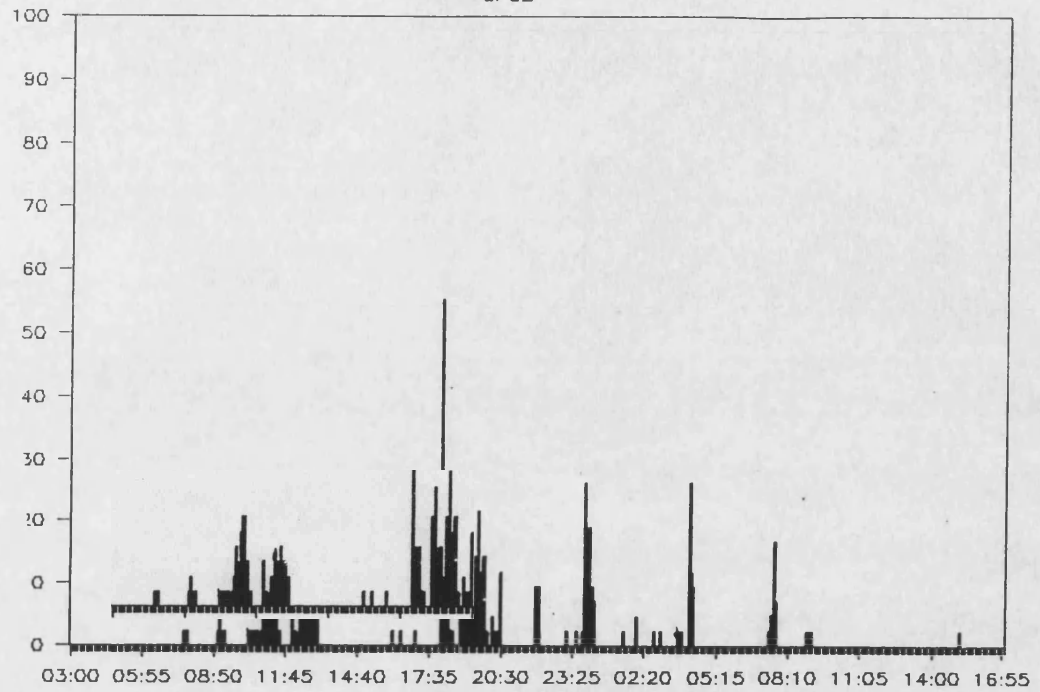


Figura 4.18. Hietograma registrado por el pluviómetro OP02.

# NOVIEMBRE DE 1988

OP02

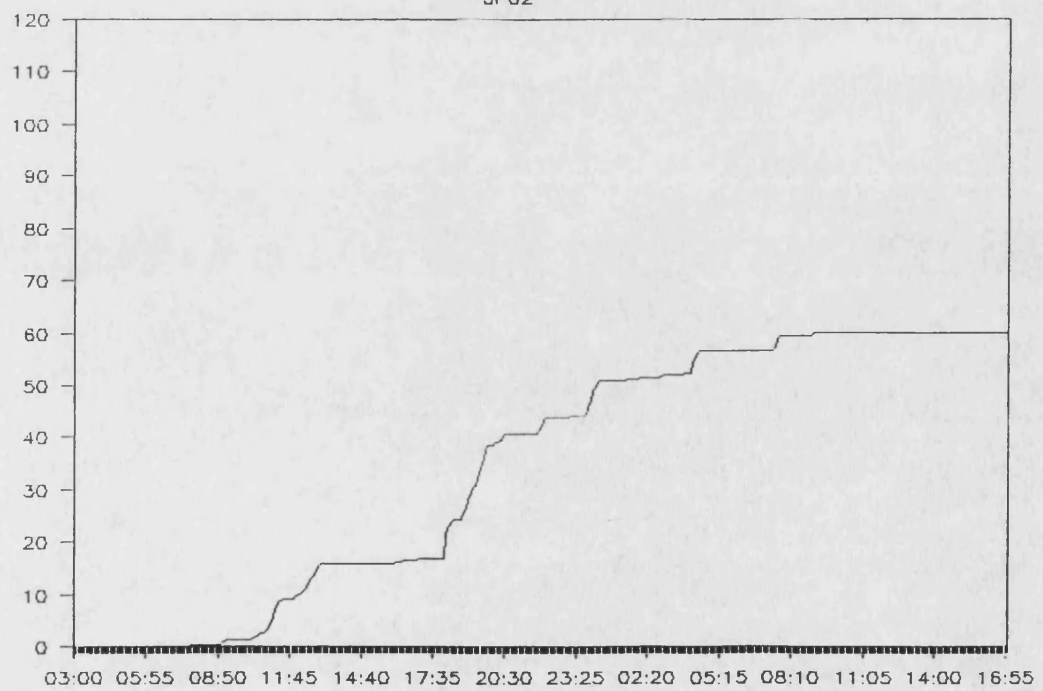


Figura 4.19. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP02.

# NOVIEMBRE DE 1988

0004

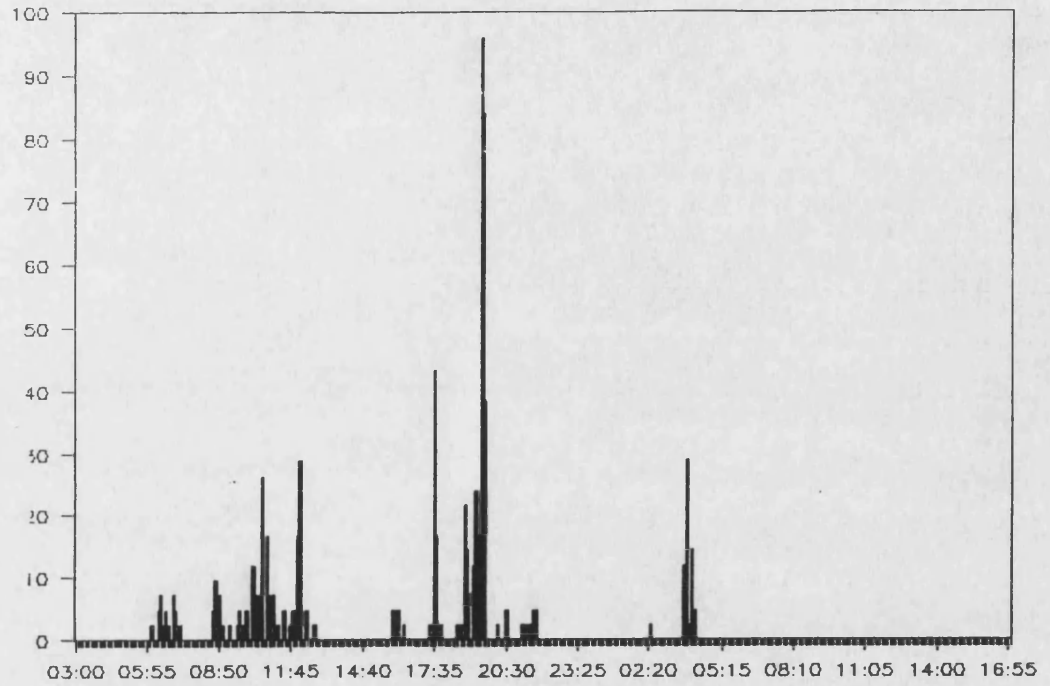


Figura 4.20. Hietograma registrado por el pluviómetro 0004

# NOVIEMBRE DE 1988

0004

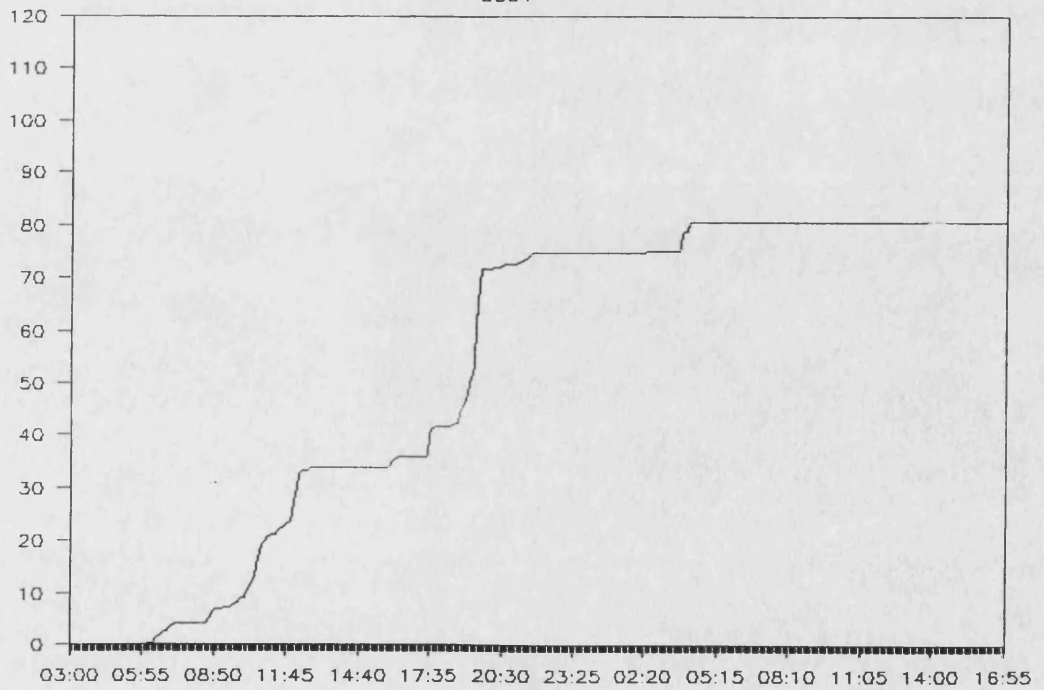


Figura 4.21. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0004.

# NOVIEMBRE DE 1988

GP05

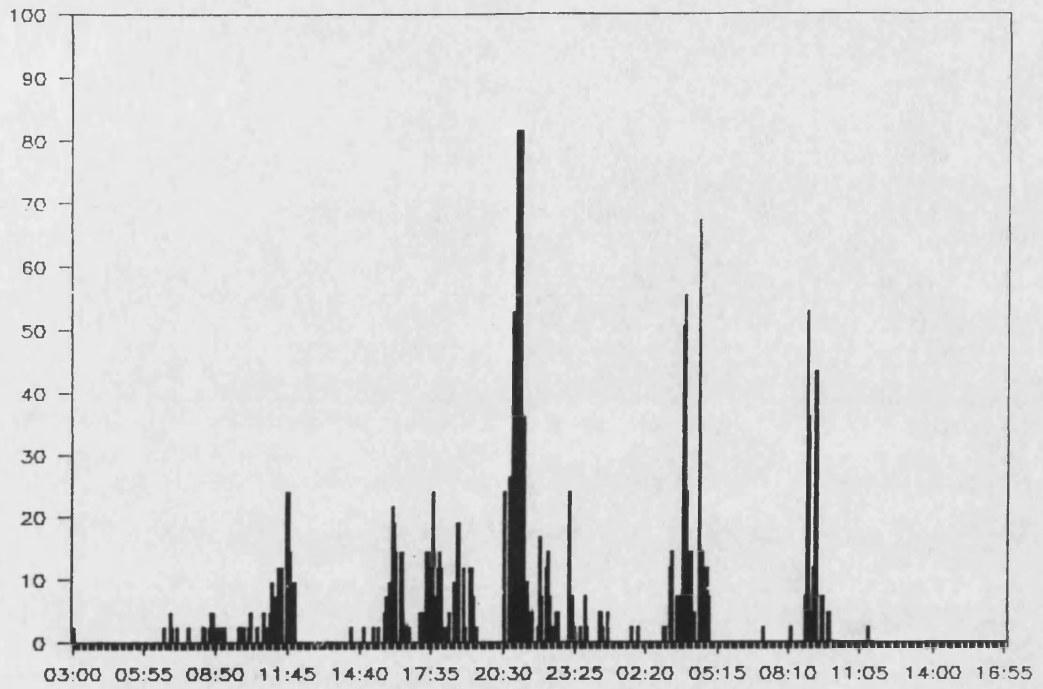


Figura 4.22. Histograma registrado por el pluviómetro OP05.

# NOVIEMBRE DE 1988

GP05

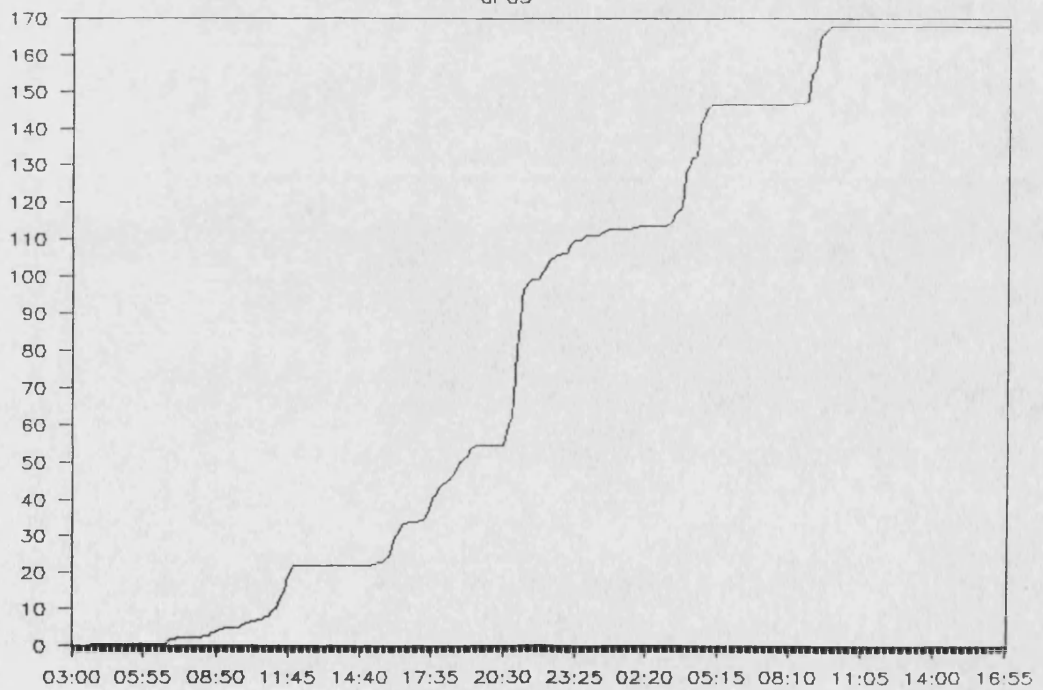
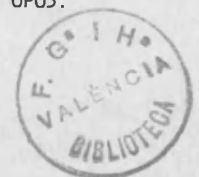


Figura 4.23. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP05.



# NOVIEMBRE DE 1988

1E04

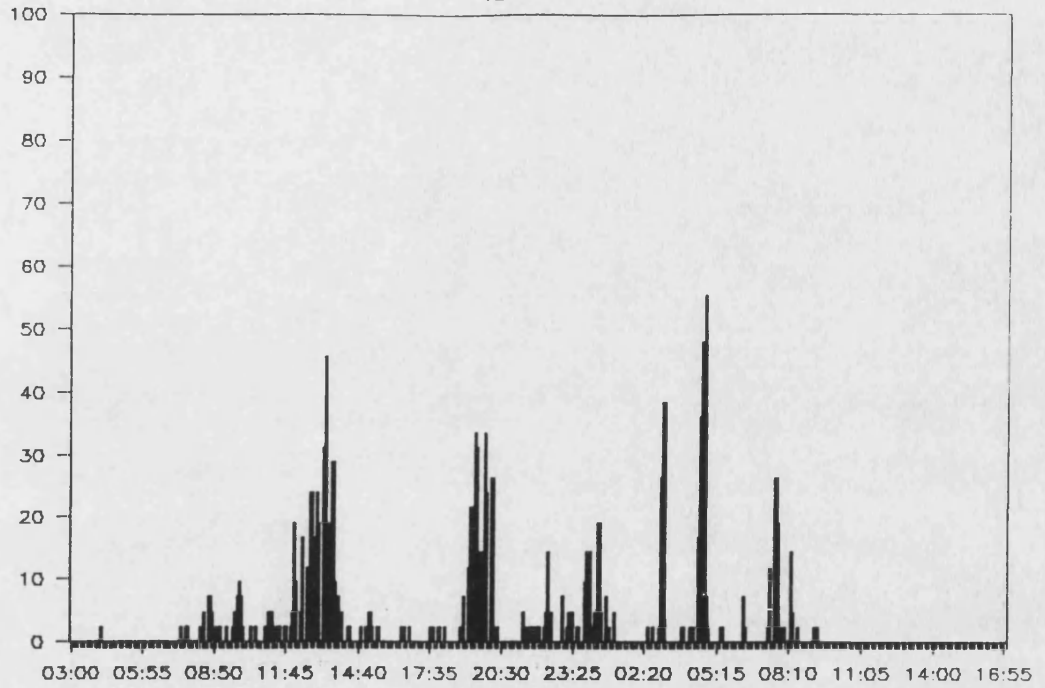


Figura 4.24. Hietograma registrado por el pluviómetro 1E04.

# NOVIEMBRE DE 1988

1E04

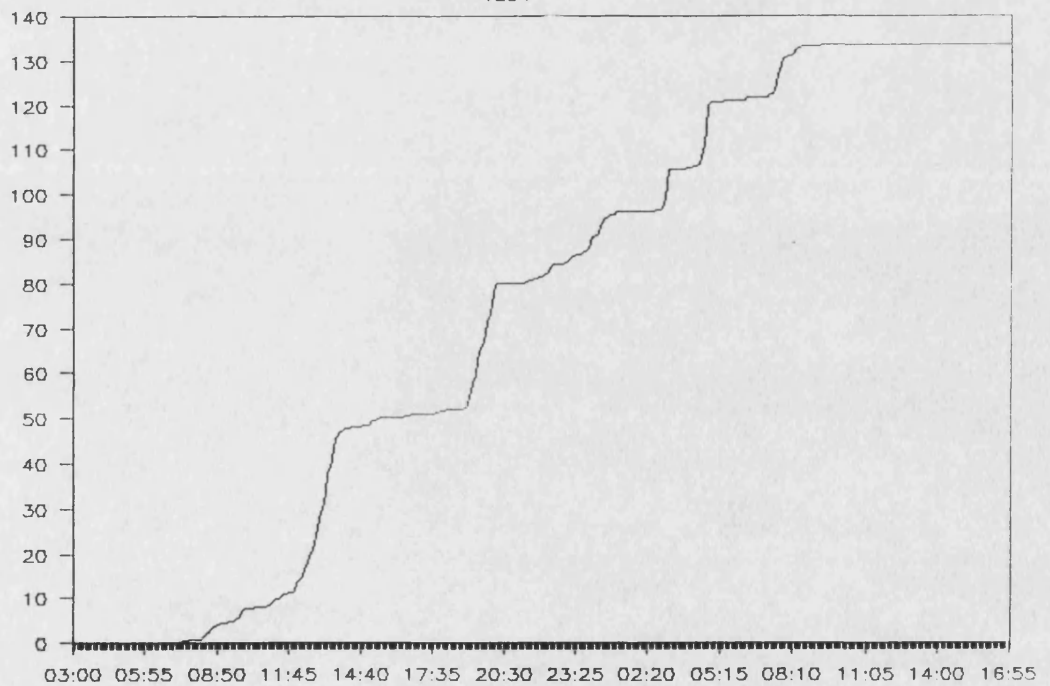


Figura 4.25. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 1E04.

# NOVIEMBRE DE 1988

OE02

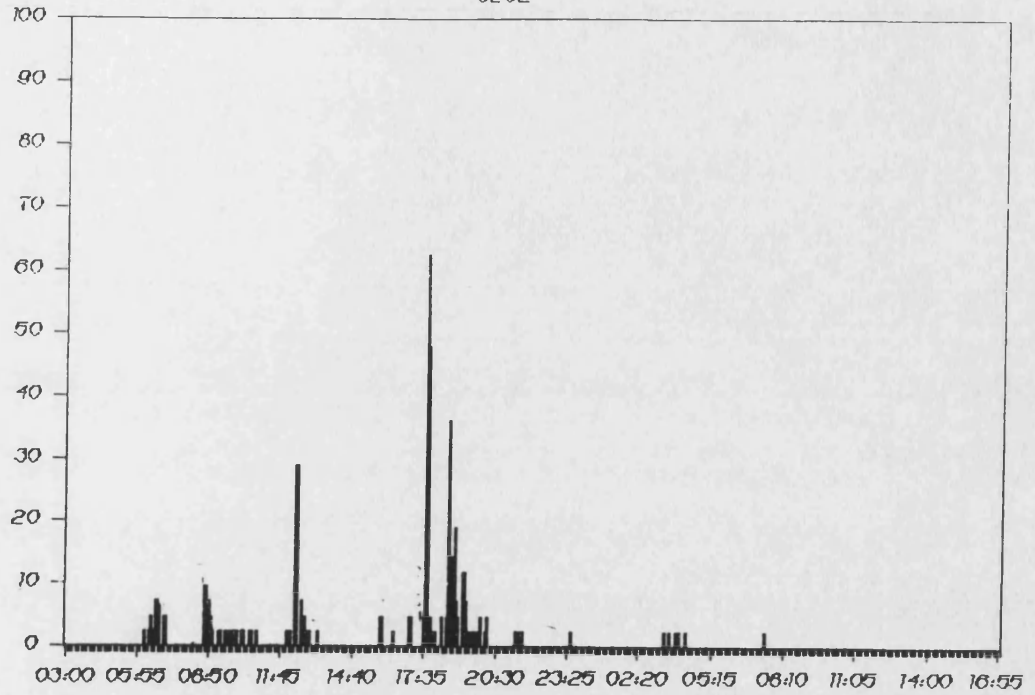


Figura 4.26. Hietograma registrado por el pluviómetro OE02.

# NOVIEMBRE DE 1988

OE02

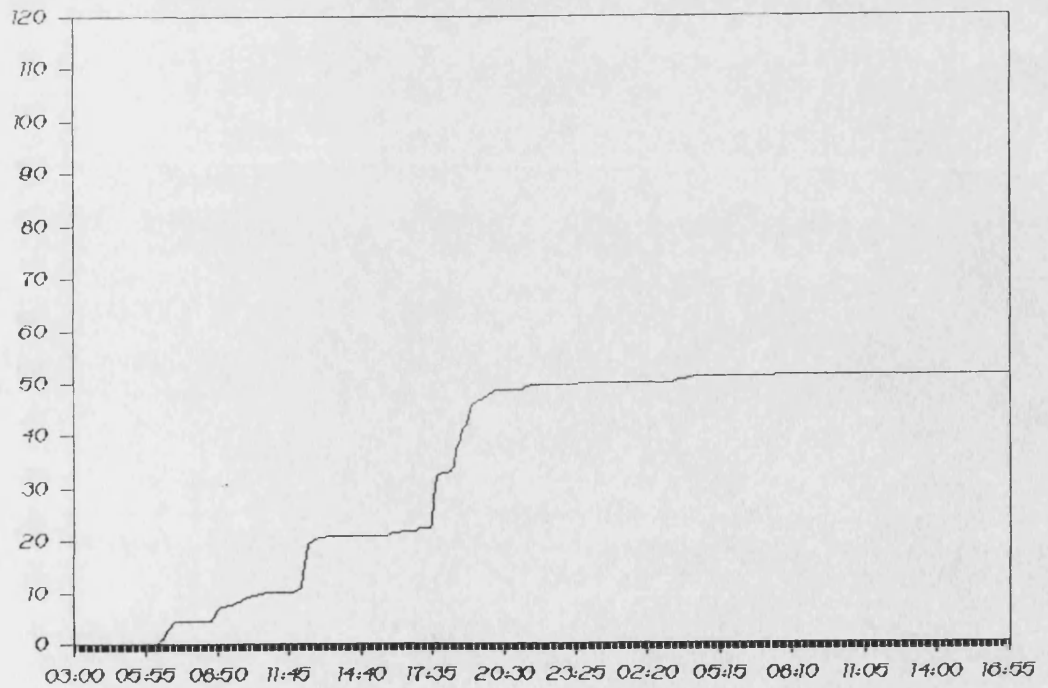


Figura 4.27. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OE02.

# NOVIEMBRE 1988

OE03

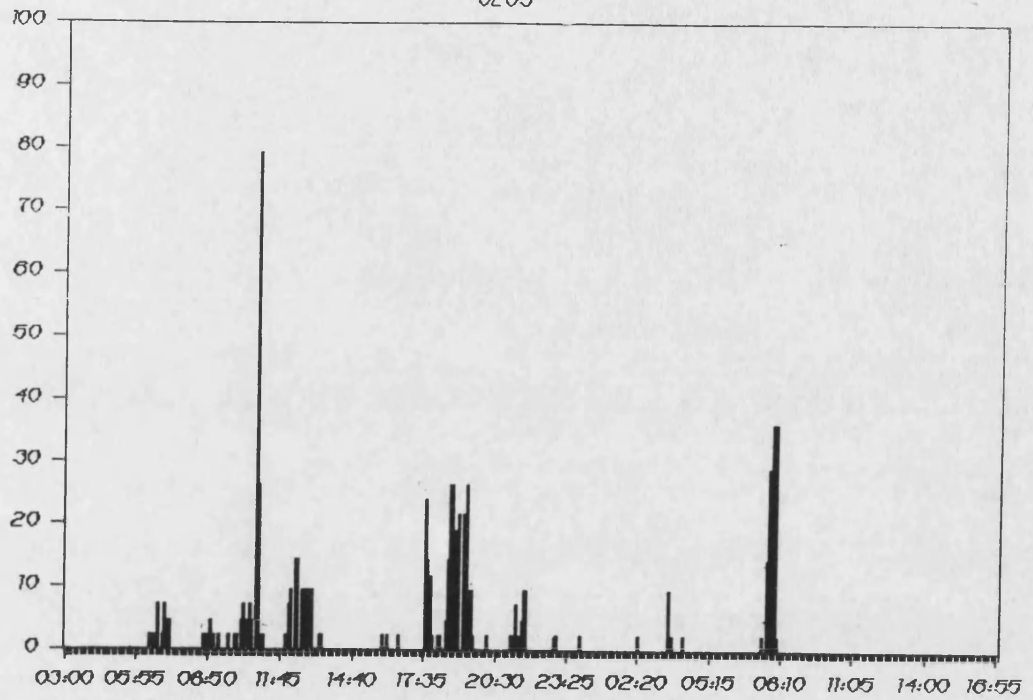


Figura 4.28. Hietograma registrado por el pluviómetro OE03.

# NOVIEMBRE 1988

OE03

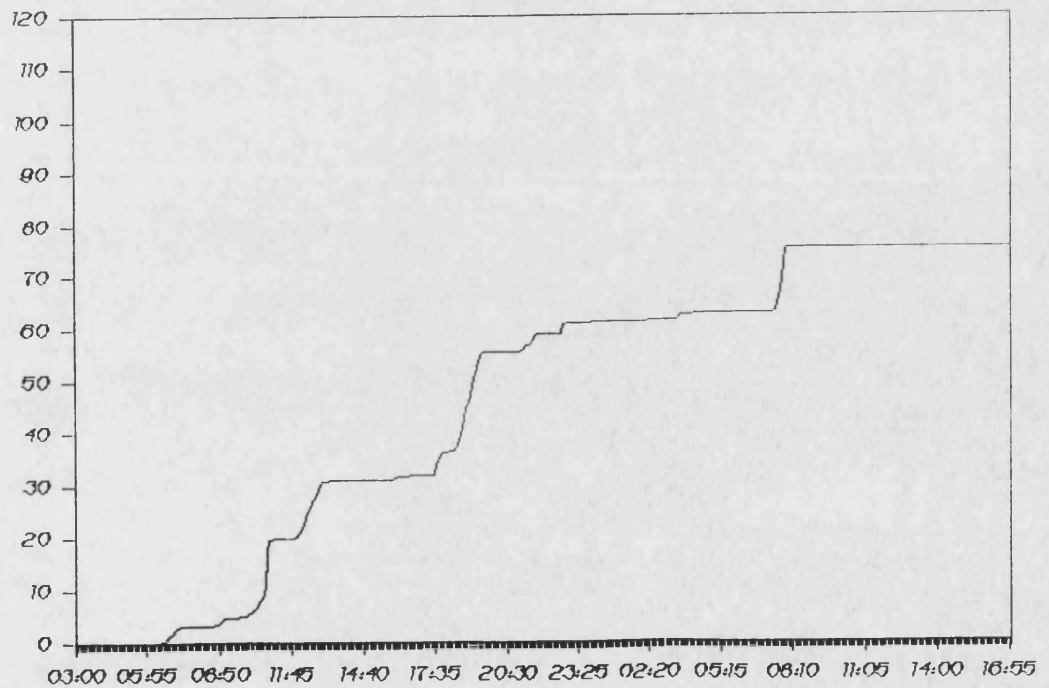


Figura 4.29. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OE03.



# 11 DE NOVIEMBRE DE 1988

0L02

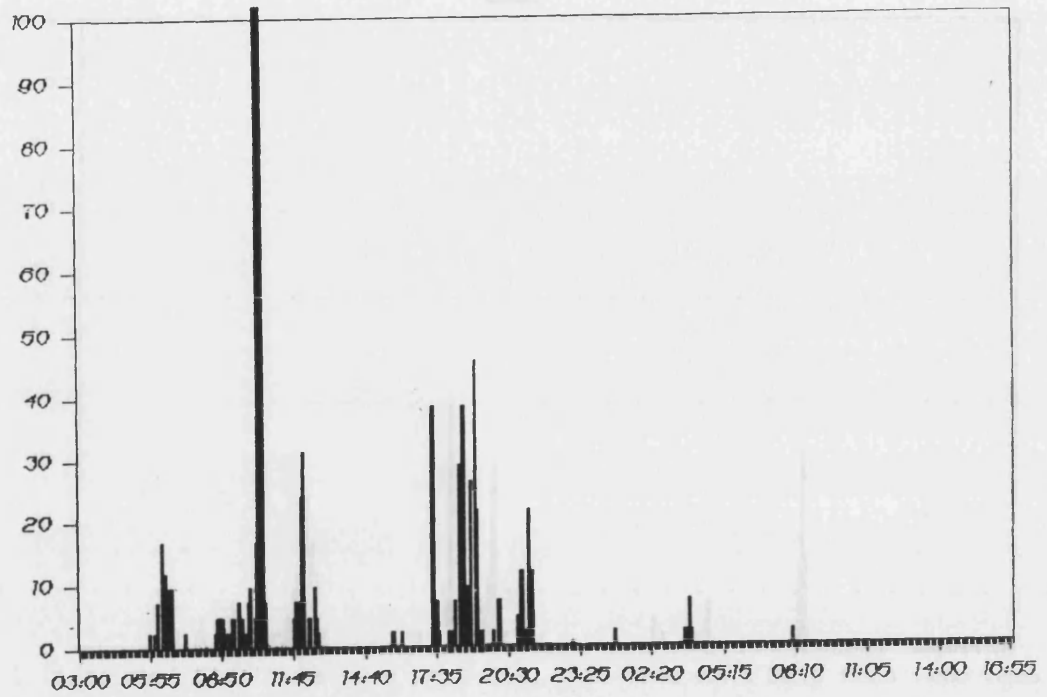


Figura 4.30. Hietograma registrado por el pluviómetro 0L02.

# 11 DE NOVIEMBRE DE 1988

0L02

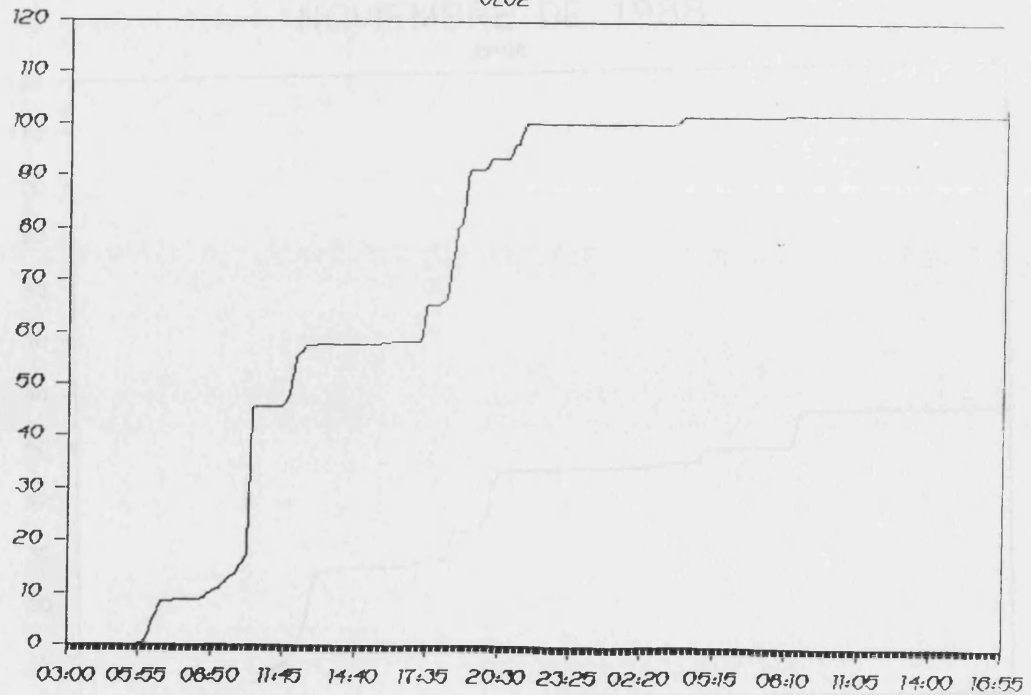


Figura 4.31. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0L02.

# NOVIEMBRE 1988

INTENSIDADES MAXIMAS ABSOLUTAS

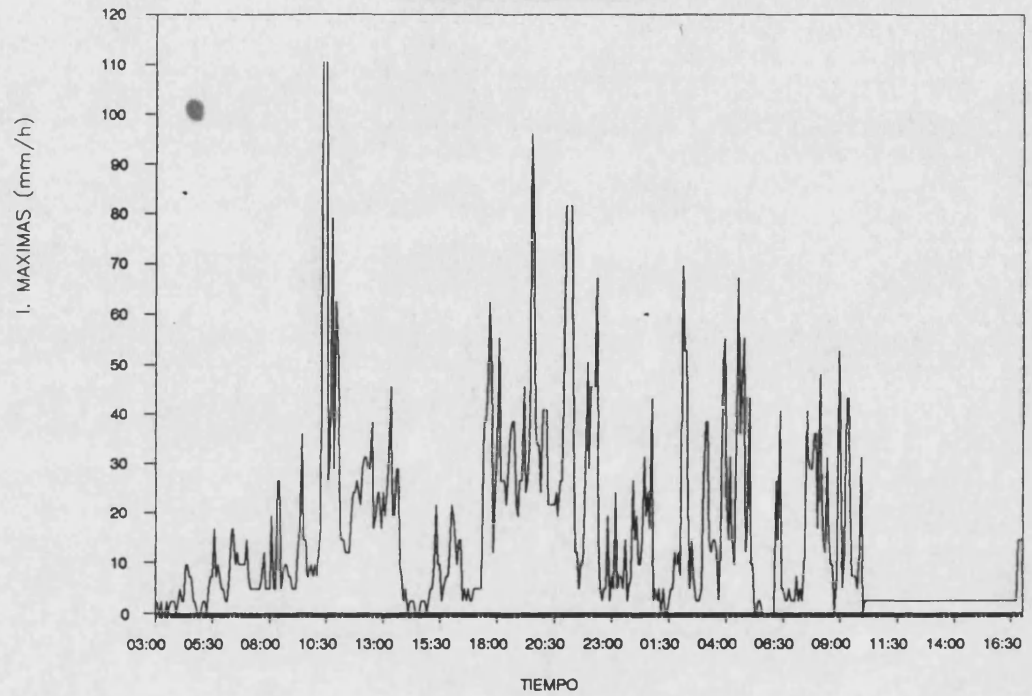


Figura 4.34. Intensidades máximas absolutas registradas en la zona de estudio por unidad de tiempo.

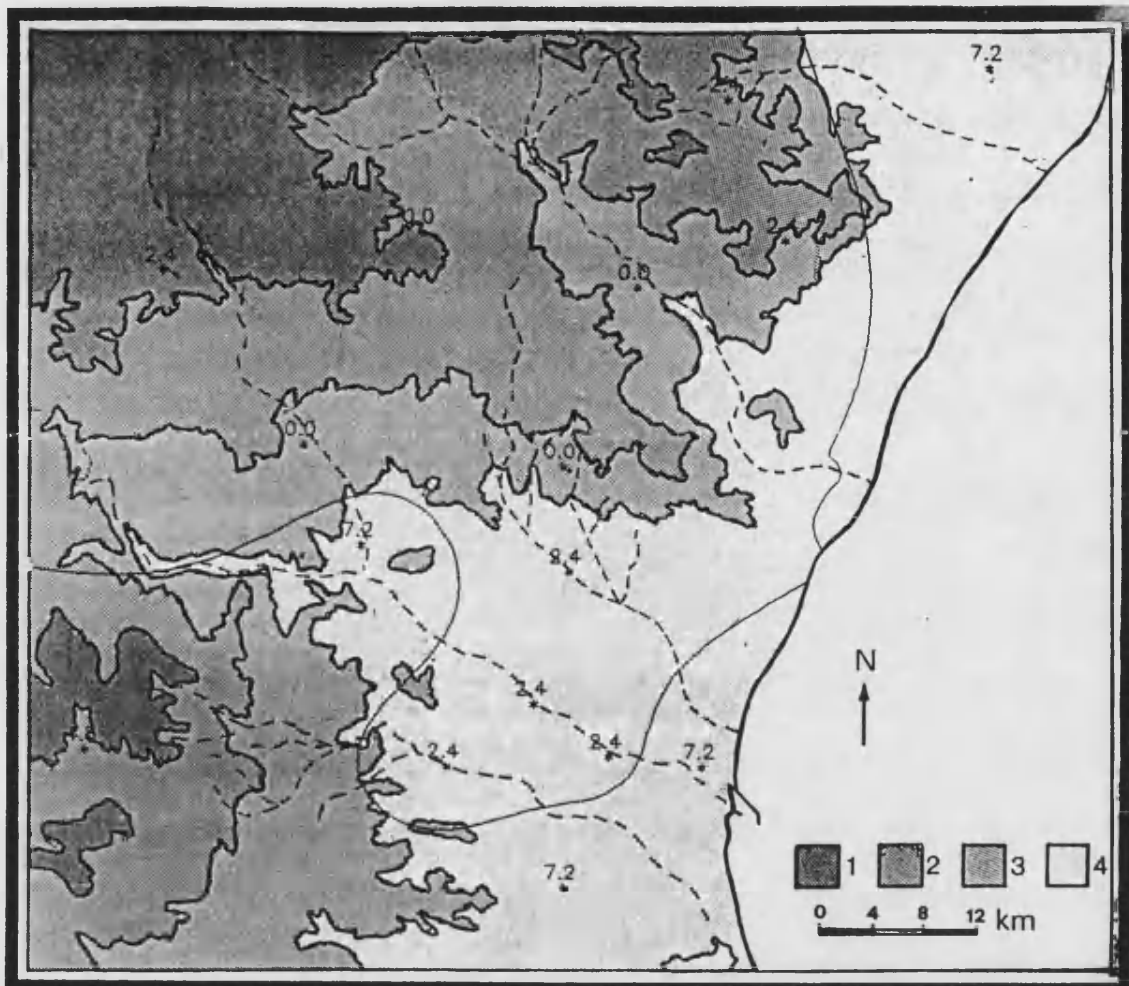


Figura 4.35. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:05 del día 11 (Tipo a).

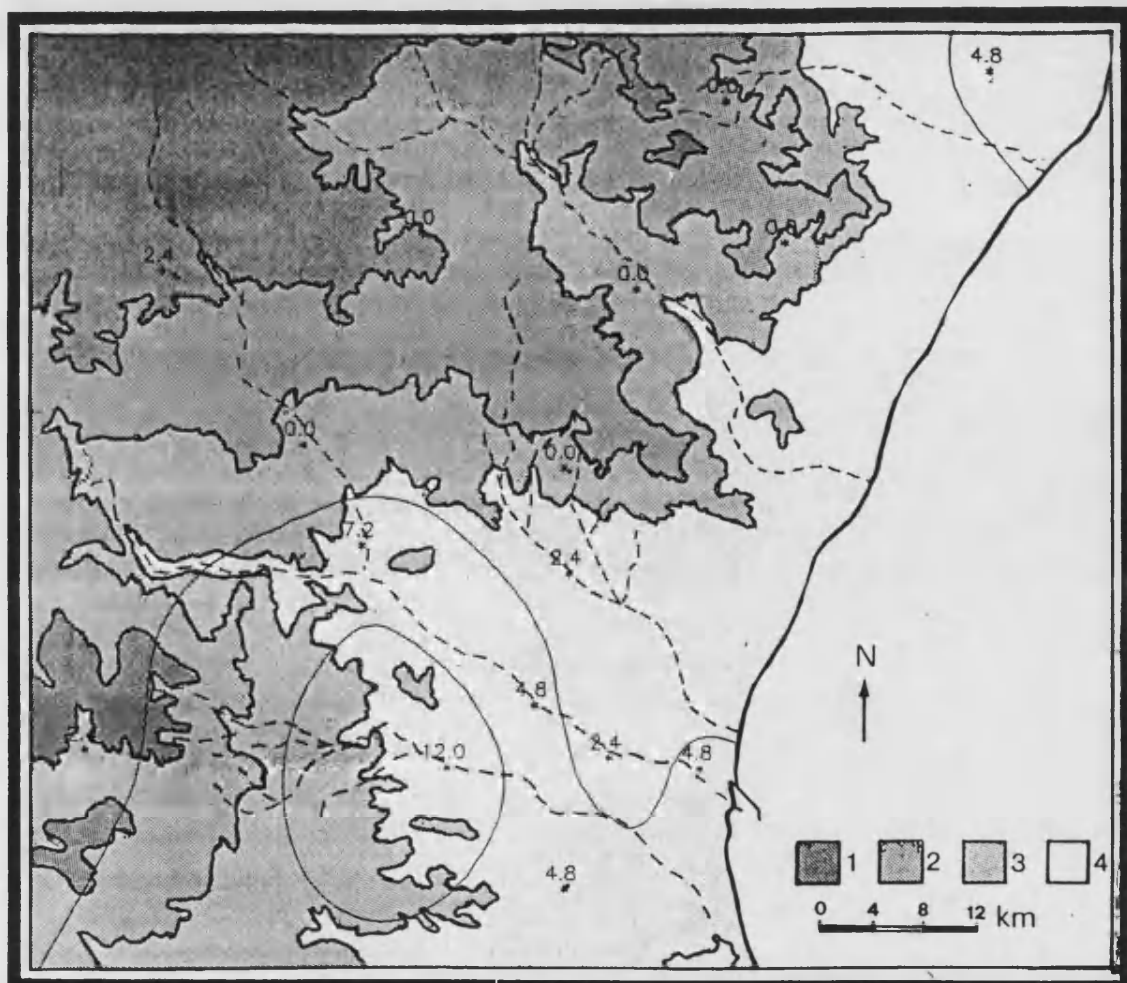


Figura 4.36. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:10 del día 11 (Tipo a).

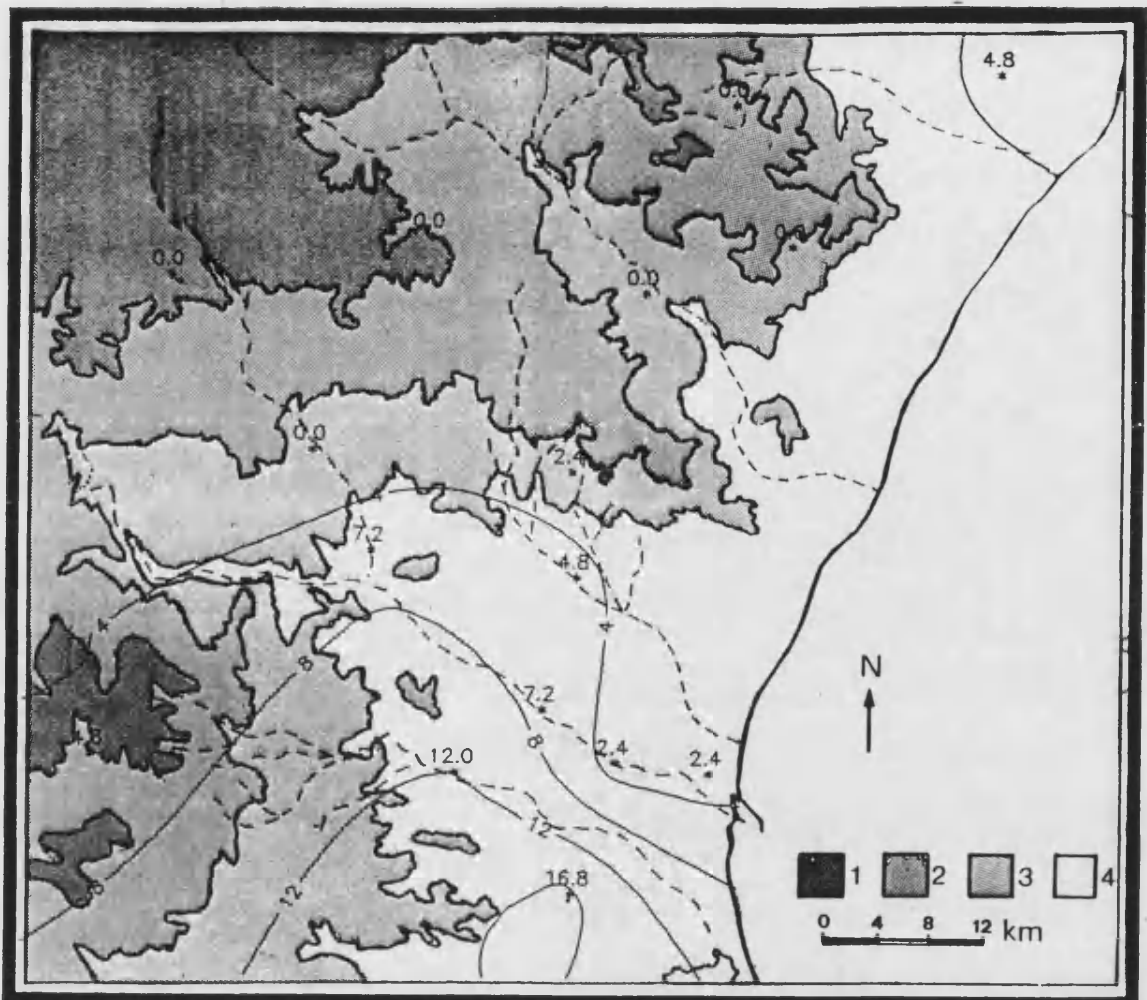


Figura 4.37. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:15 del día 11 (Tipo a).

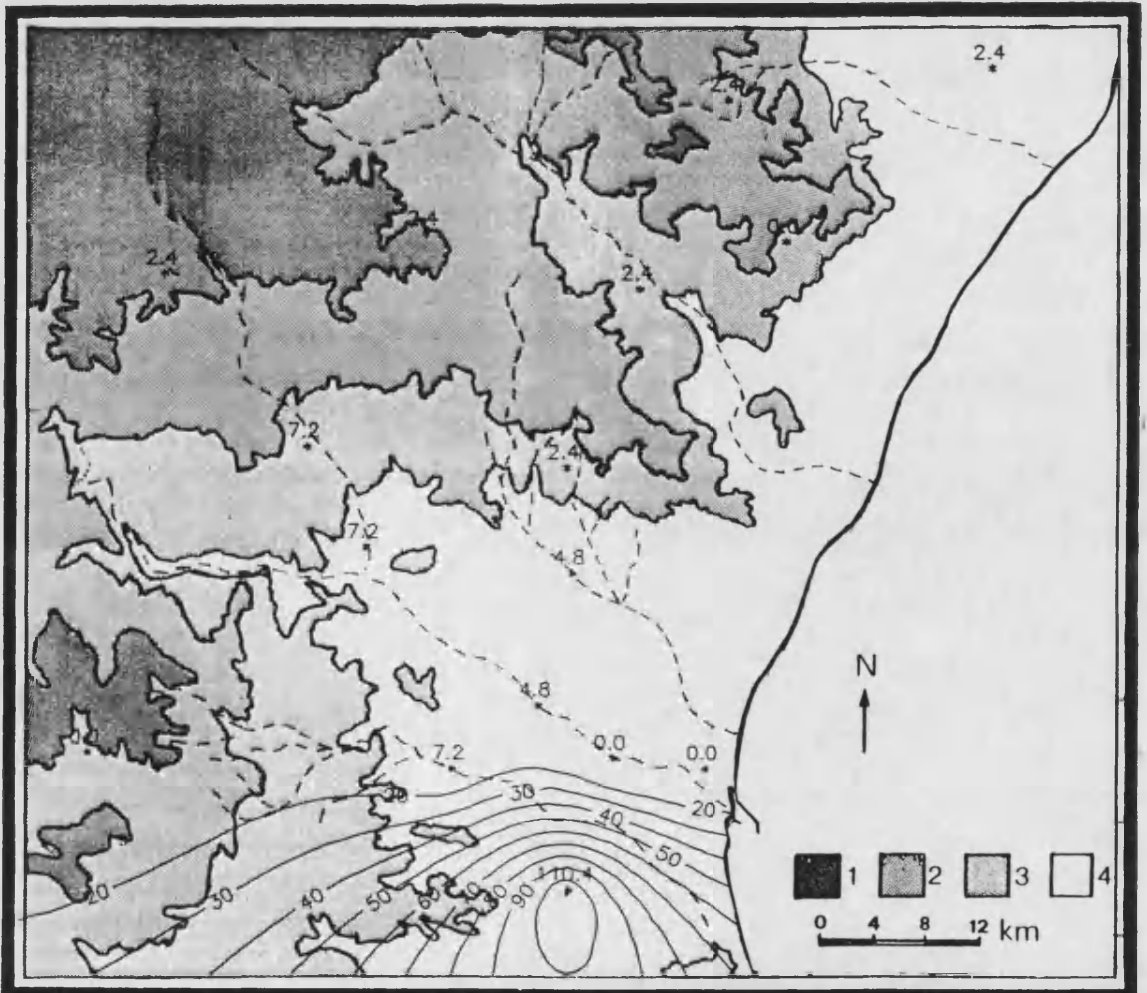


Figura 4.38. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:20 del día 11 (Tipo a).

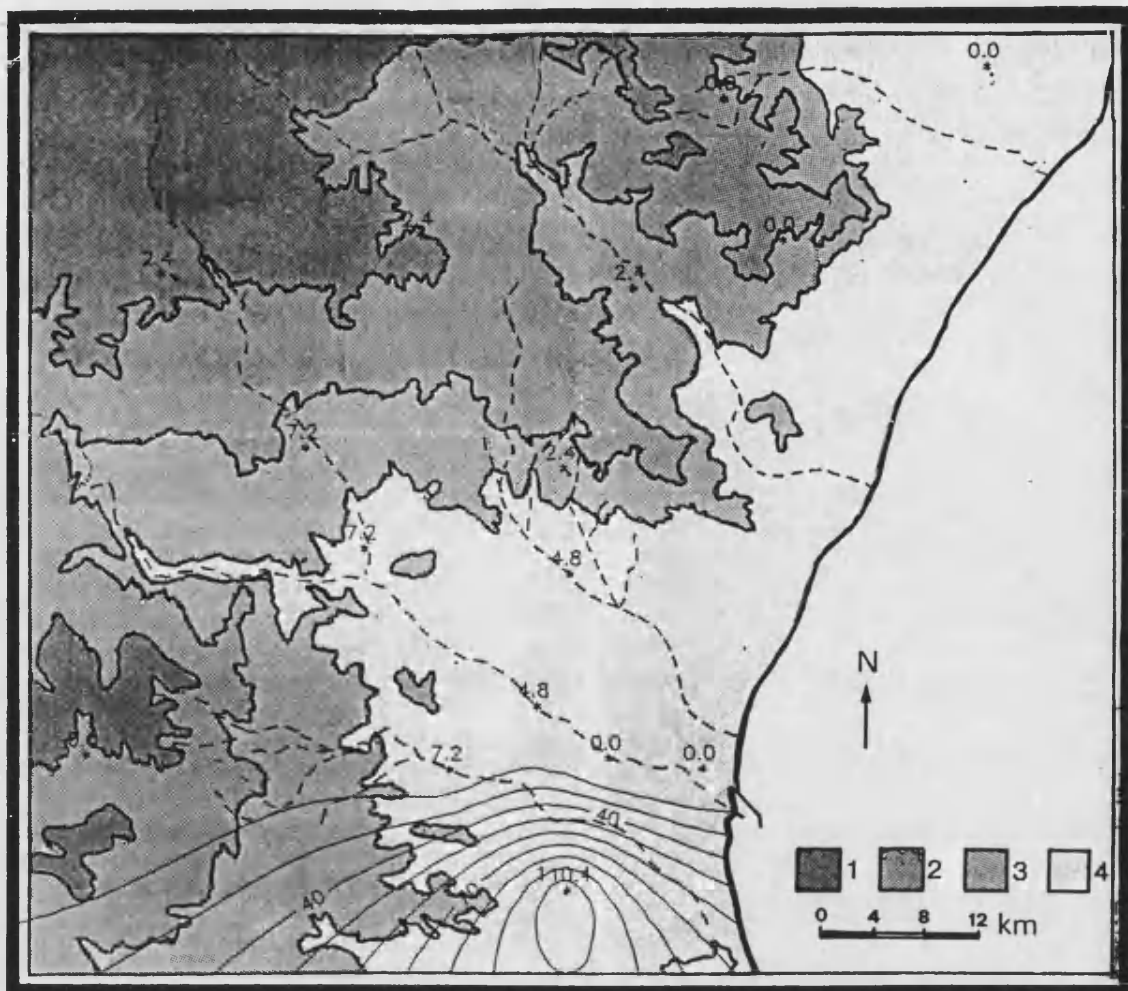


Figura 4.39. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:25 del día 11 (Tipo a).

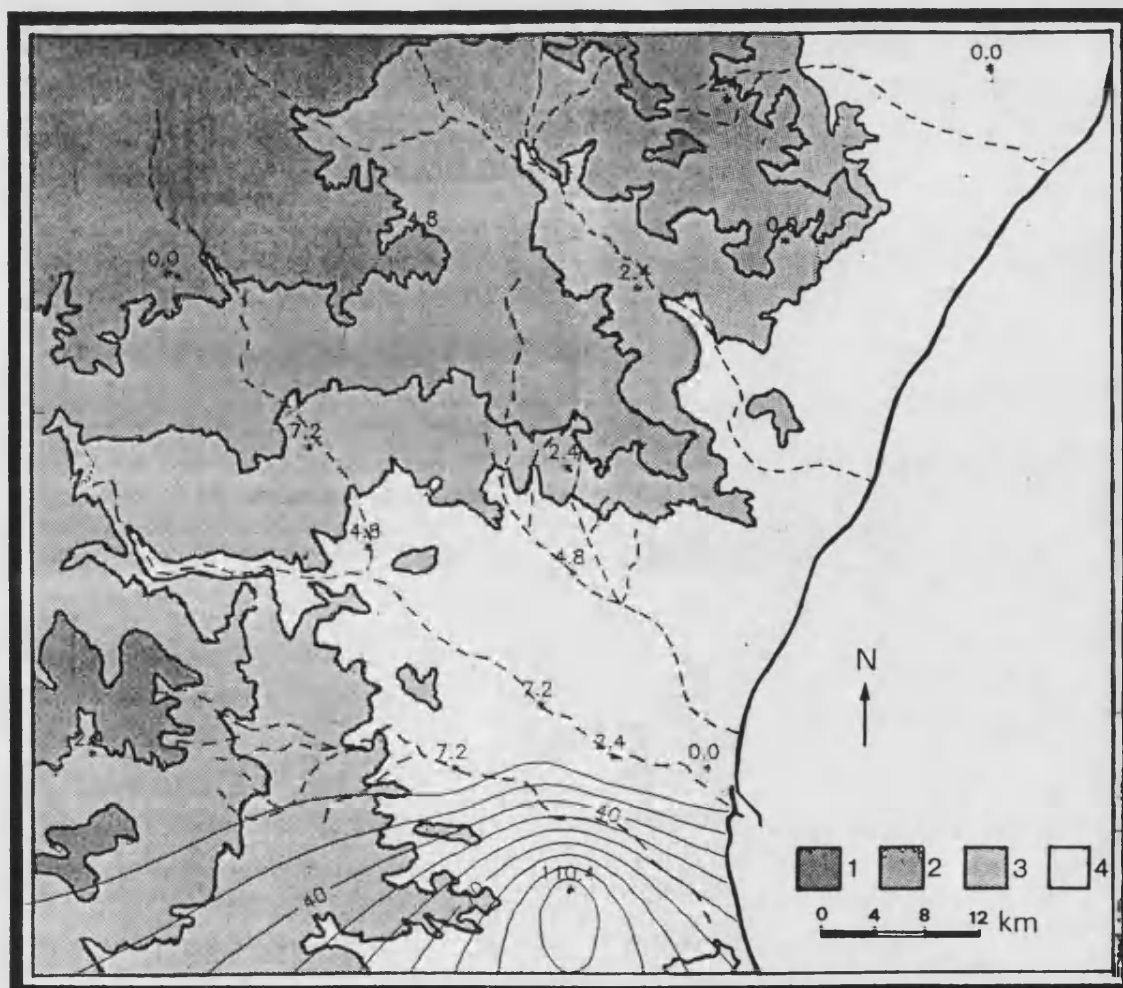


Figura 4.40. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:30 del día 11 (Tipo a).

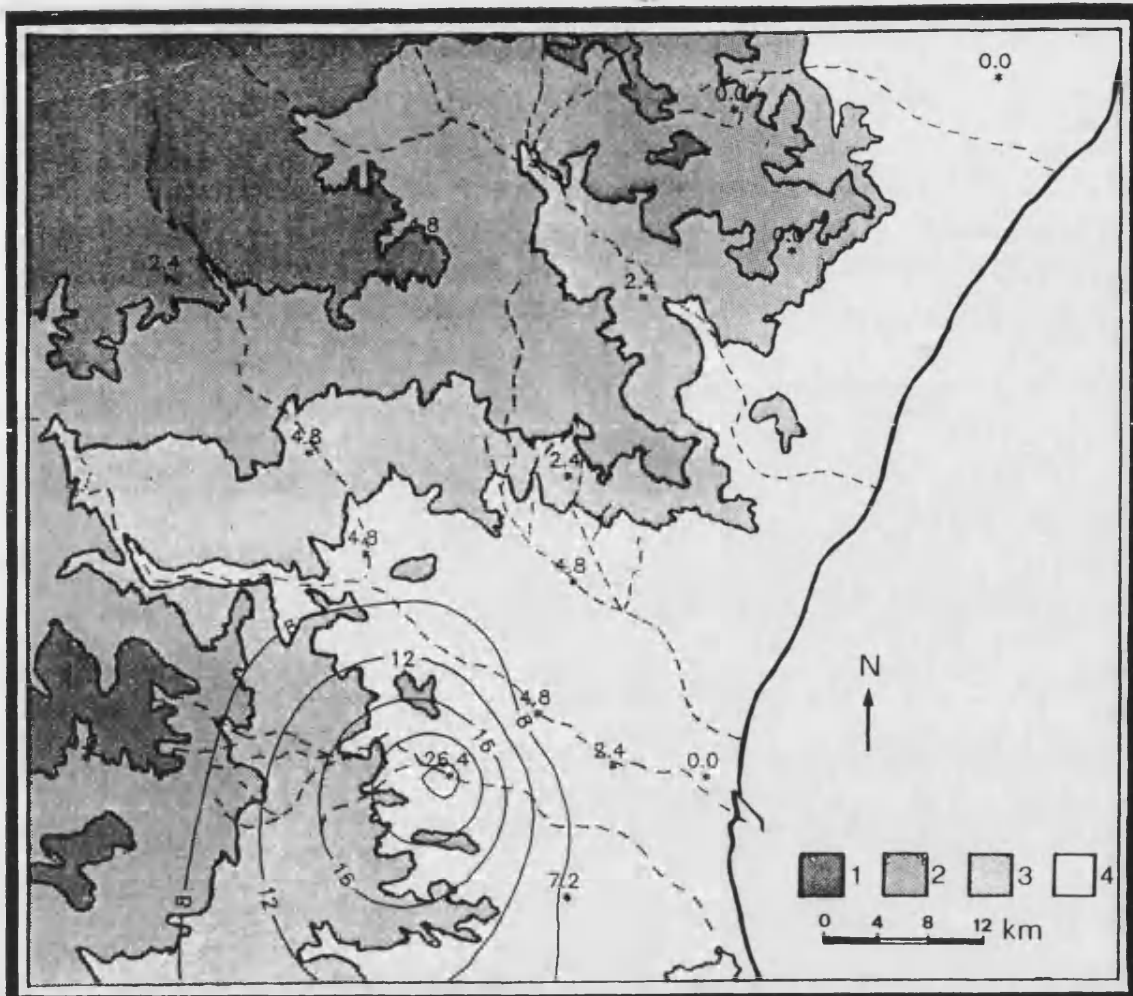


Figura 4.41. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:35 del día 11 (Tipo a).

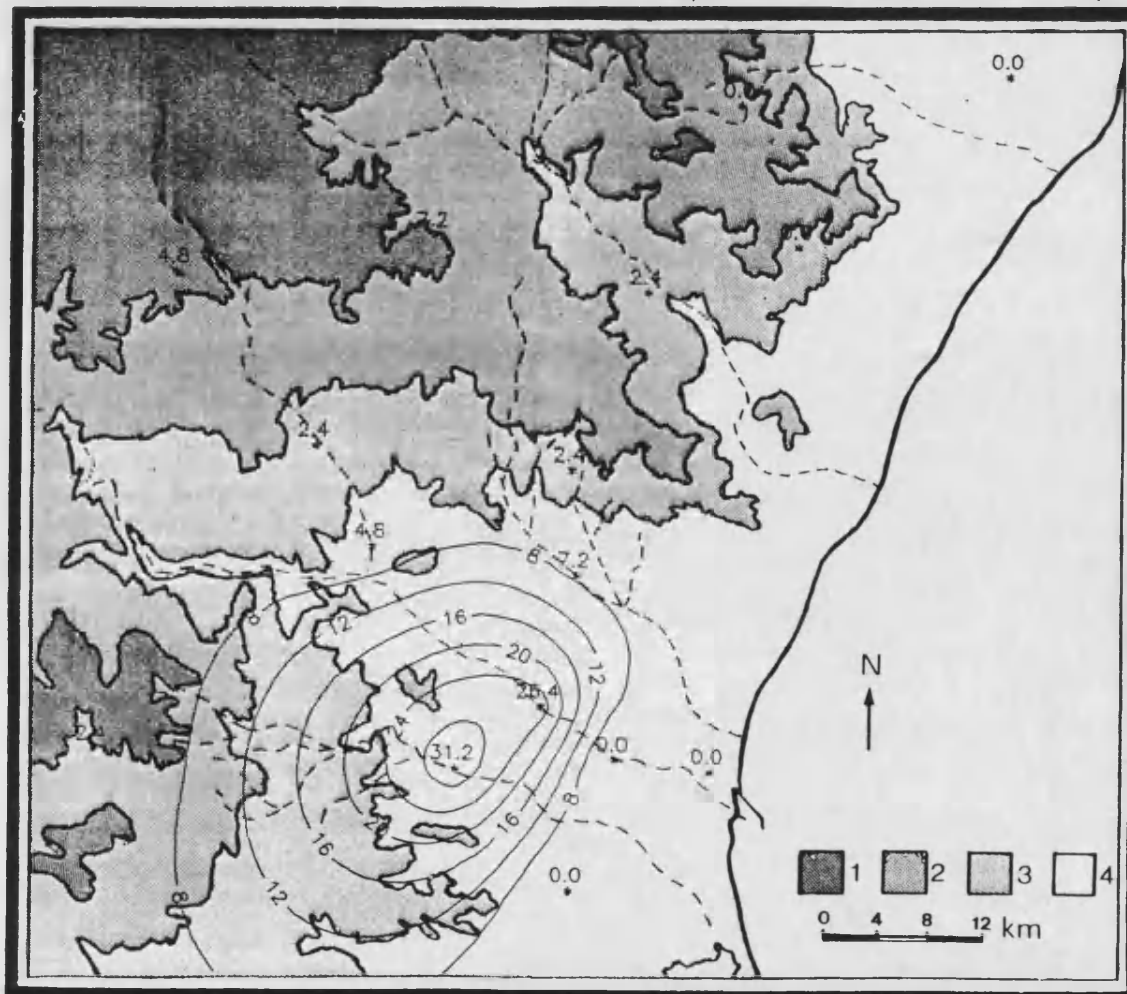


Figura 4.42. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:40 del día 11 (Tipo a).

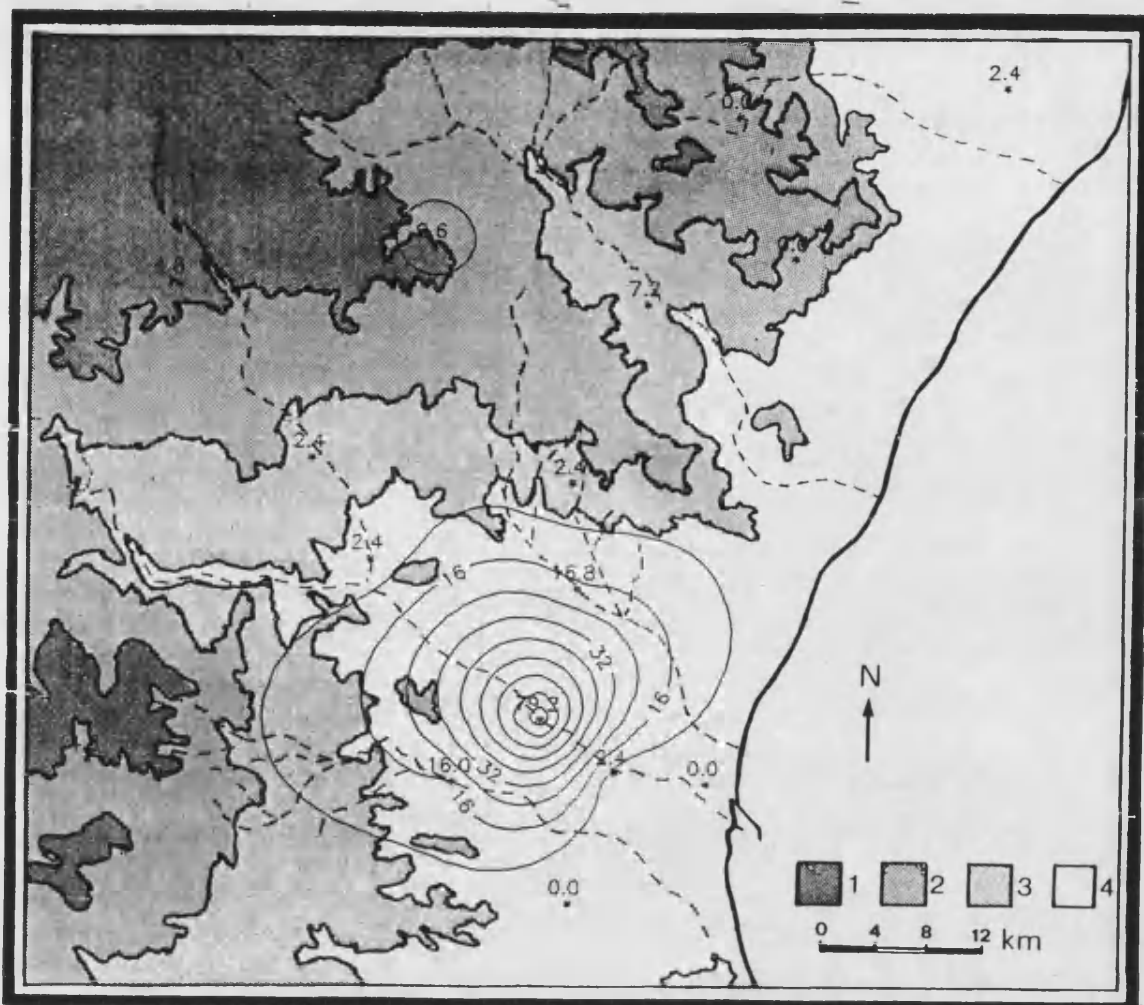


Figura 4.43. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:45 del día 11 (Tipo a).

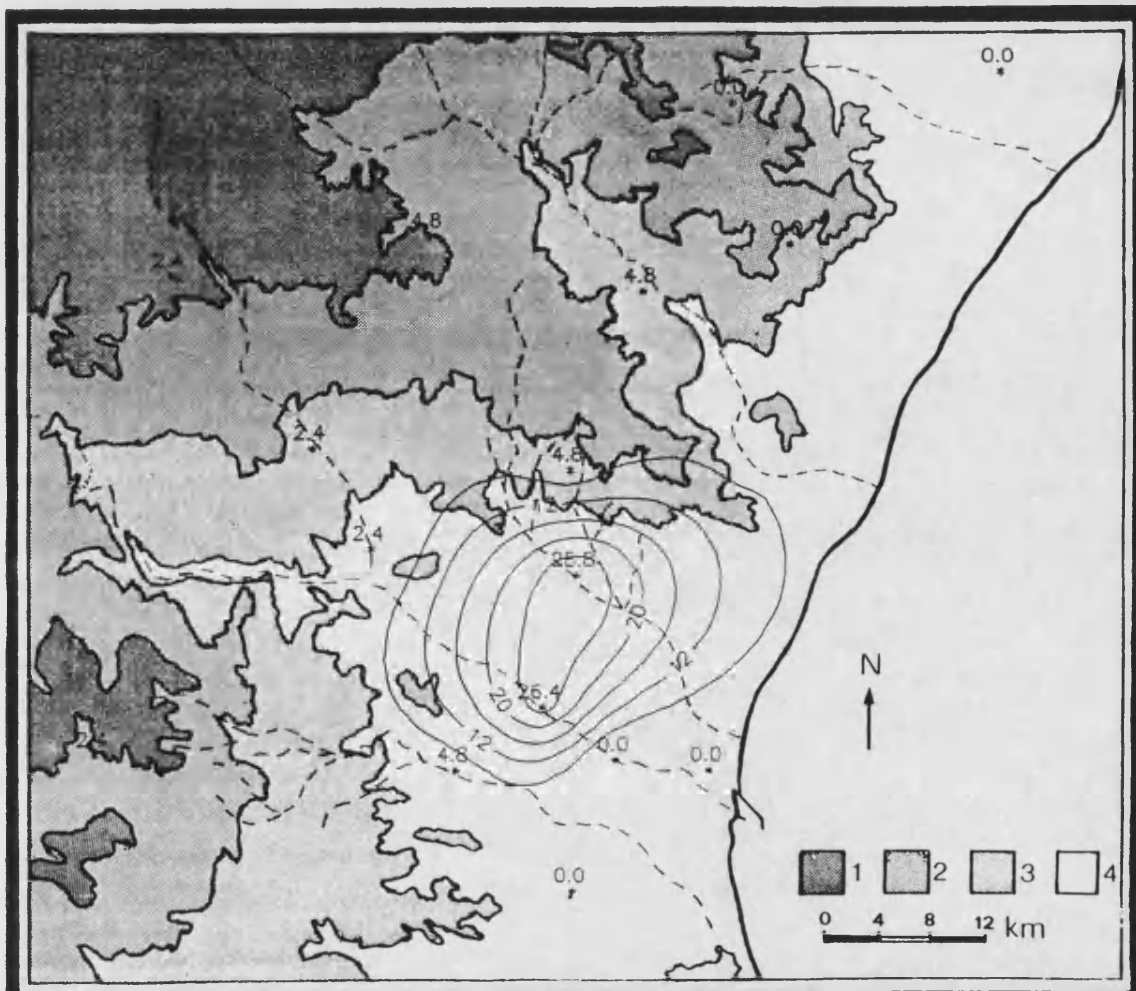


Figura 4.44. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:50 del día 11 (Tipo a).

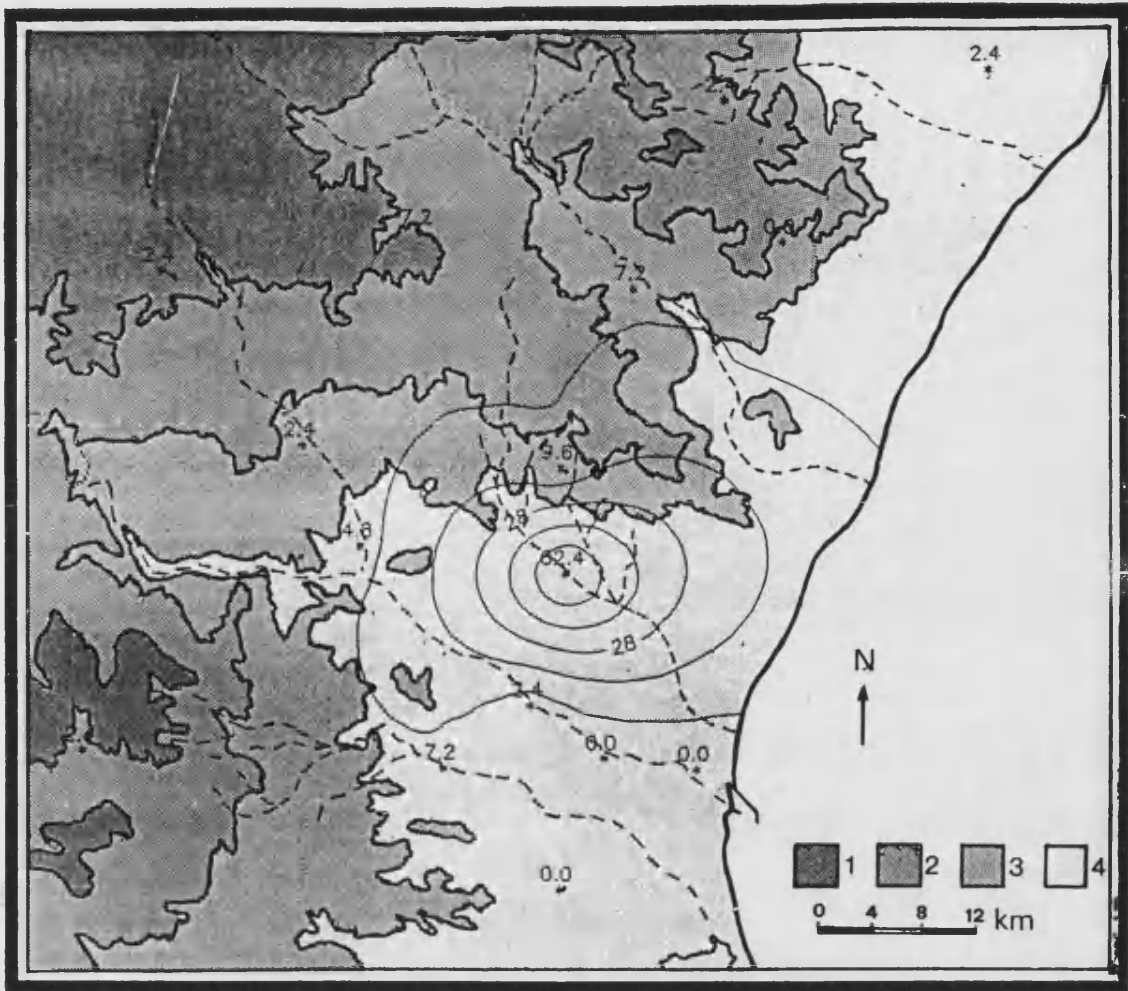


Figura 4.45. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 10:55 del día 11 (Tipo a).

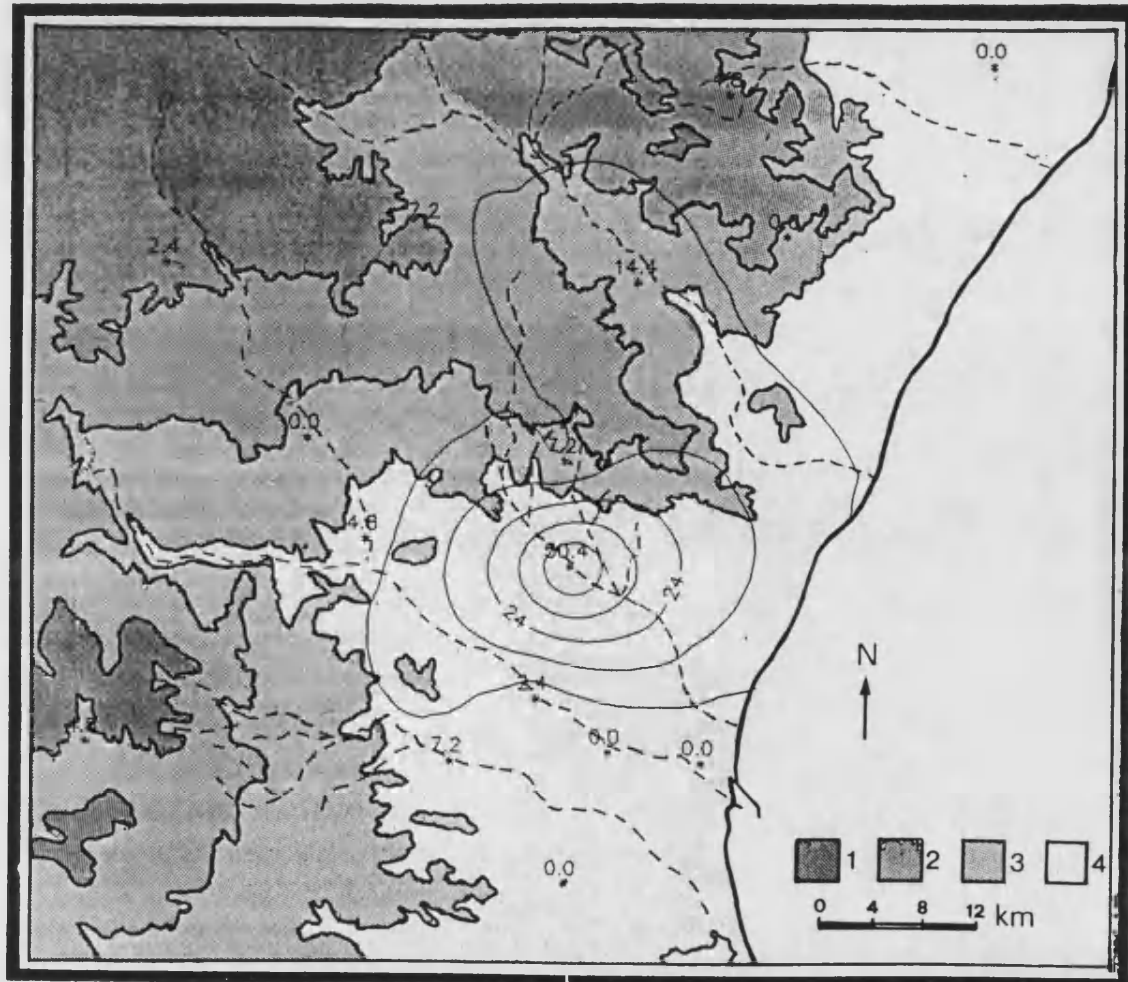


Figura 4.46. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:00 del día 11 (Tipo a).



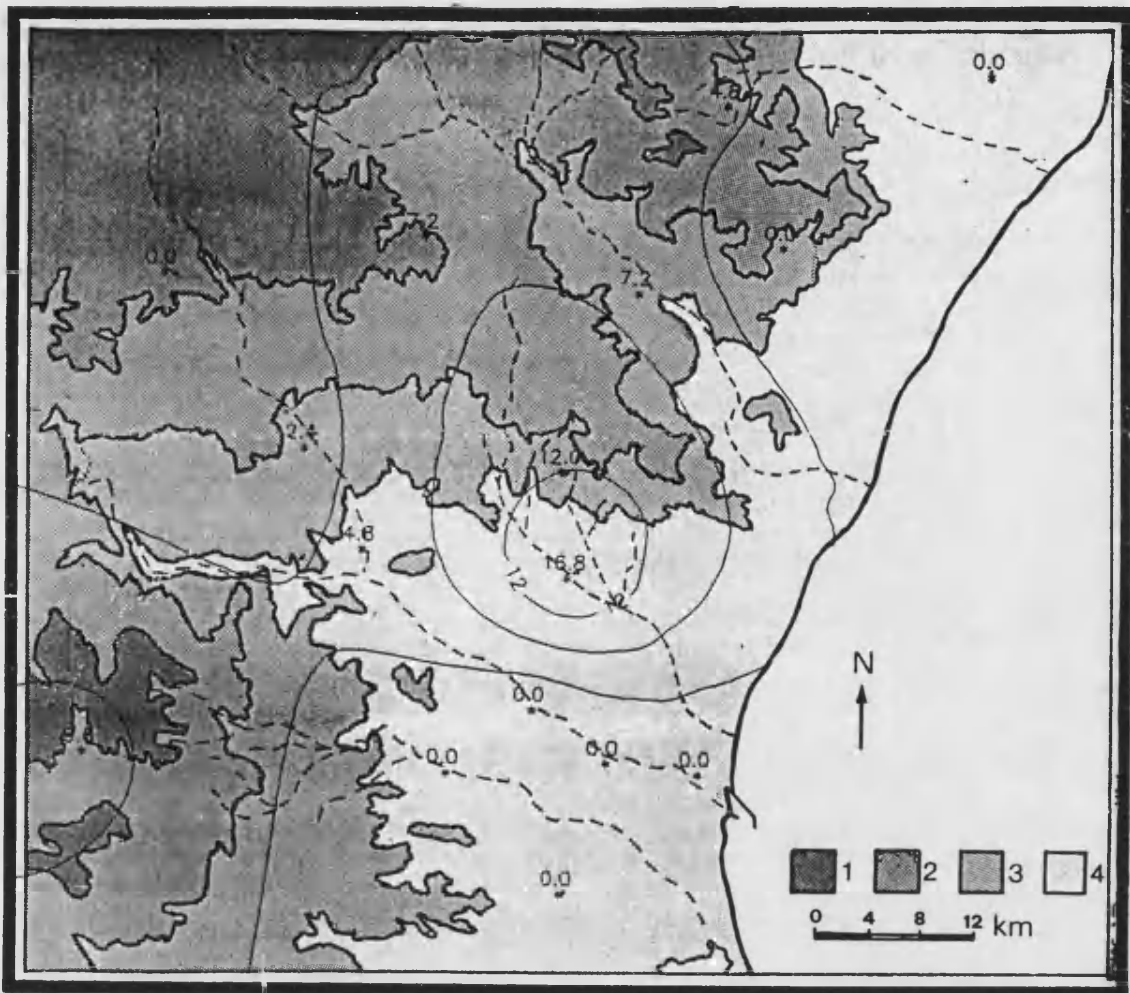


Figura 4.47. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:05 del día 11 (Tipo a).

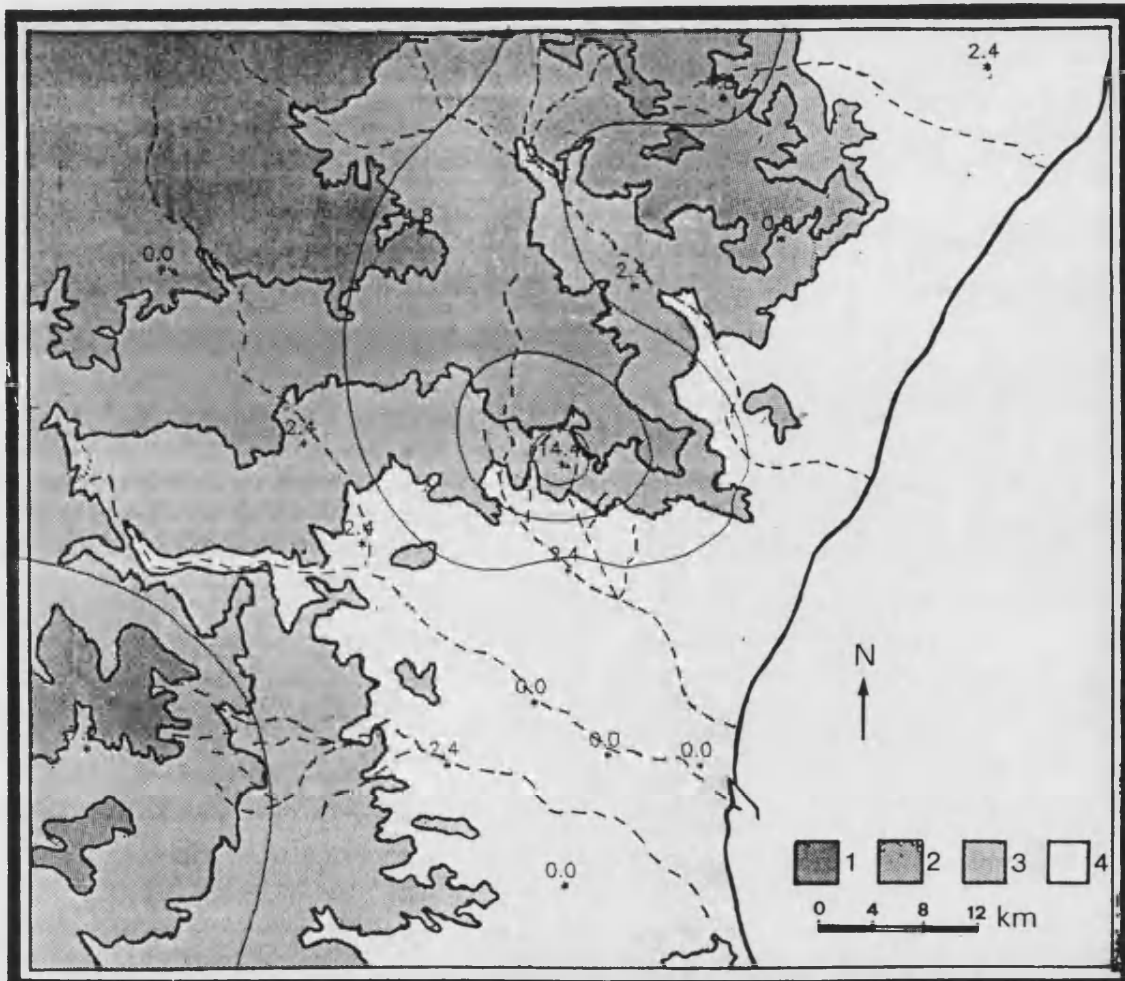


Figura 4.48. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:10 del día 11 (Tipo a).

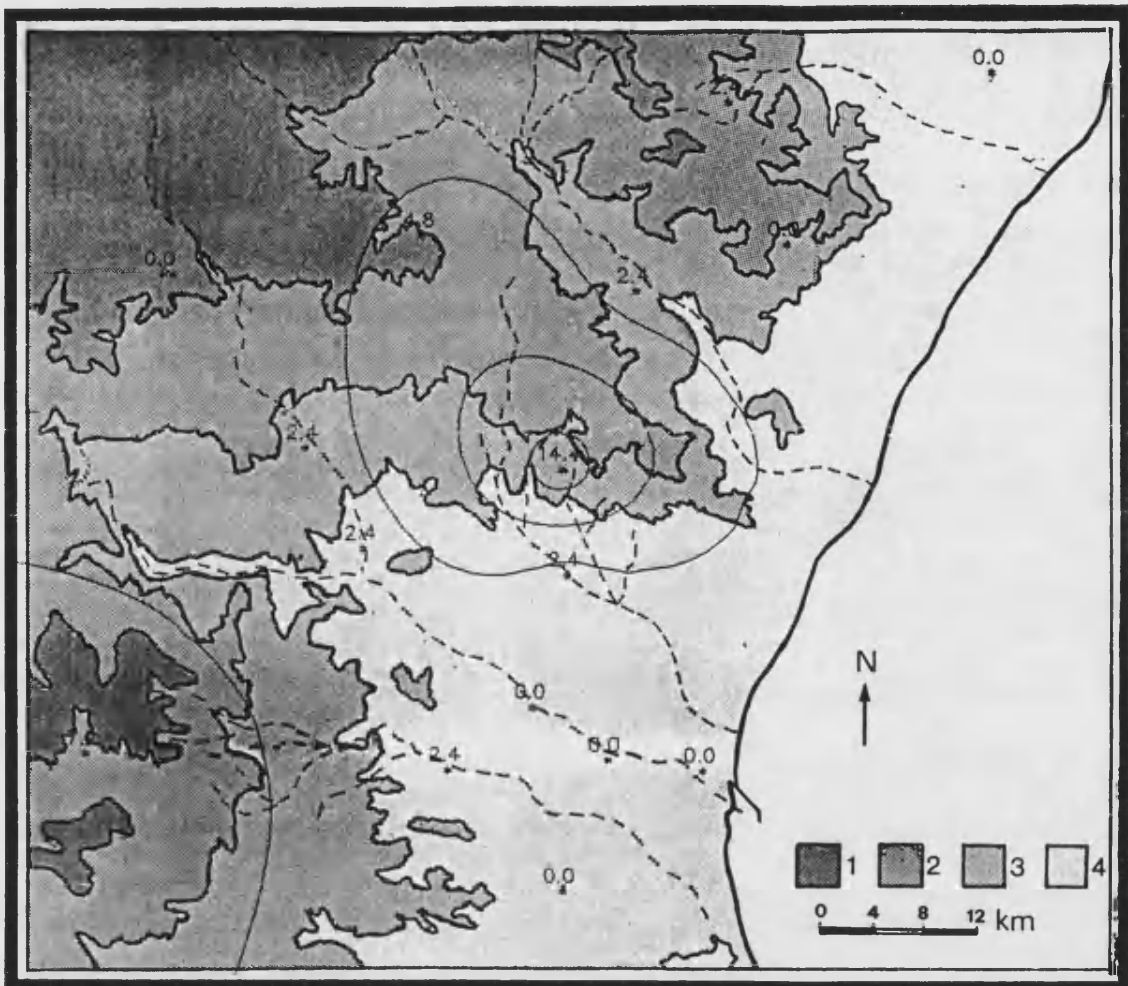


Figura 4.49. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:15 del día 11 (Tipo a).

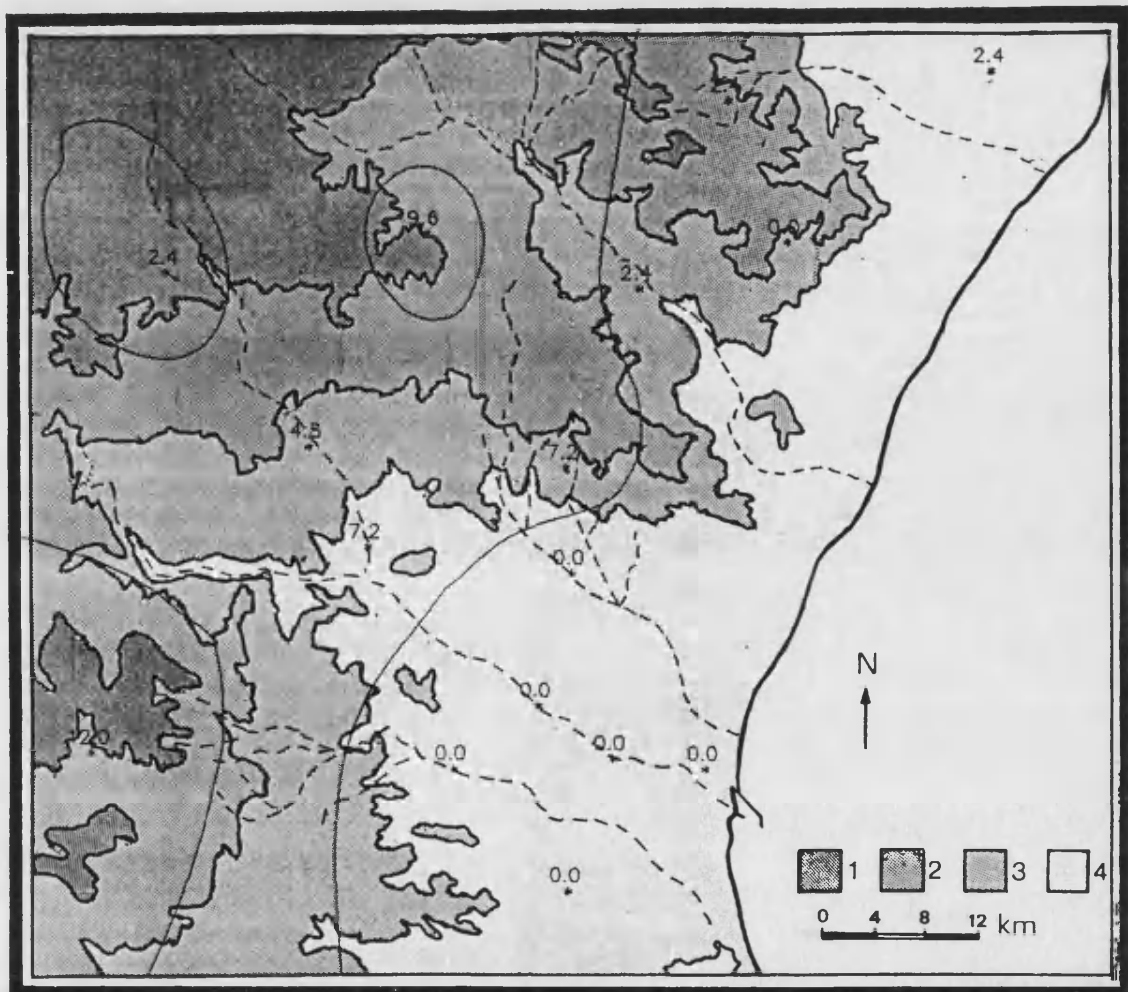


Figura 4.50. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:20 del día 11 (Tipo a).

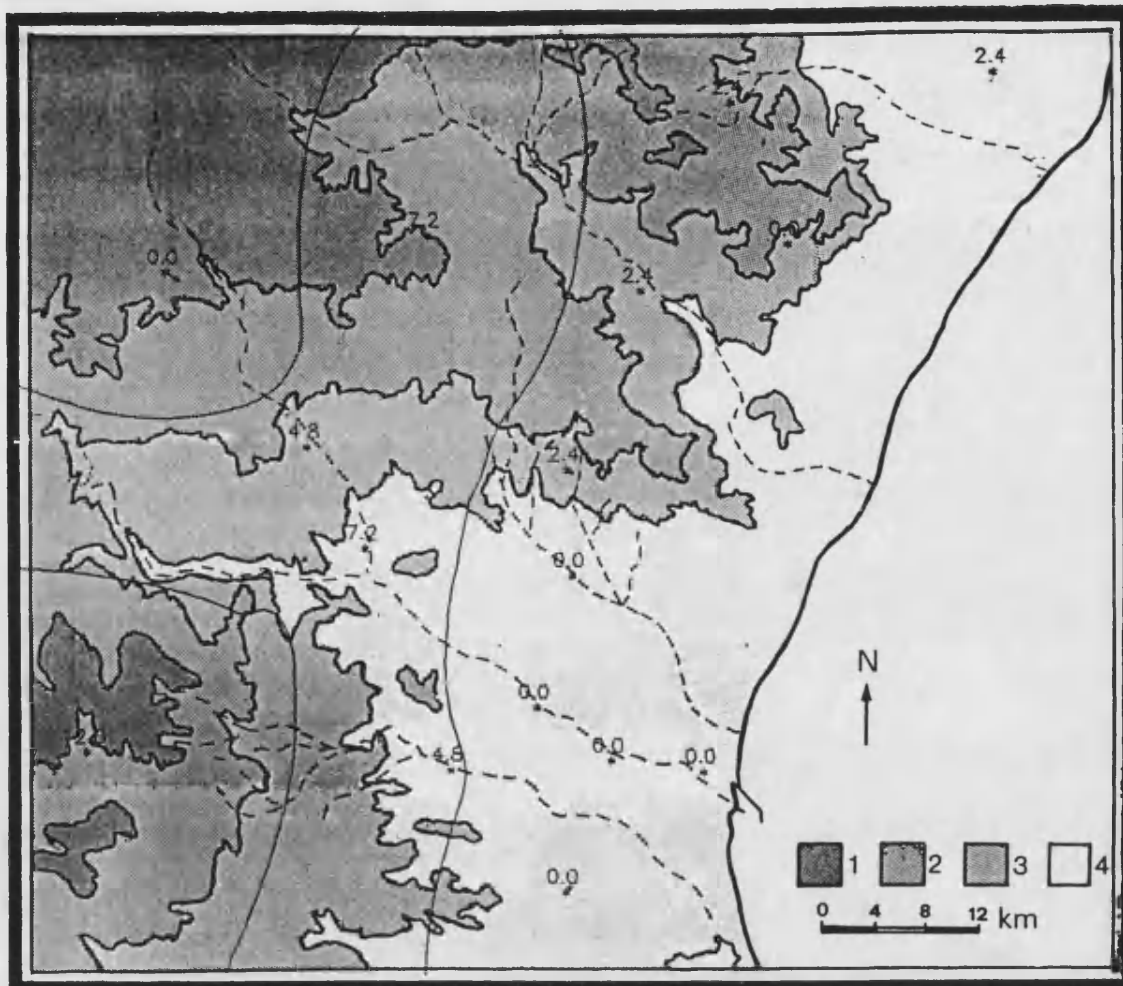


Figura 4.51. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:25 del día 11 (Tipo a).

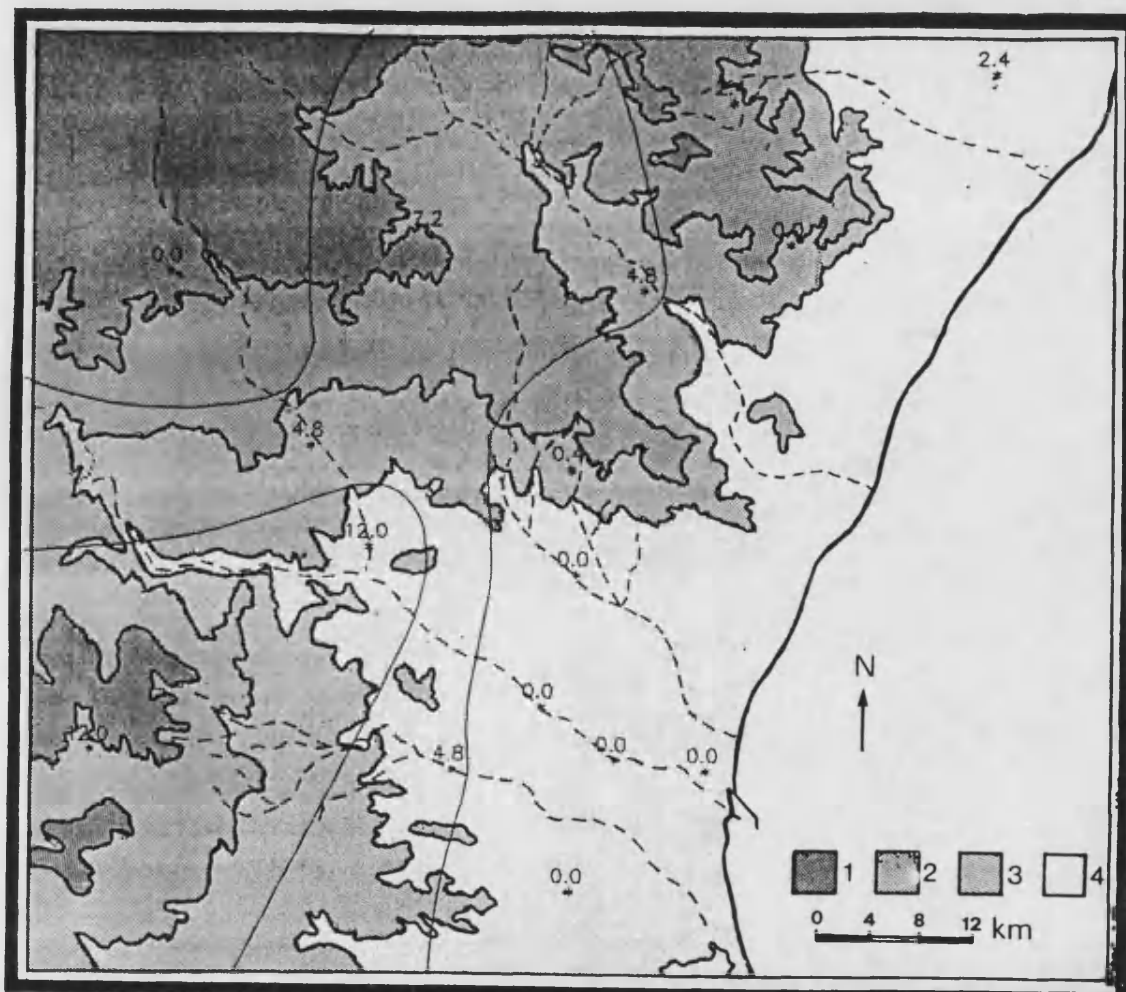


Figura 4.52. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:30 del día 11 (Tipo a).

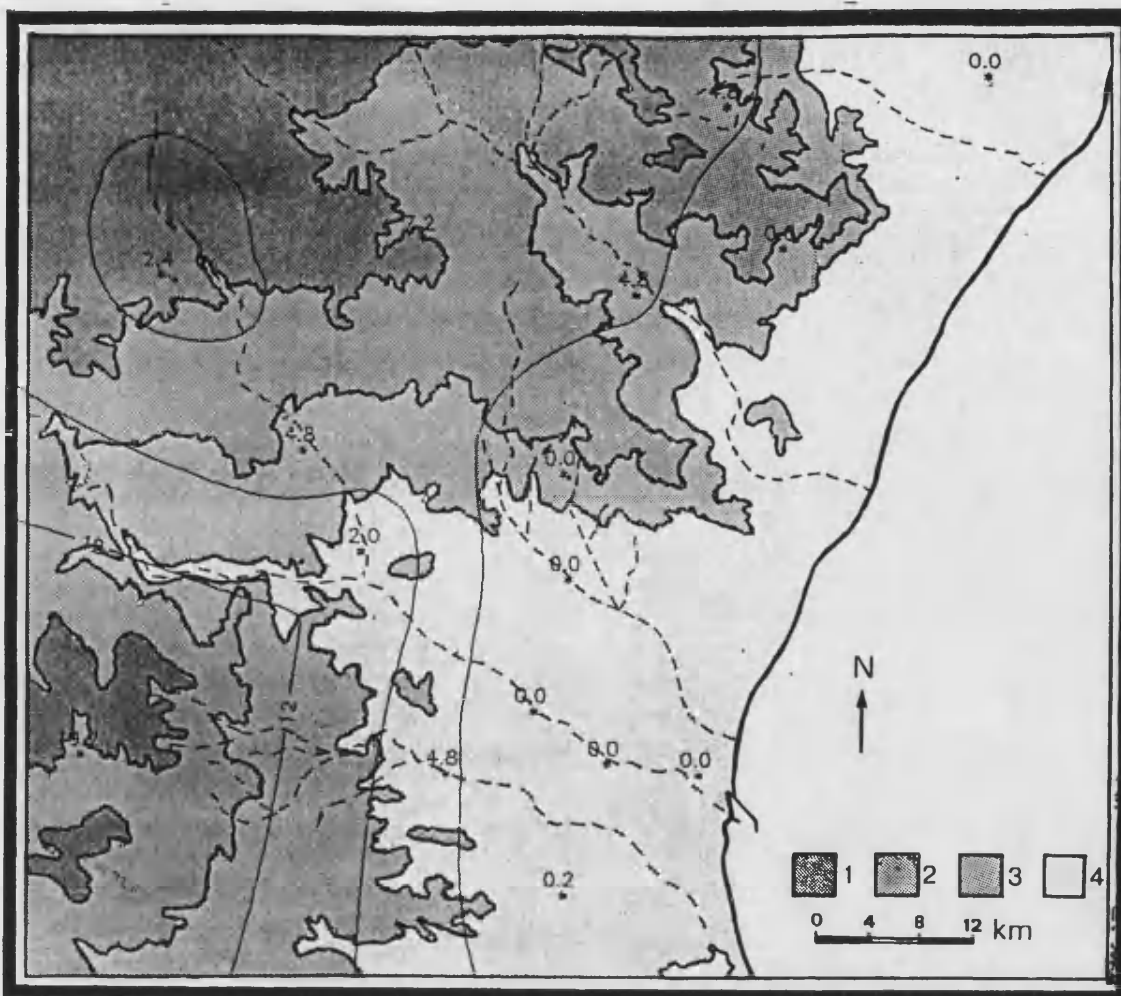


Figura 4.53. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:35 del día 11 (Tipo a).

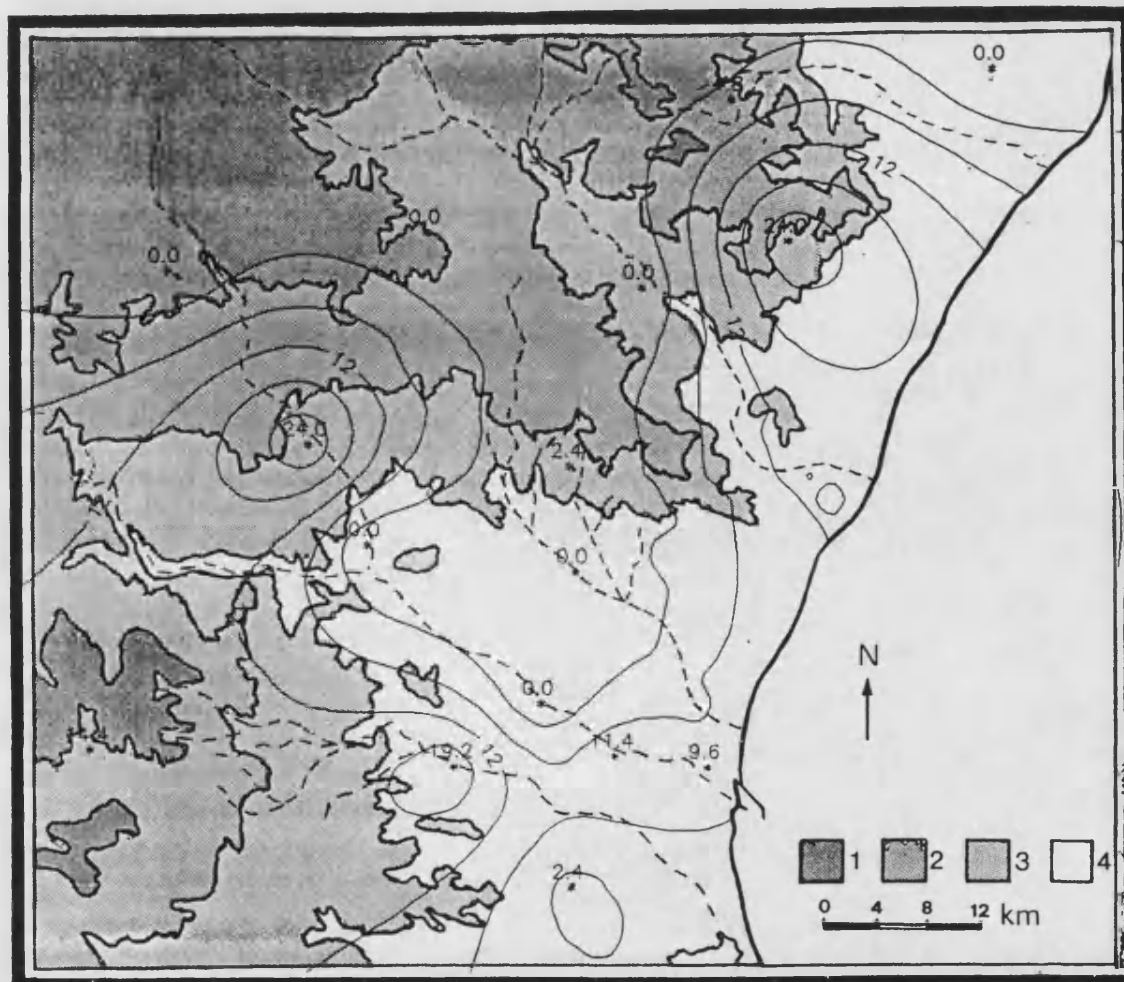


Figura 4.54. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:40 del día 11 (Tipo a).

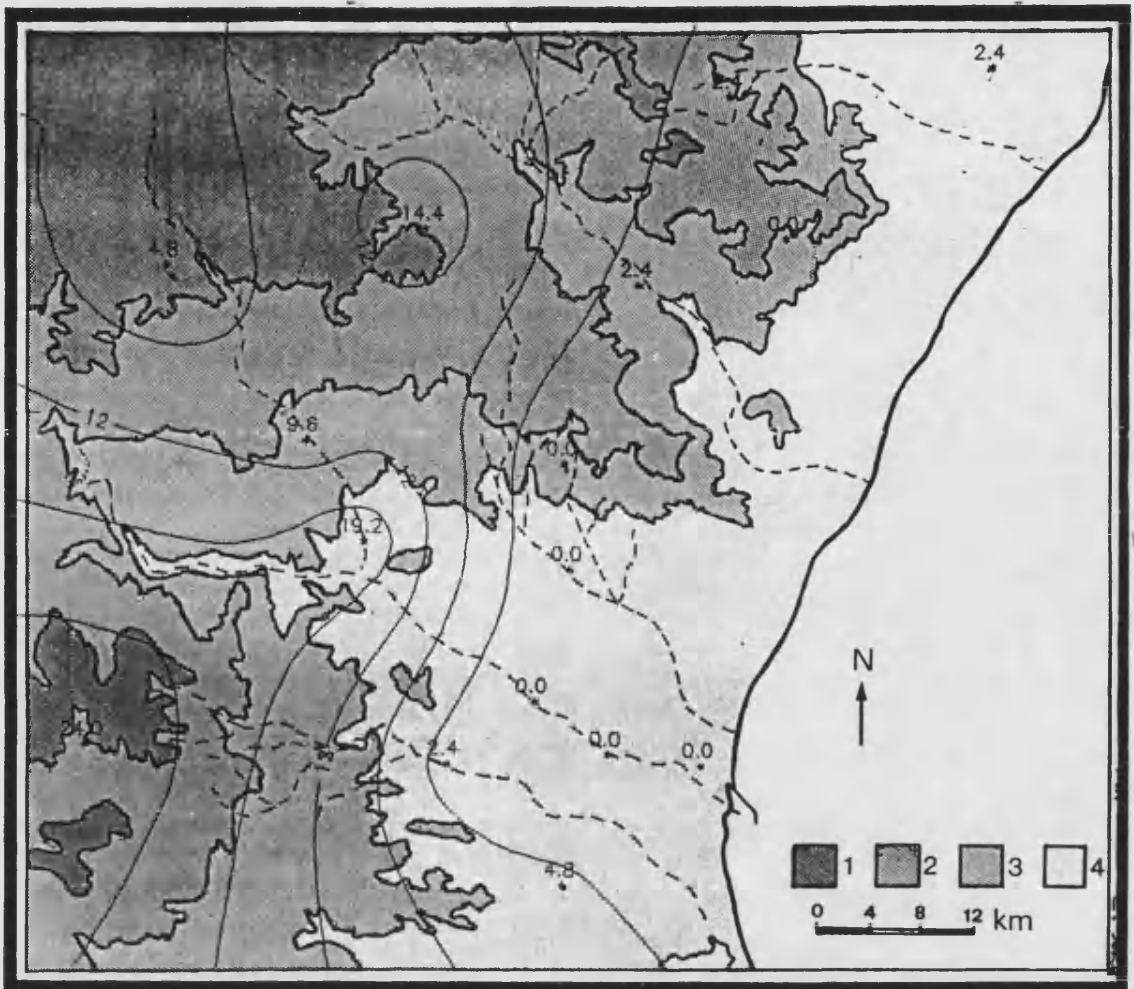


Figura 4.55. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:45 del día 11 (Tipo a).

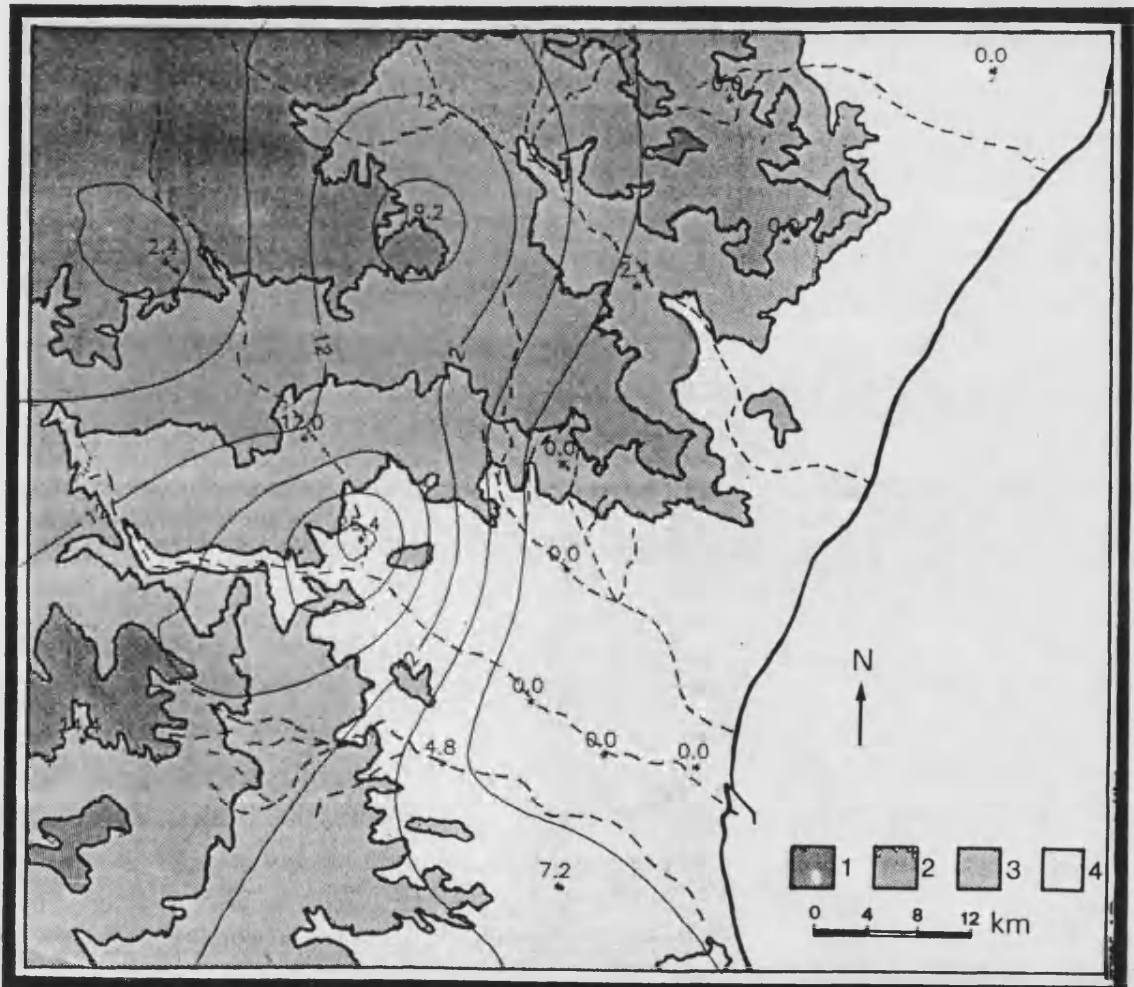


Figura 4.56. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:50 del día 11 (Tipo a).

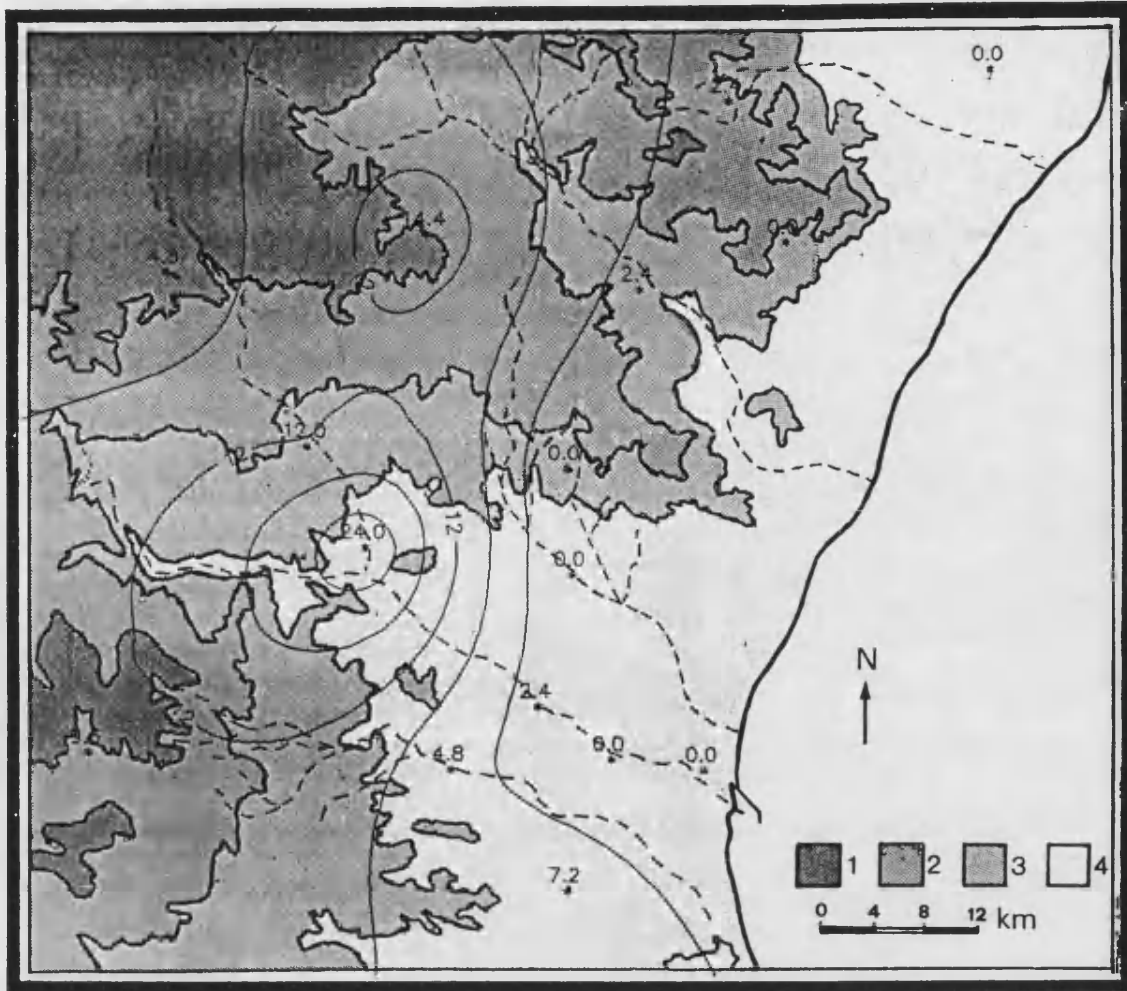


Figura 4.57. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 11:55 del día 11 (Tipo a).

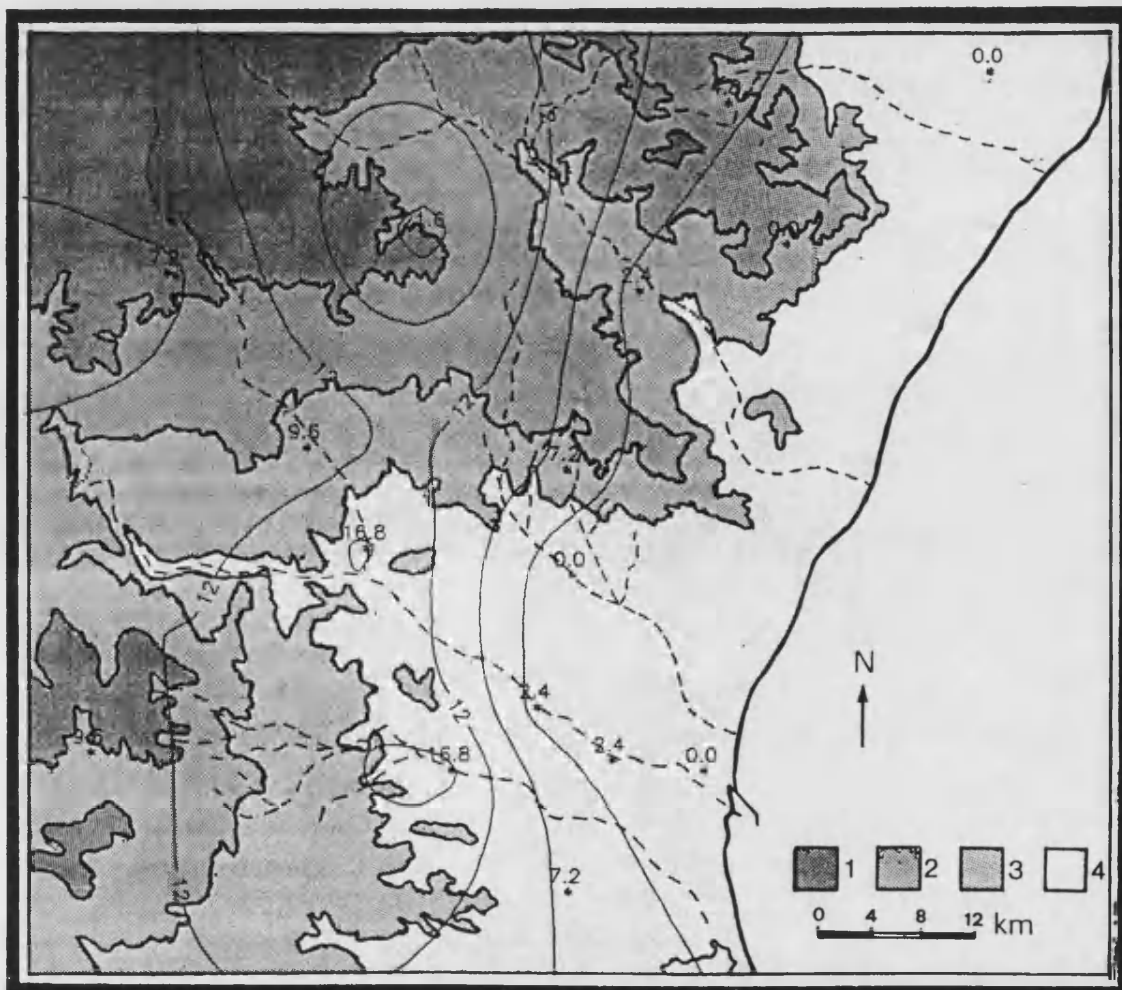


Figura 4.58. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:00 del día 11 (Tipo a).

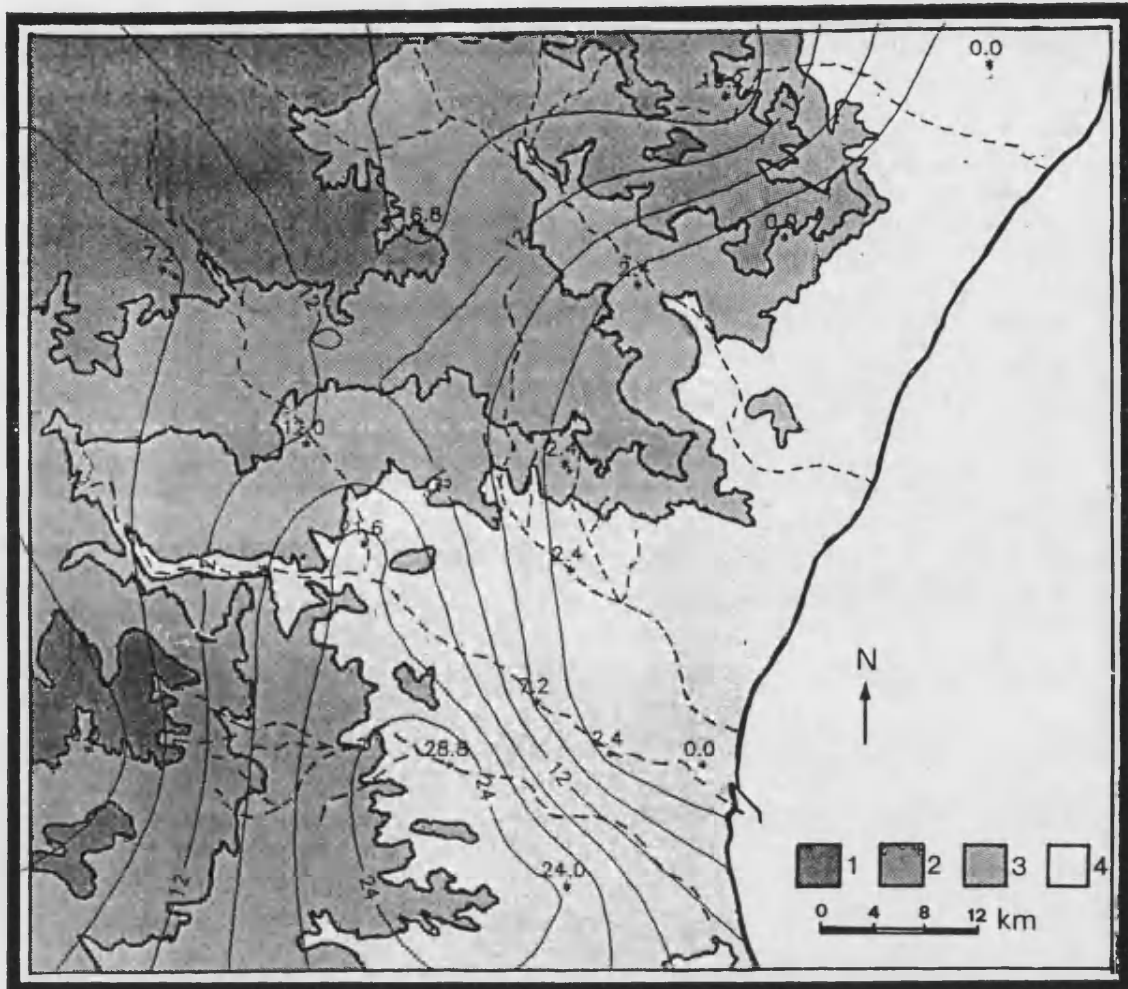


Figura 4.59. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:05 del día 11 (Tipo a).

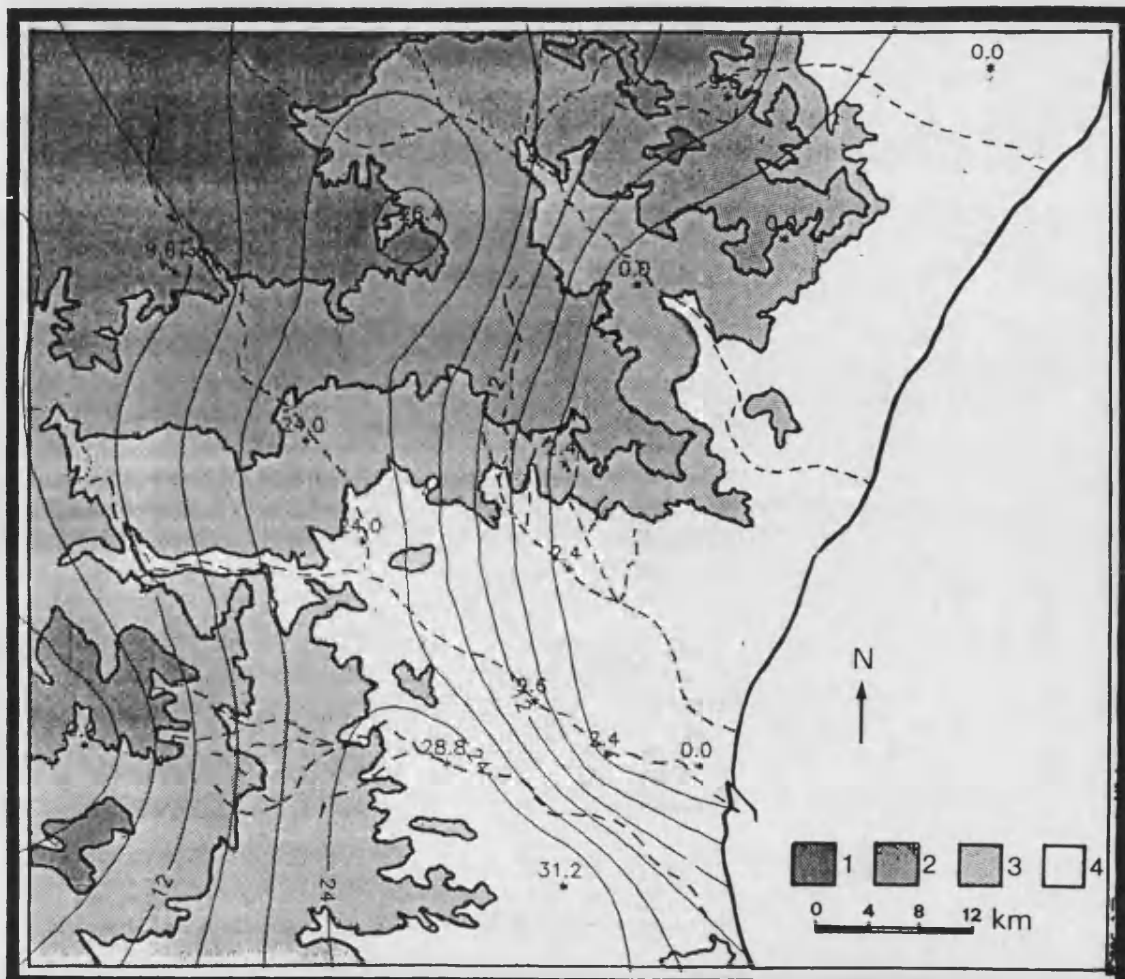


Figura 4.60. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:10 del día 11 (Tipo a).

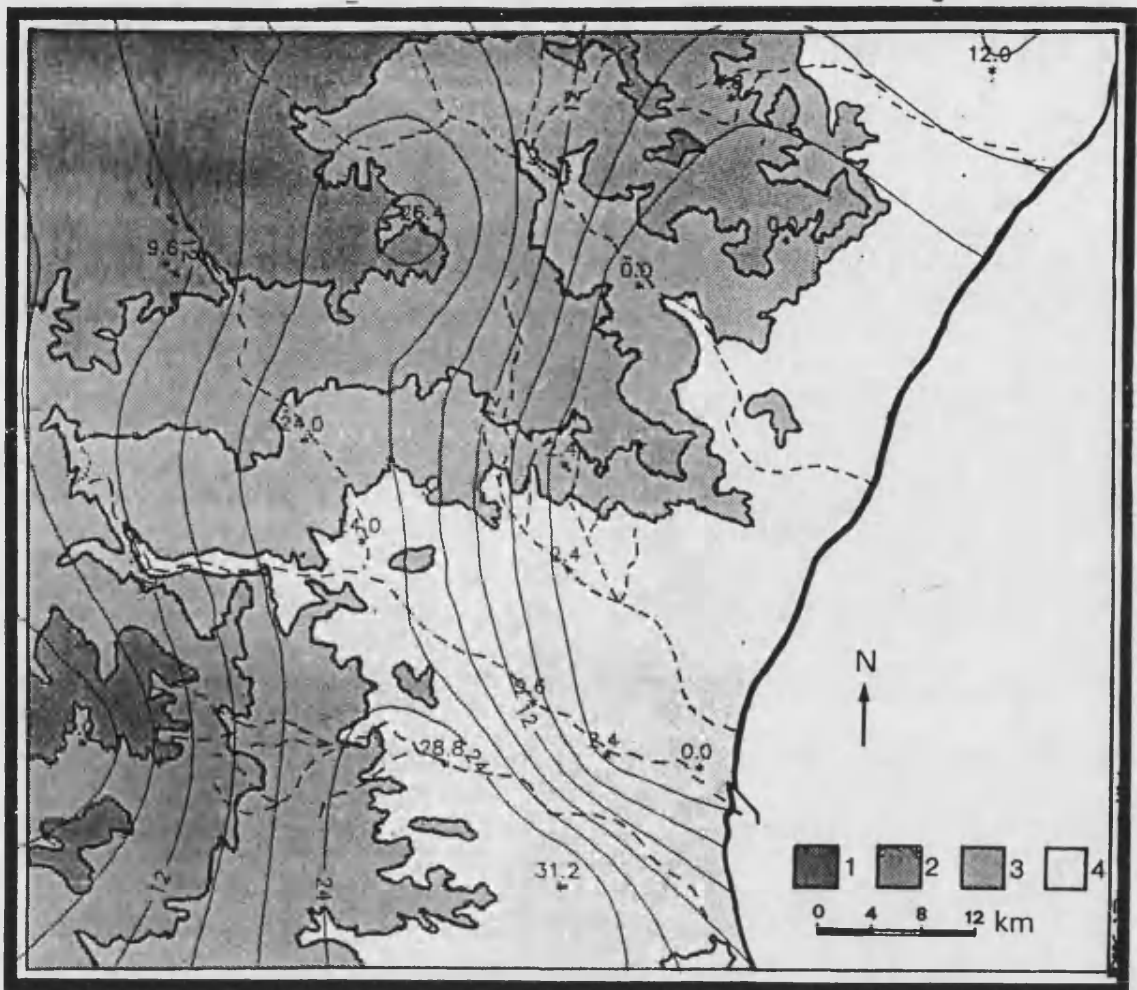


Figura 4.61. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:15 del día 11 (Tipo a).

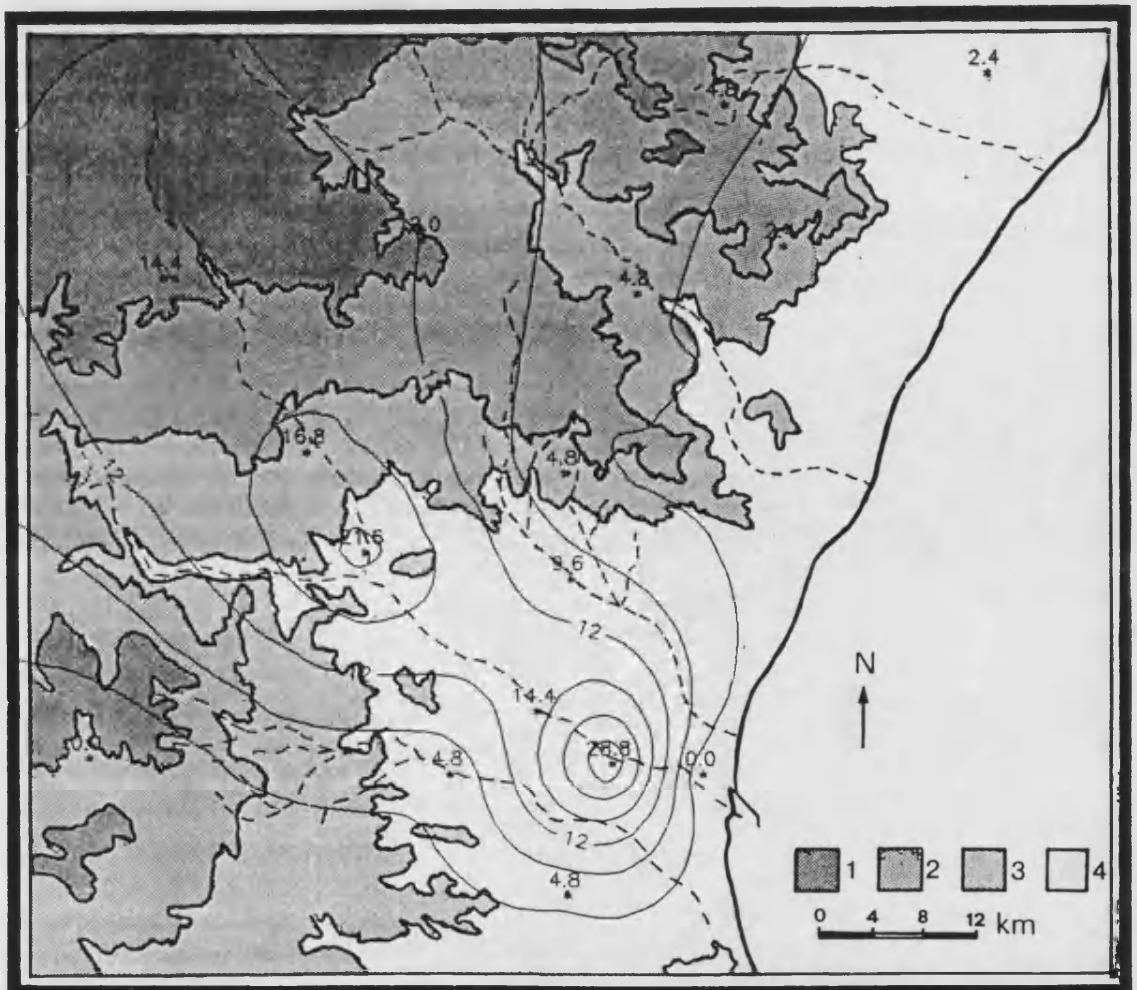


Figura 4.62. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:20 del día 11 (Tipo a).



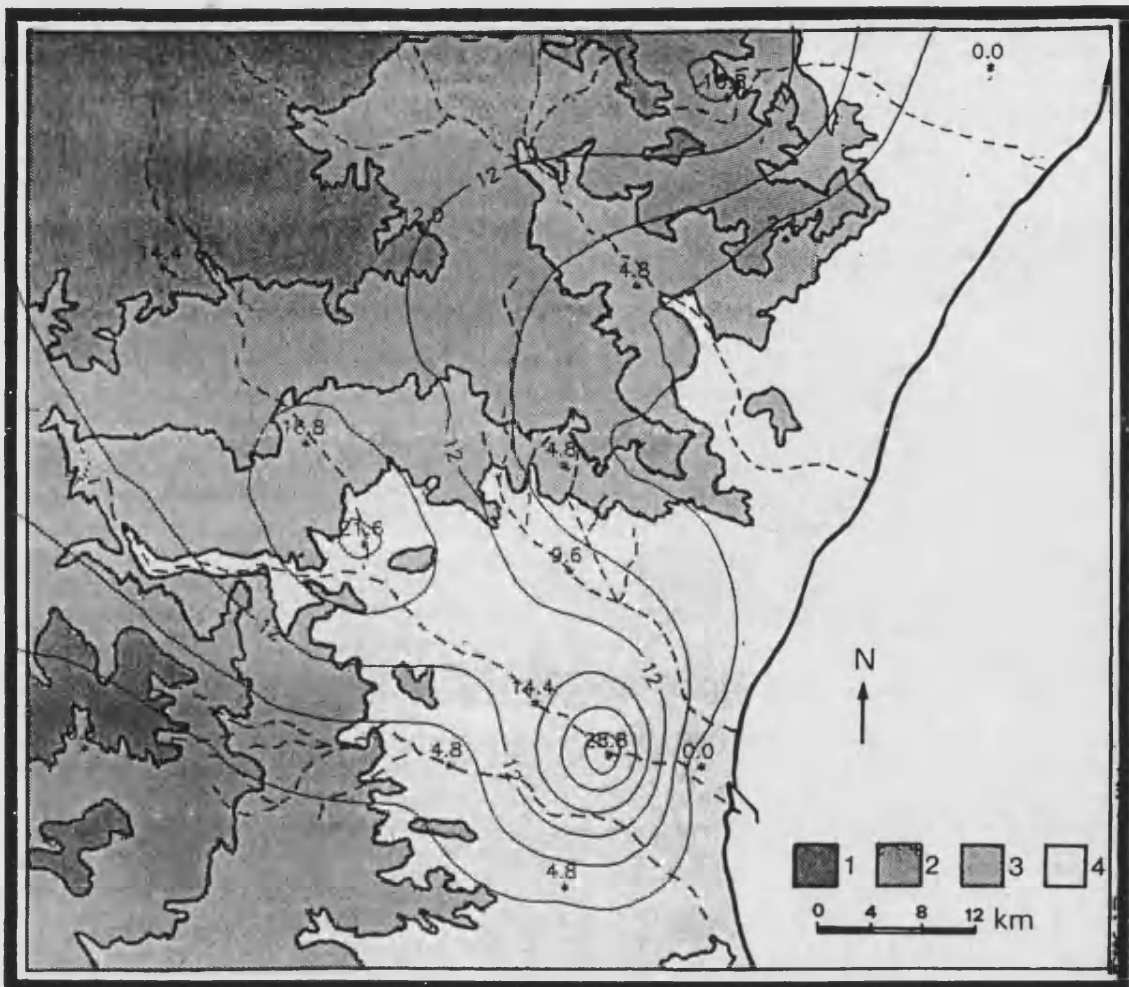


Figura 4.63. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:25 del día 11 (Tipo a).

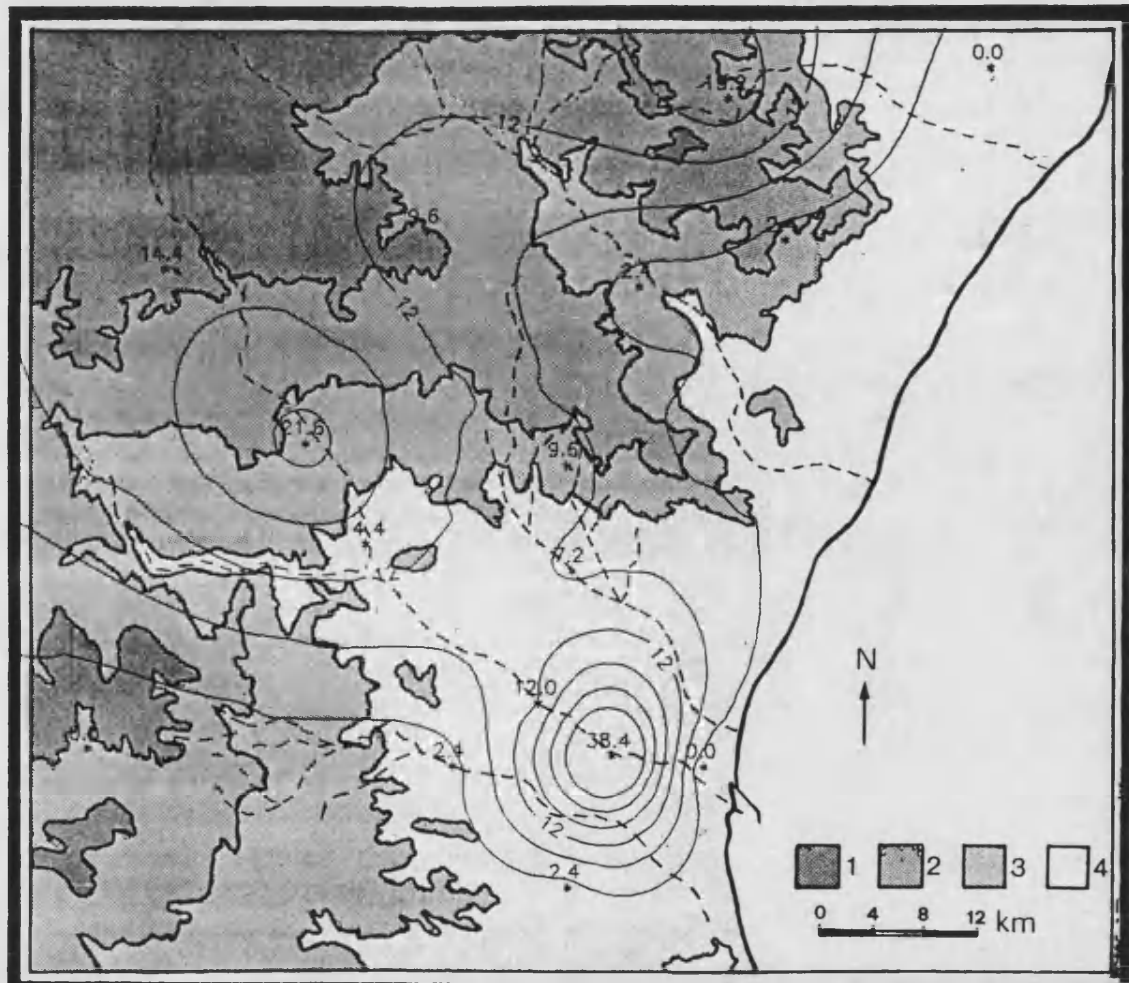


Figura 4.64. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:30 del día 11 (Tipo a).

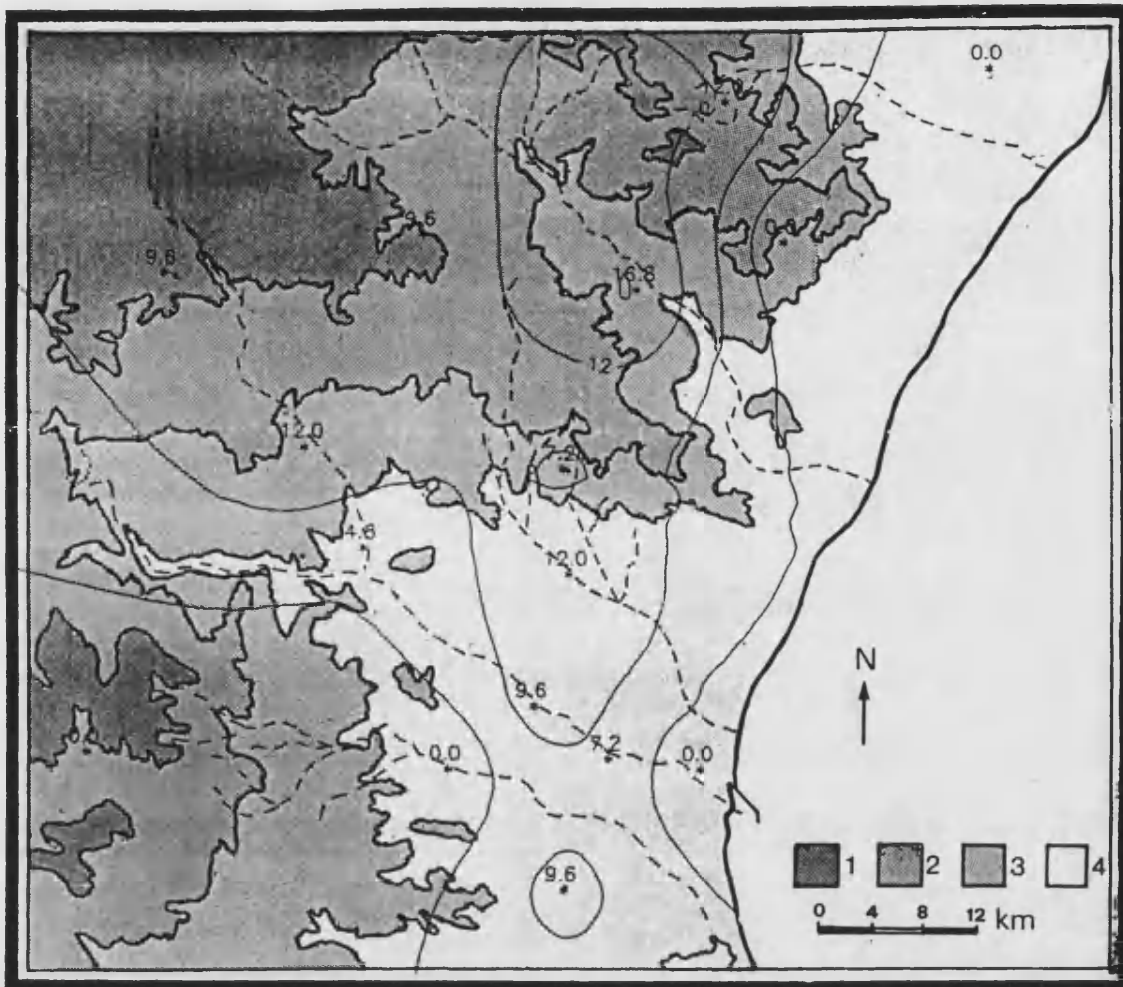


Figura 4.65. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:35 del día 11 (Tipo a).

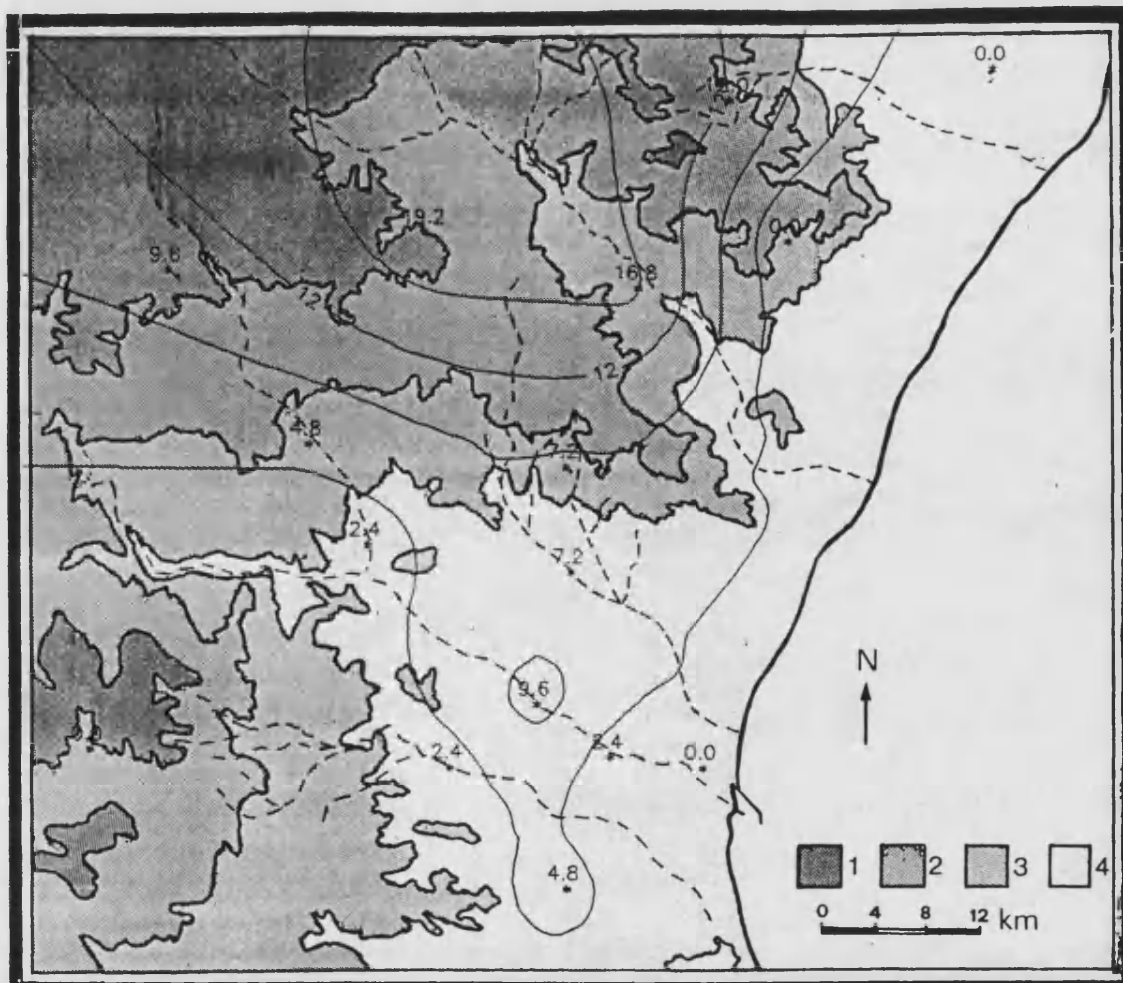


Figura 4.66. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:40 del día 11 (Tipo a).

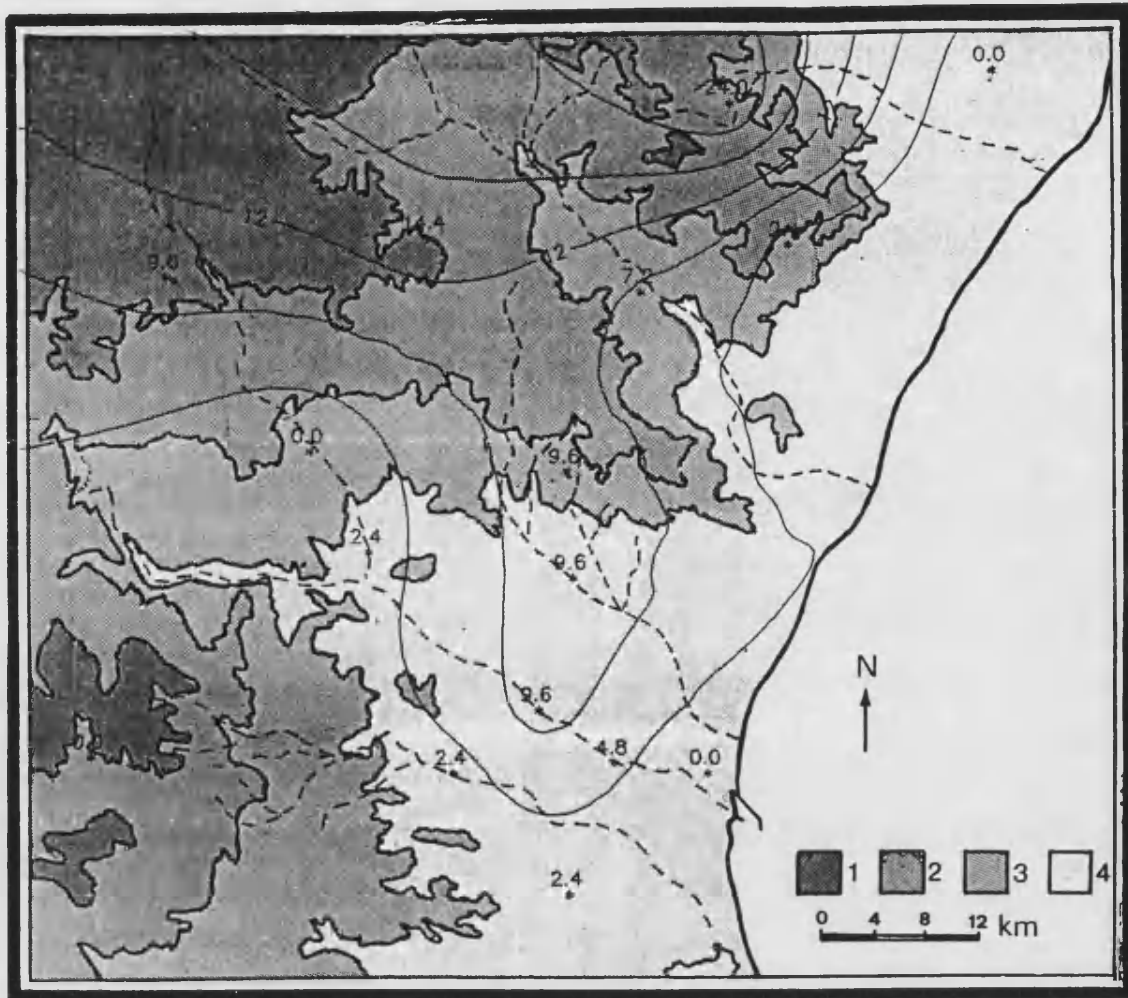


Figura 4.67. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:45 del día 11 (Tipo a).

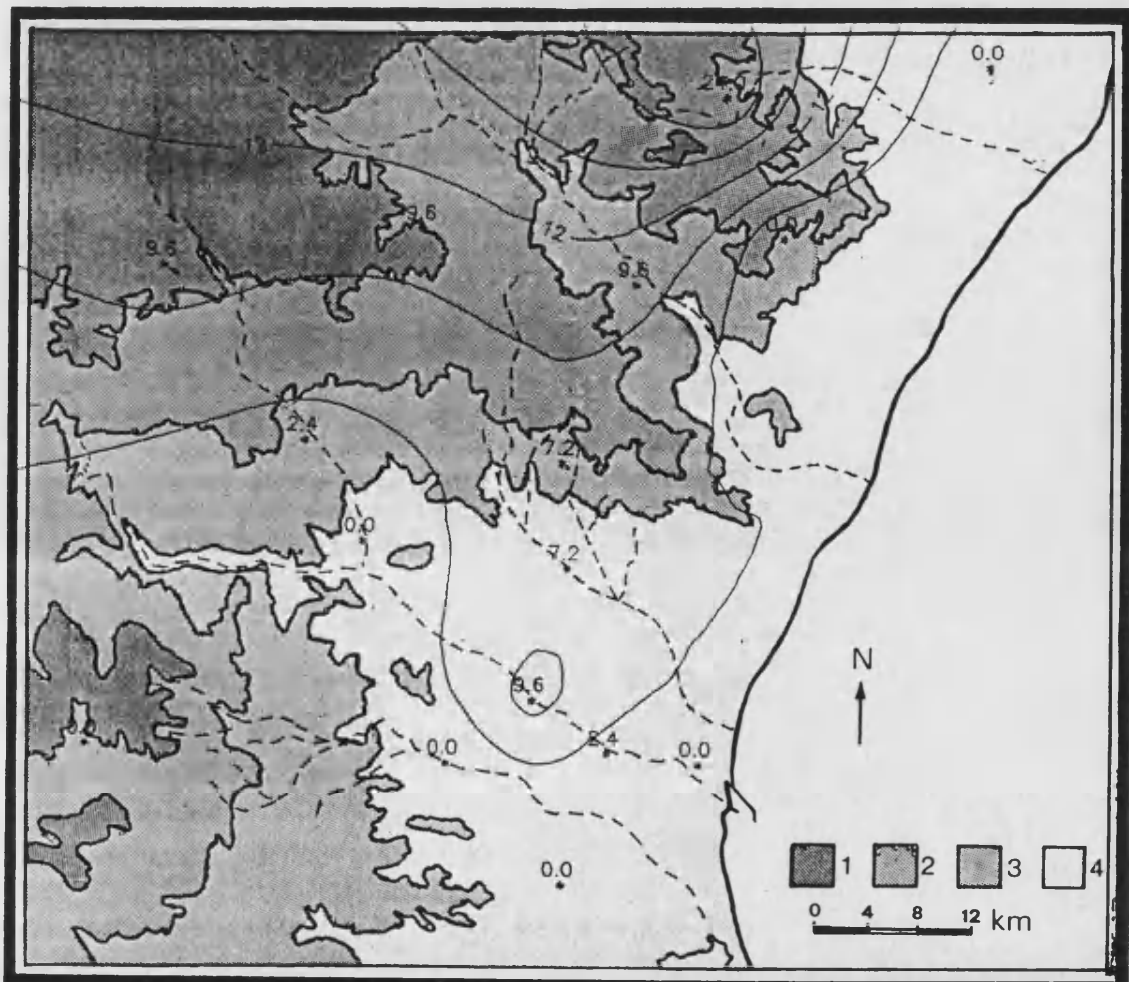


Figura 4.68. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:50 del día 11 (Tipo a).

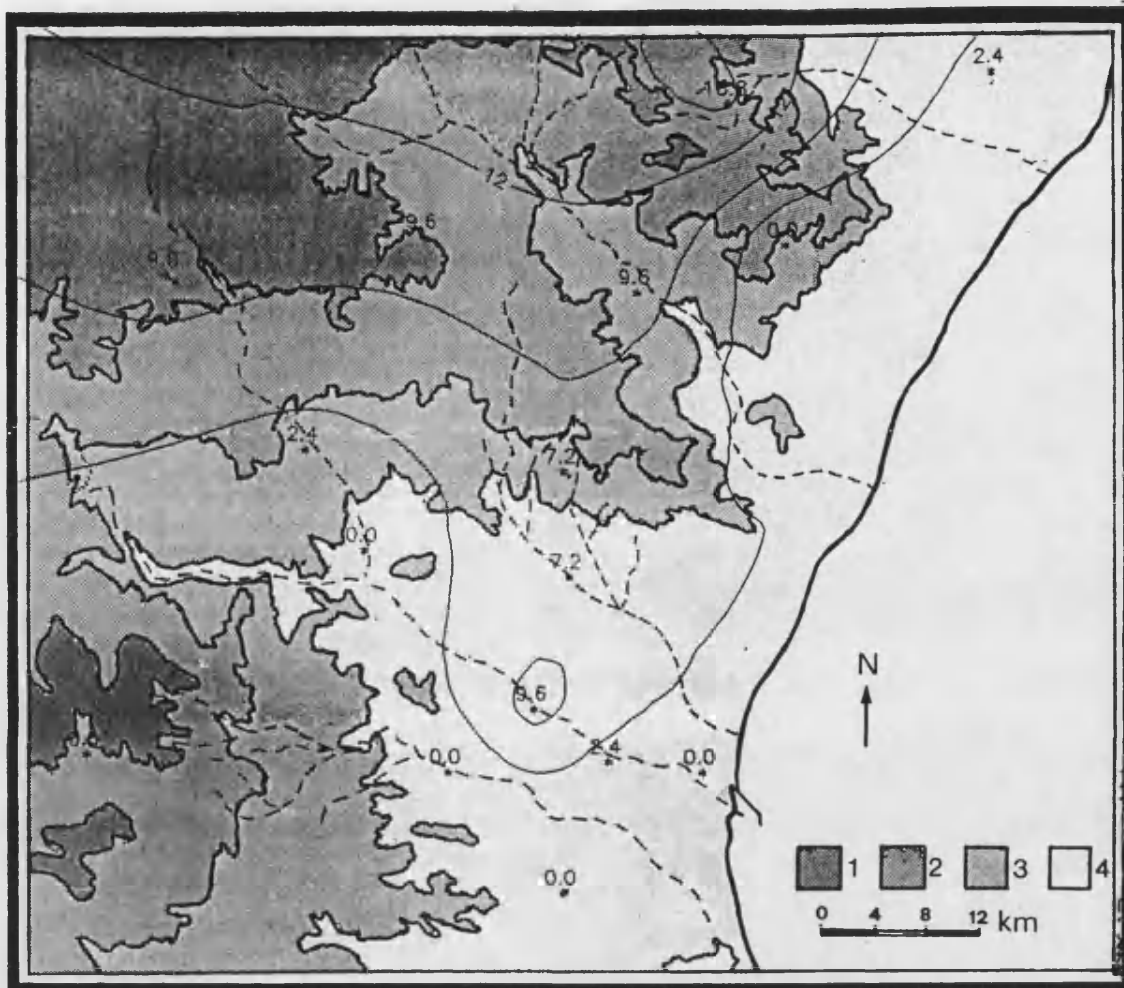


Figura 4.69. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 12:55 del día 11 (Tipo a).

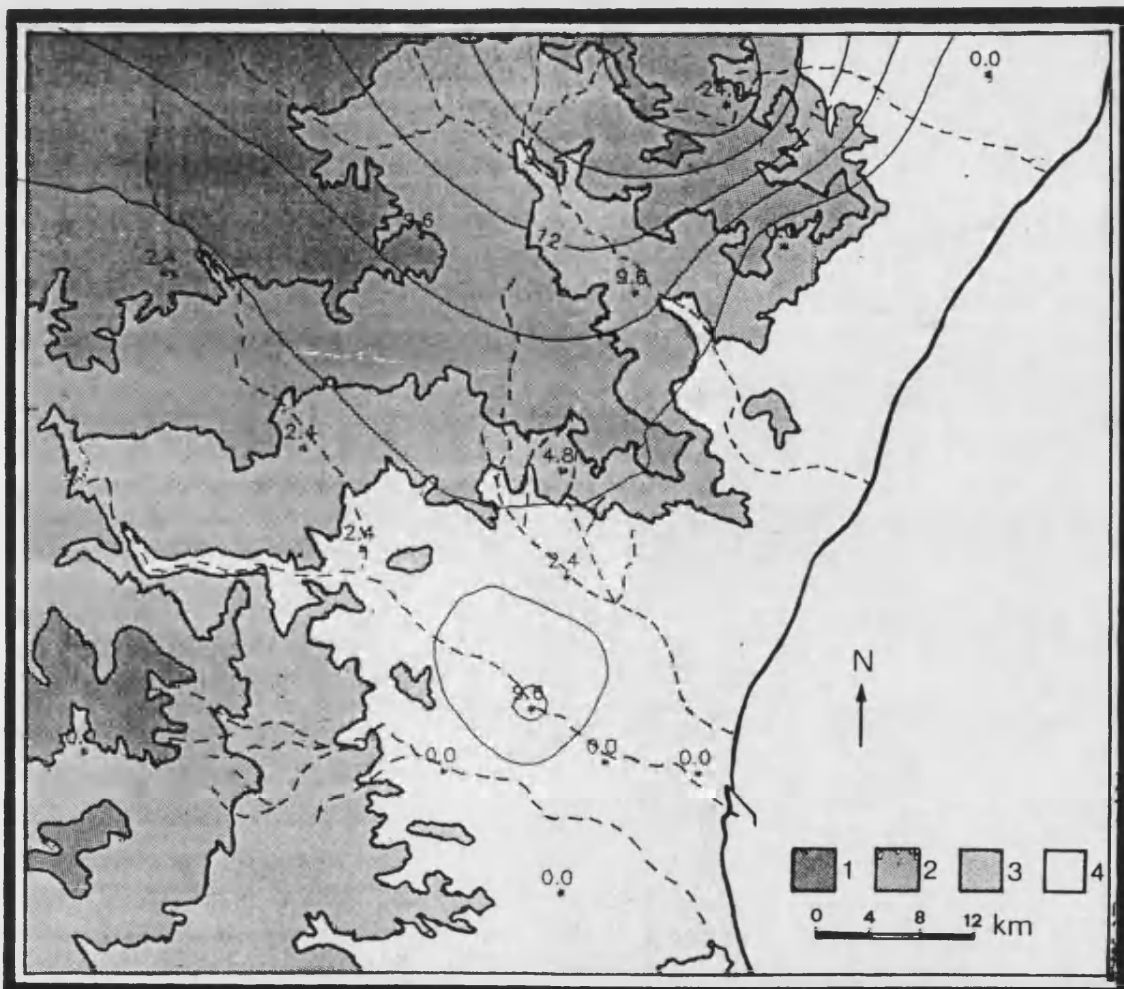


Figura 4.70. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:00 del día 11 (Tipo a).

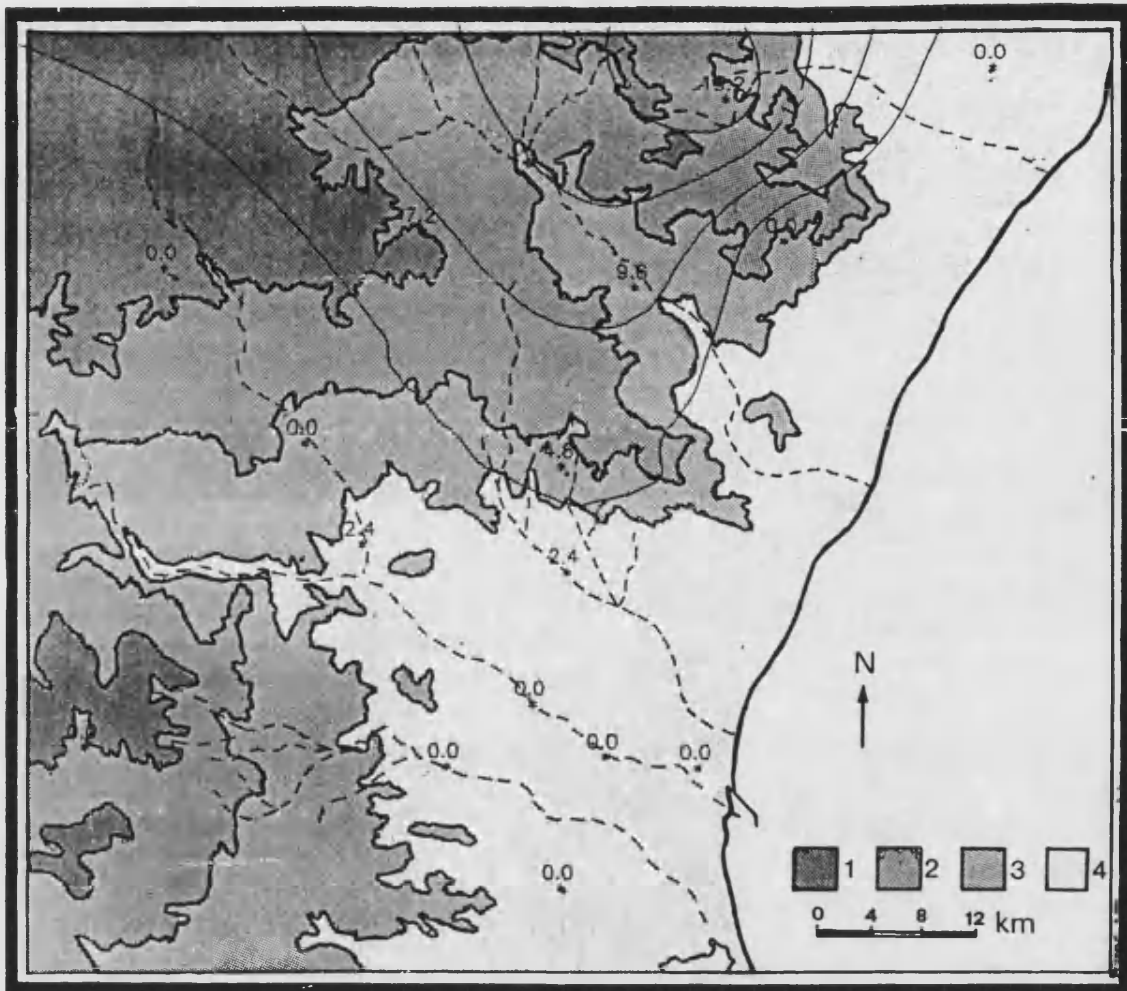


Figura 4.71. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:05 del día 11 (Tipo a).

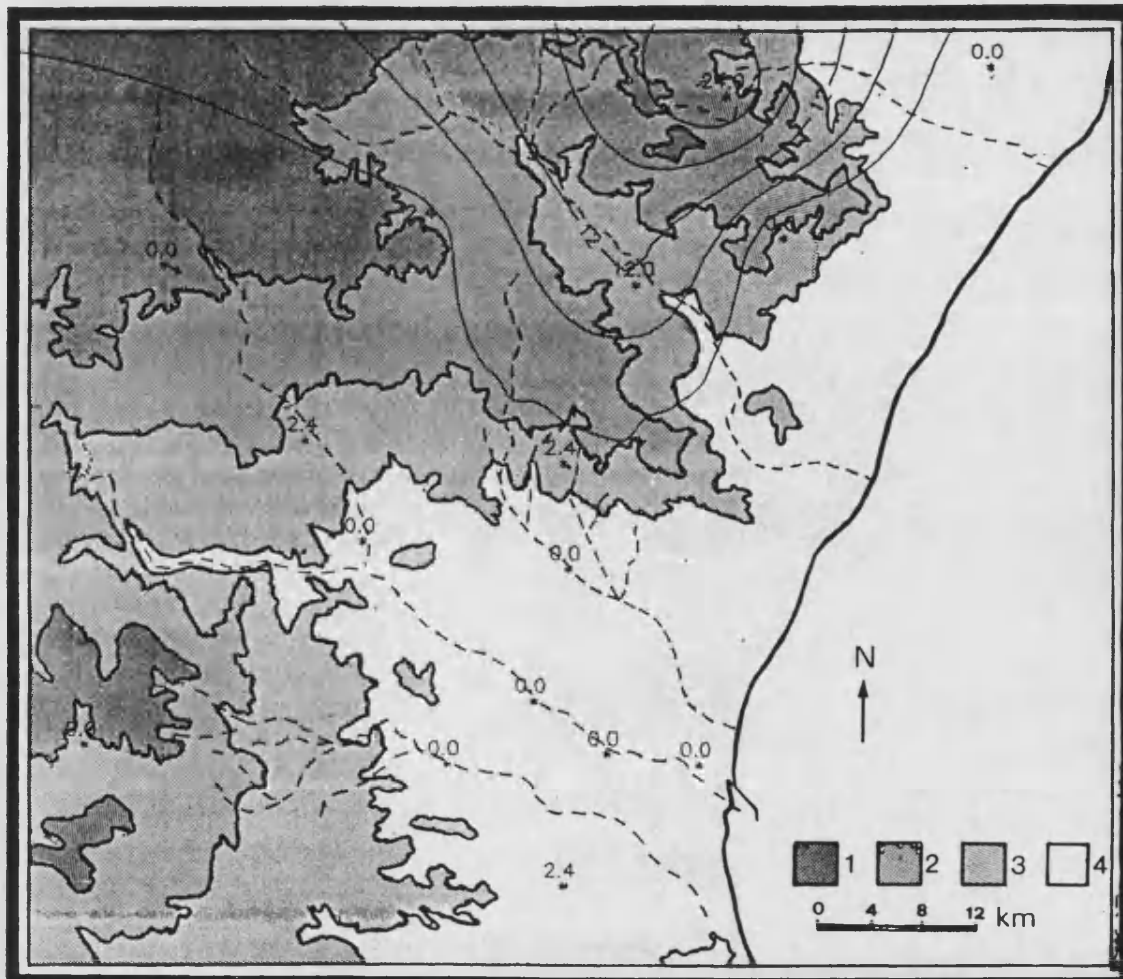


Figura 4.72. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:10 del día 11 (Tipo a).

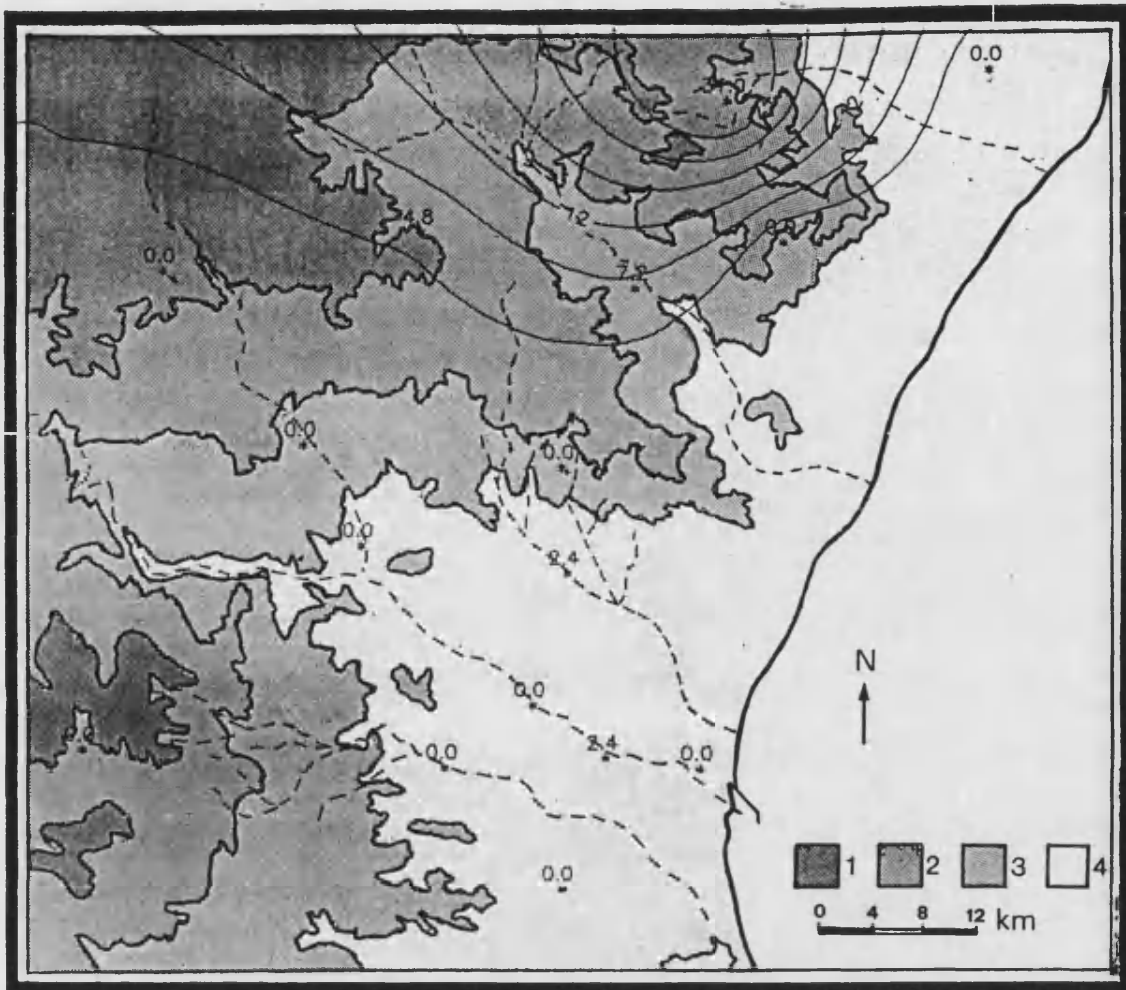


Figura 4.73. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:15 del día 11 (Tipo a).

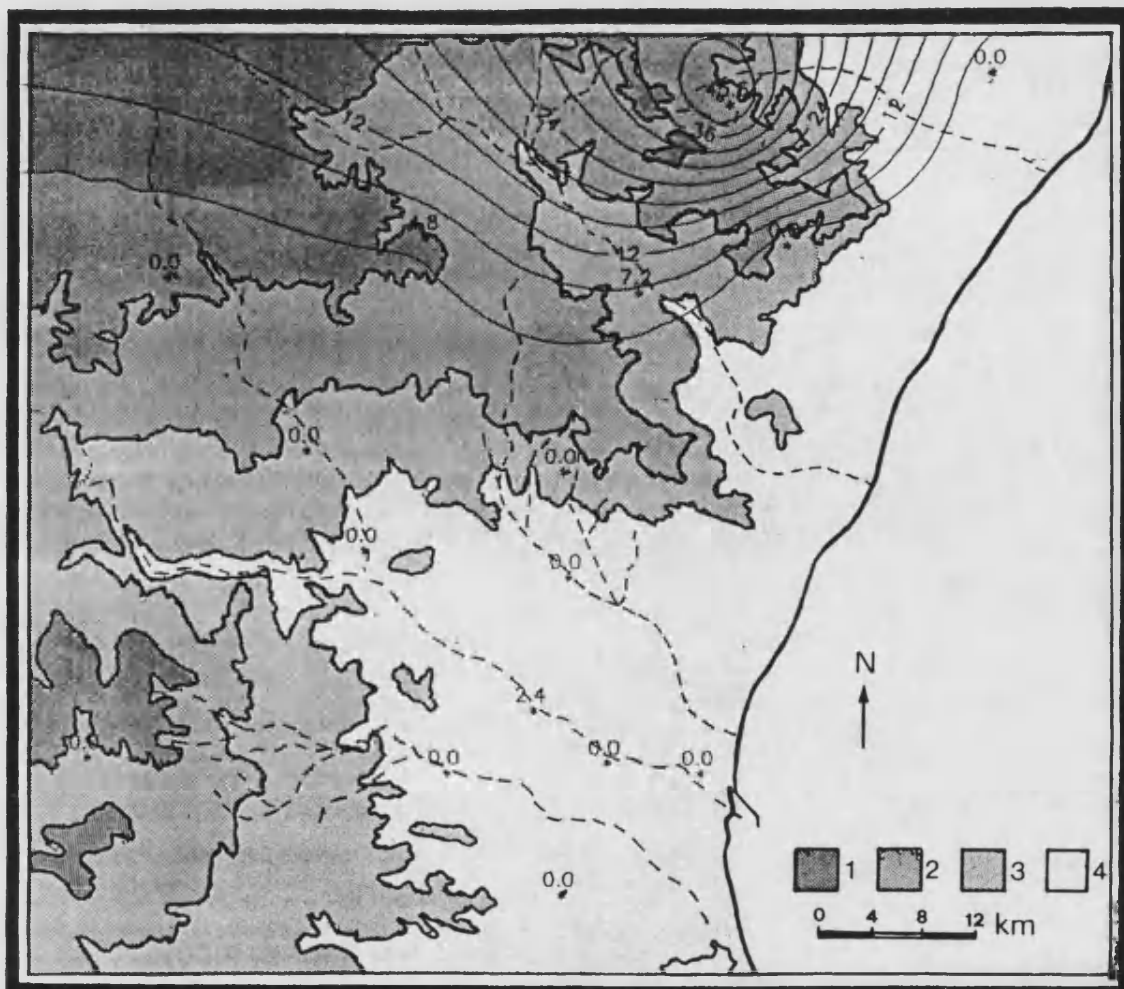


Figura 4.74. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:20 del día 11 (Tipo a).

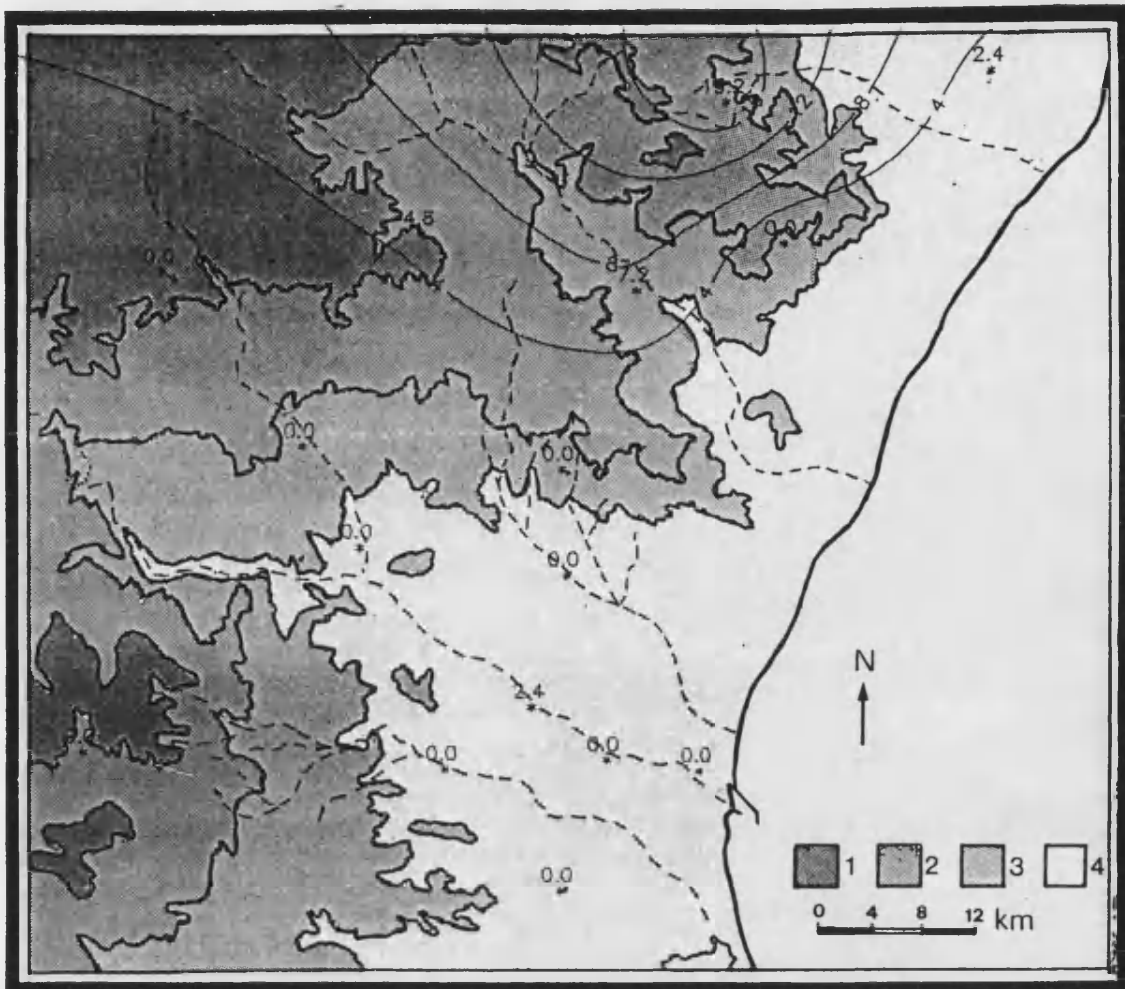


Figura 4.75. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:25 del día 11 (Tipo a).

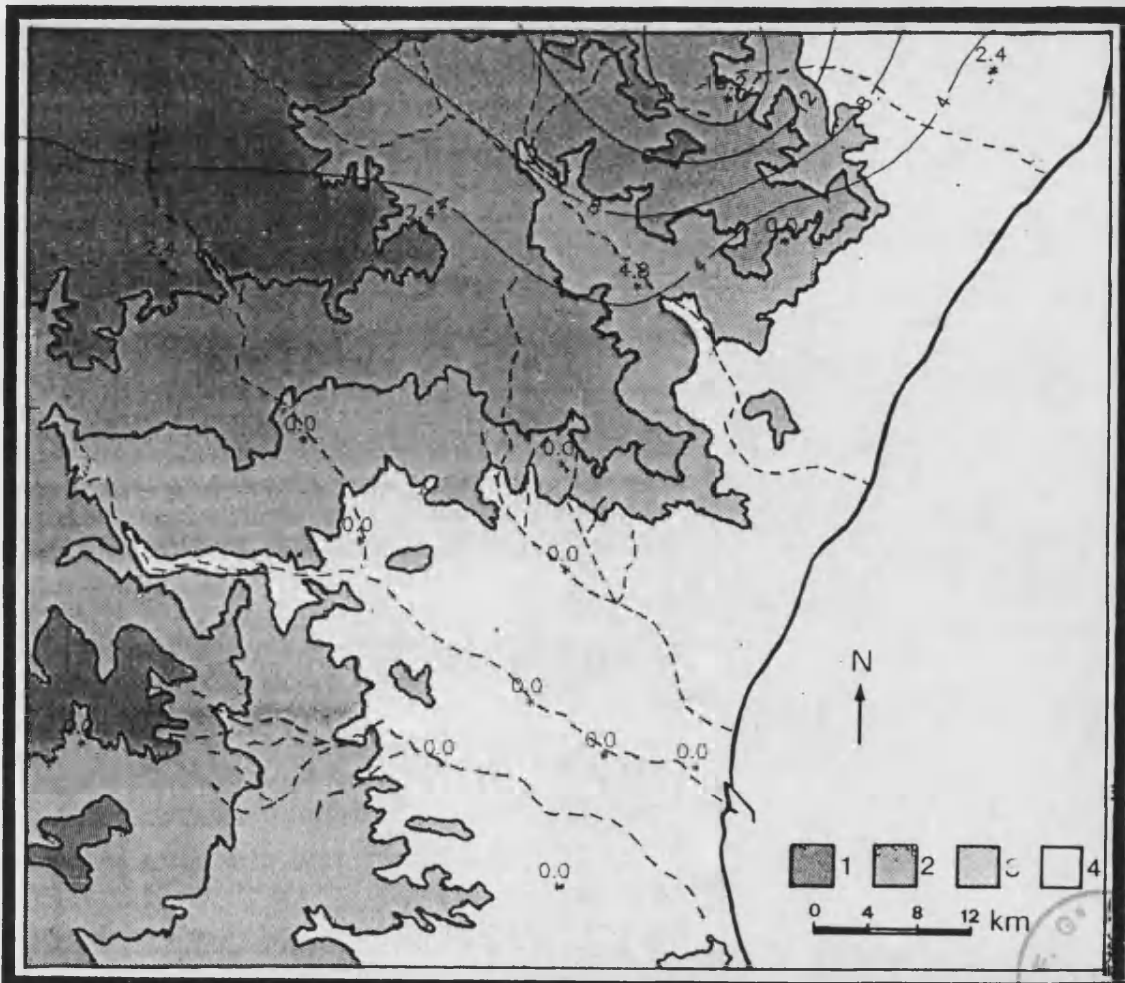


Figura 4.76. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:30 del día 11 (Tipo a).

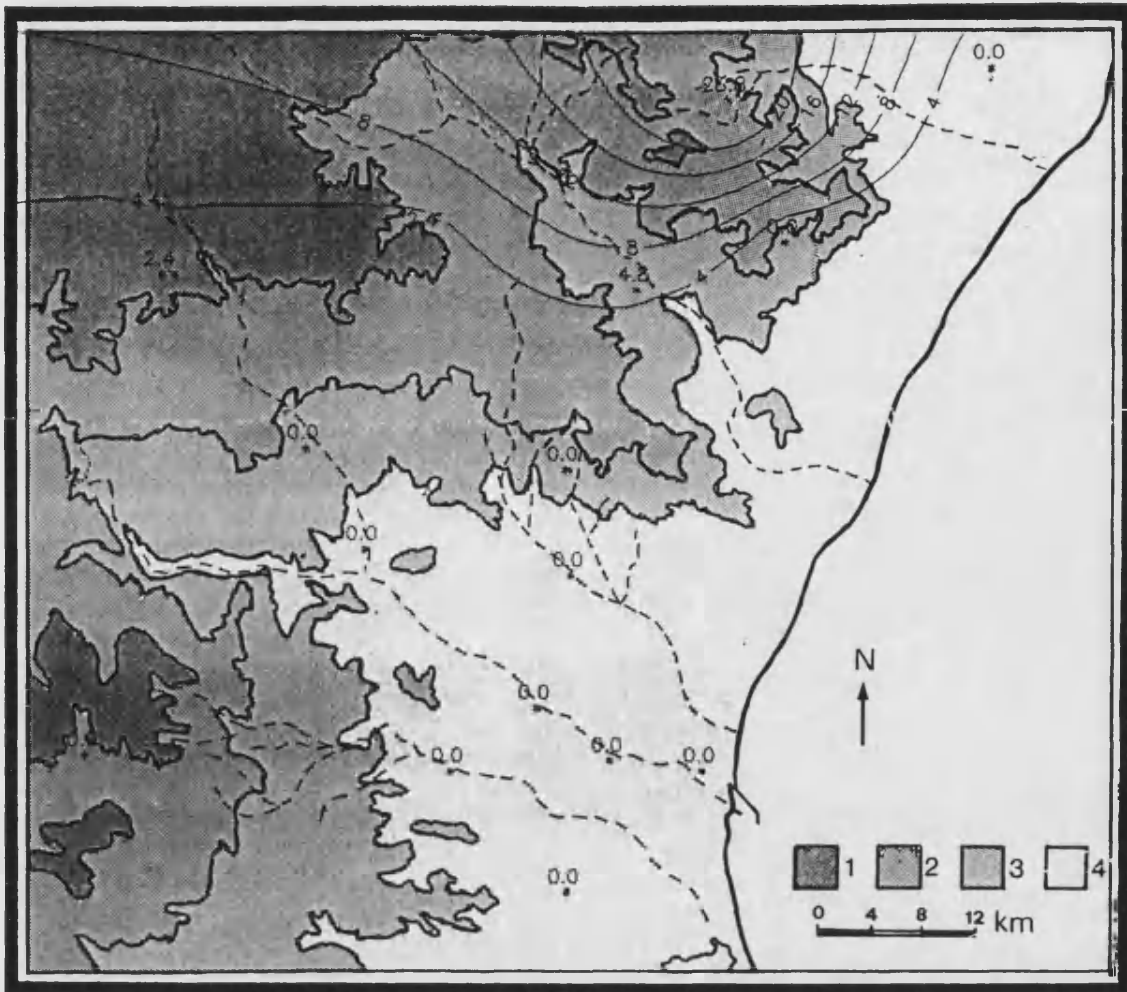


Figura 4.77. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:35 del día 11 (Tipo a).

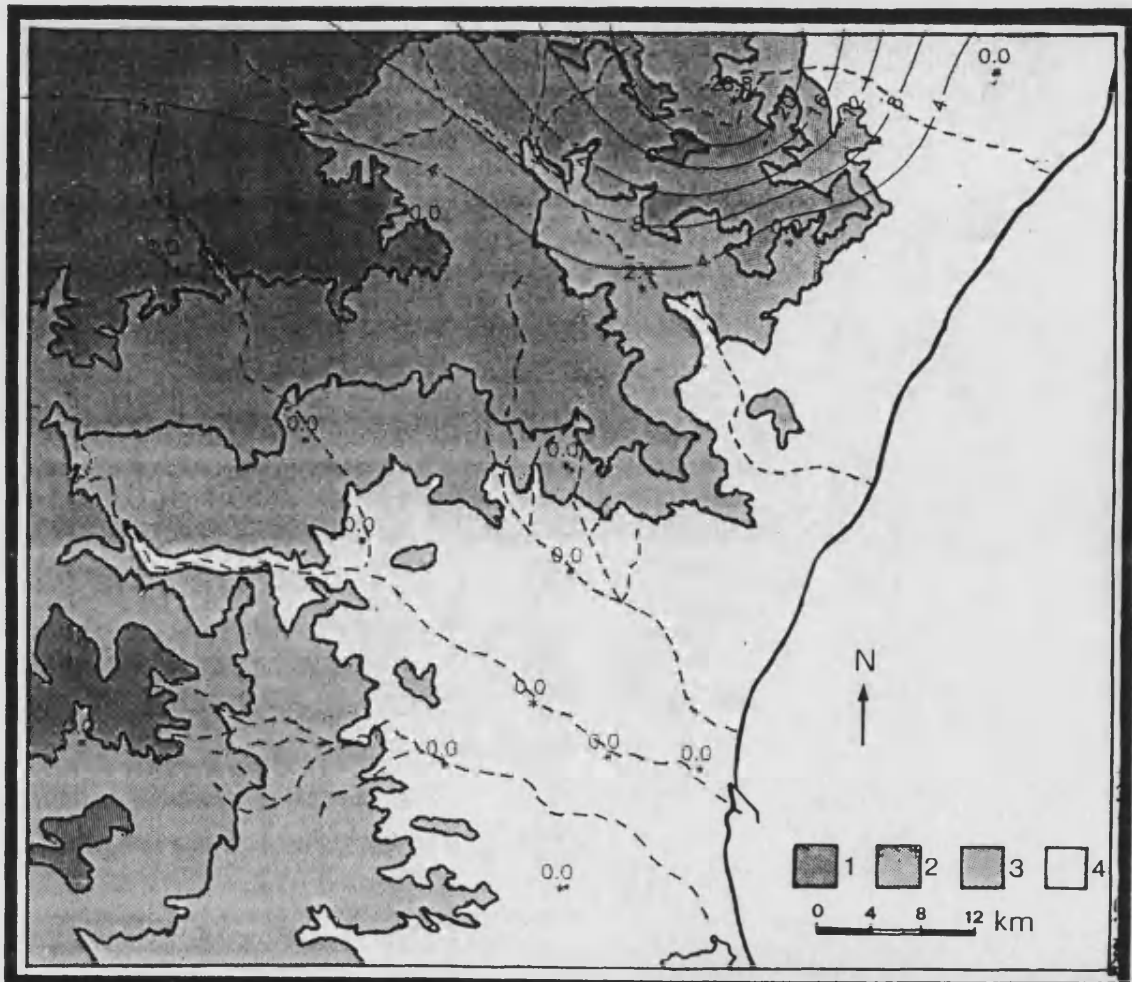


Figura 4.78. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:40 del día 11 (Tipo a).



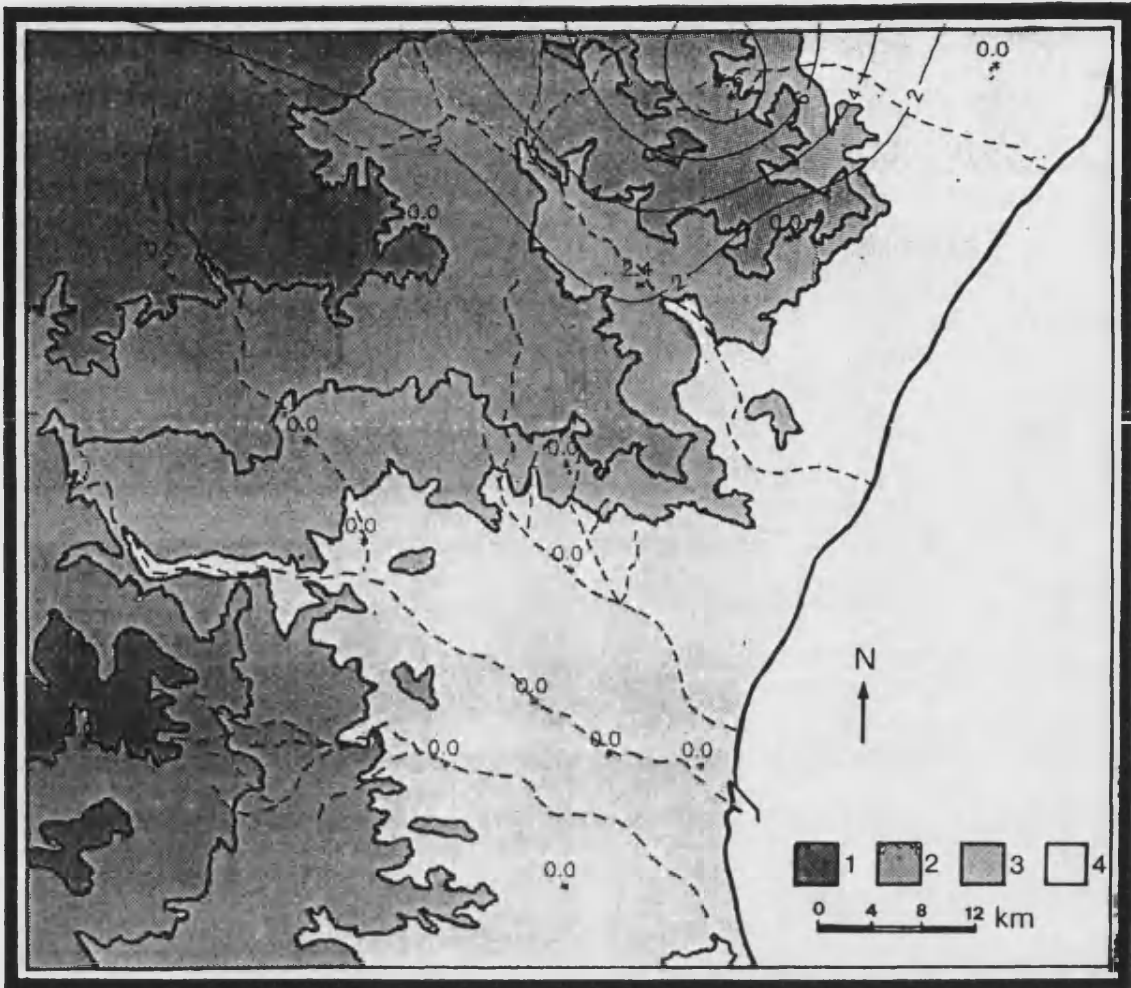


Figura 4.79. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:45 del día 11 (Tipo a).

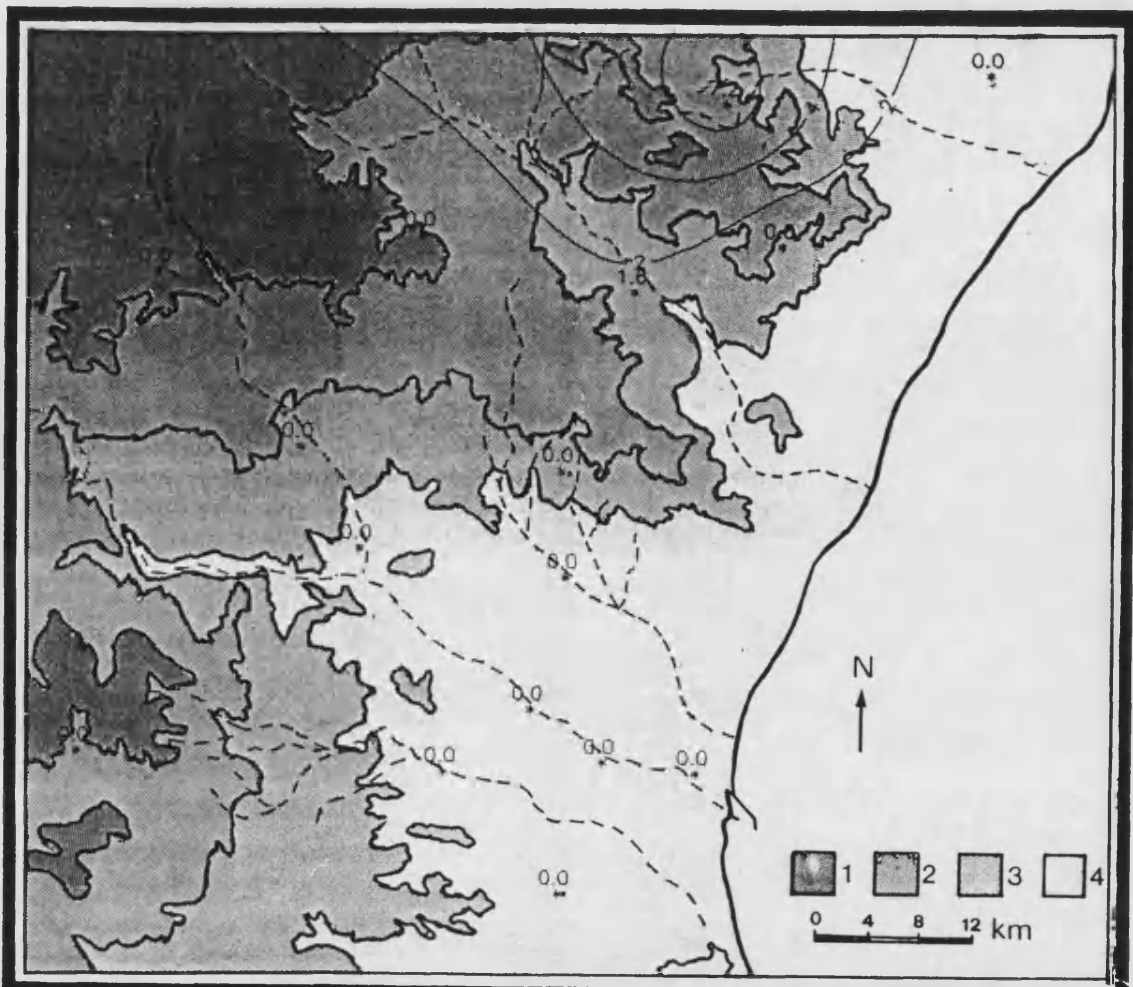


Figura 4.80. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:50 del día 11 (Tipo a).

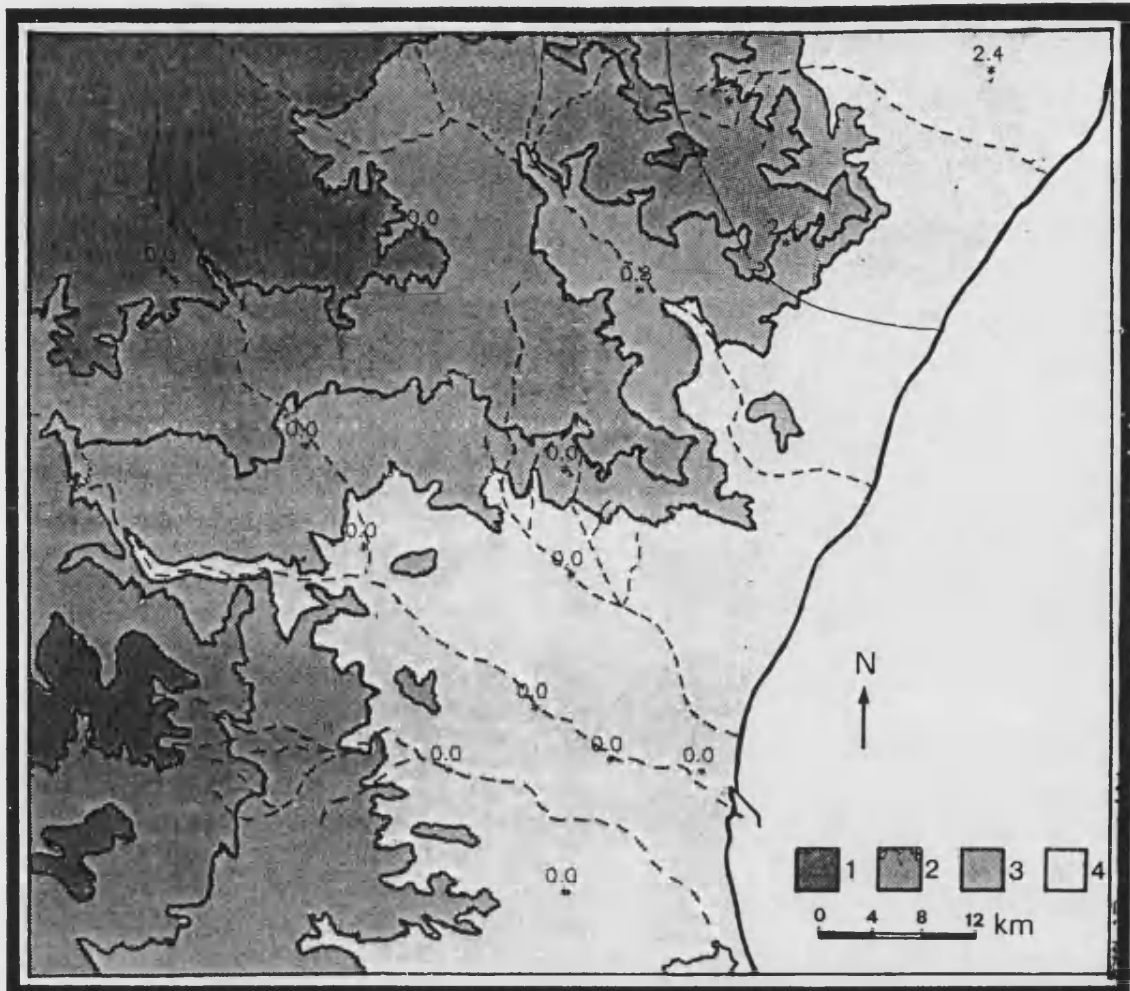


Figura 4.81. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 13:55 del día 11 (Tipo a).

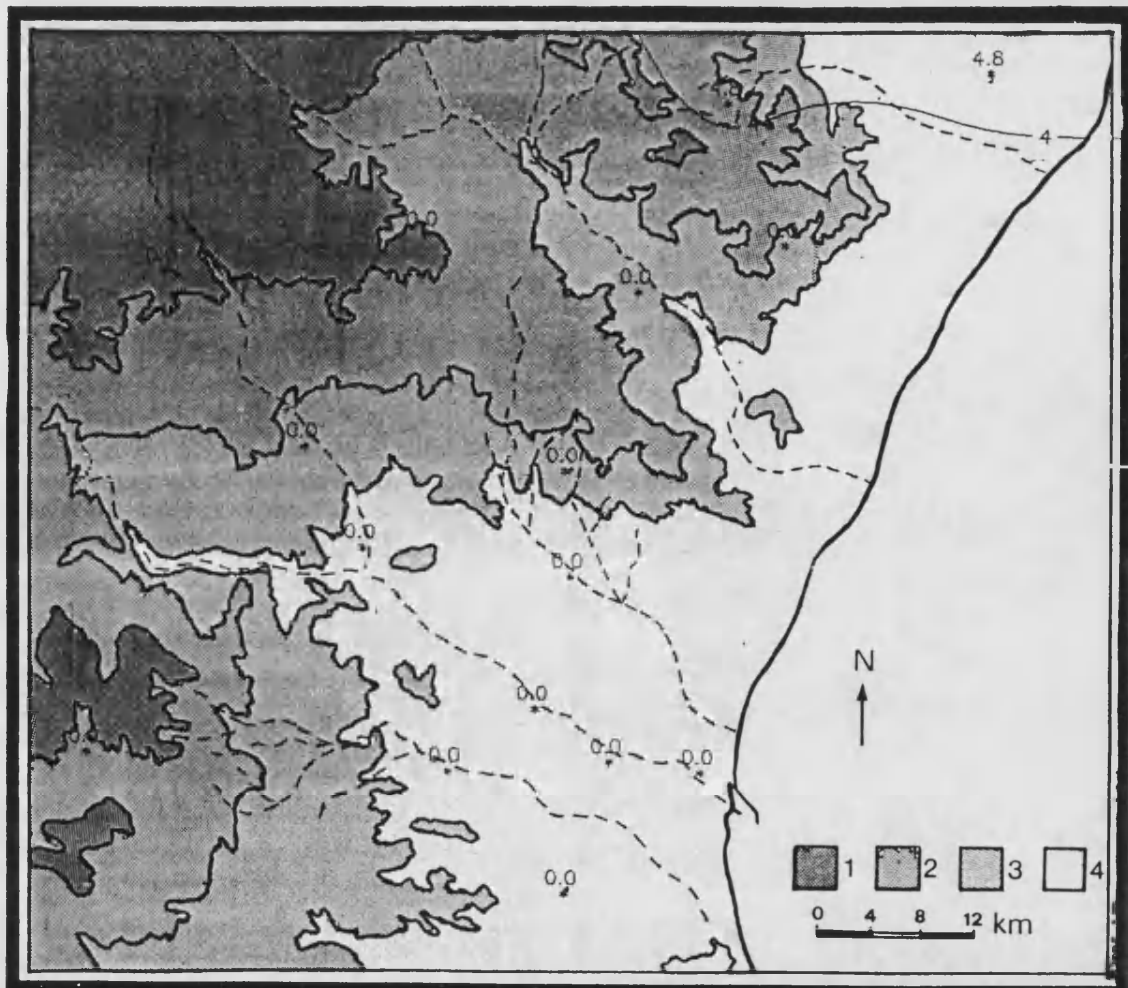


Figura 4.82. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 14:00 del día 11 (Tipo a).

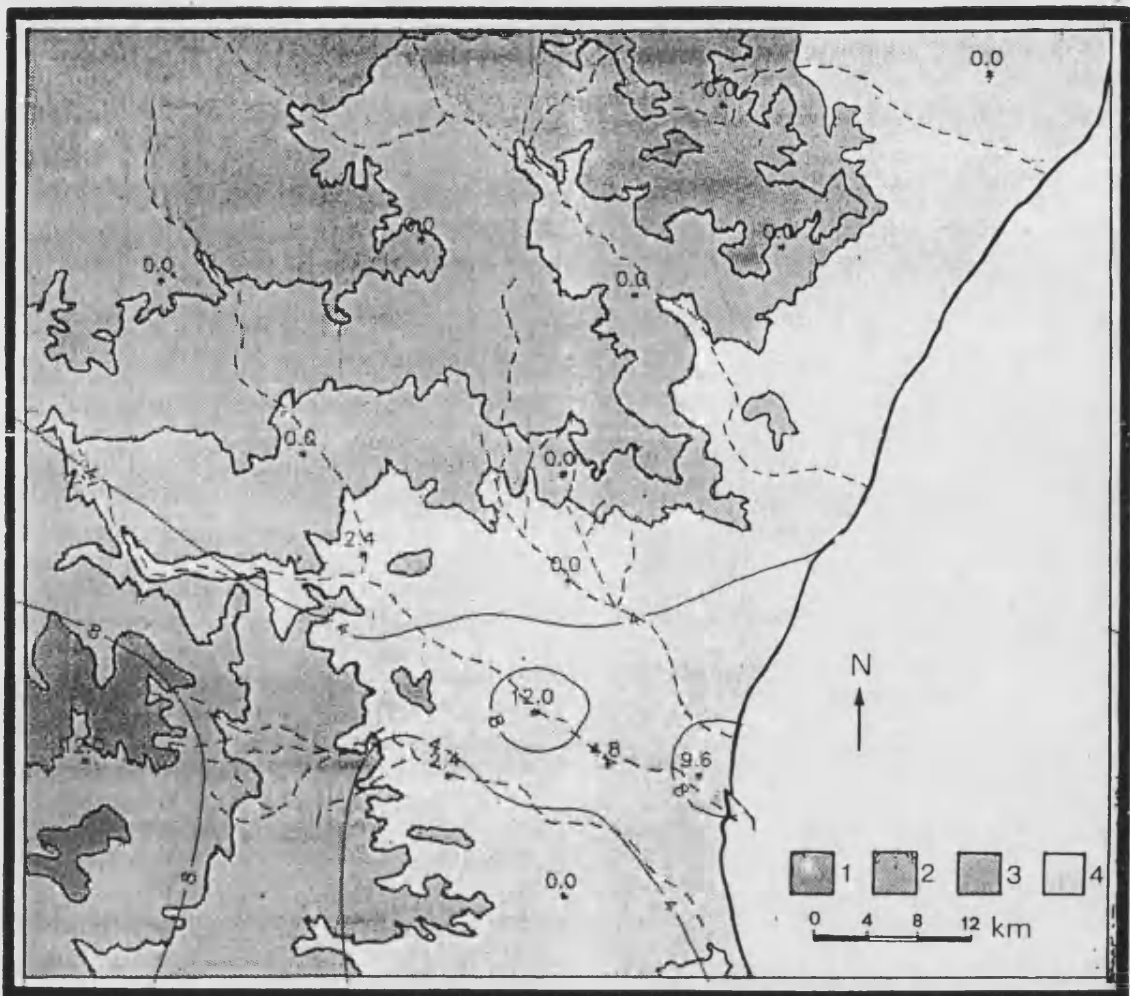


Figura 4.83. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 17:50 del día 11 (Tipo b).

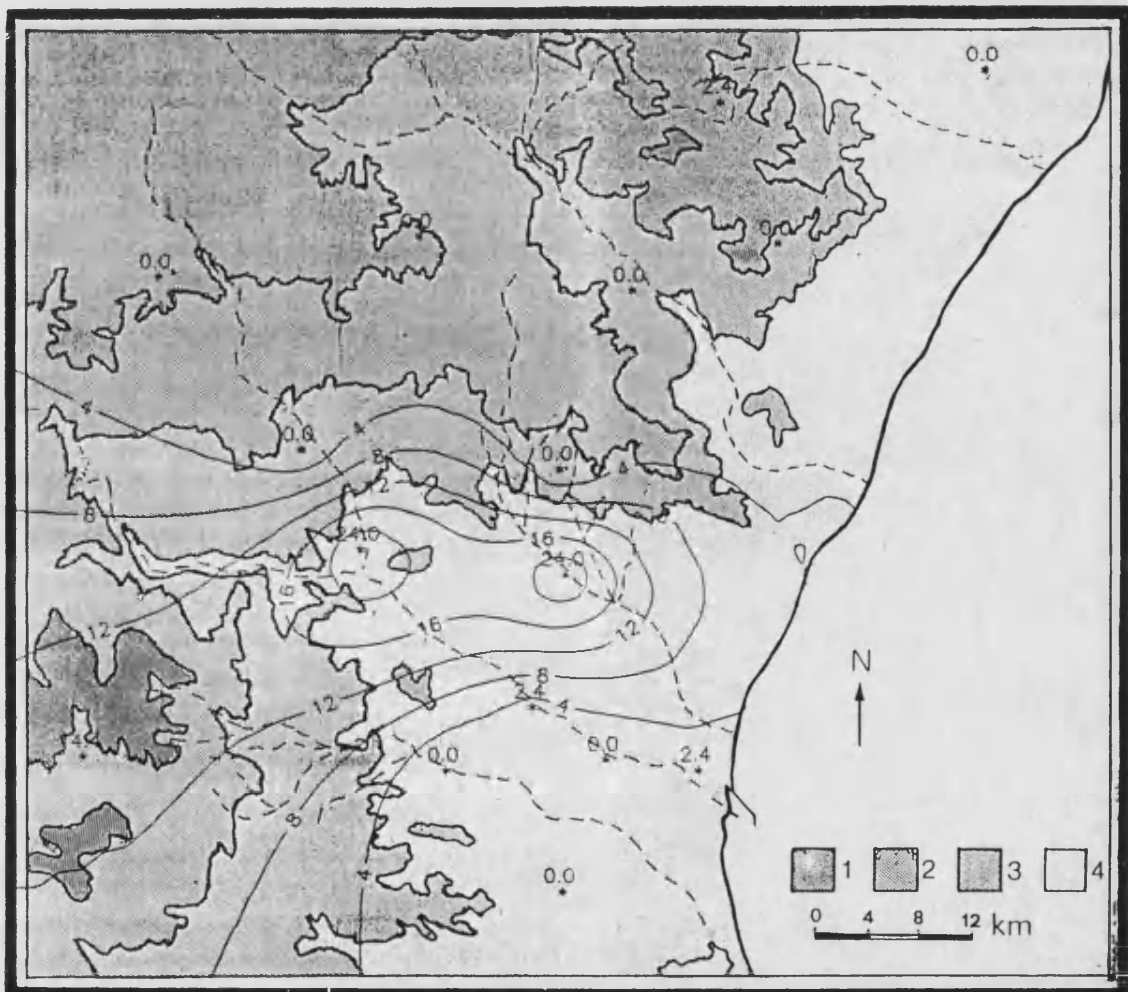


Figura 4.84. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 17:55 del día 11 (Tipo b).

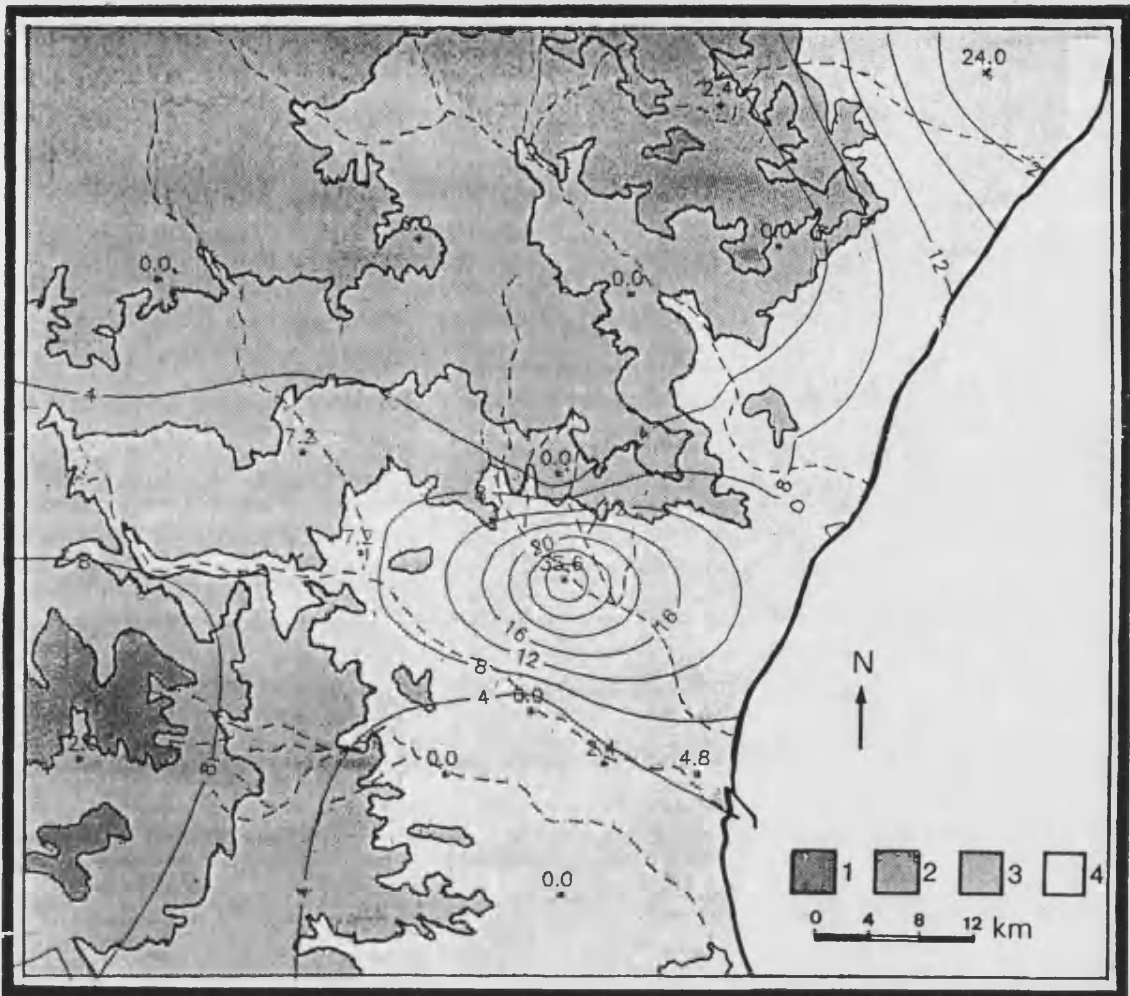


Figura 4.85. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:00 del día 11 (Tipo b).

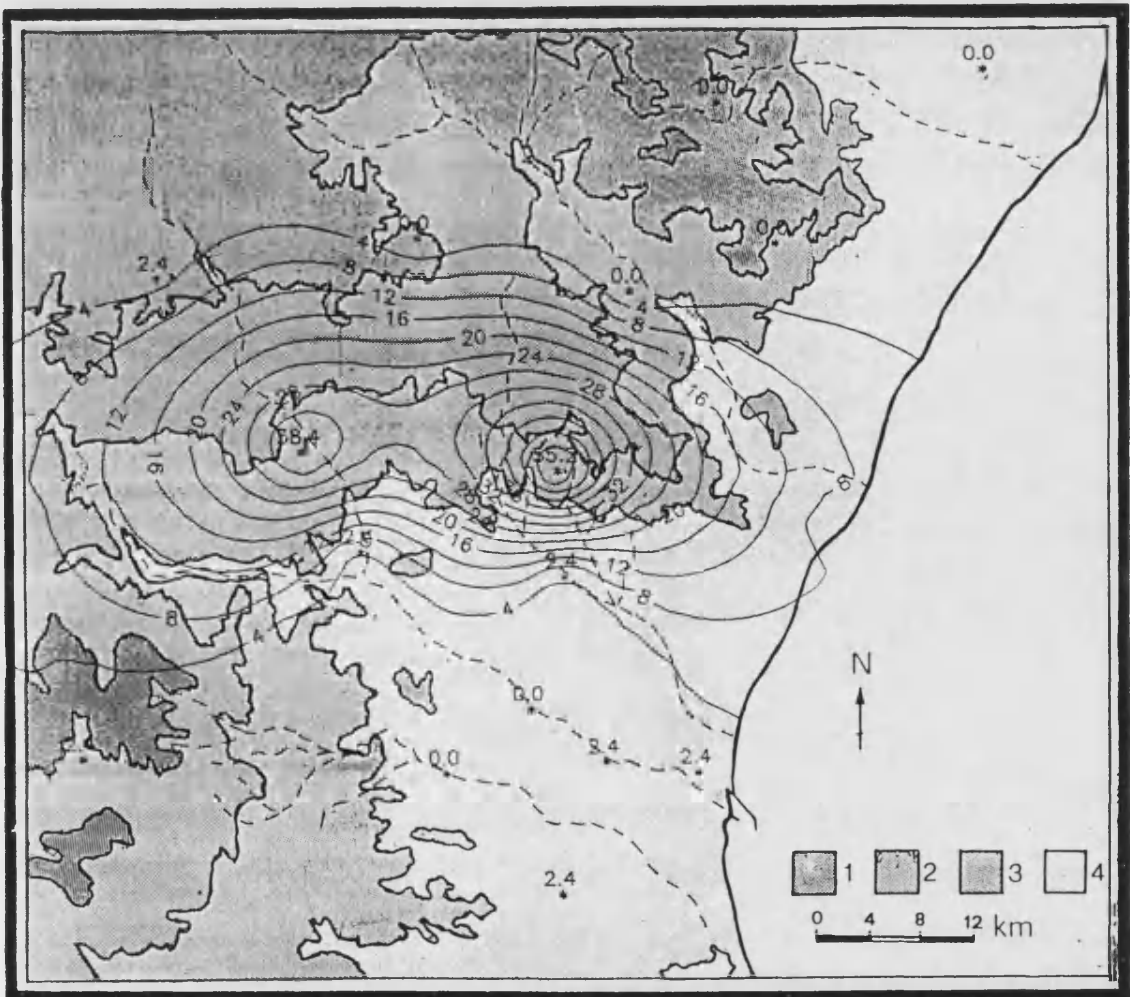


Figura 4.86. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:05 del día 11 (Tipo b).

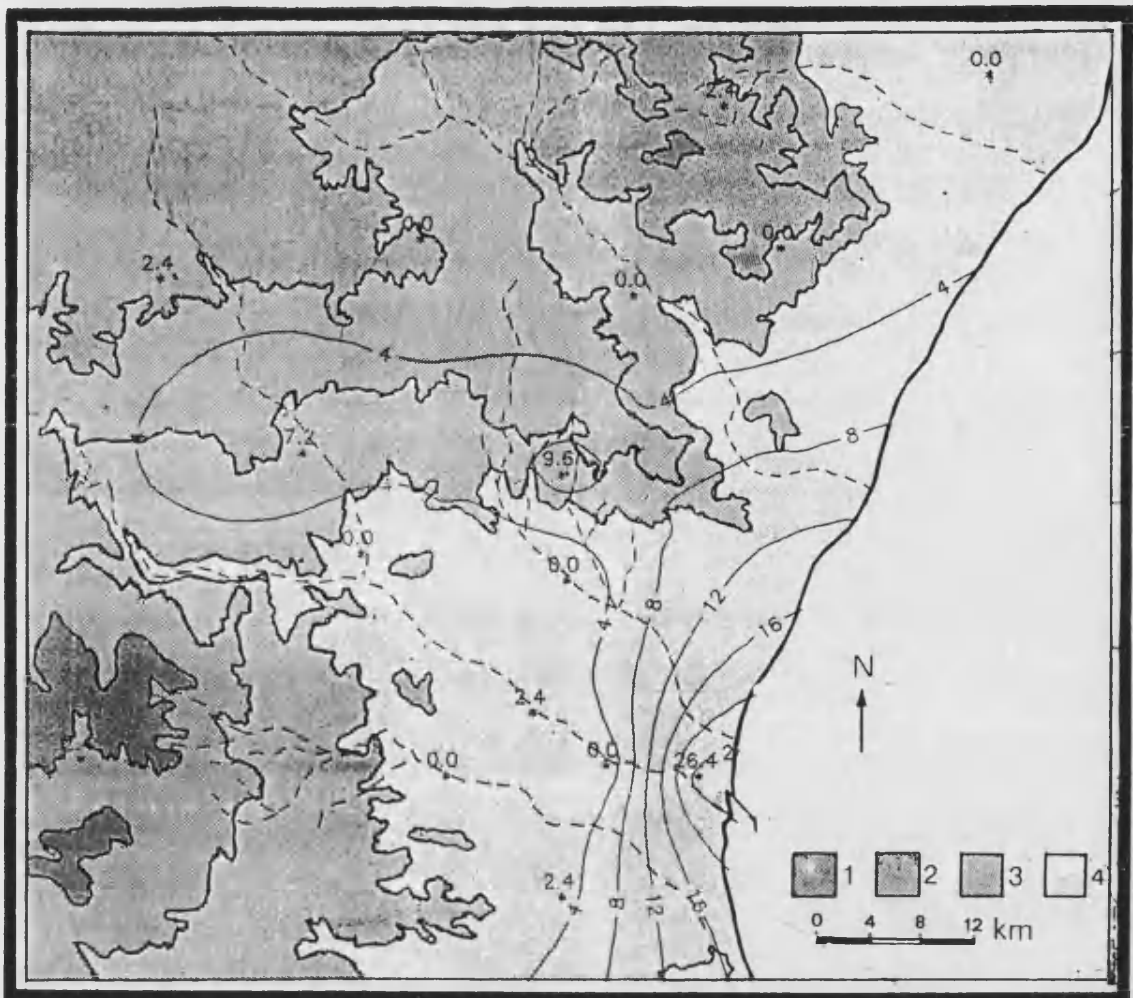


Figura 4.87. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:10 del día 11 (Tipo b).

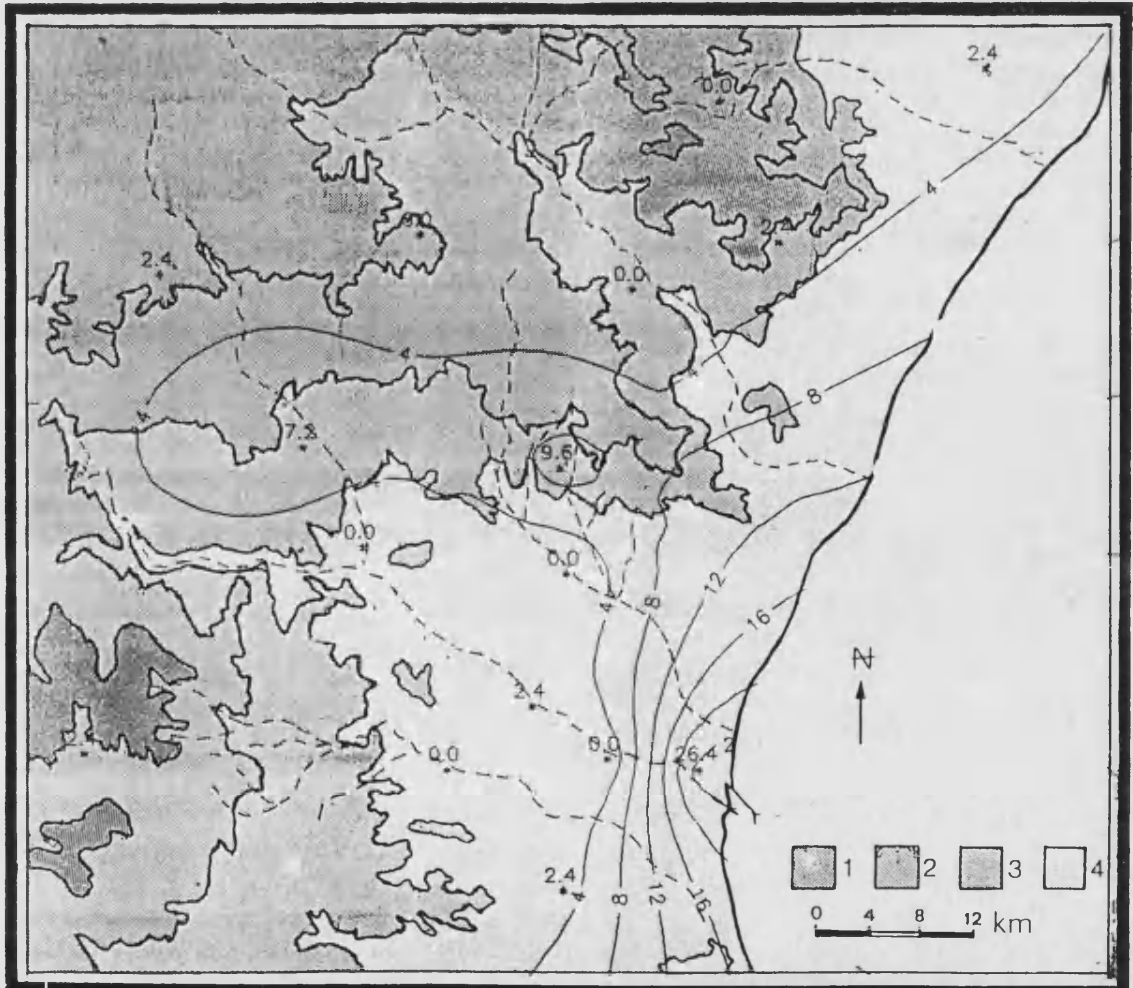


Figura 4.88. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:15 del día 11 (Tipo b).

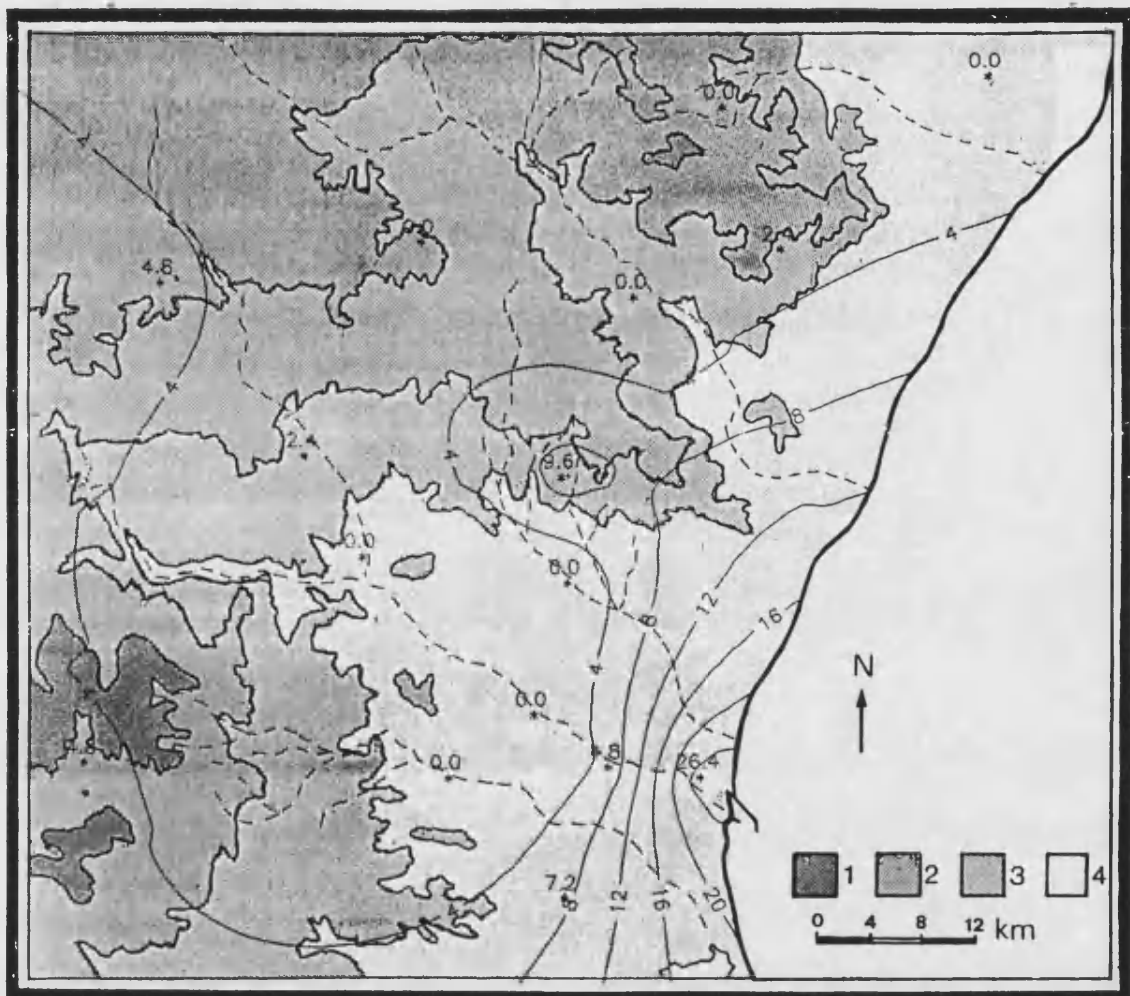


Figura 4.89. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:20 del día 11 (Tipo b).

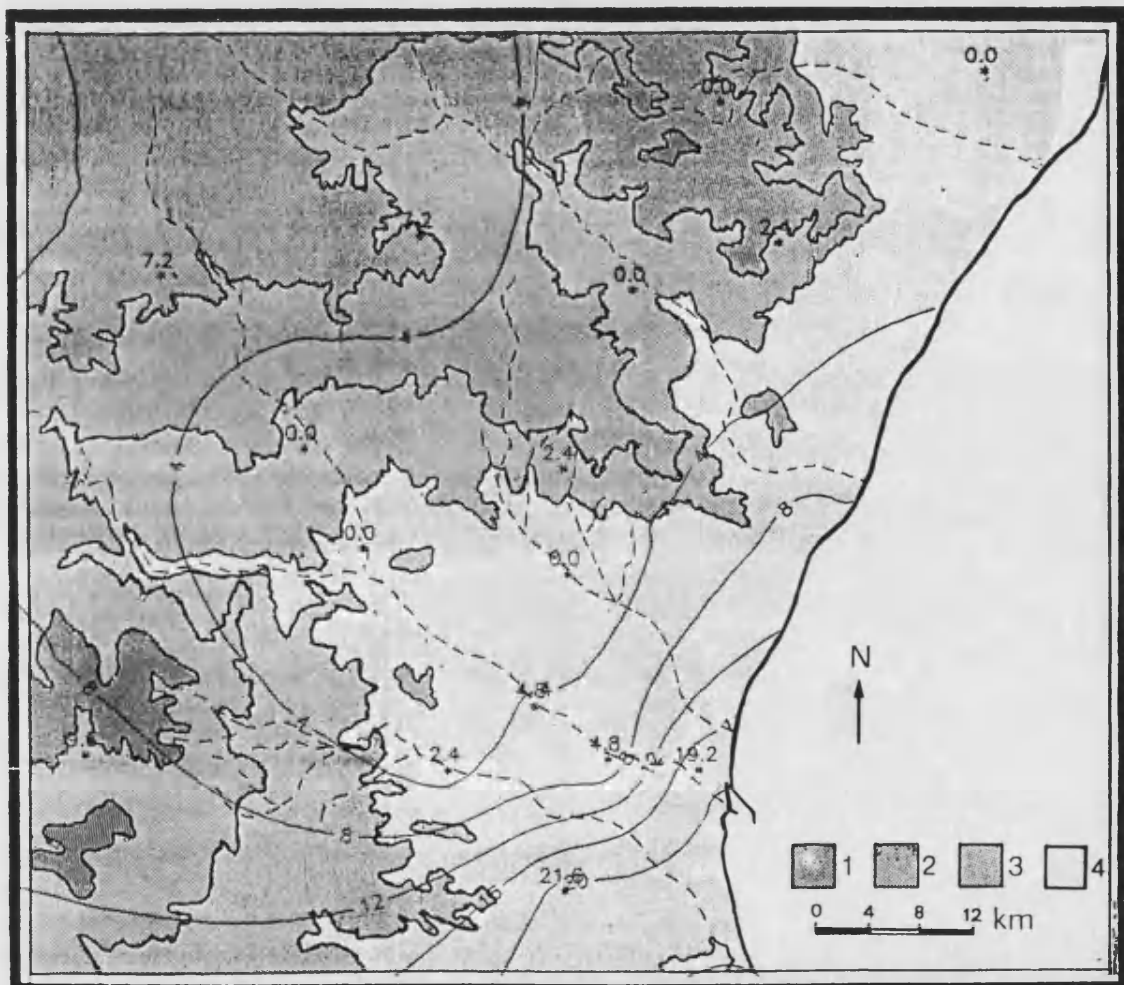


Figura 4.90. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:25 del día 11 (Tipo b).

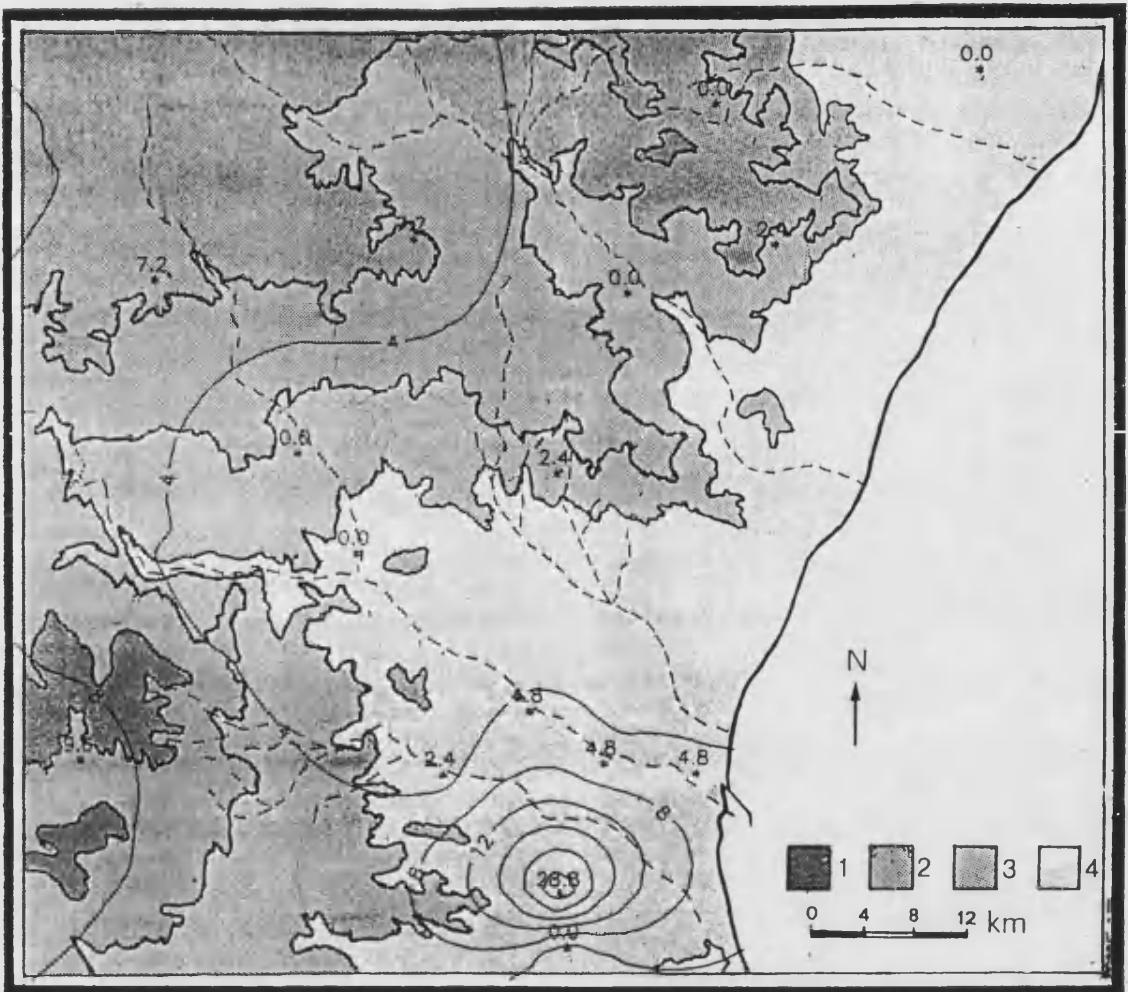


Figura 4.91. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:30 del día 11 (Tipo b).

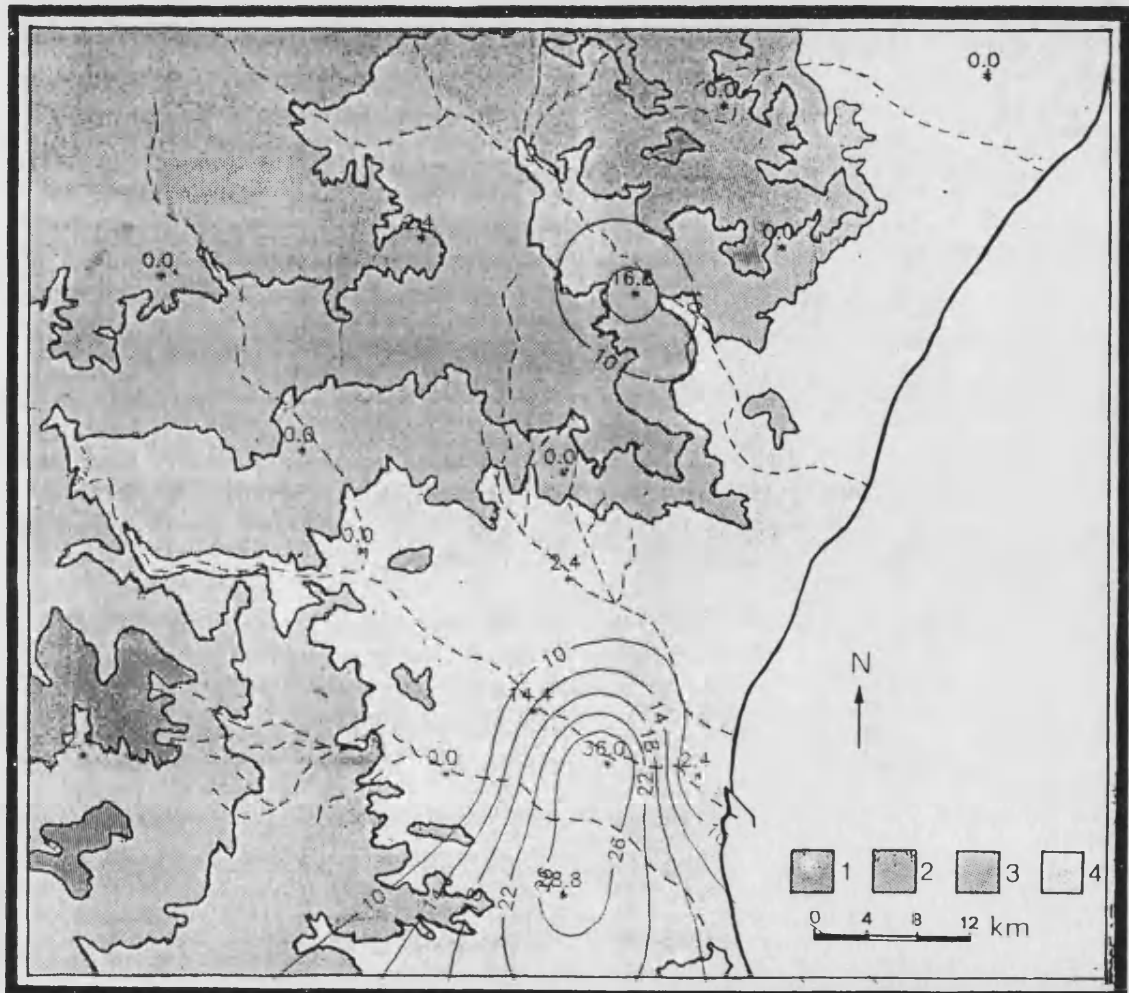


Figura 4.92. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:35 del día 11 (Tipo b).

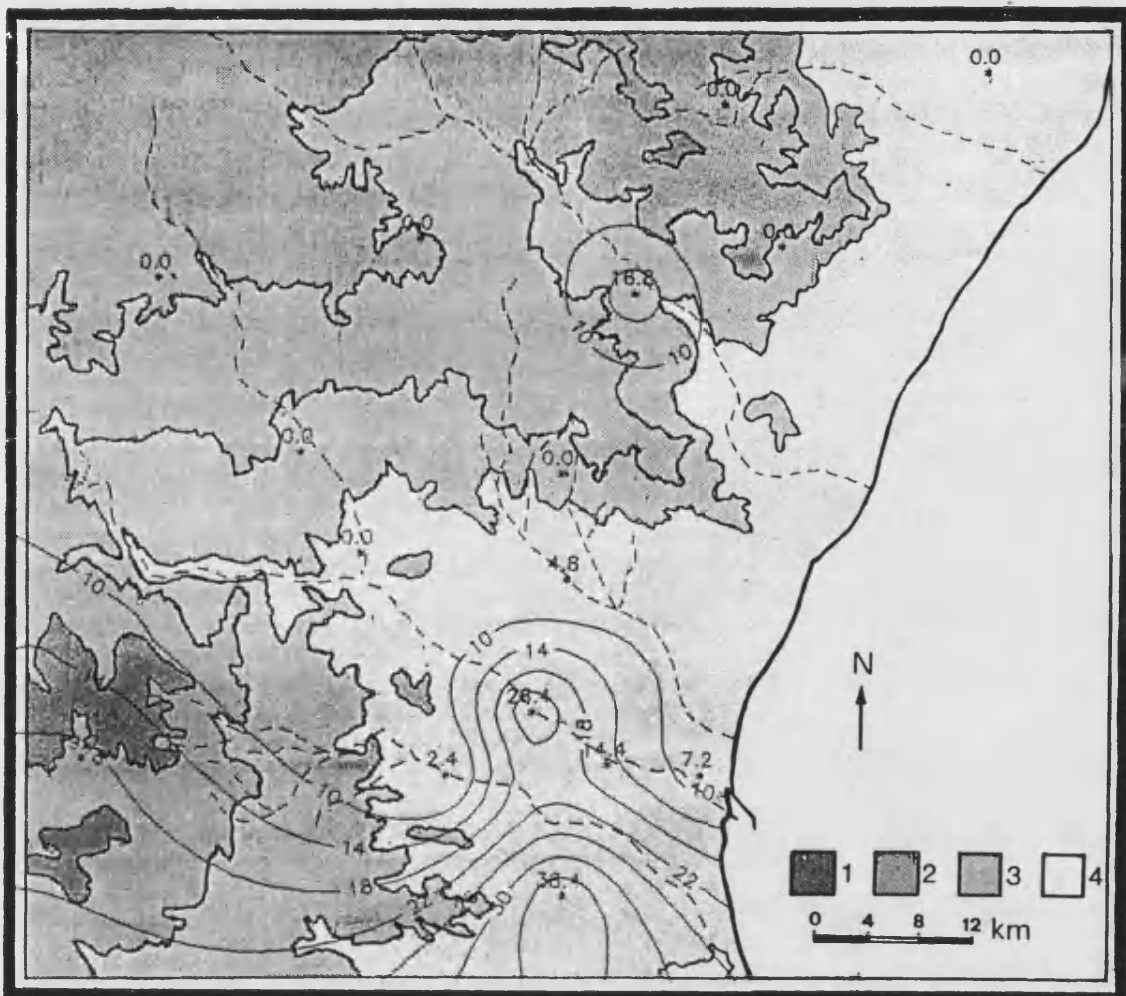


Figura 4.93. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:40 del día 11 (Tipo b).

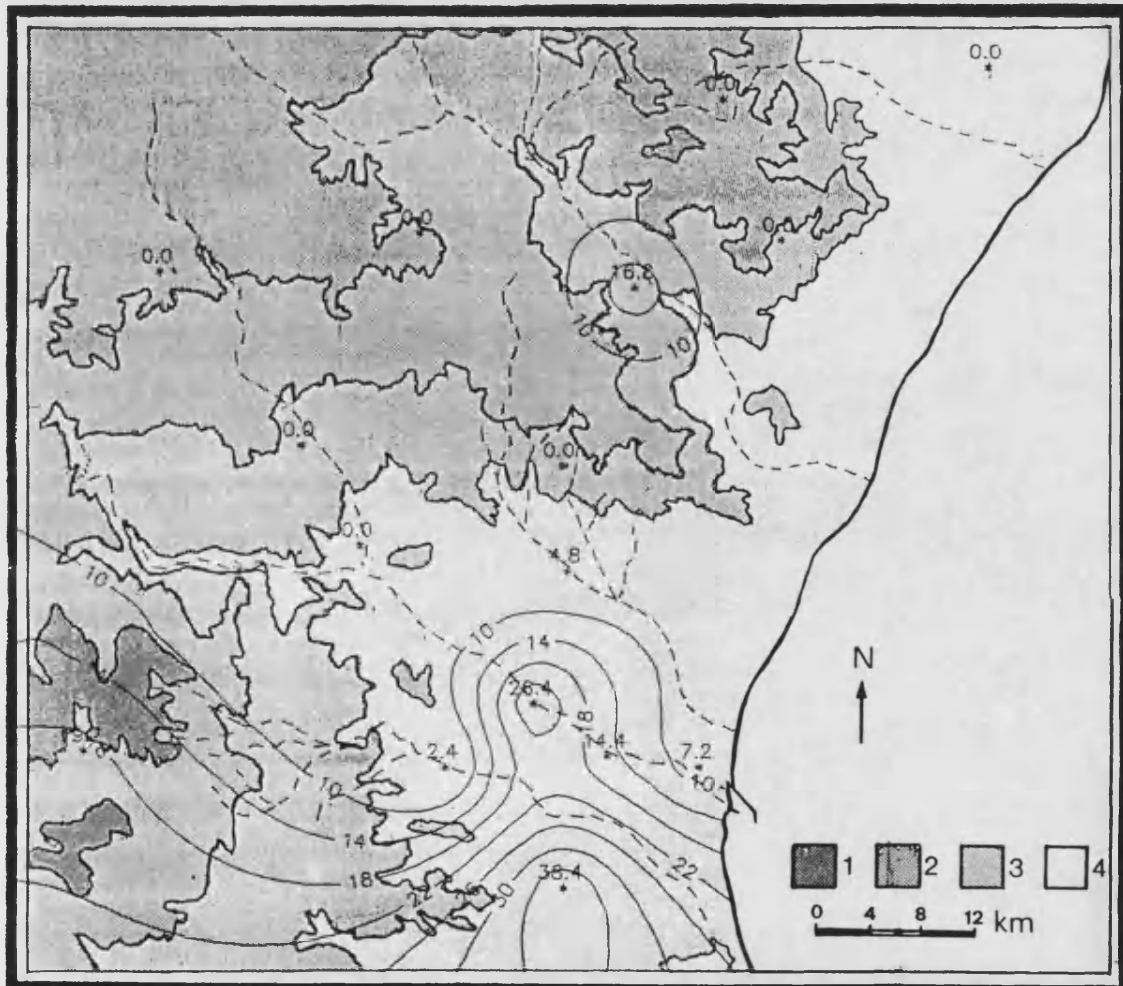


Figura 4.94. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:45 del día 11 (Tipo b).



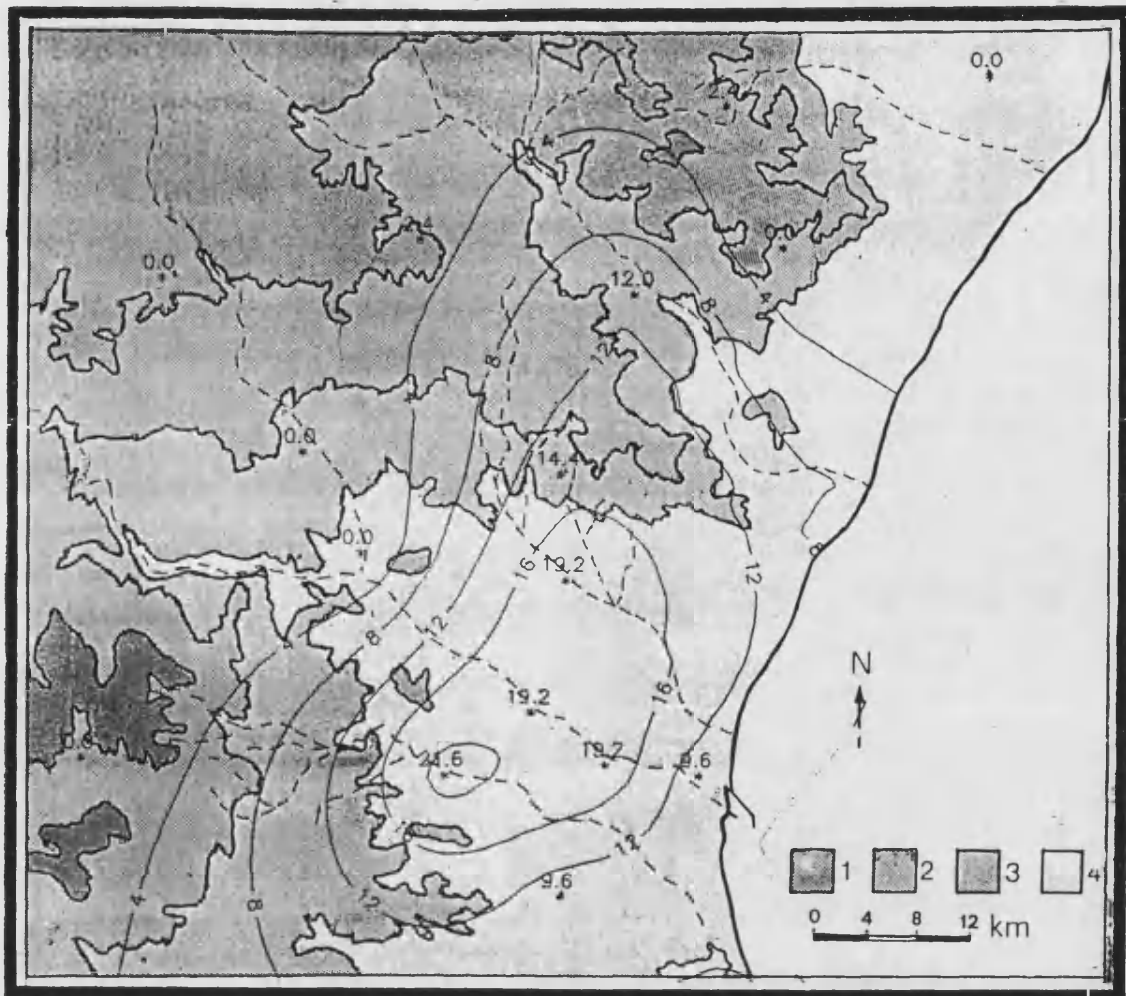


Figura 4.95. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:50 del día 11 (Tipo b).

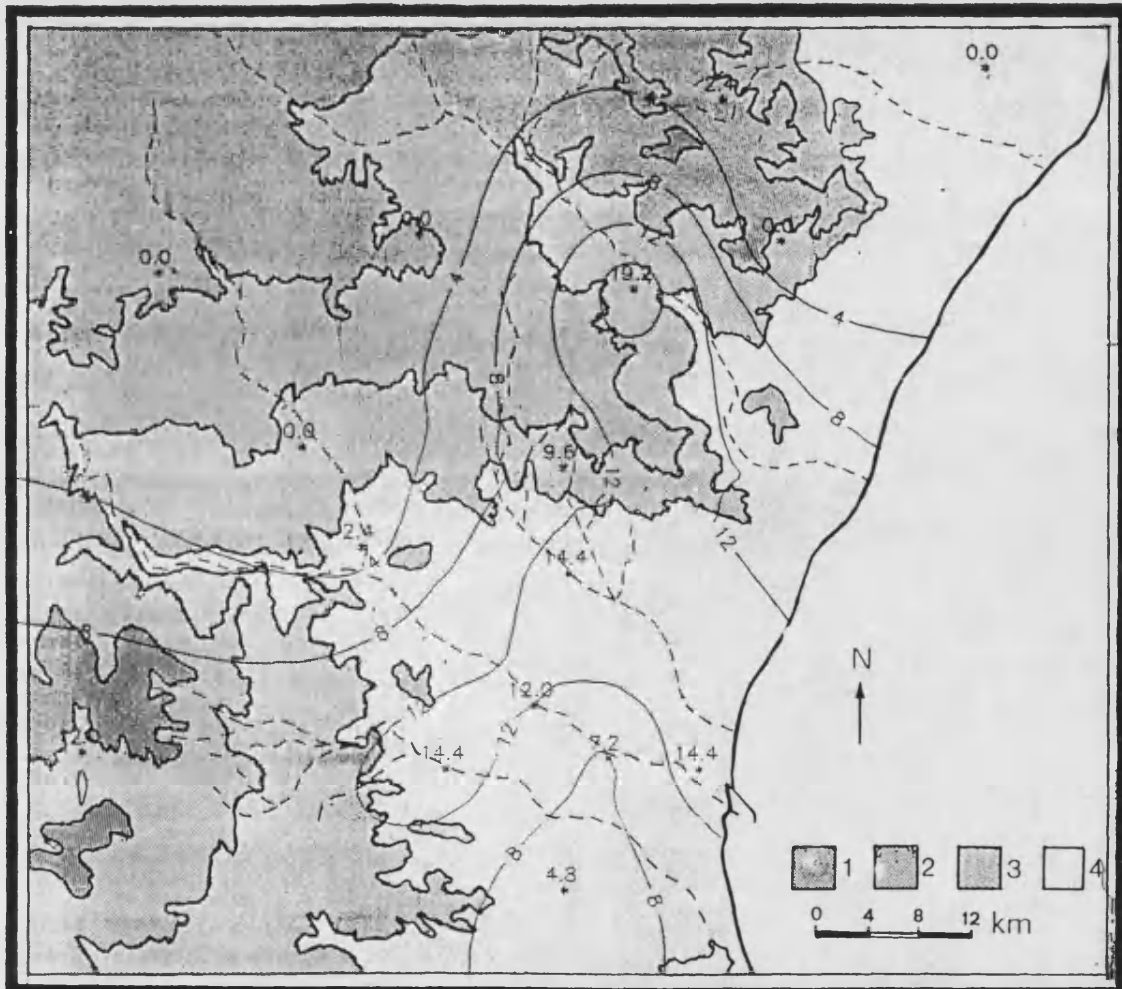


Figura 4.96. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 18:55 del día 11 (Tipo b).

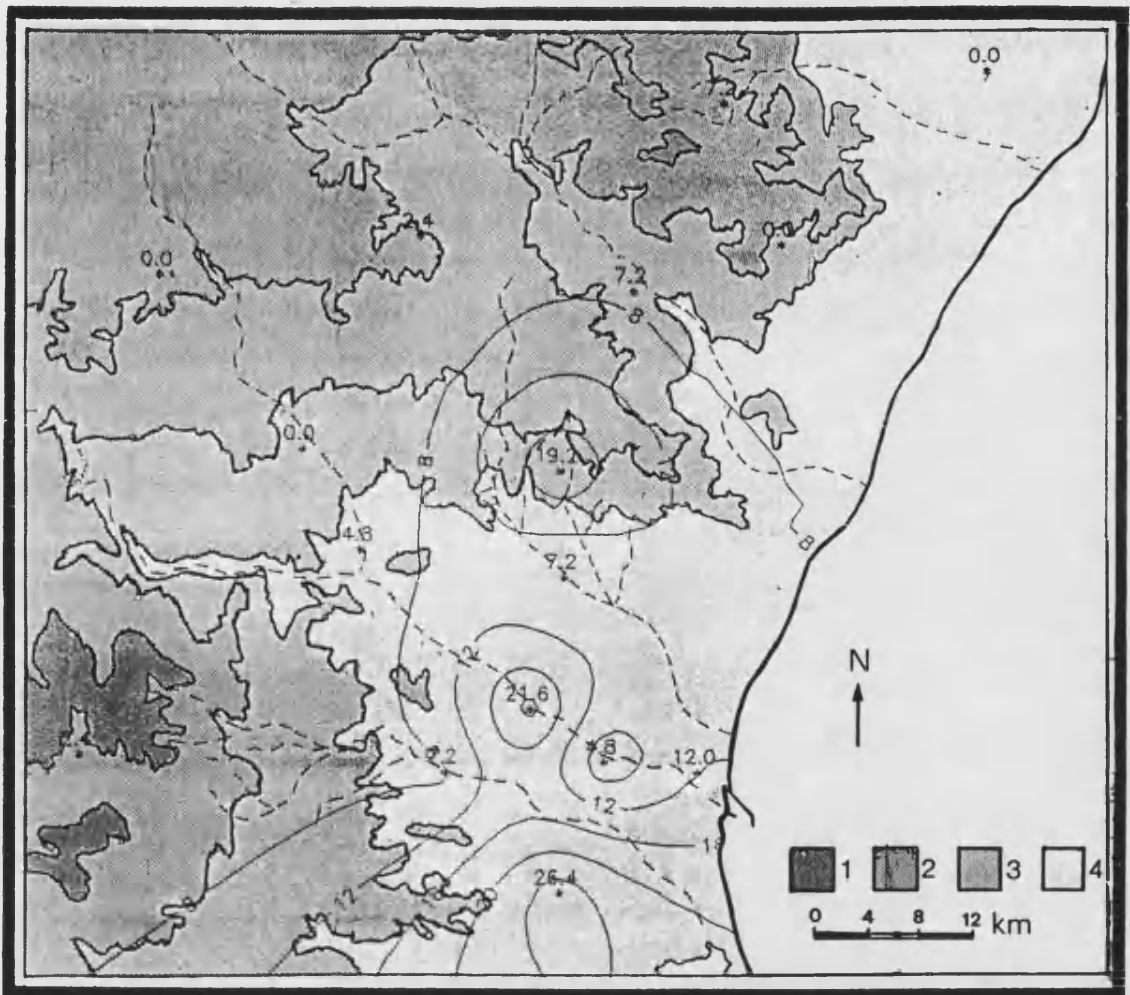


Figura 4.97. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 19:00 del día 11 (Tipo b).



Figura 4.98. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 19:05 del día 11 (Tipo b).

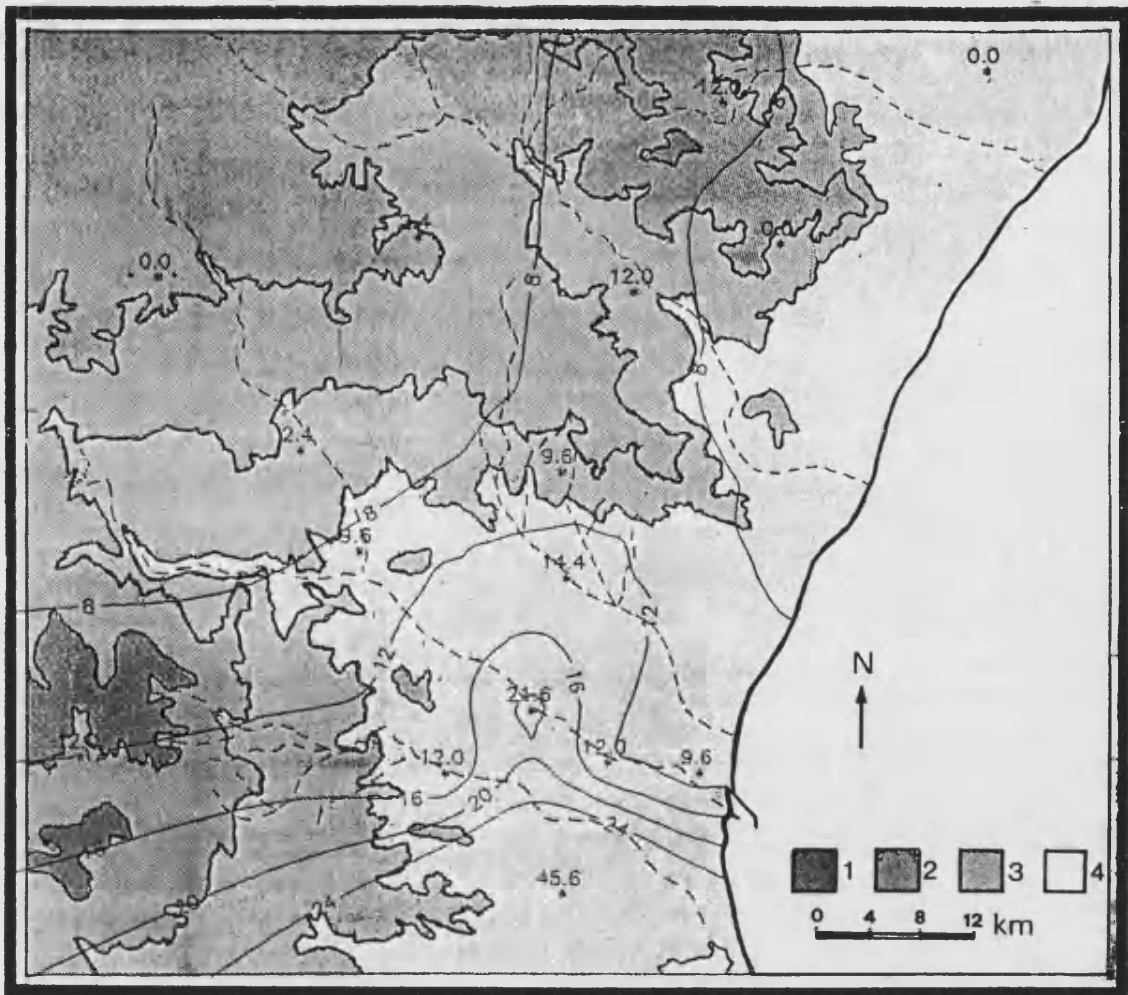


Figura 4.99. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 19:10 del día 11 (Tipo b).

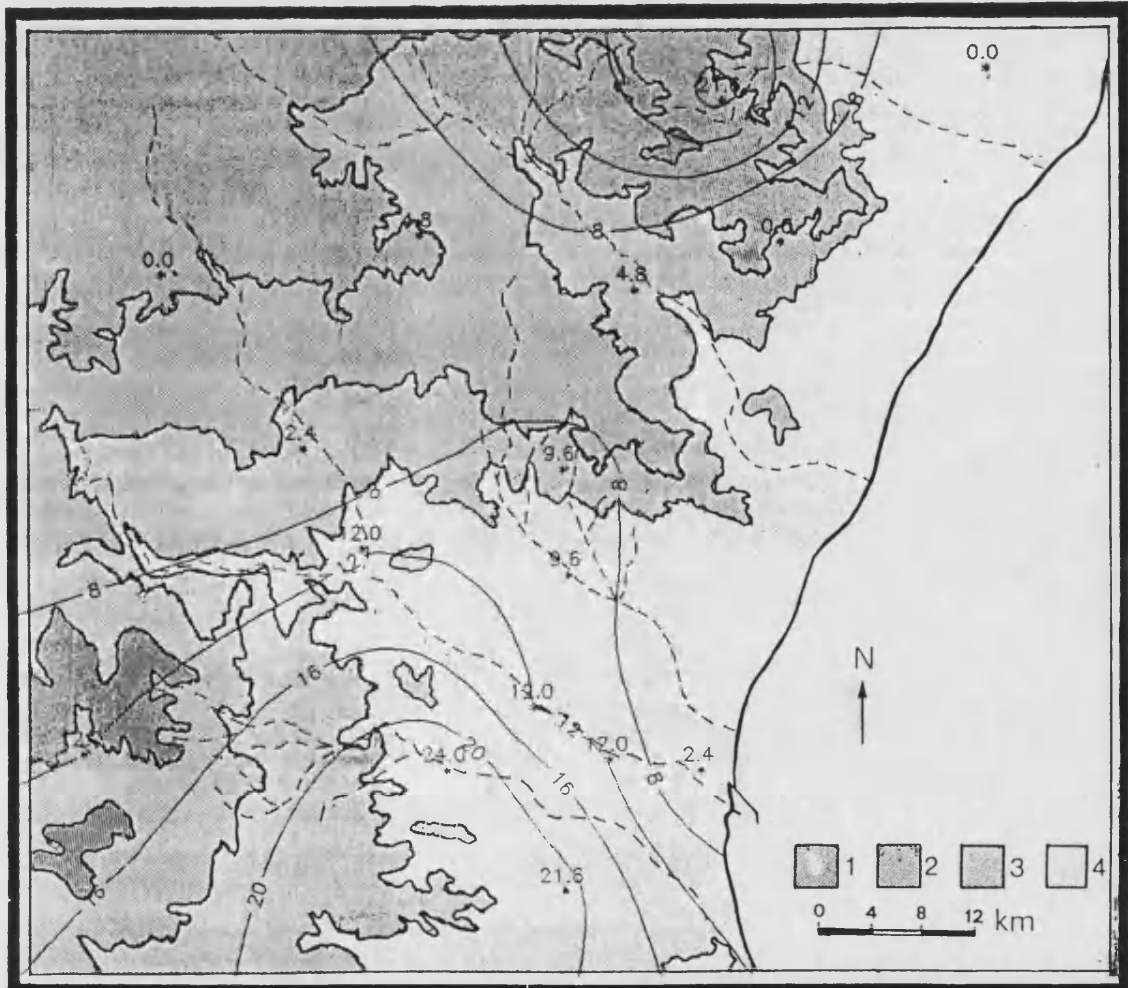


Figura 4.100. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 19:15 del día 11 (Tipo b).

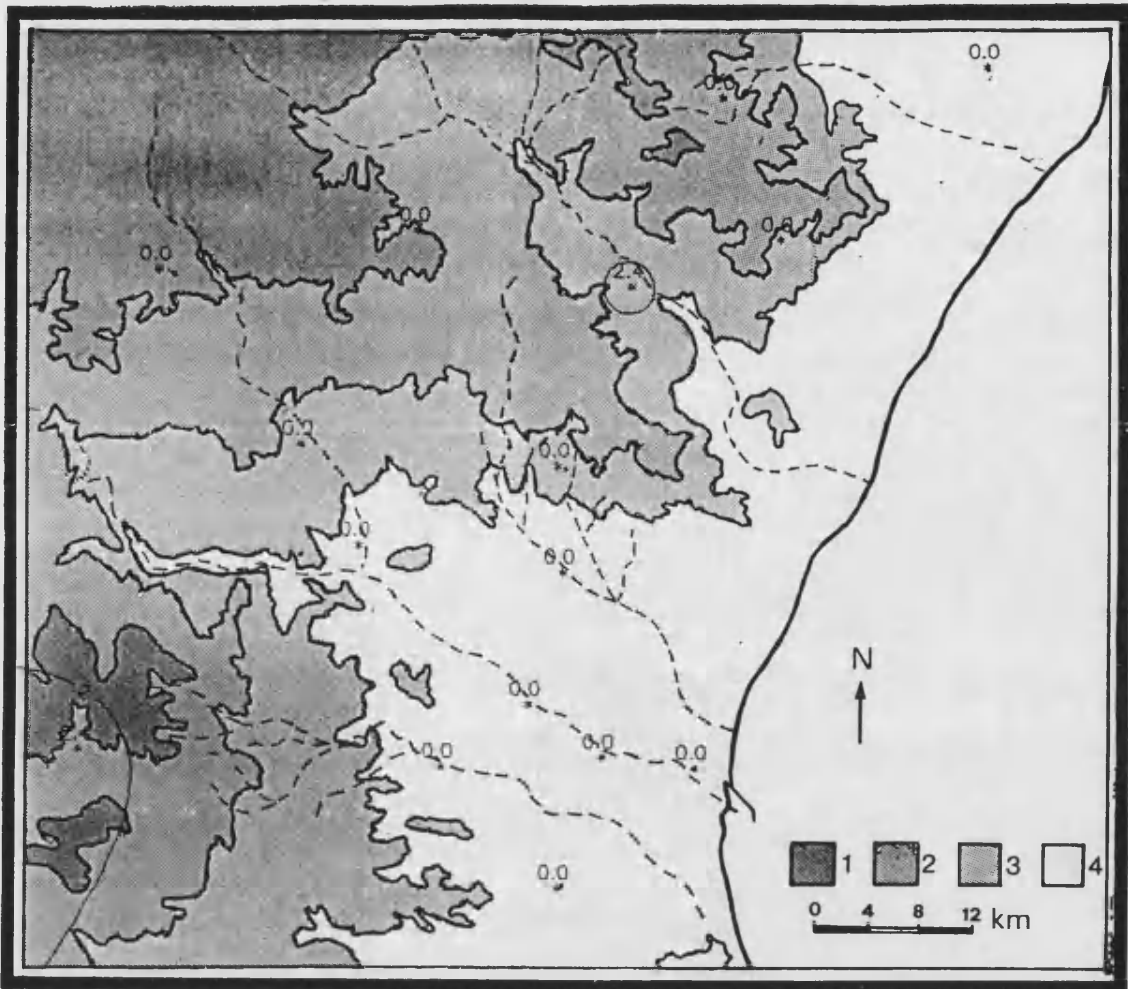


Figura 4.101. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:35 del día 11 (Tipo c).

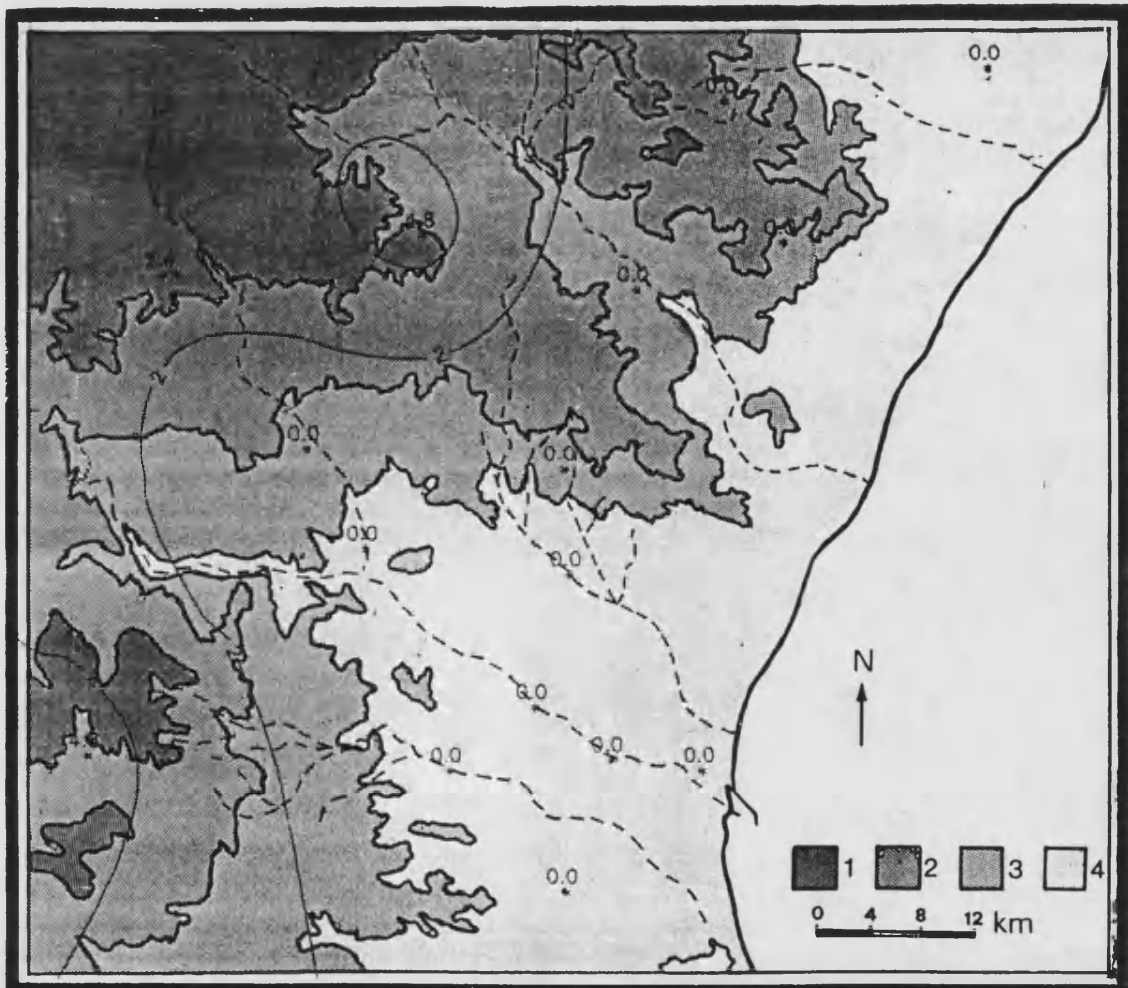


Figura 4.102. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:40 del día 11 (Tipo c).

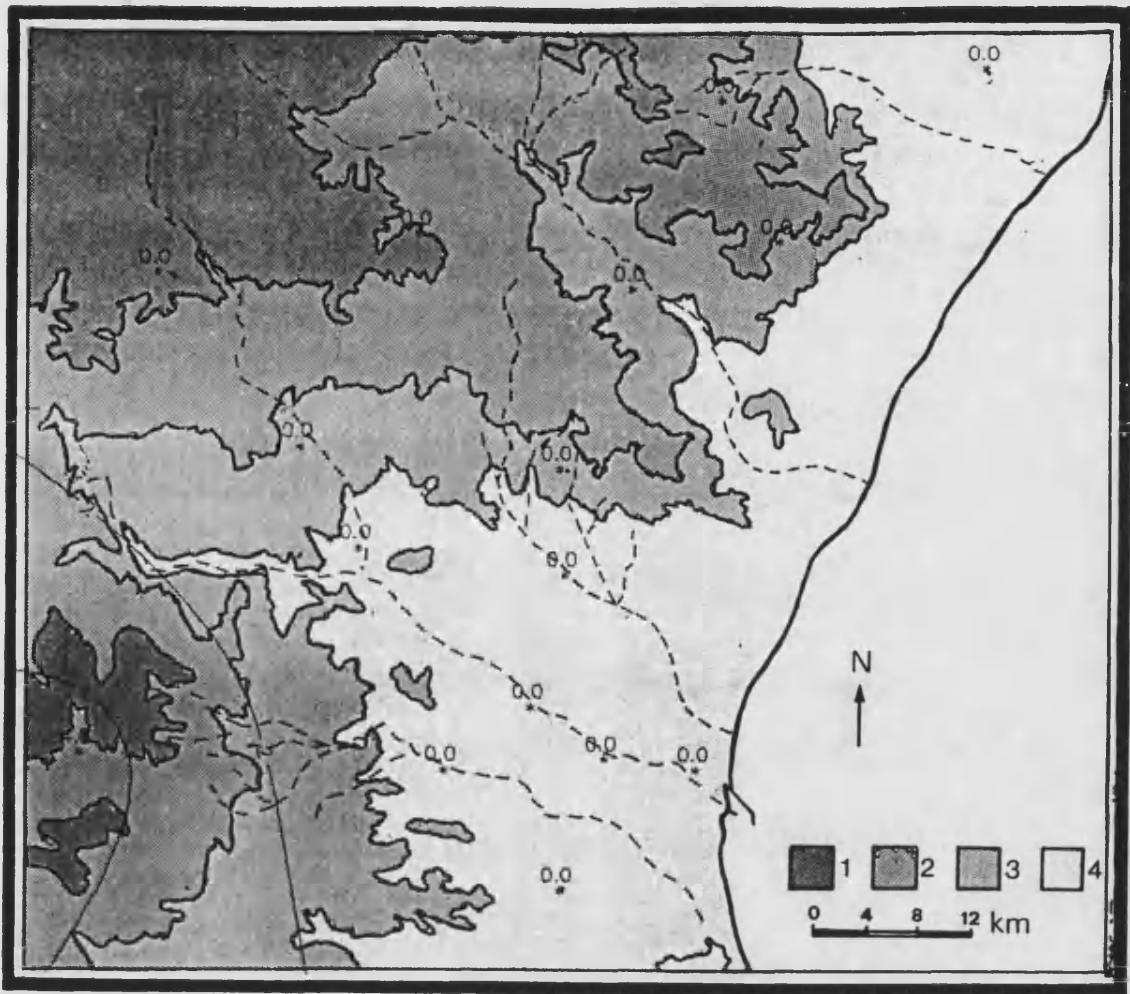


Figura 4.103. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:45 del día 11 (Tipo c).

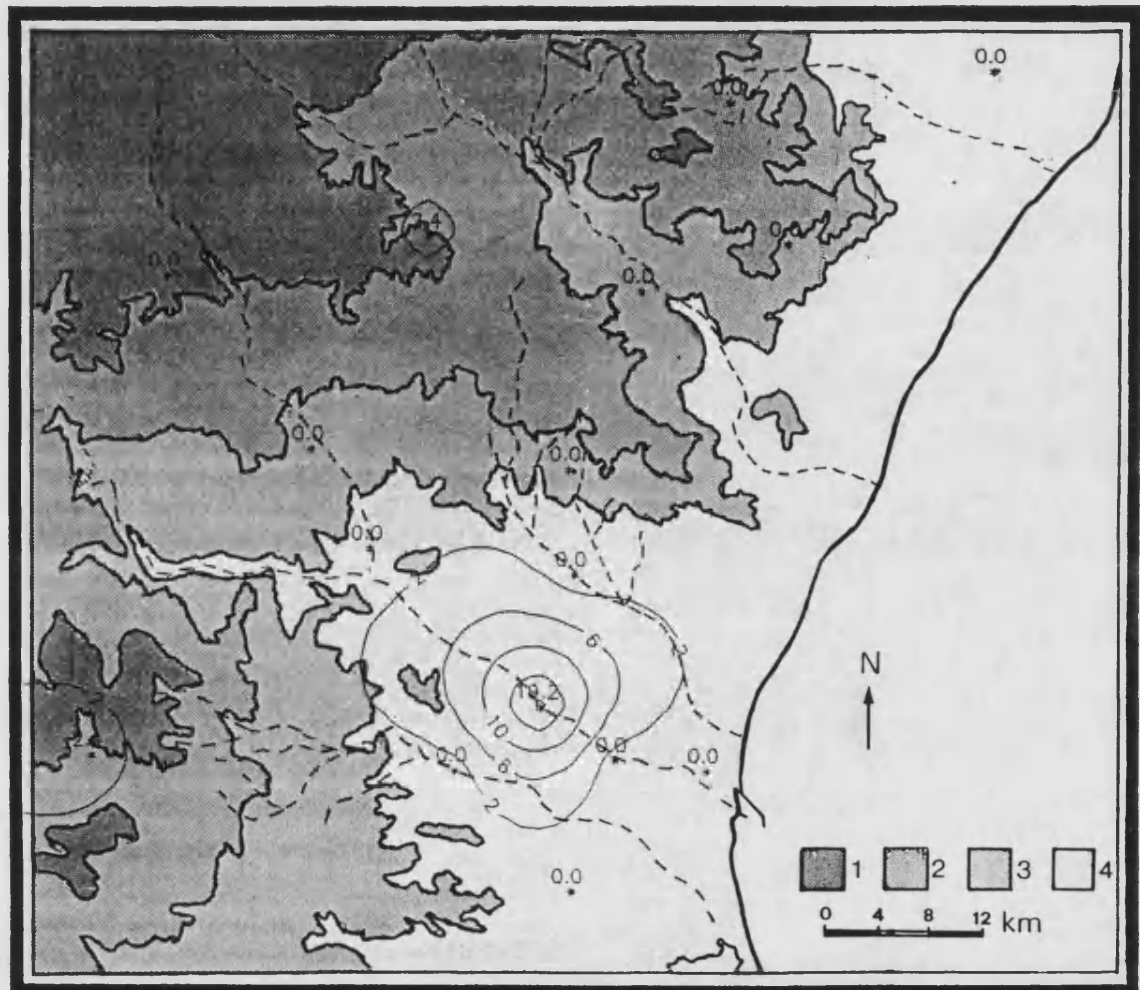


Figura 4.104. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:50 del día 11 (Tipo c).

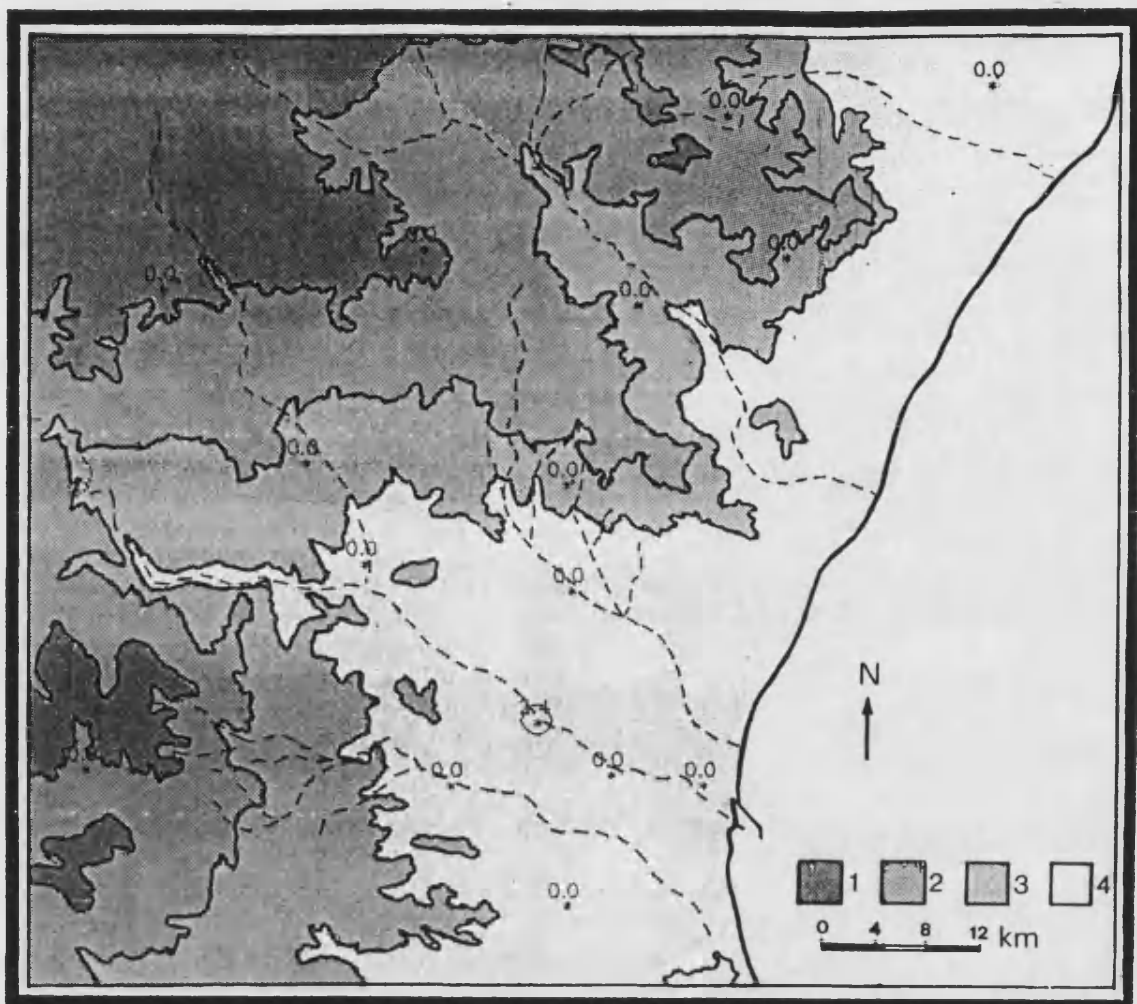


Figura 4.105. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:55 del día 11 (Tipo c).

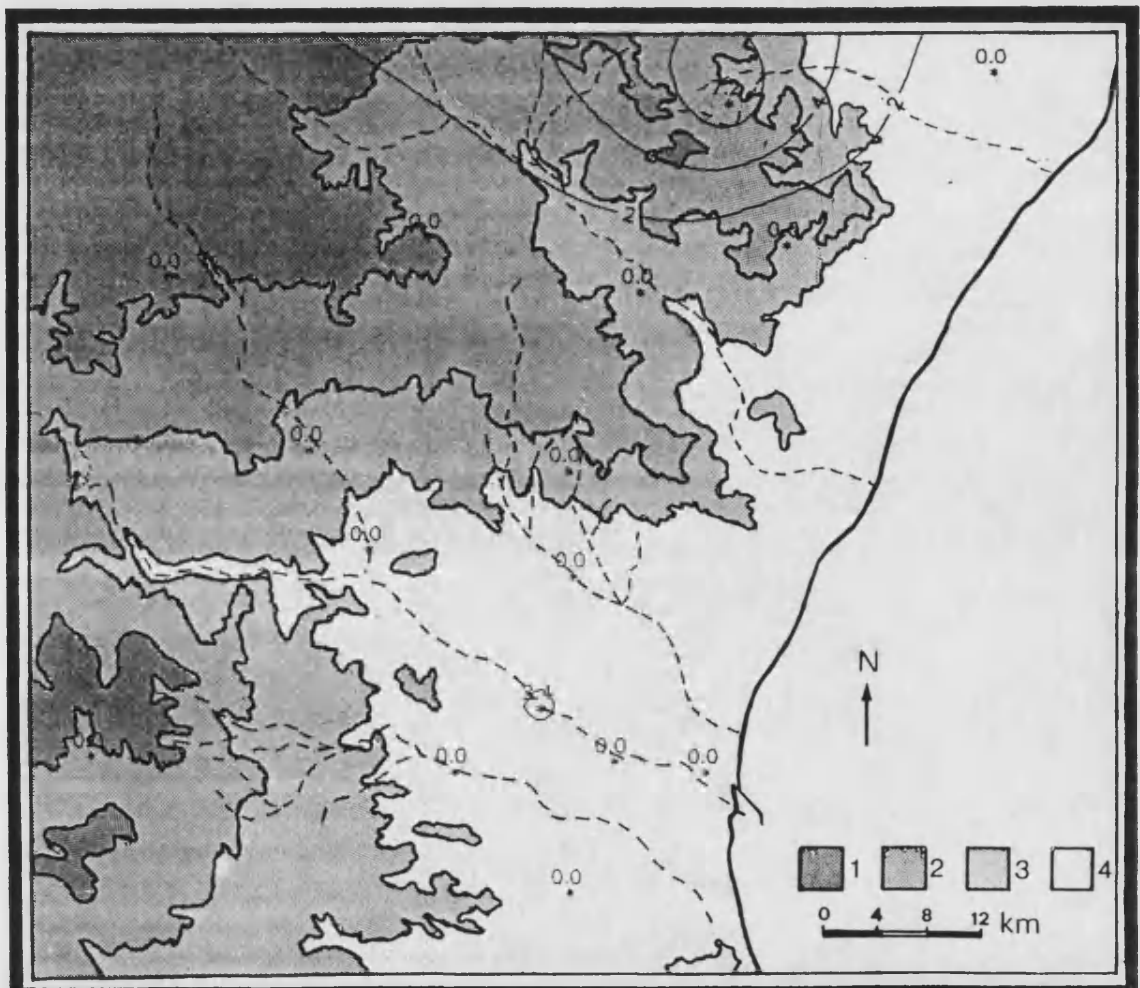


Figura 4.106. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:00 del día 11 (Tipo c).

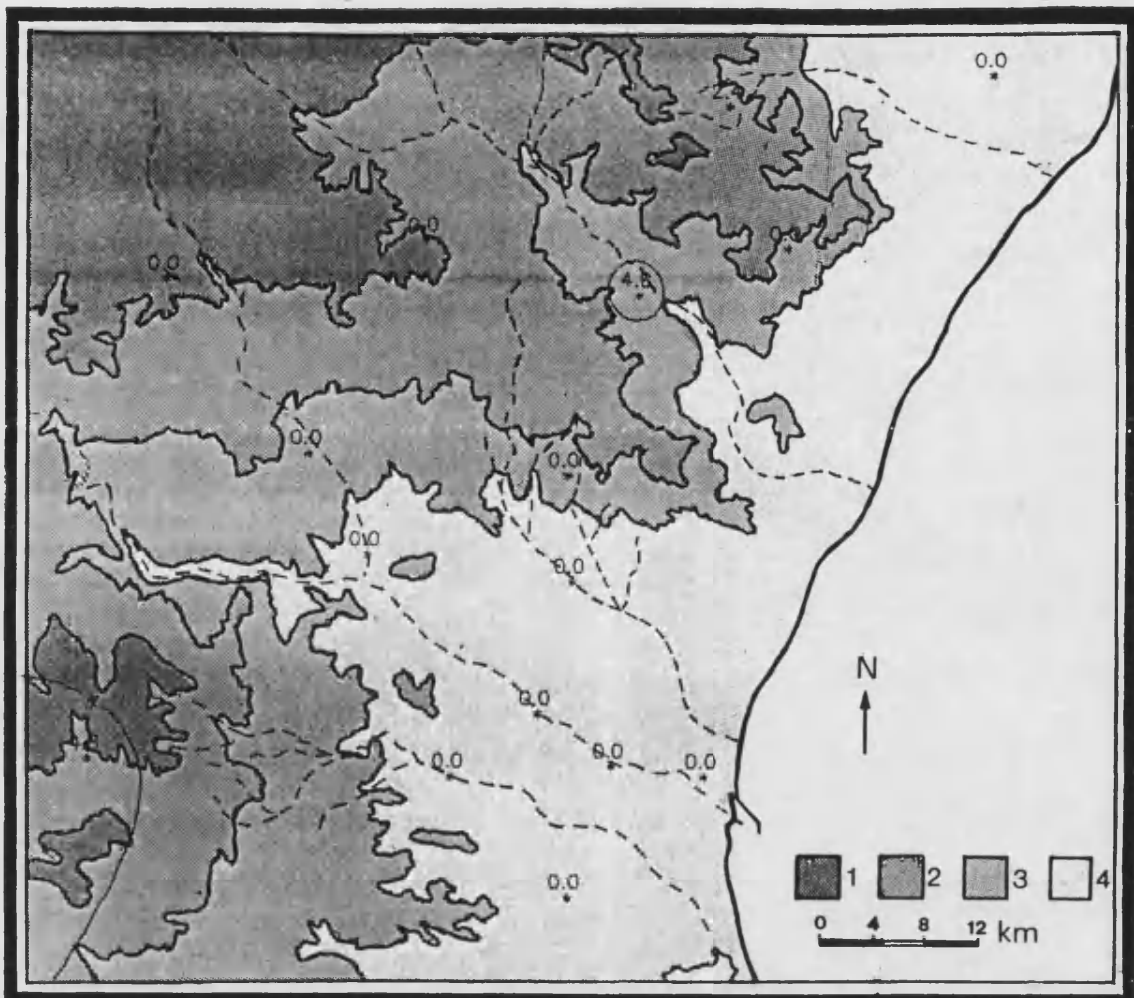


Figura 4.107. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:05 del día 11 (Tipo c).

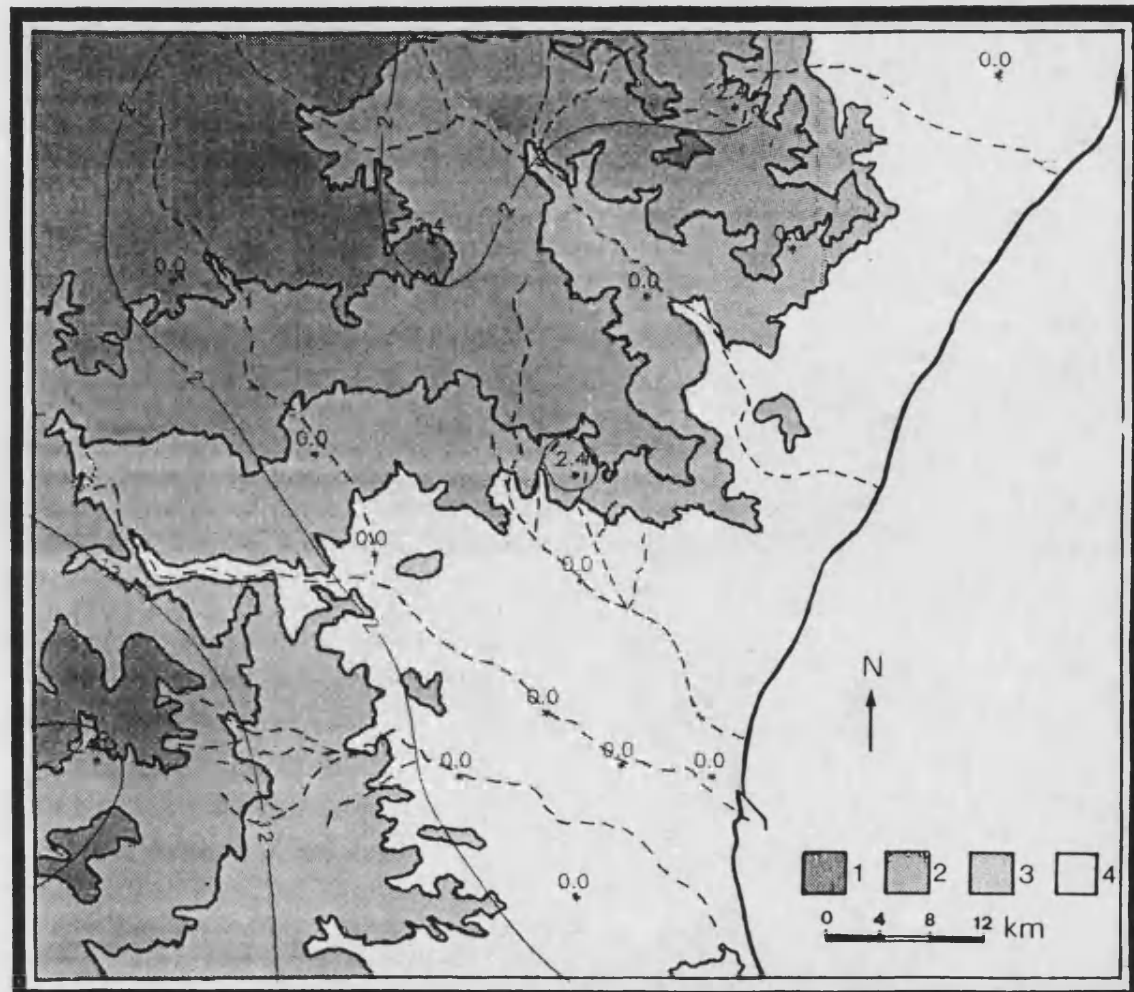


Figura 4.108. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:10 del día 11 (Tipo c).

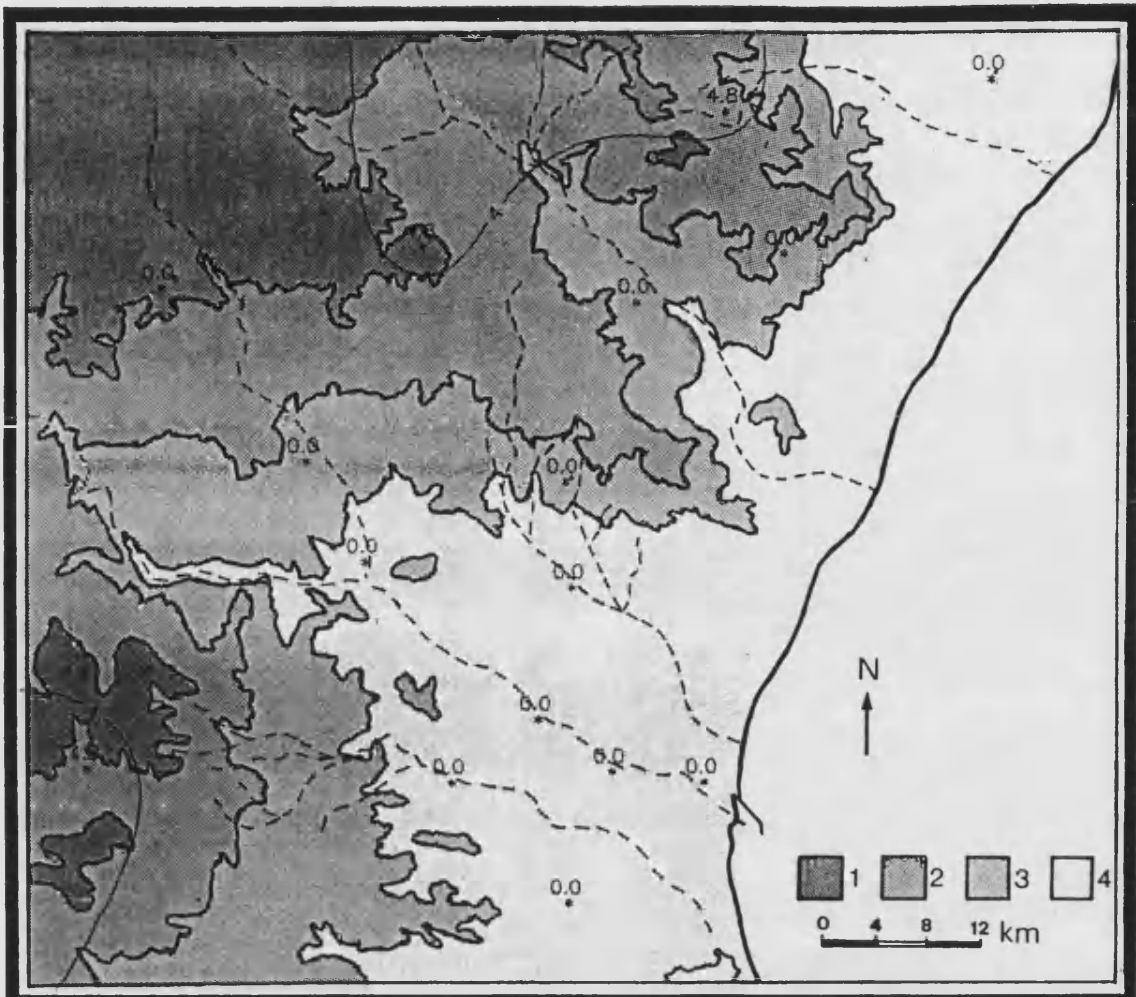


Figura 4.109. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:15 del día 11 (Tipo c).

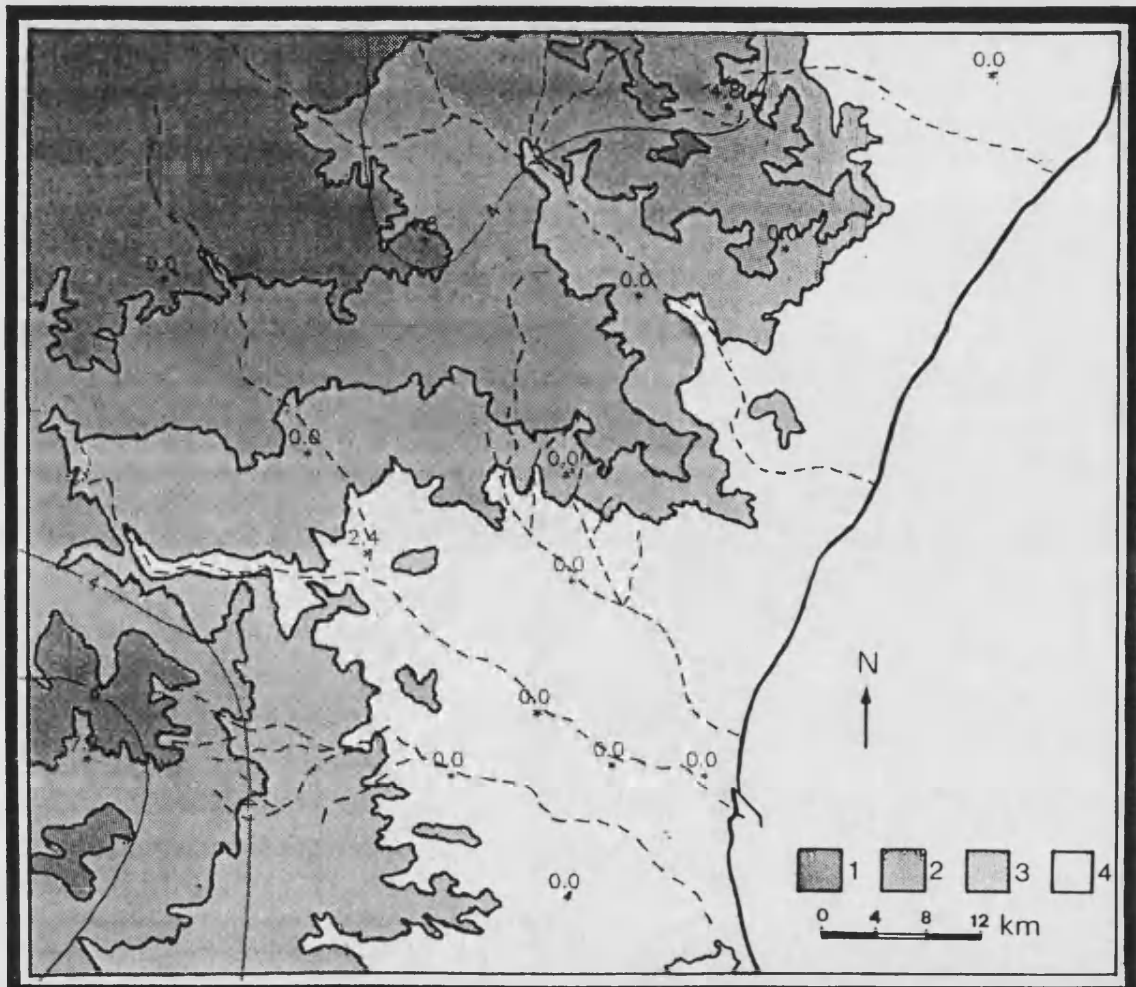


Figura 4.110. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:20 del día 11 (Tipo c).



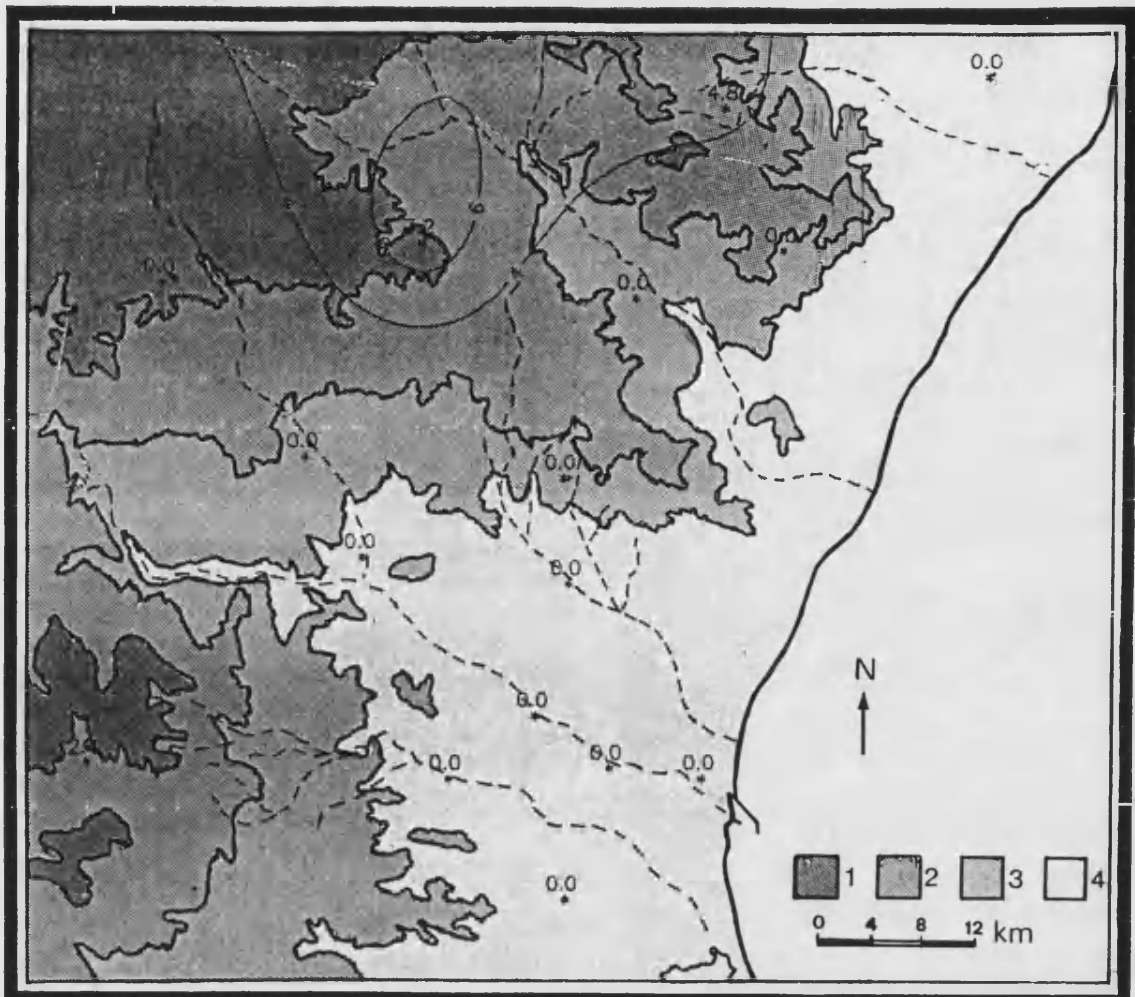


Figura 4.111. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:25 del día 11 (Tipo c).

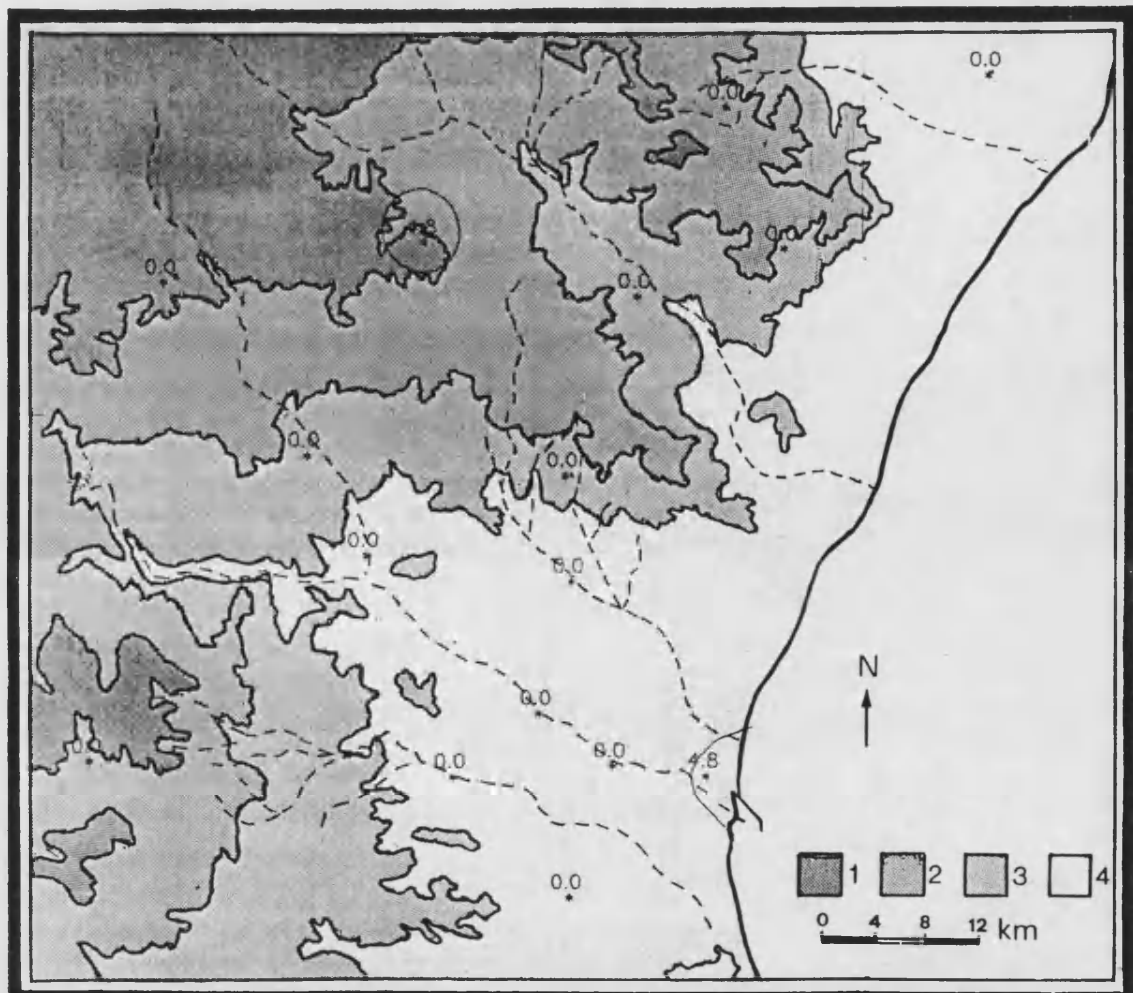


Figura 4.112. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:30 del día 11 (Tipo c).

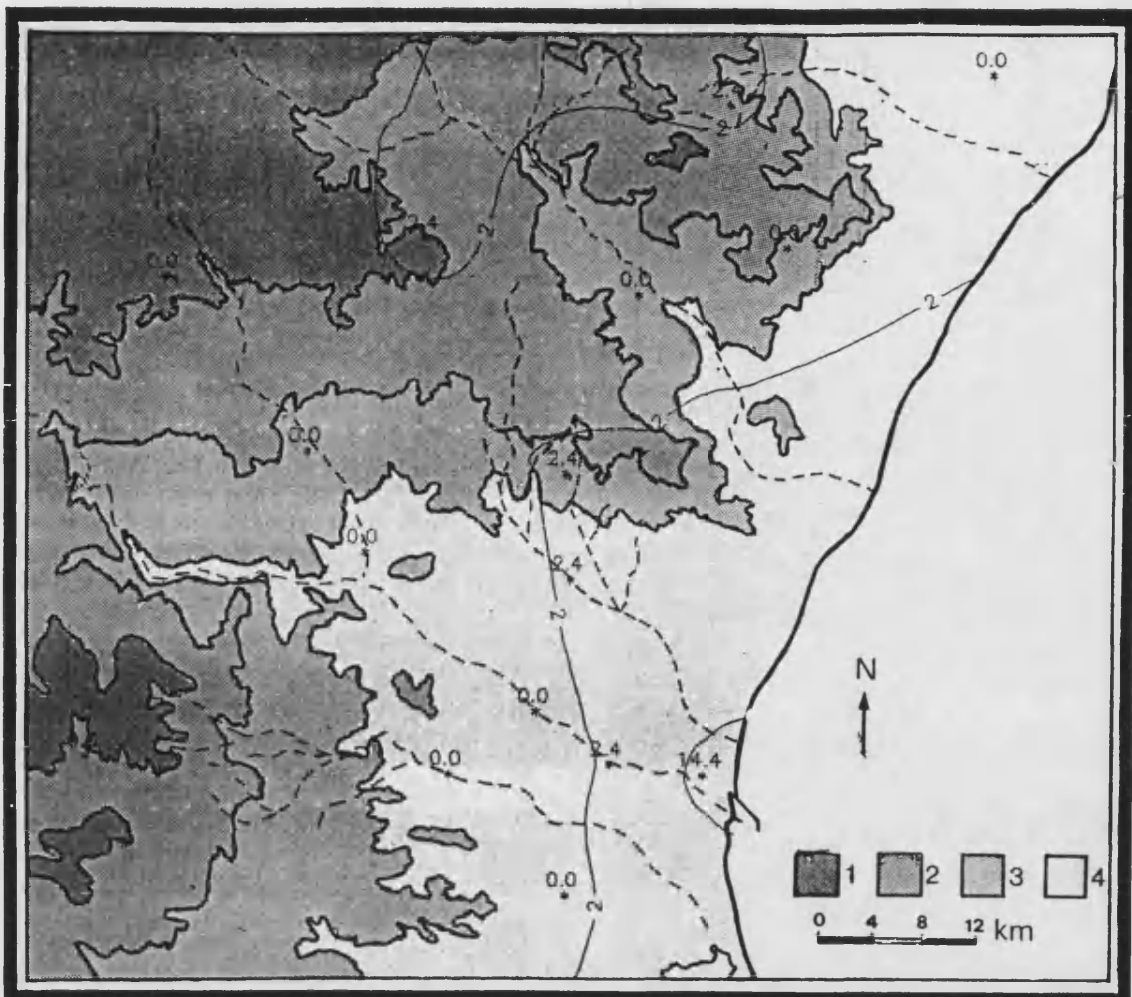


Figura 4.113. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:35 del día 11 (Tipo c).

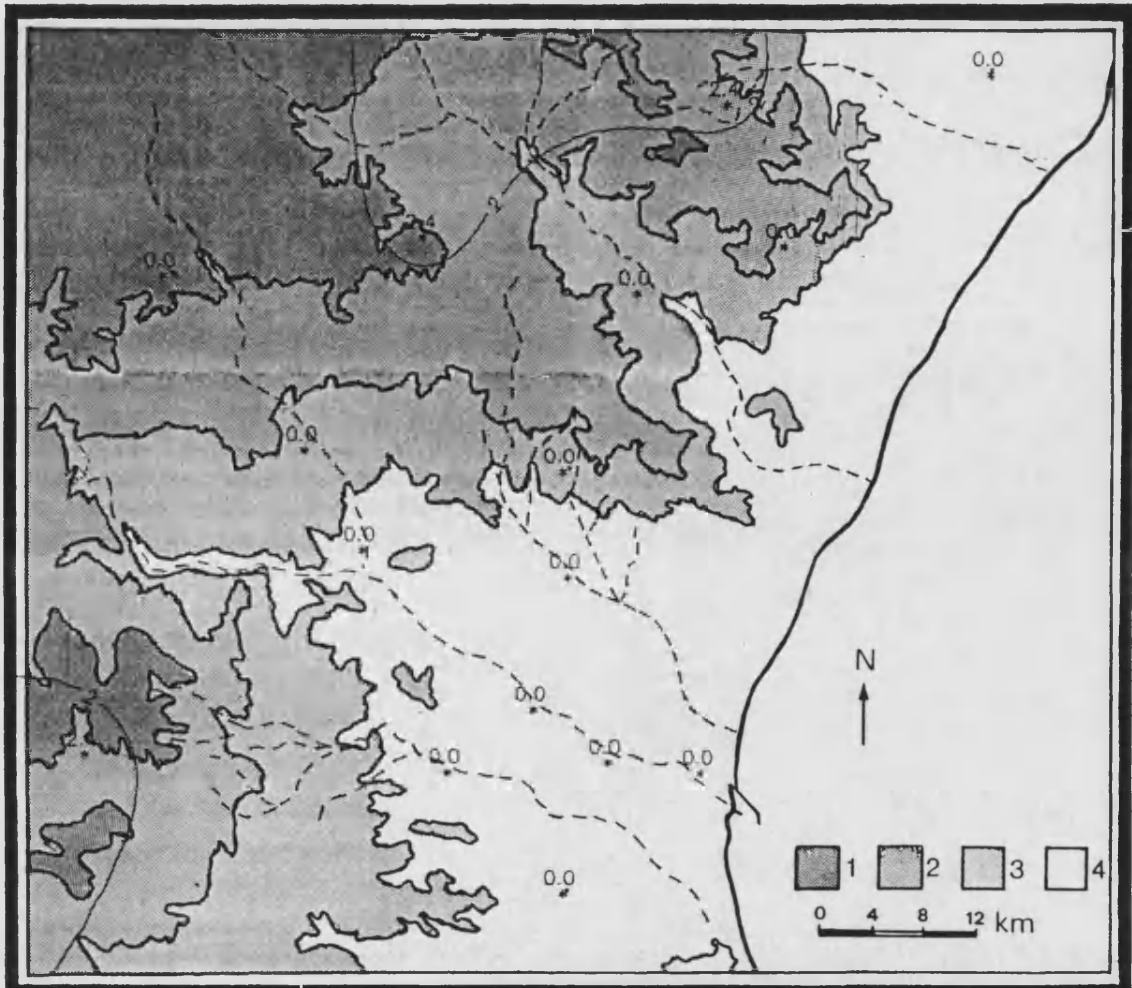


Figura 4.114. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:40 del día 11 (Tipo c).

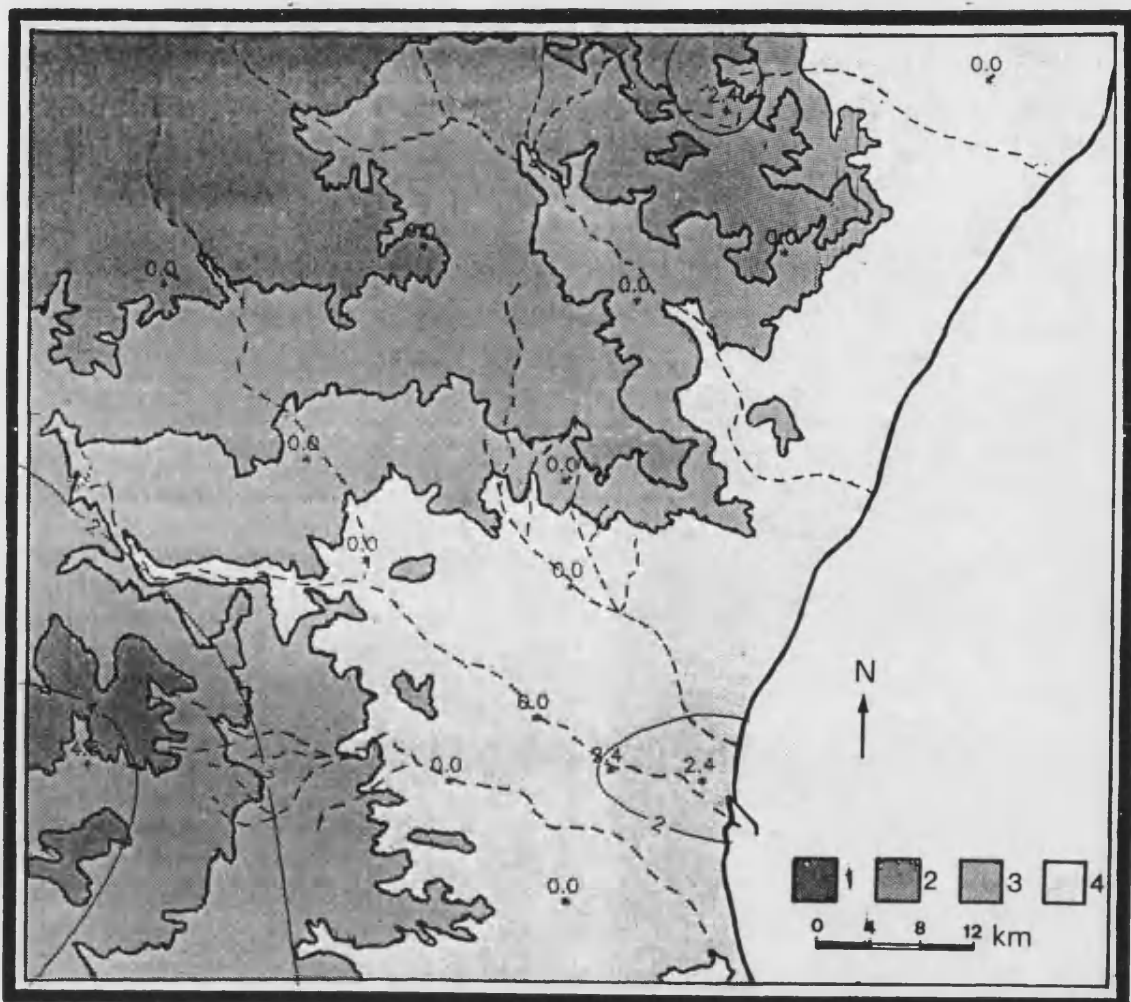


Figura 4.115. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:45 del día 11 (Tipo c).

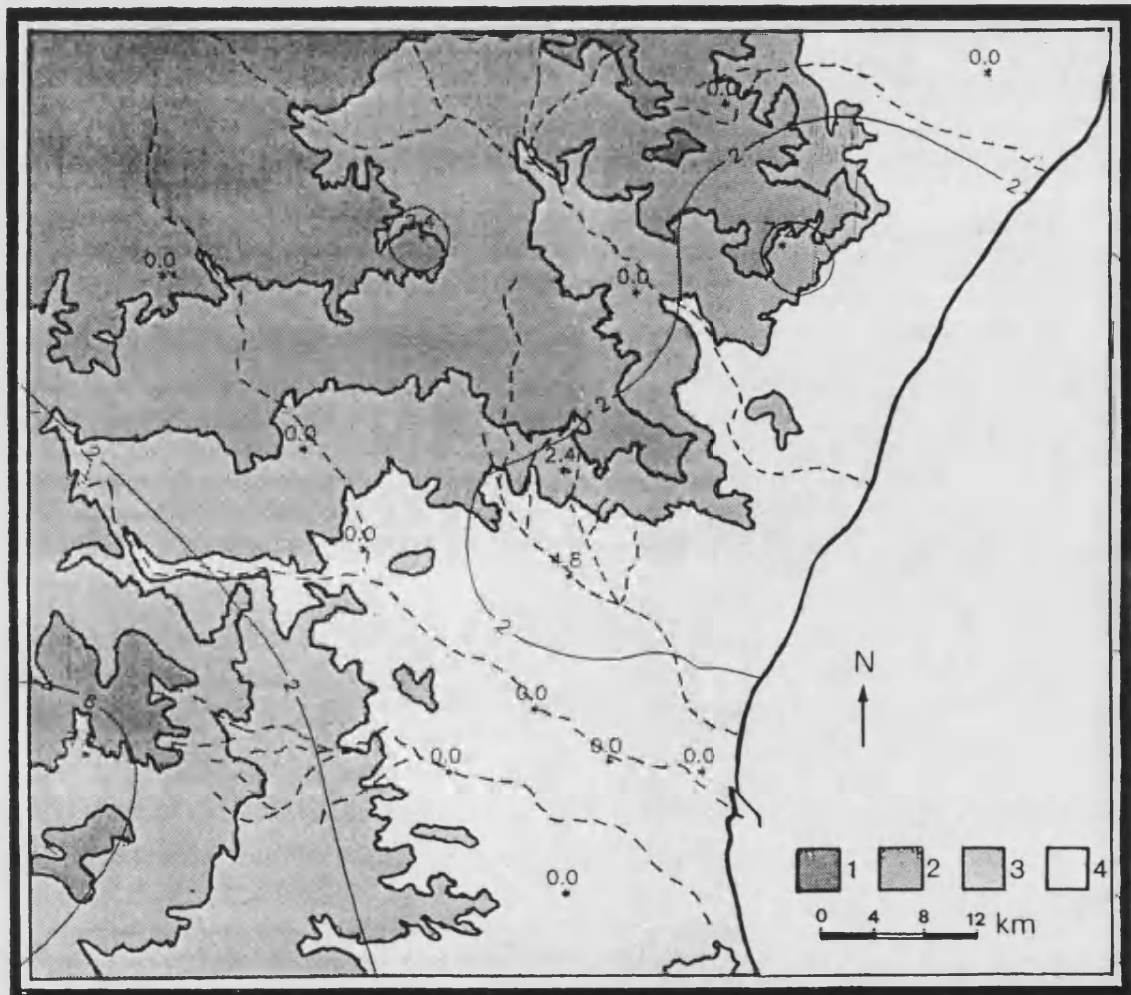


Figura 4.116. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:50 del día 11 (Tipo c).

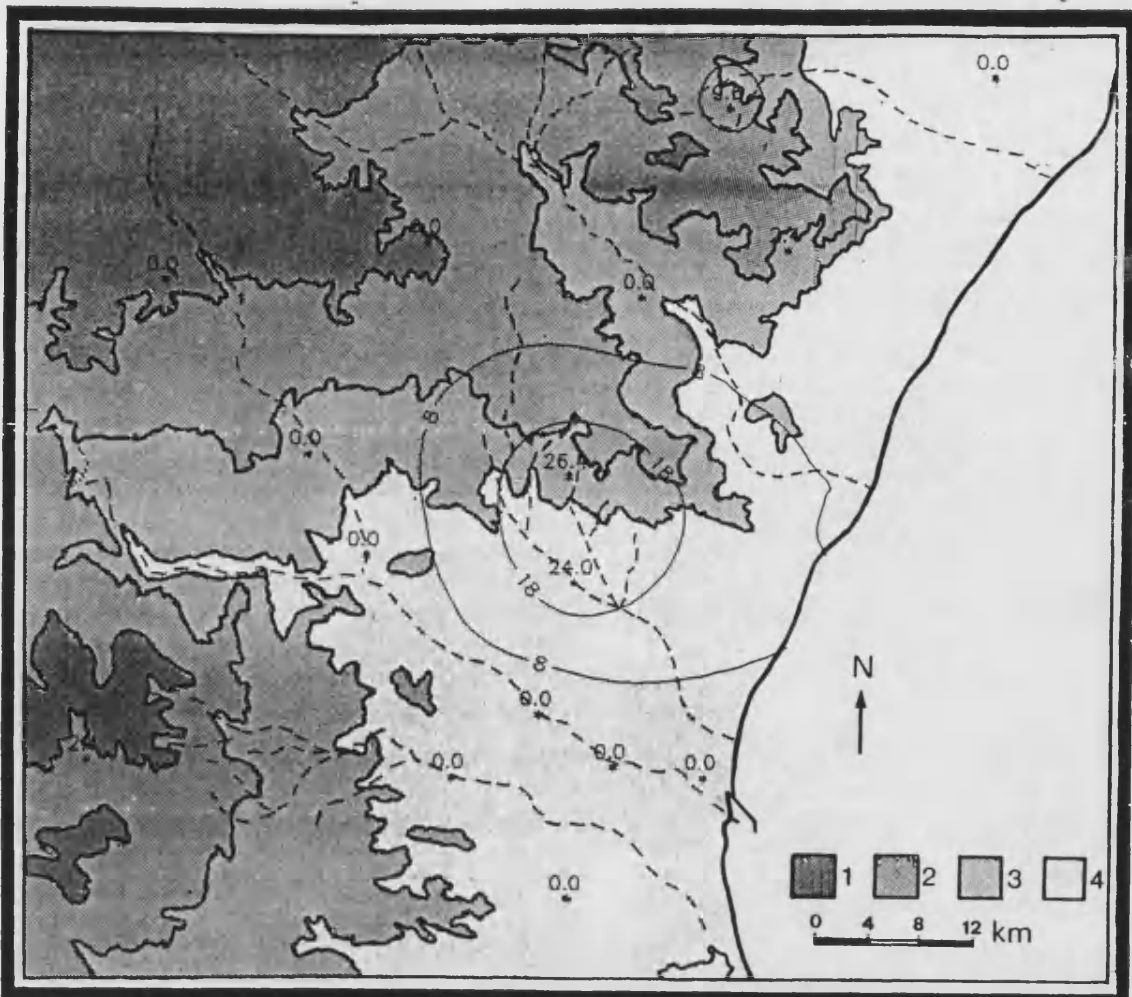


Figura 4.117. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:55 del día 11 (Tipo c).

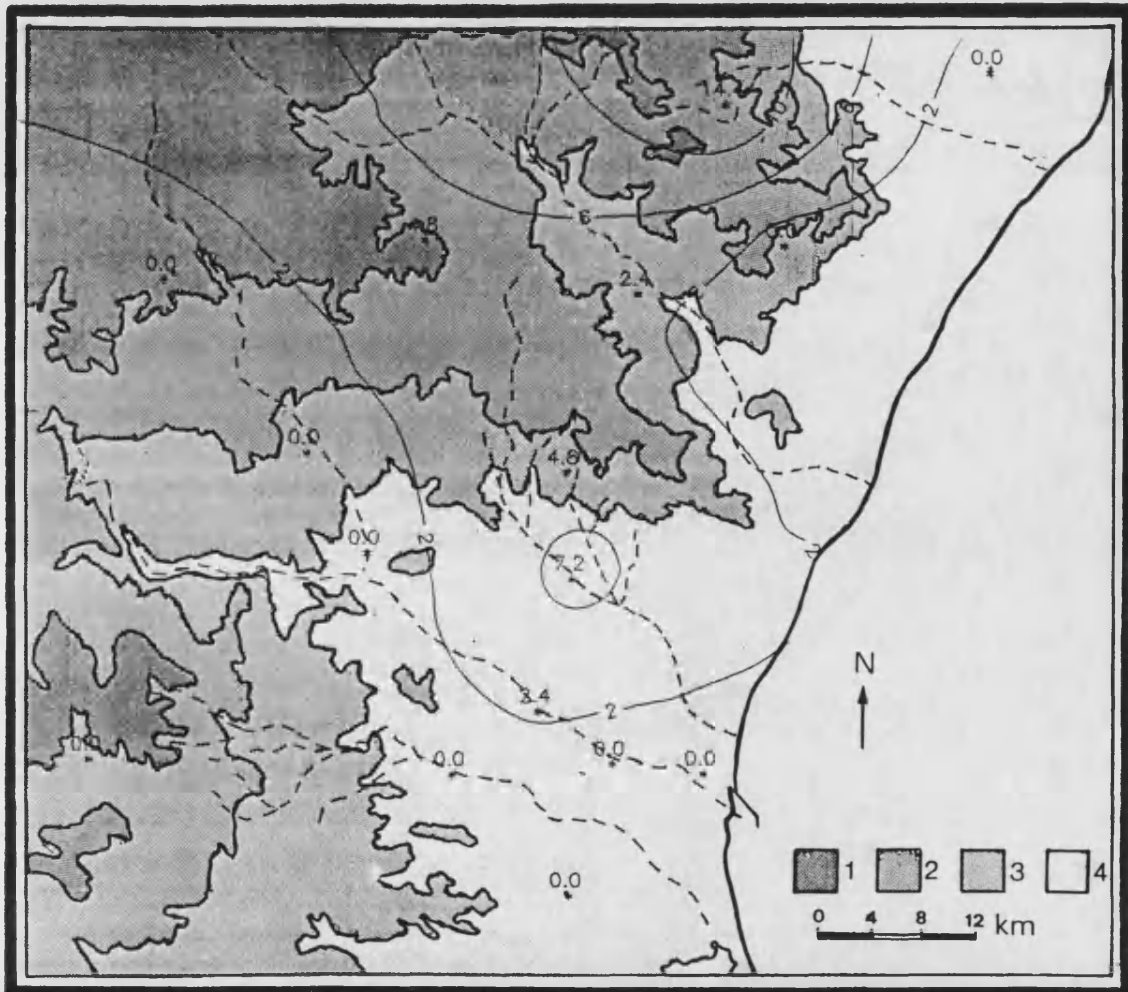


Figura 4.118. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 24:00 del día 11 (Tipo c).

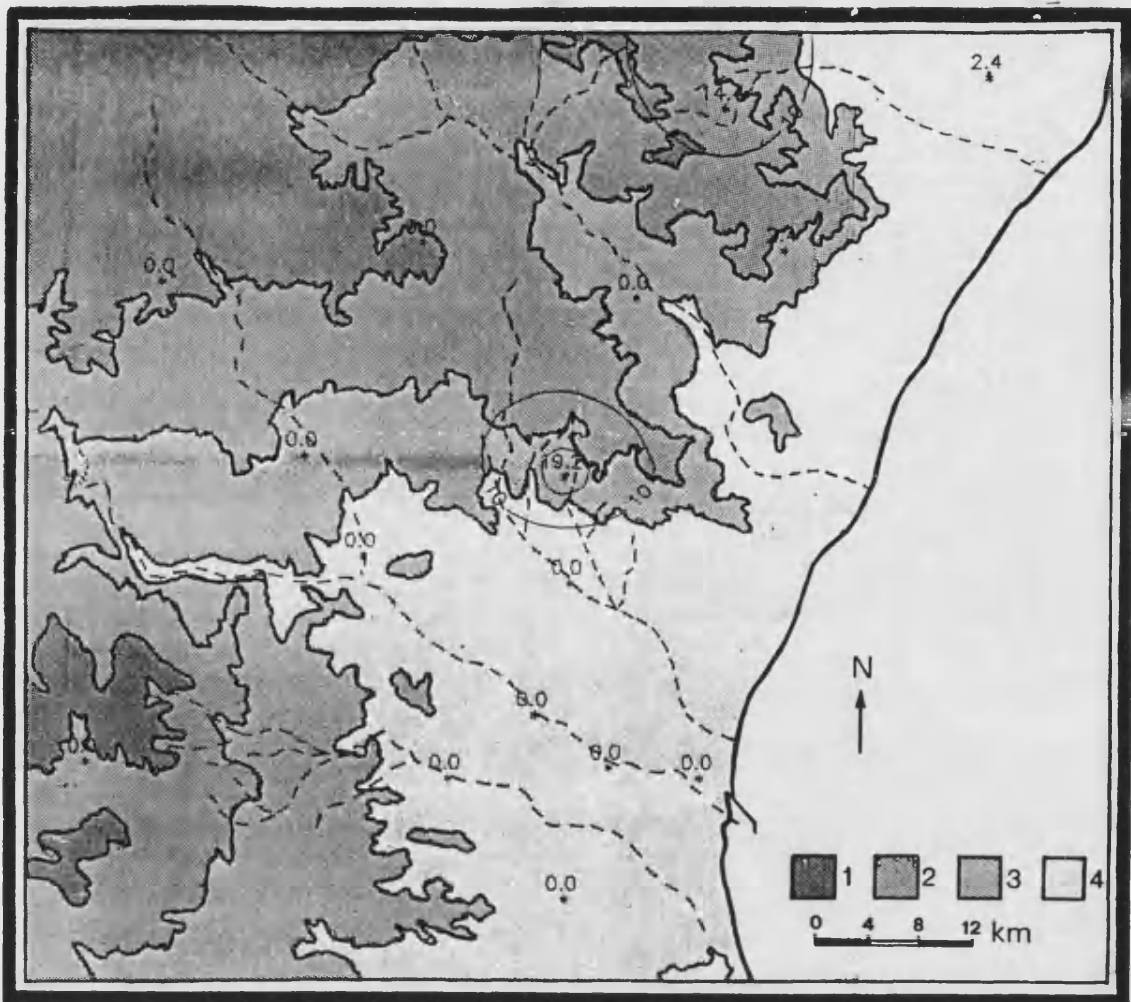


Figura 4.119. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:05 del día 12 (Tipo c).

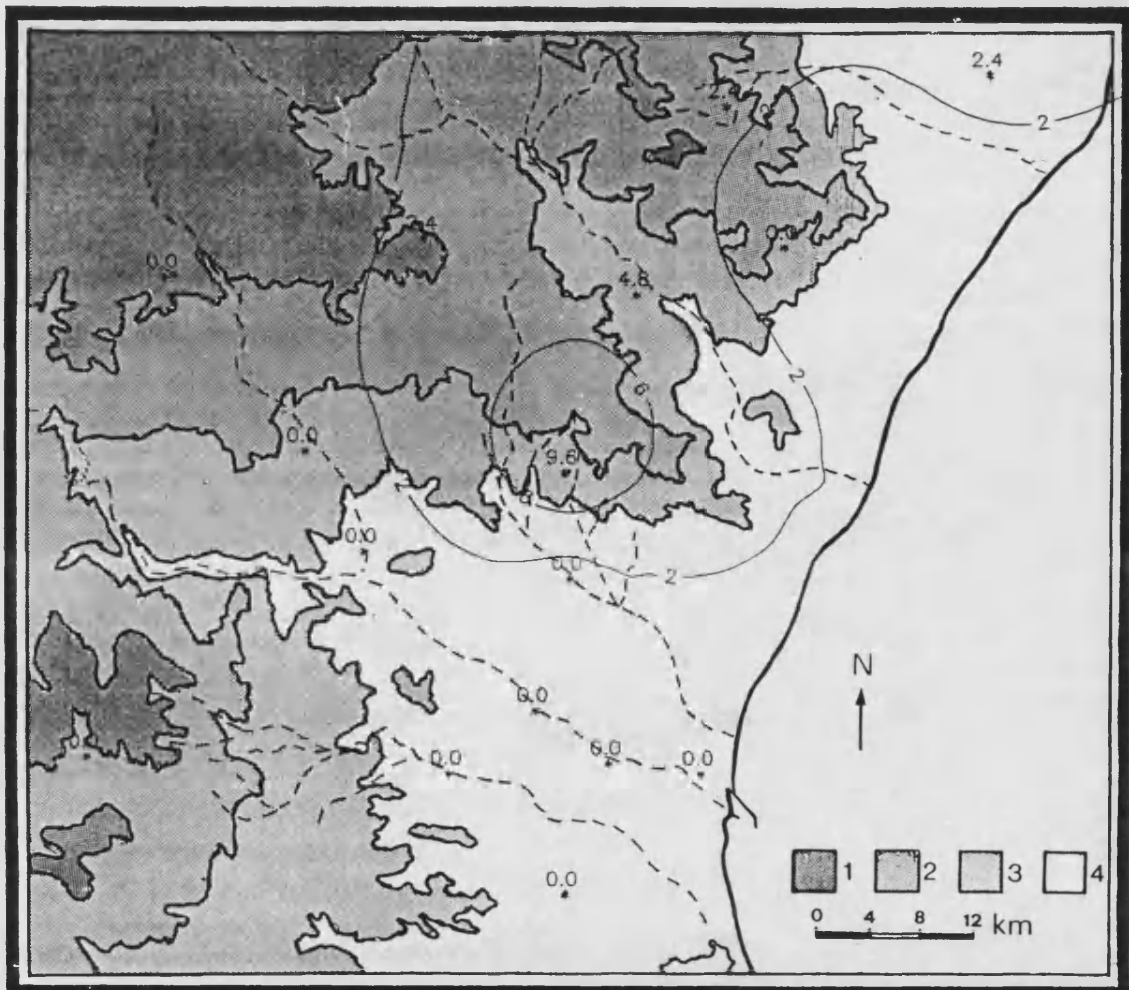


Figura 4.120. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:10 del día 12 (Tipo c).

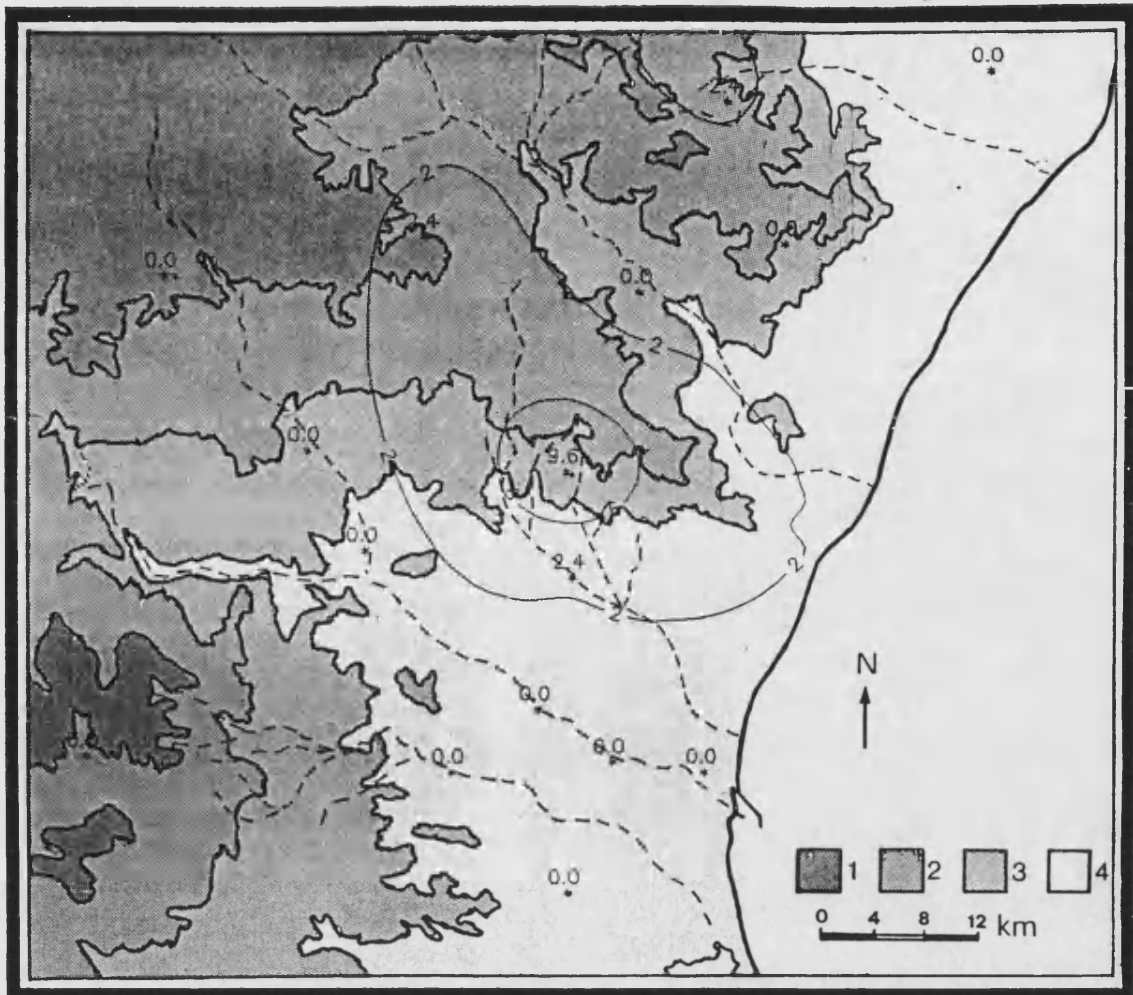


Figura 4.121. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:15 del día 12 (Tipo c).

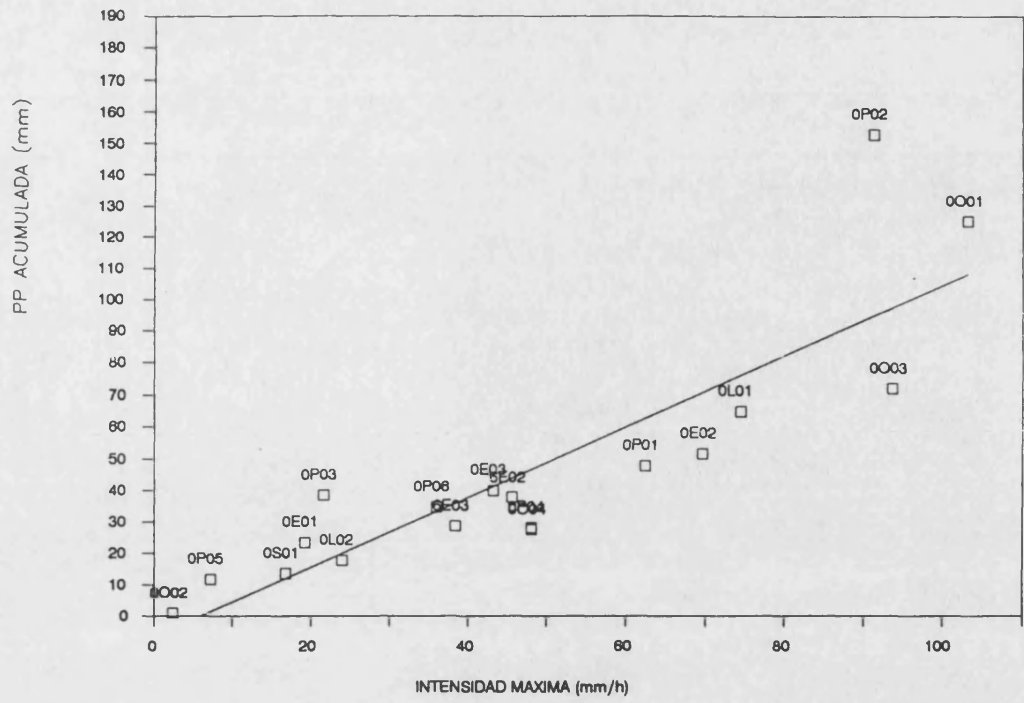


Figura 4.122. Relación precipitación acumulada - intensidad máxima.

Precipitación Acumulada (mm)

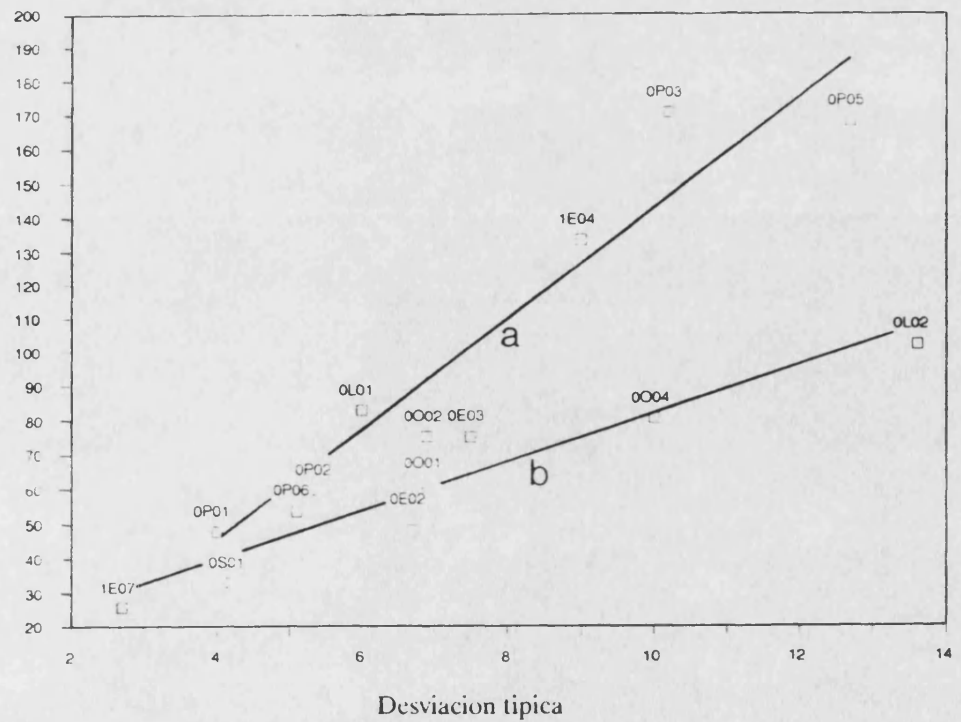


Figura 4.123. Relación precipitación acumulada - desviación típica.

Precipitación Acumulada (mm)

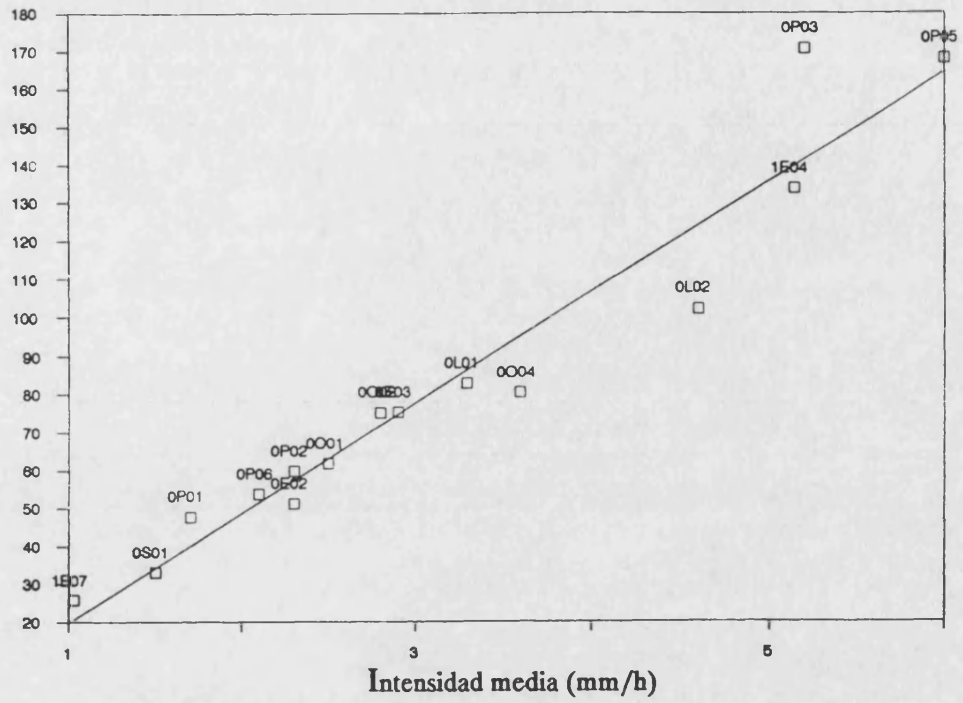


Figura 4.124. Relación precipitación acumulada - intensidad media.

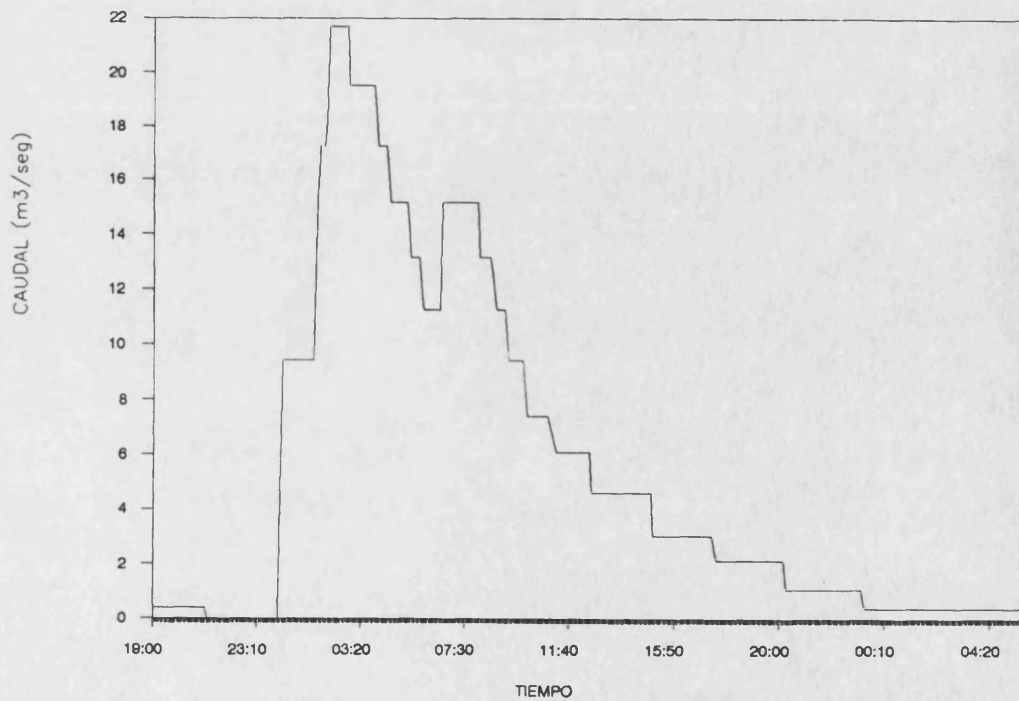
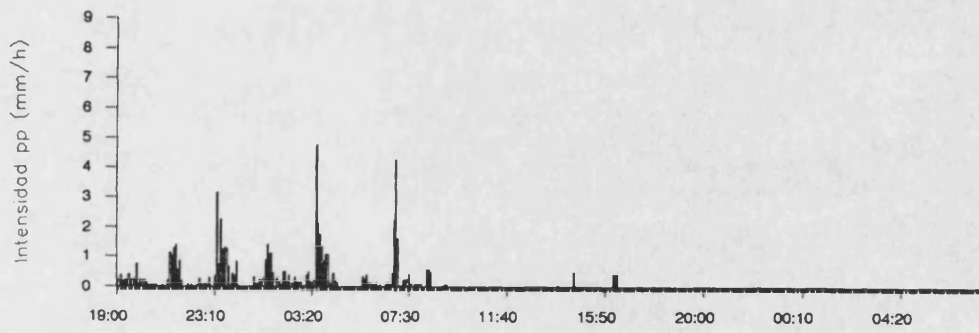


Figura 4.125. Hidrograma registrado en el Barranc del Carraixet.



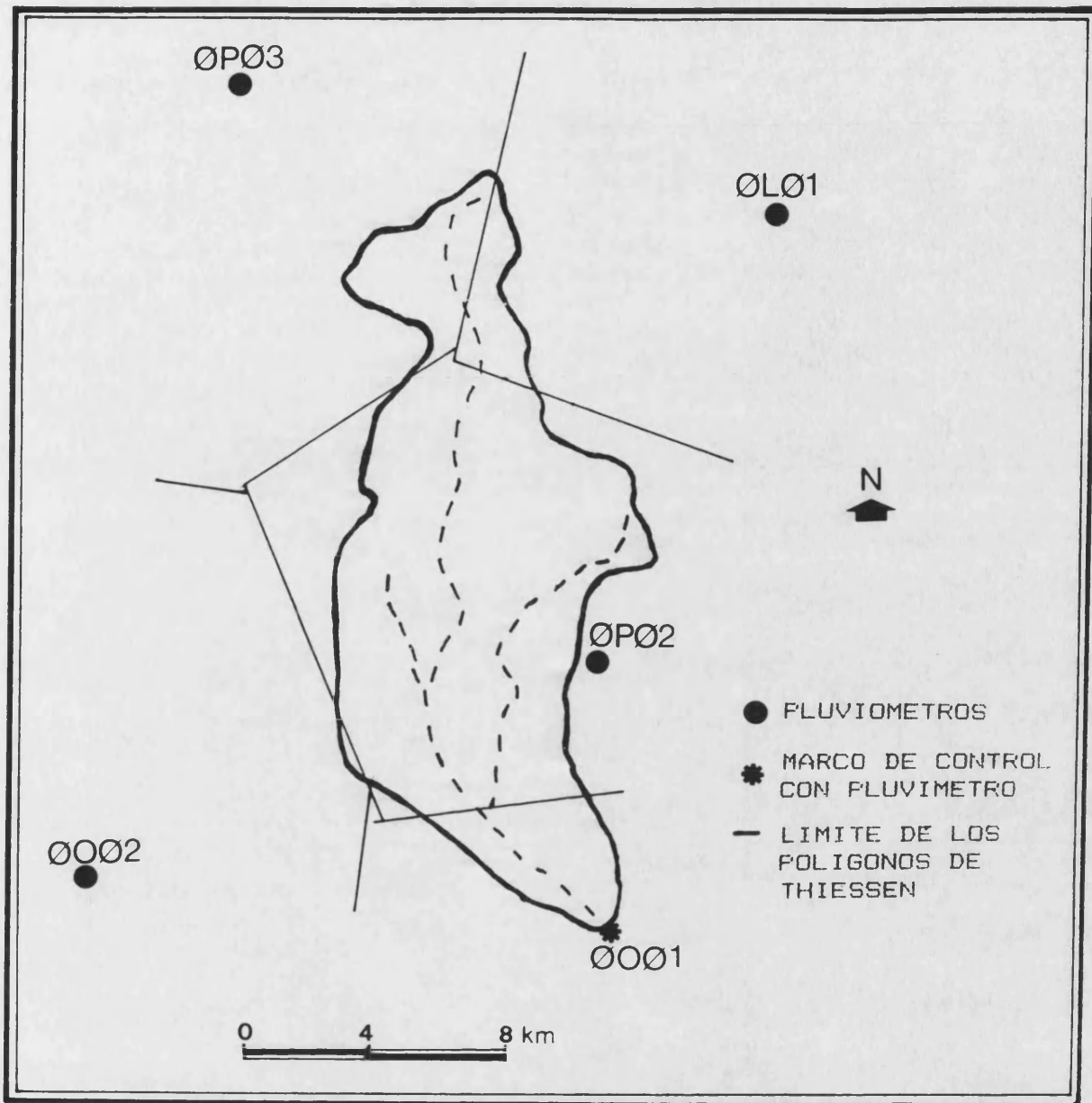


Figura 4.126. Polígonos de Thiessen. Cuenca de Carraixet.

NOVIEMBRE DE 1988  
PROMEDIO SEGUN POLIGONOS DE THIESSEN

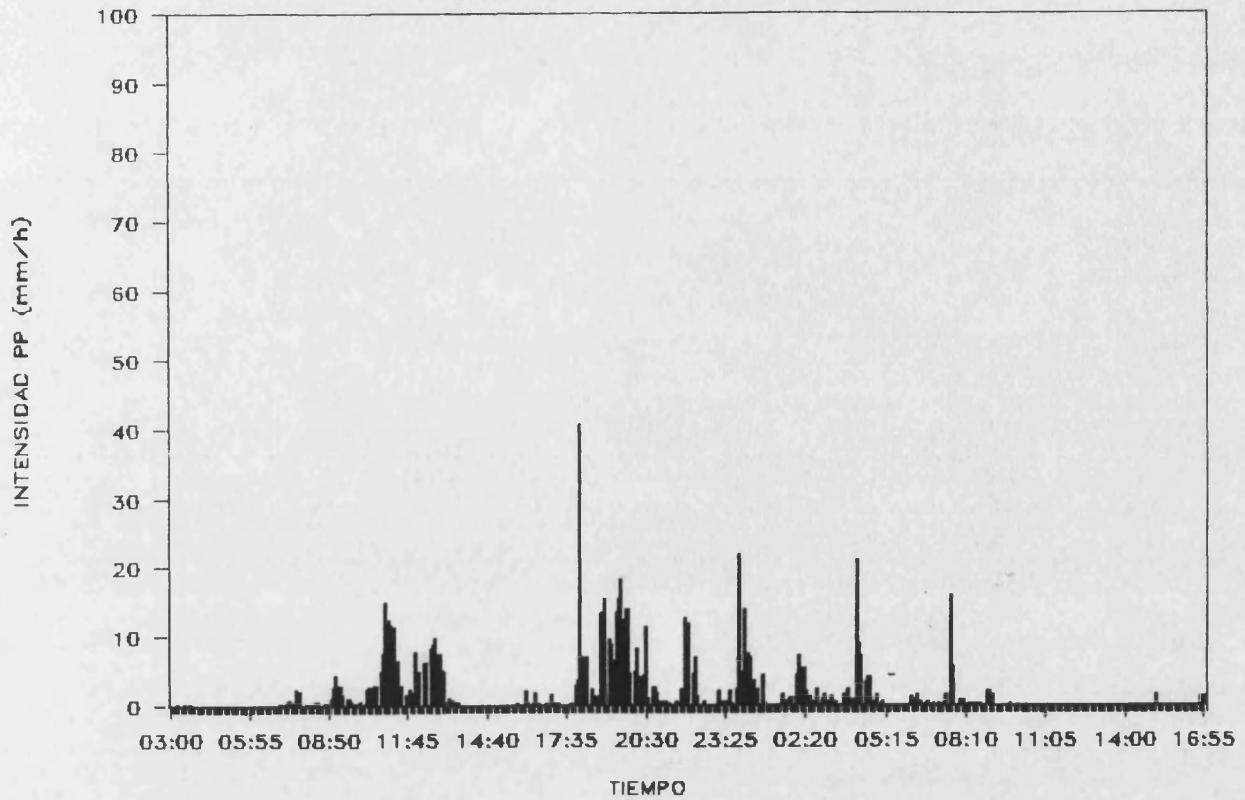


Figura 4.127. Hietograma promediado según los polígonos de Thiessen para la cuenca de Carraixet.

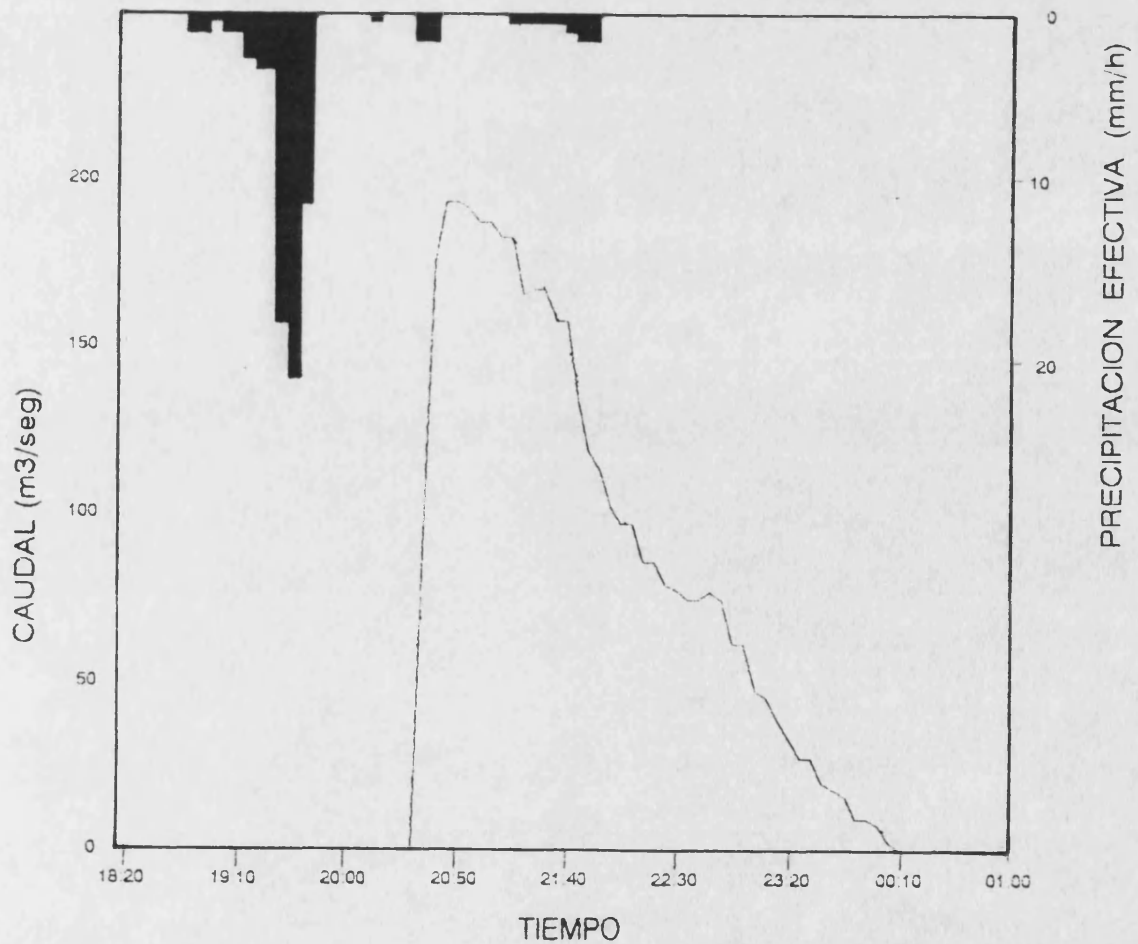


Figura 4.128. Hidrograma registrado en la cuenca de Poyo.

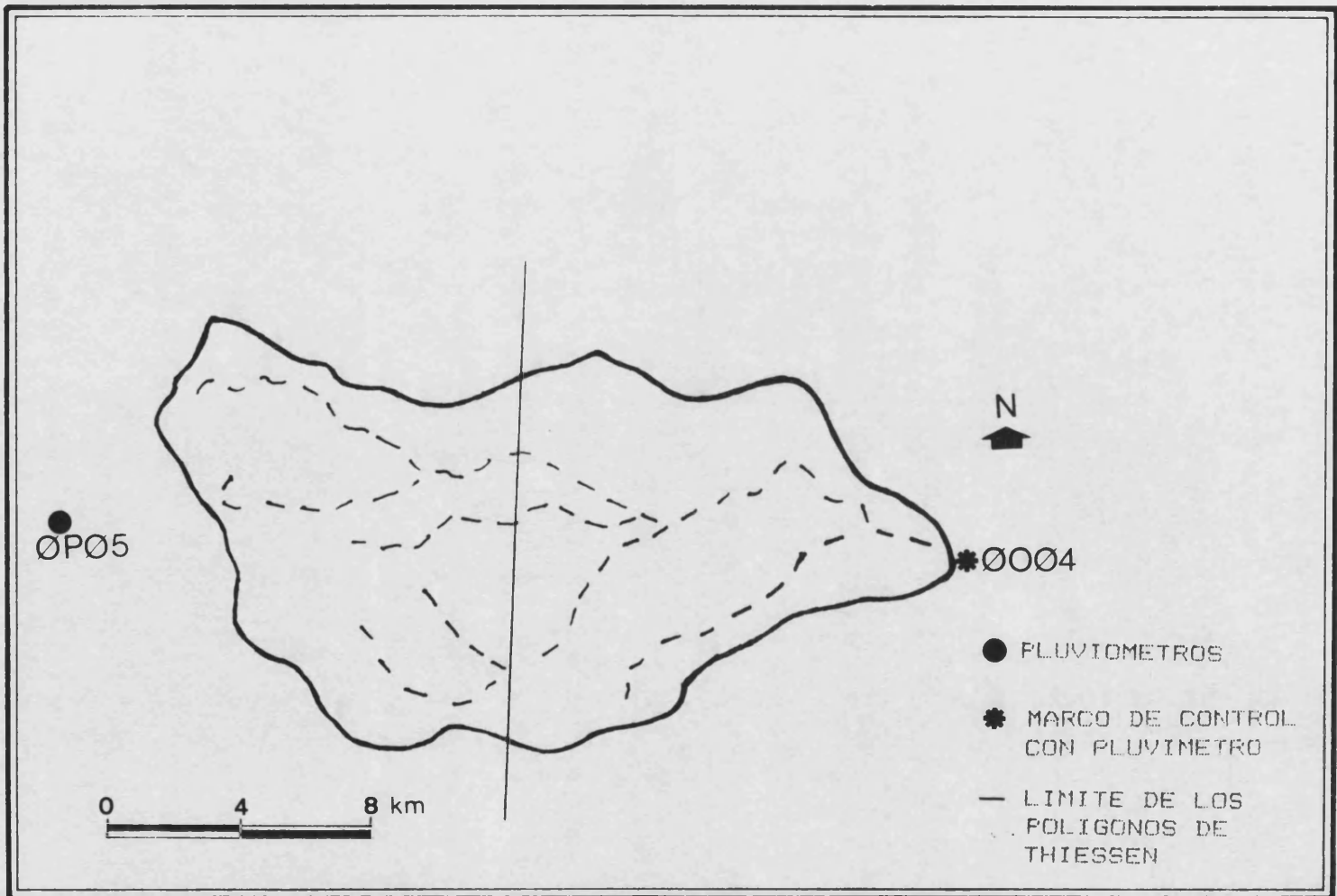


Figura 4.129. Polígonos de Thiessen. Cuenca de Poyo.

# NOVIEMBRE 1988

PROMEDIO SEGUN POLIGONOS DE THIESSEN

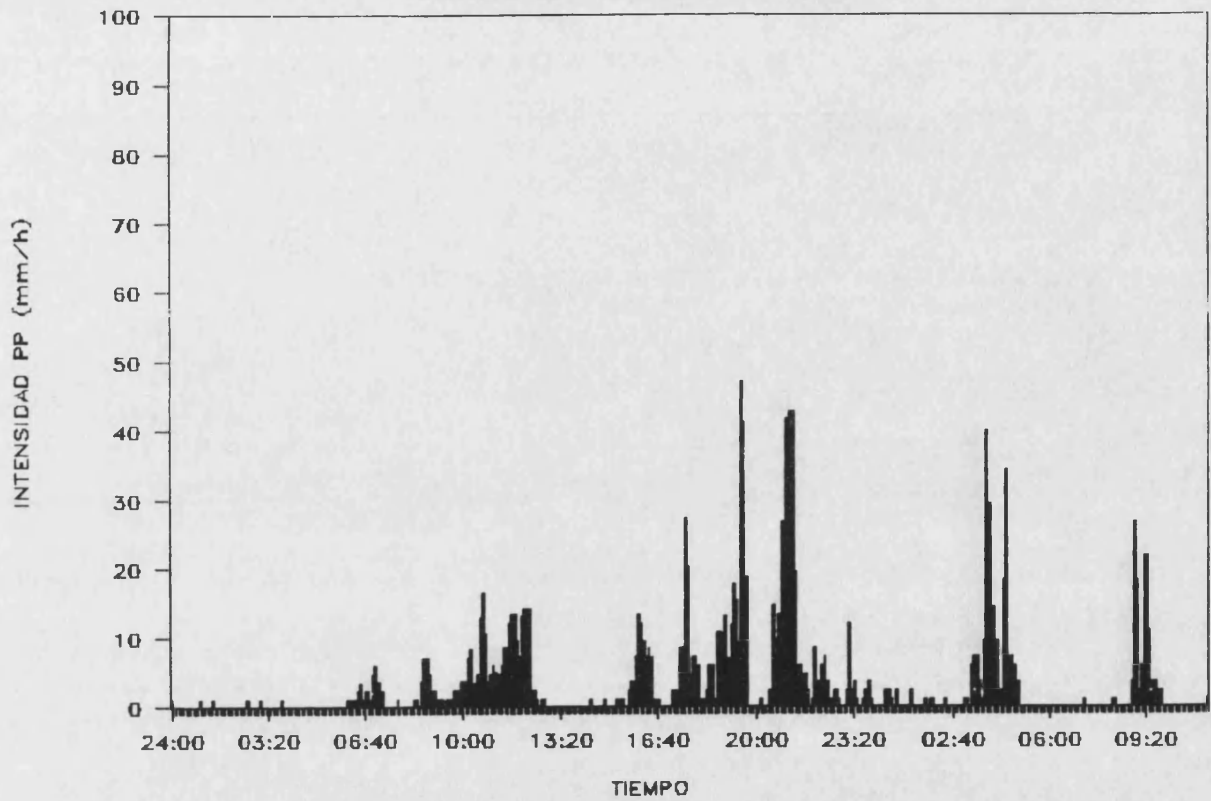


Figura 4.130. Hietograma promediado según los polígonos de Thiessen para la cuenca de Poyo.

# PRECIPITACION EFECTIVA

PLUVIOMETRO 0004

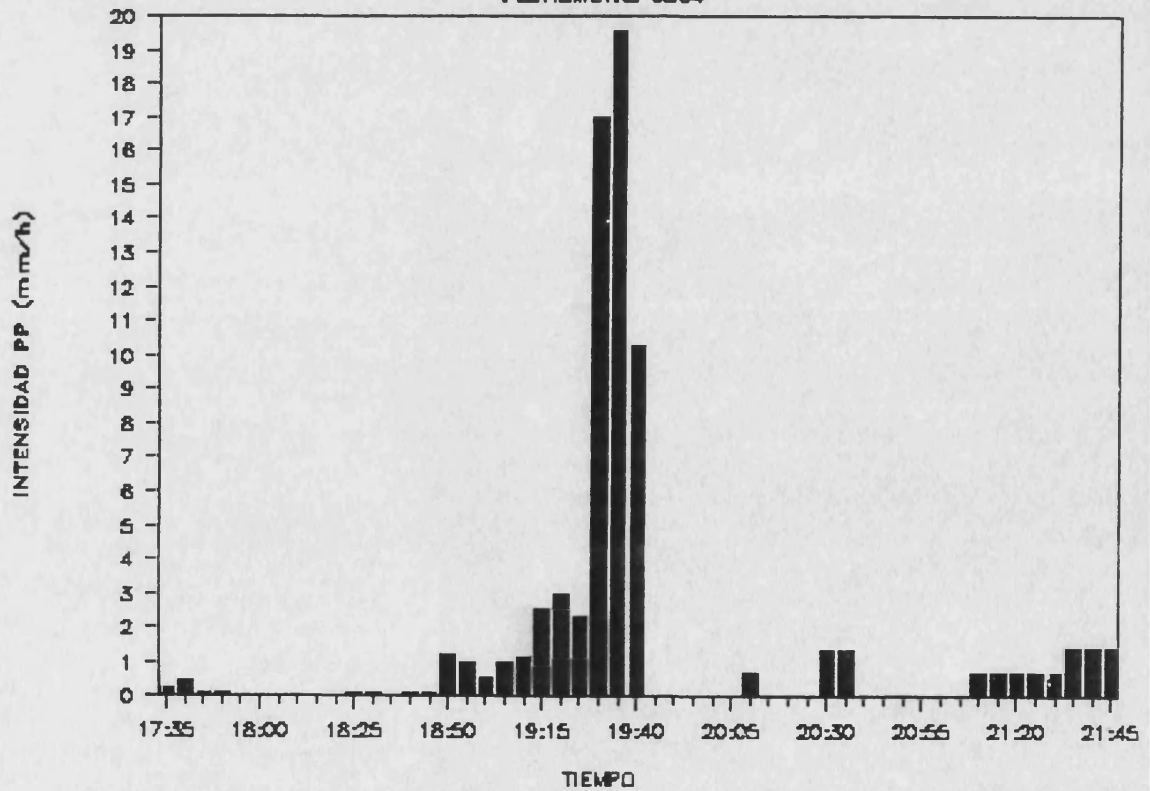


Figura 4.131. Hietograma neto para la hipótesis "ii".

# PRECIPITACION EFECTIVA

PROMEDIO SEGUN POLIGONOS DE THIESSEN

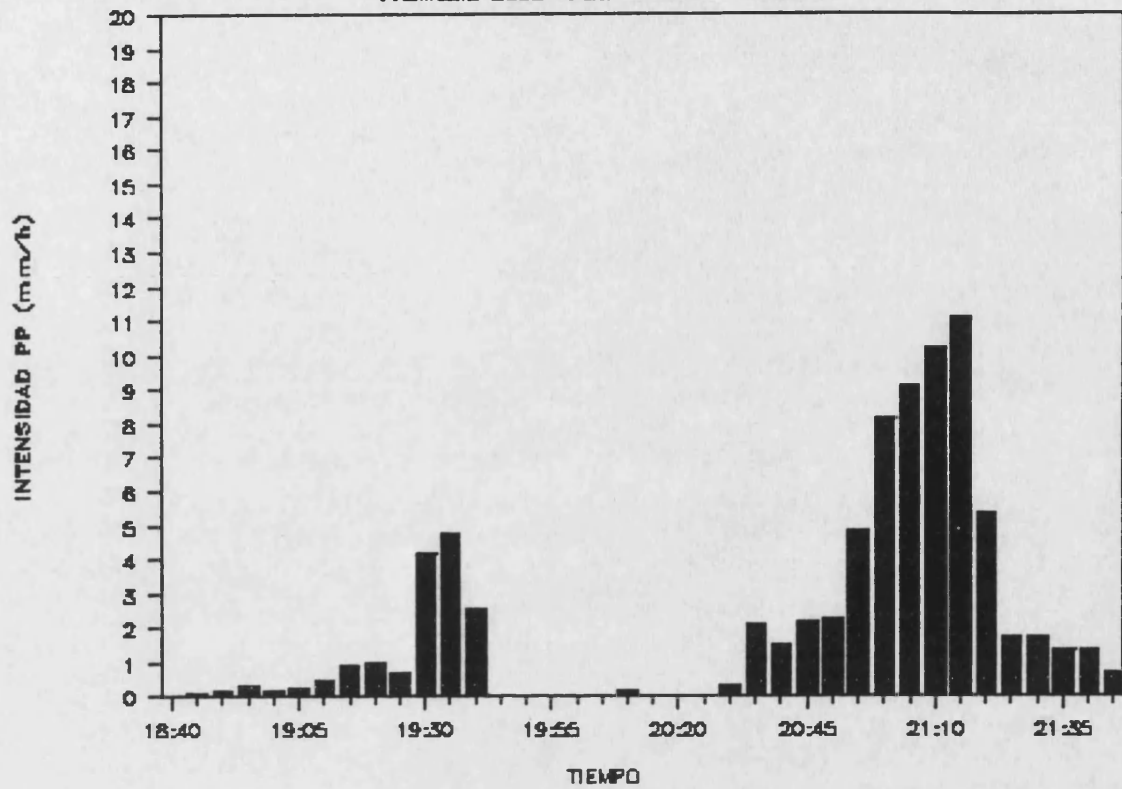


Figura 4.132. Hietograma neto para la hipótesis "iii".

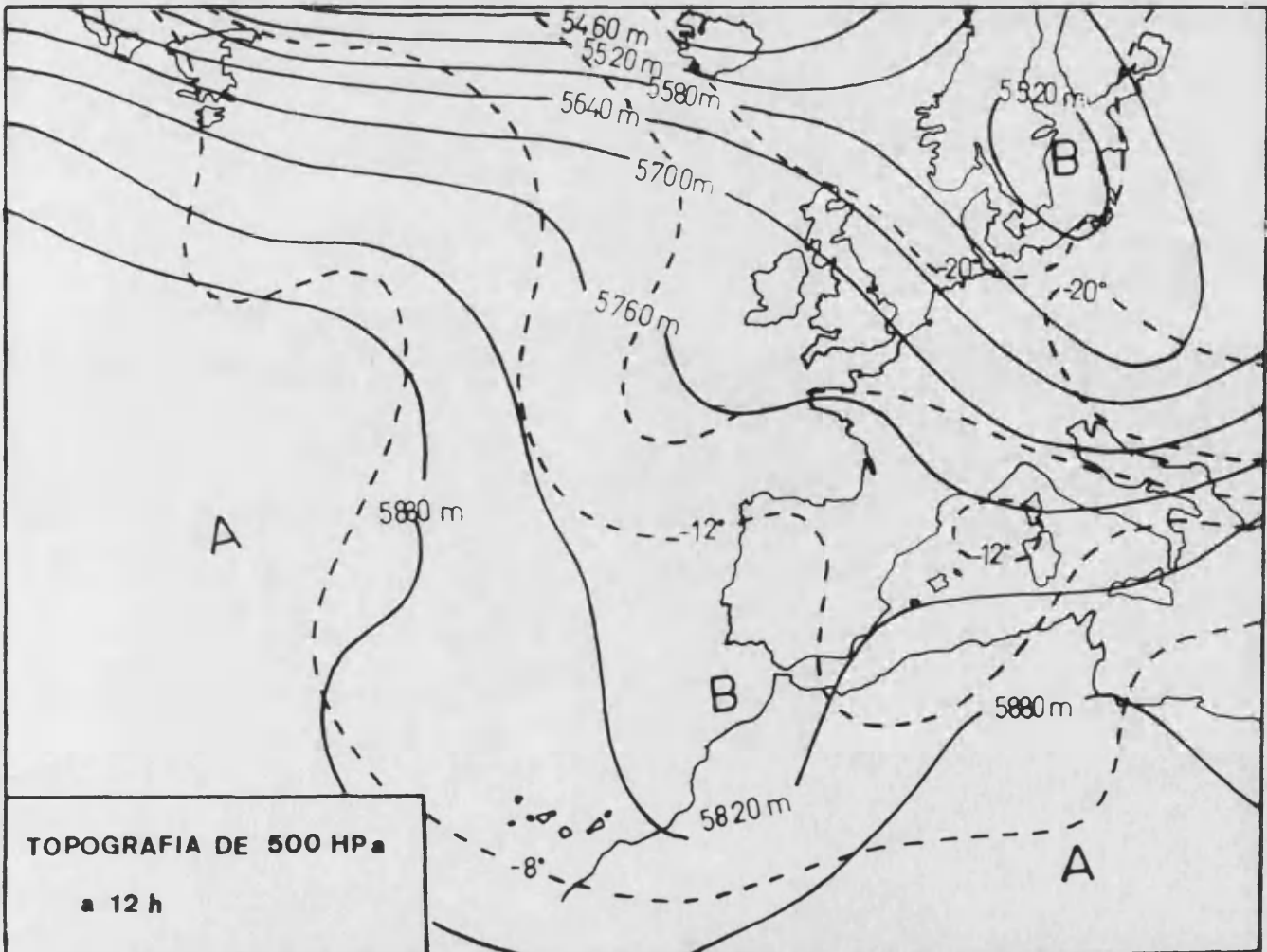
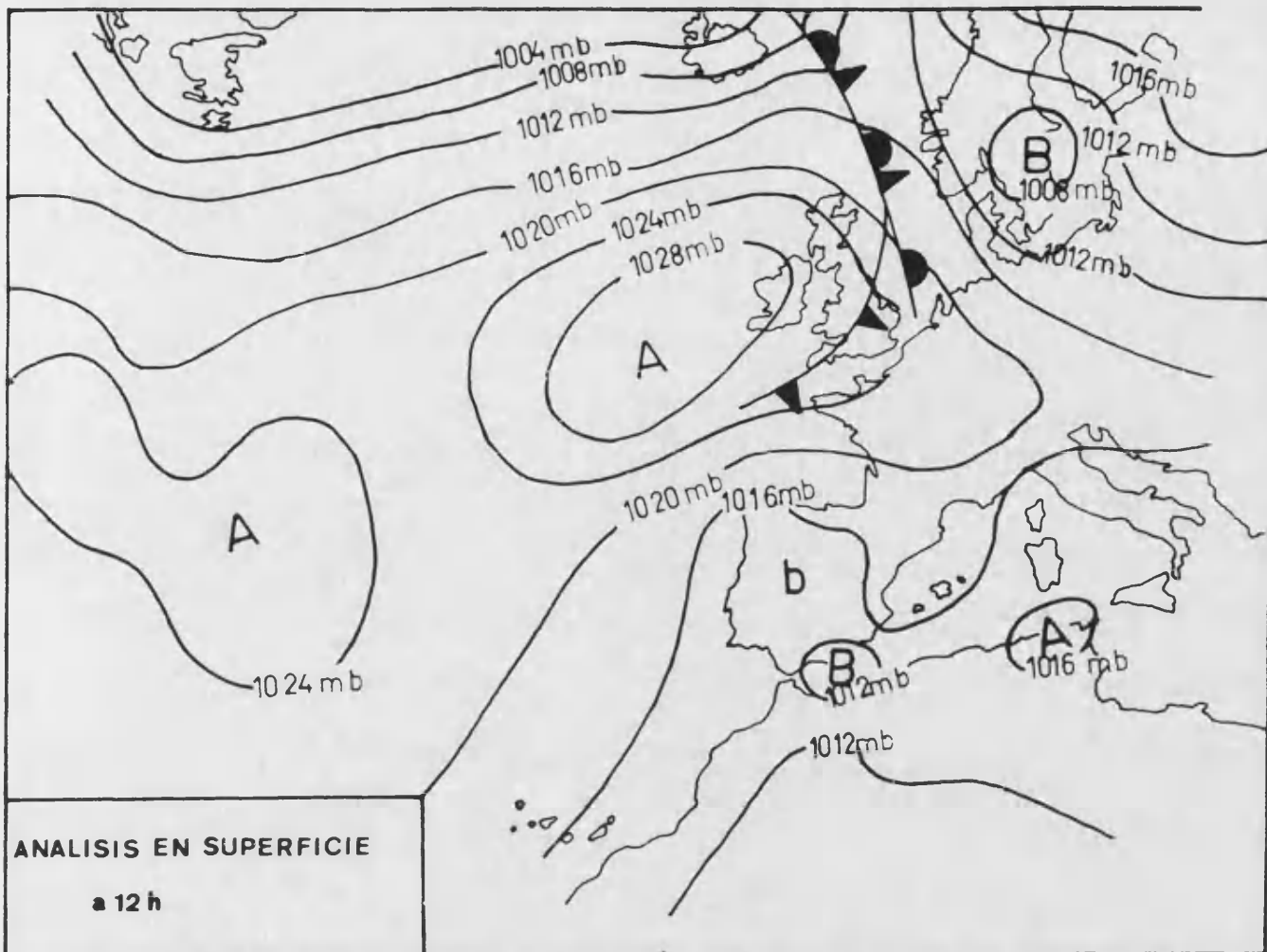


Figura 5.1. Situación sinóptica del día 8.

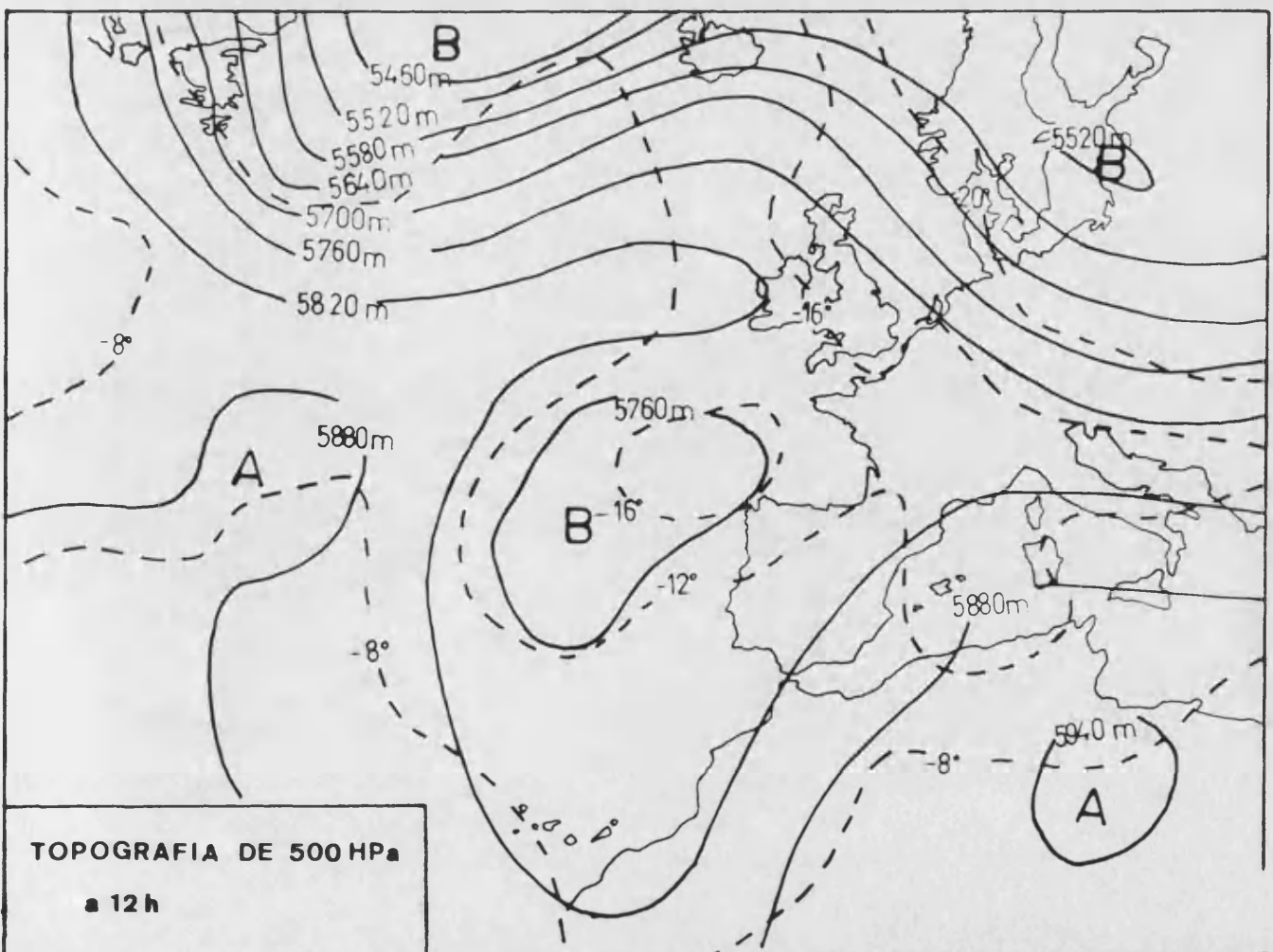
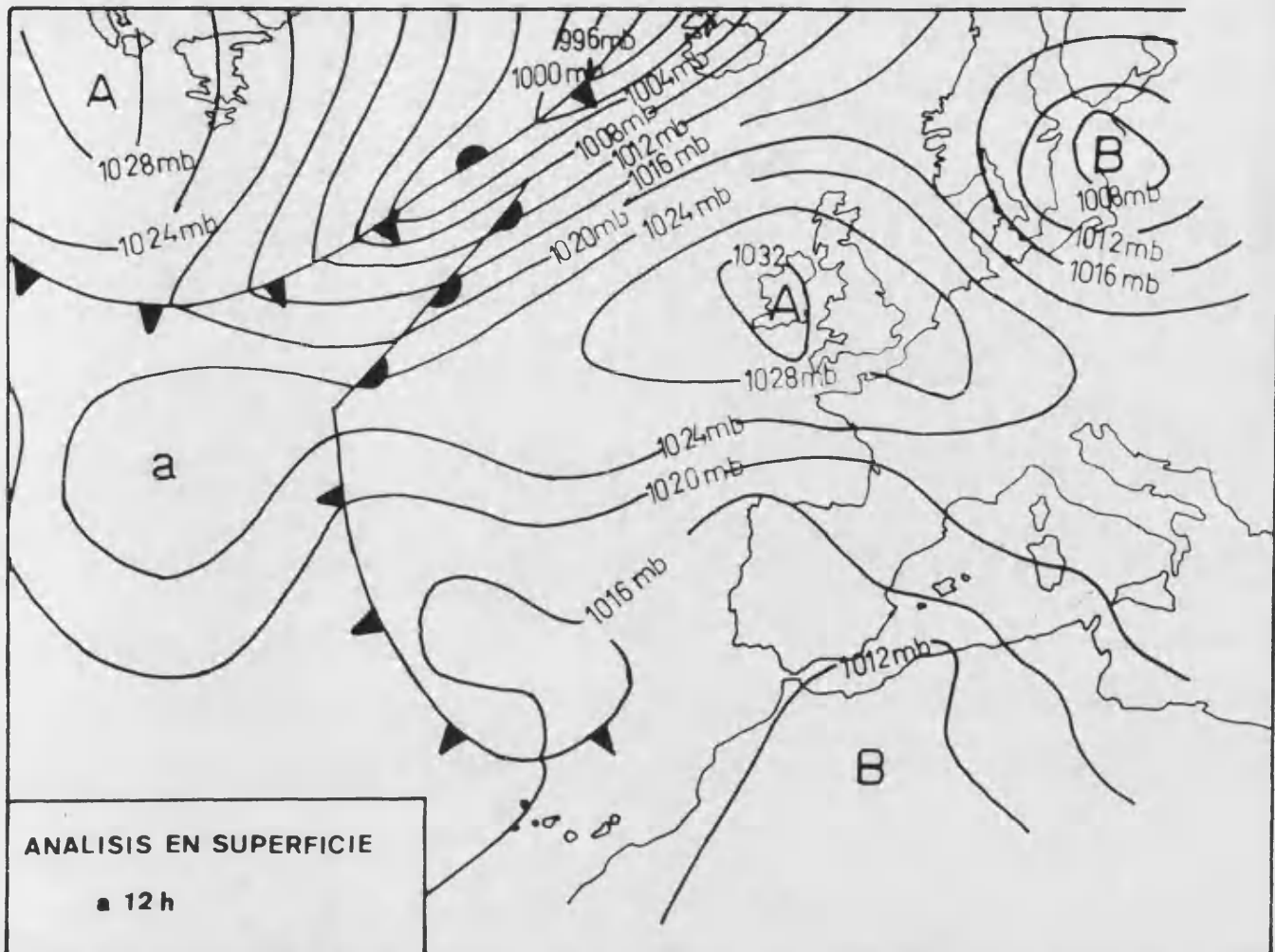


Figura 5.2. Situación sinóptica del día 9.

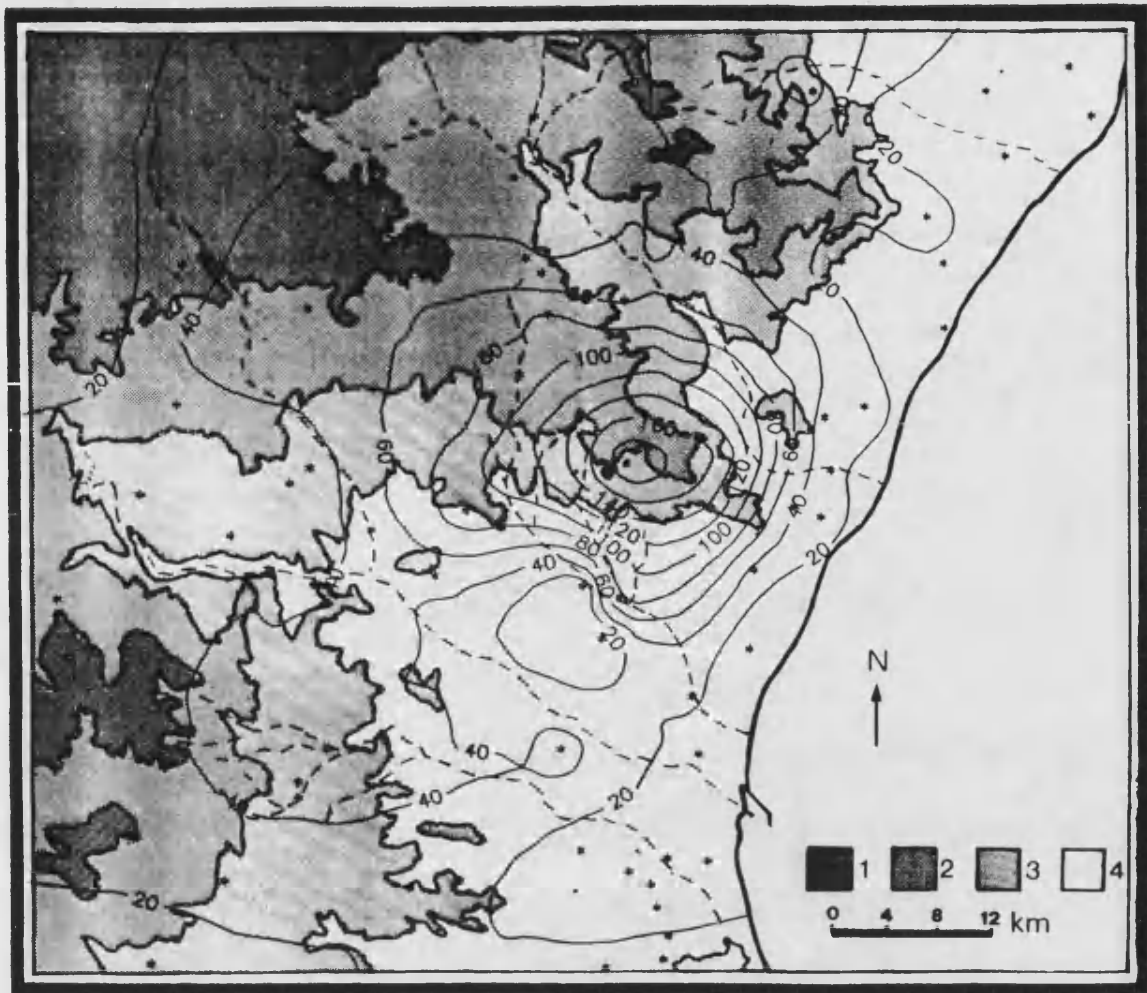


Figura 5.3. Distribución espacial de los totales pluviométricos según el SNM.

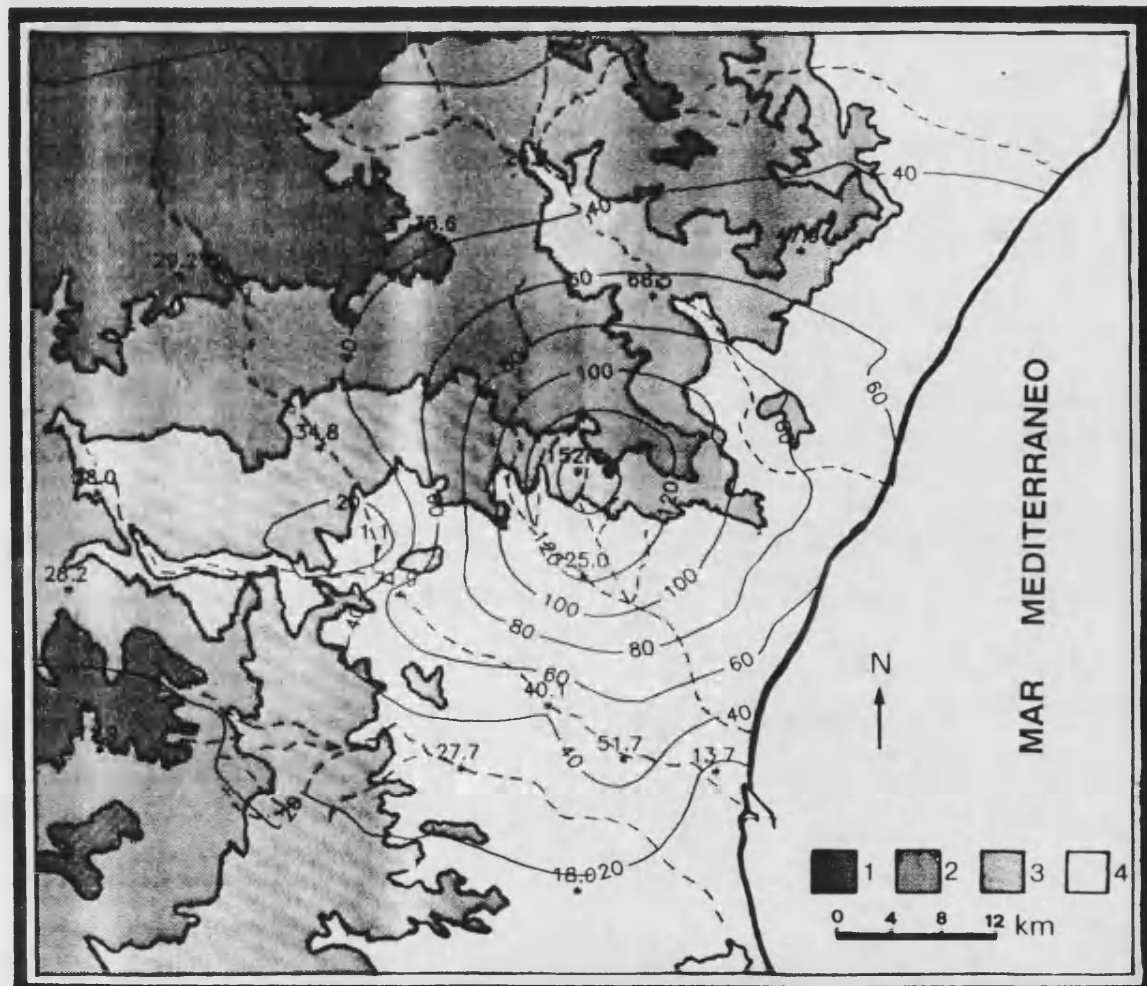


Figura 5.4. Distribución espacial de los totales pluviométricos según el SAIH.



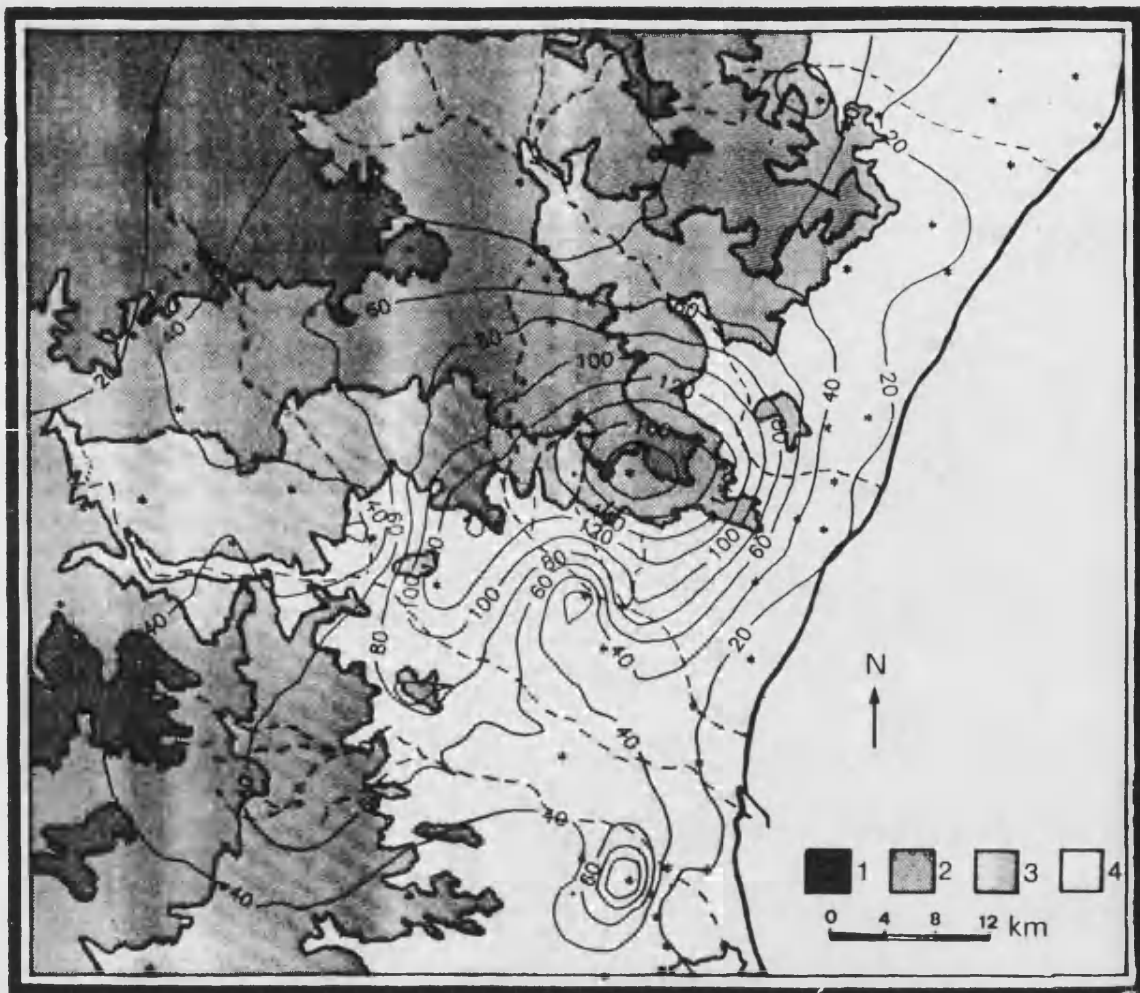


Figura 5.5. Distribución espacial de la lluvia recogida el día 8 según el SNM.

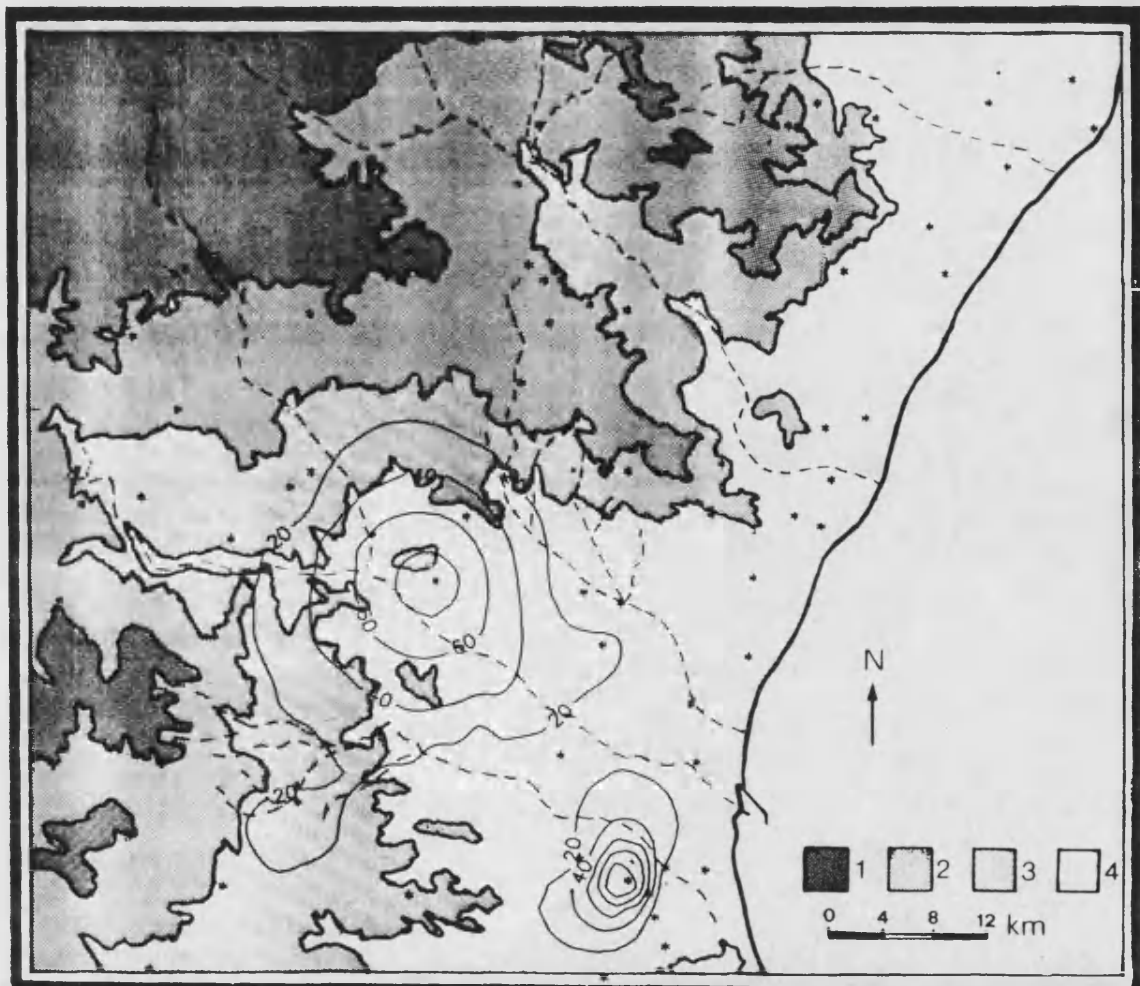


Figura 5.6. Distribución espacial de la lluvia recogida el día 9 según el SNM.

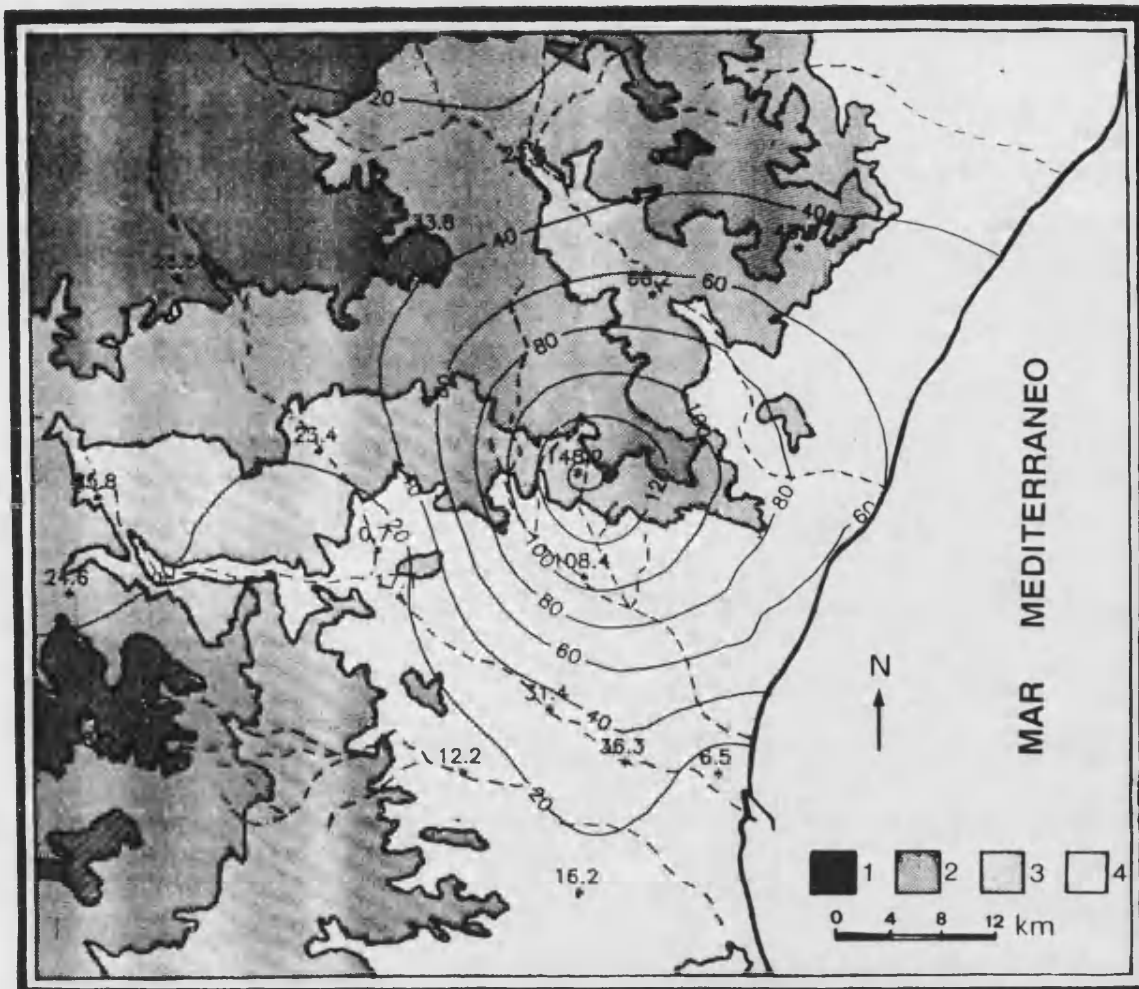


Figura 5.7. Distribución espacial de la lluvia recogida el día 8 según el SAIH.

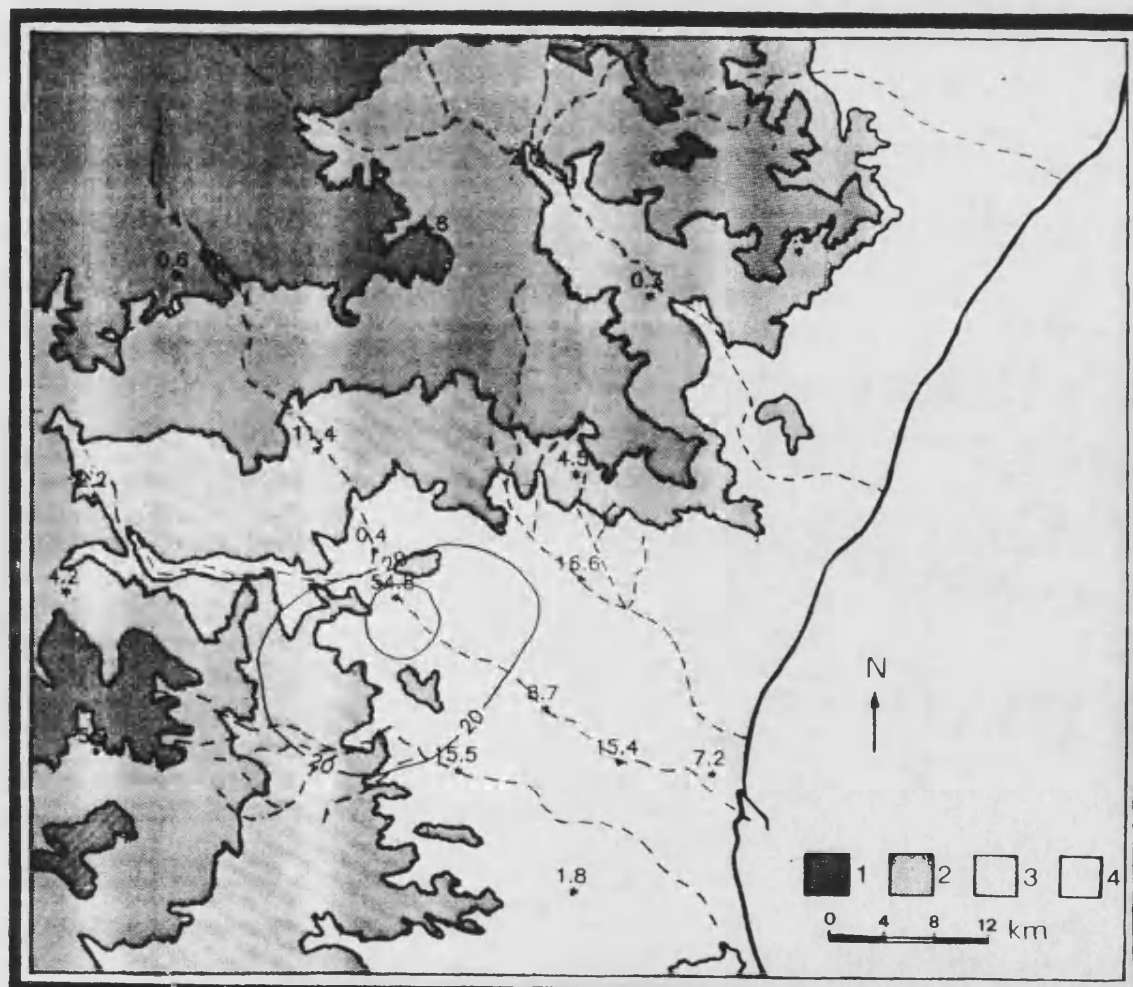


Figura 5.8. Distribución espacial de la lluvia recogida el día 9 según el SAIH.

# SEPTIEMBRE DE 1989

0001

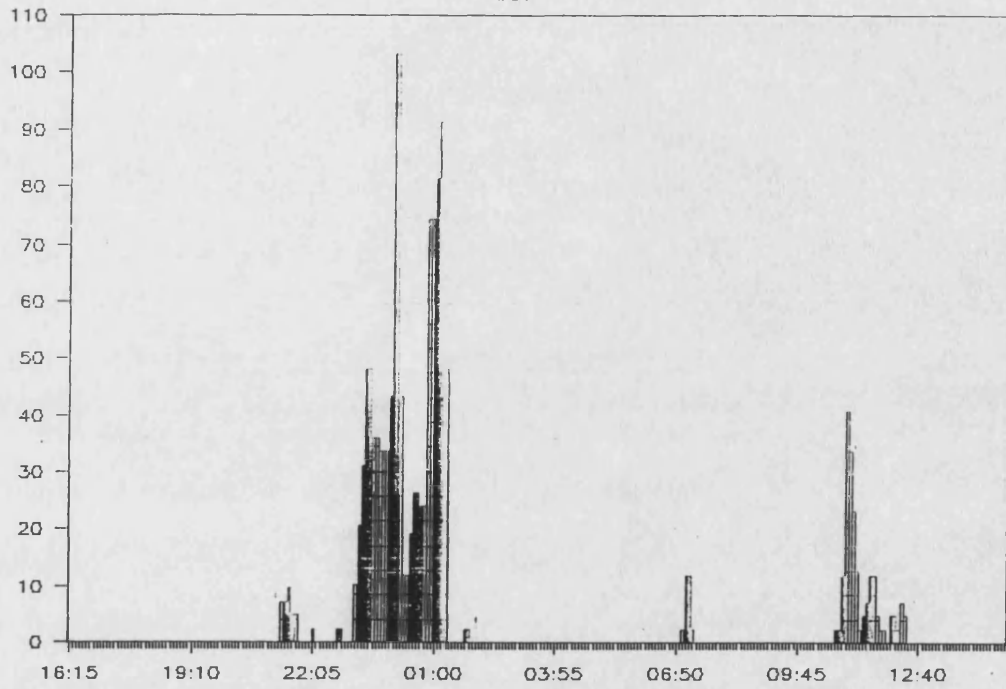


Figura 5.9. Hietograma registrado por el pluviómetro 0001

# SEPTIEMBRE DE 1989

0001

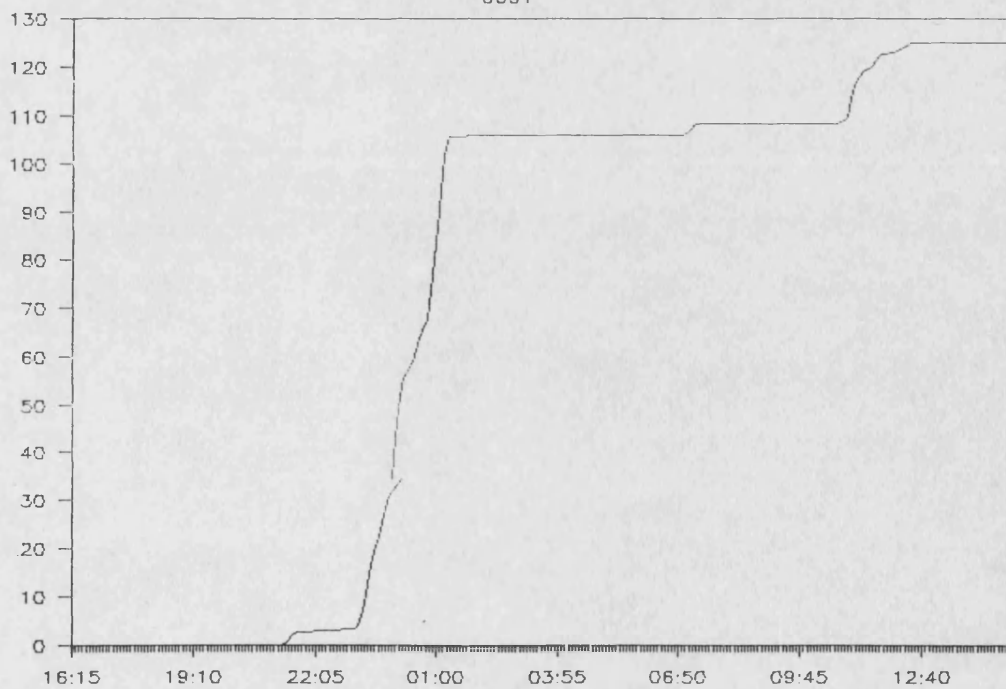


Figura 5.10. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0001



# SEPTIEMBRE DE 1989

OP03

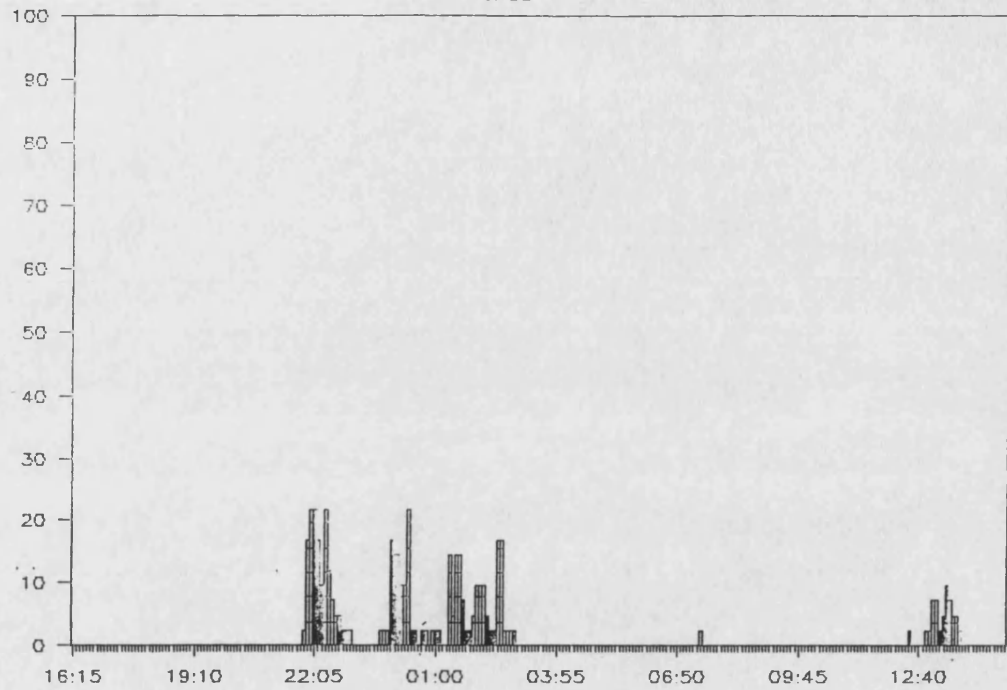


Figura 5.12. Hietograma registrado por el pluviómetro OP03

# SEPTIEMBRE DE 1989

OP03

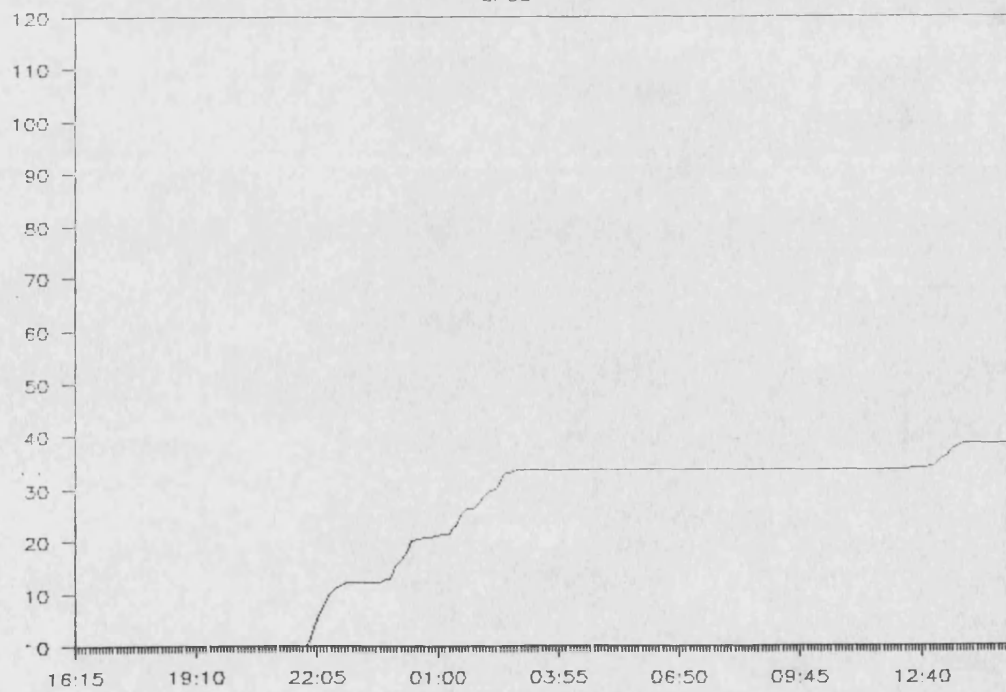


Figura 5.13. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP03

# SEPTIEMBRE DE 1989

0101

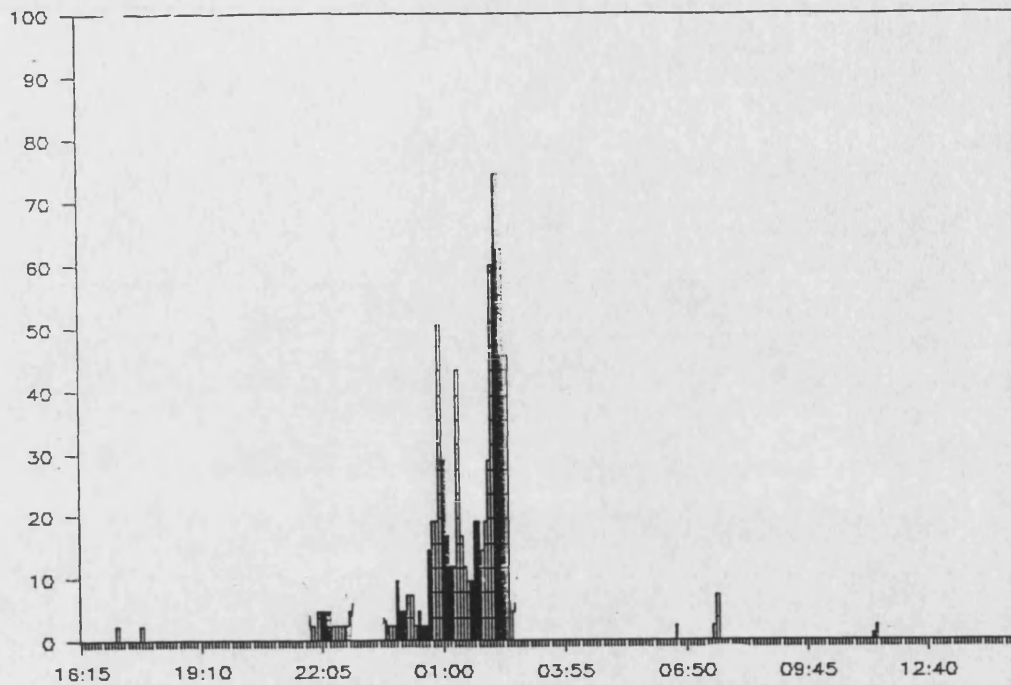


Figura 5.14. Hietograma registrado por el pluviómetro 0101

# SEPTIEMBRE DE 1989

0101

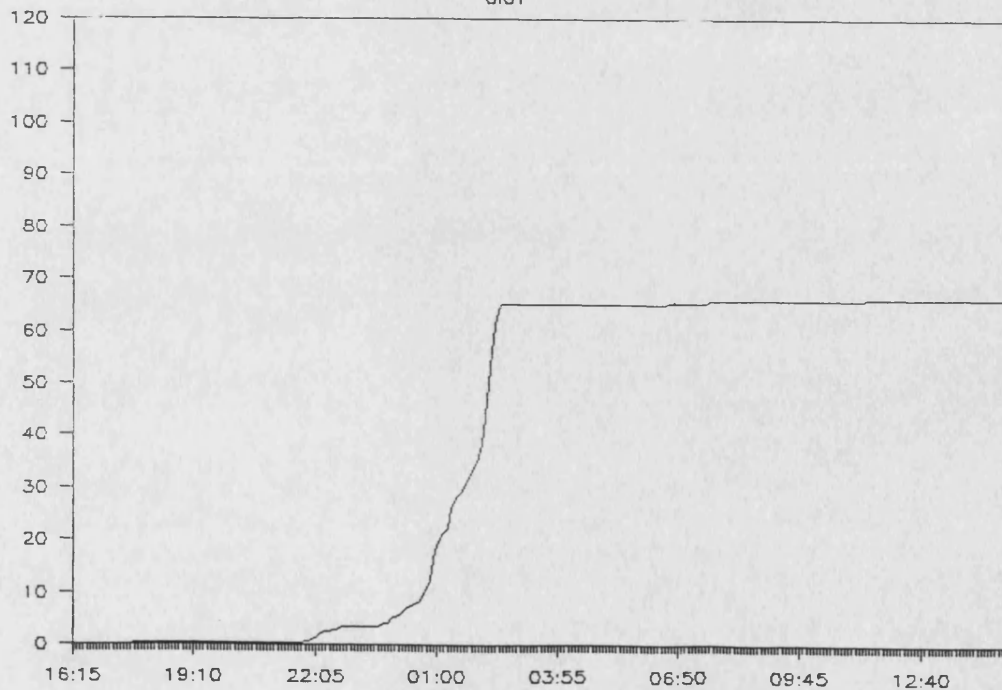


Figura 5.15. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0101

# SEPTIEMBRE DE 1989

OP02

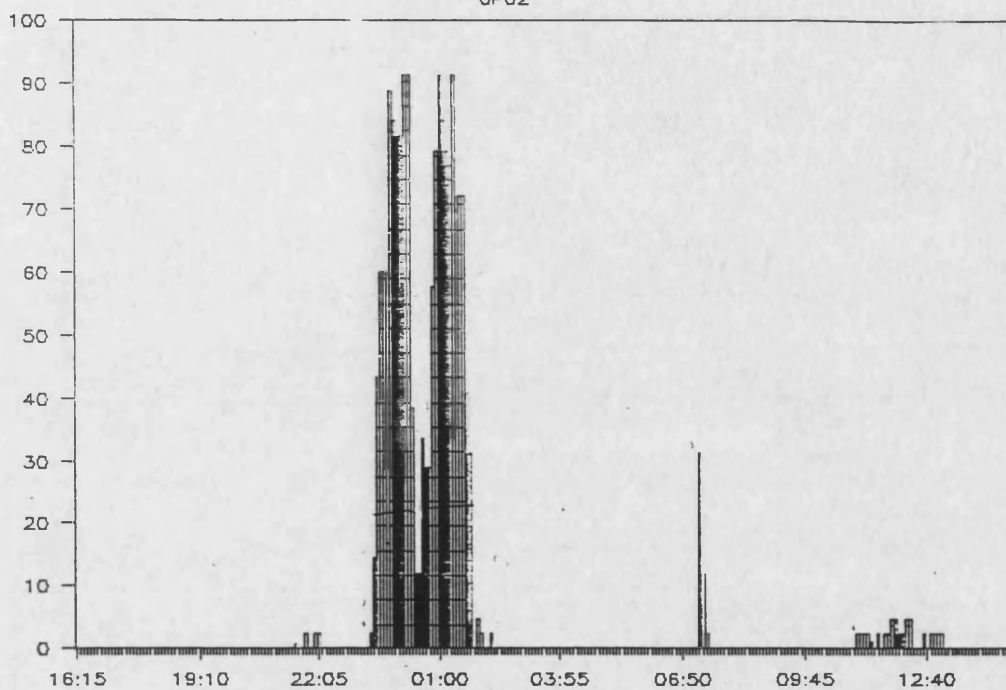


Figura 5.16. Hietograma registrado por el pluviómetro OP02

# SEPTIEMBRE DE 1989

OP02

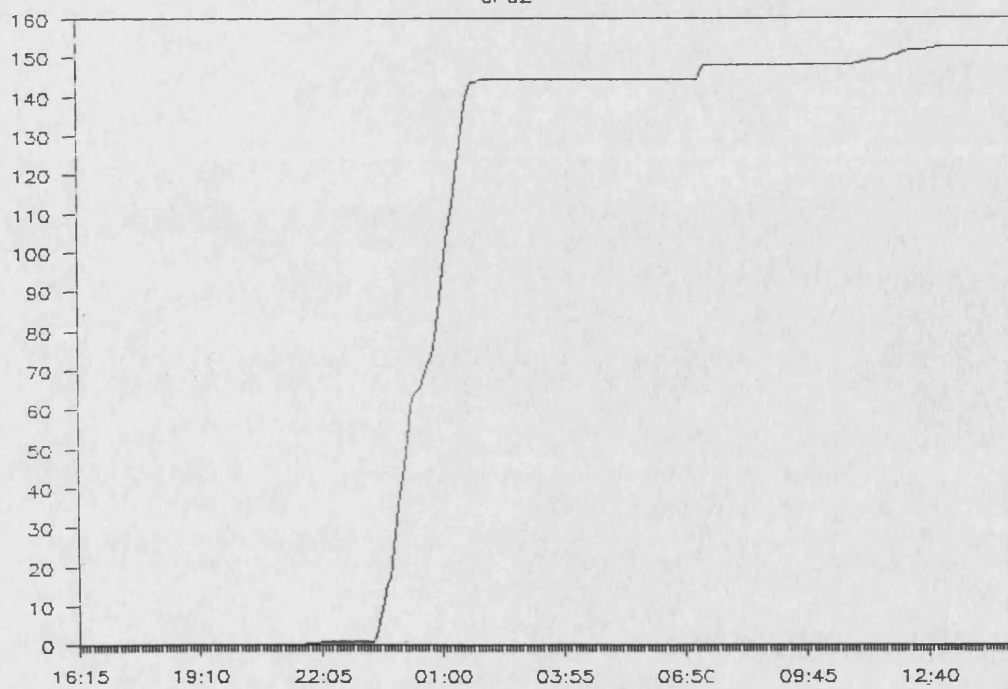


Figura 5.17. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP02

# SEPTIEMBRE DE 1989

0004

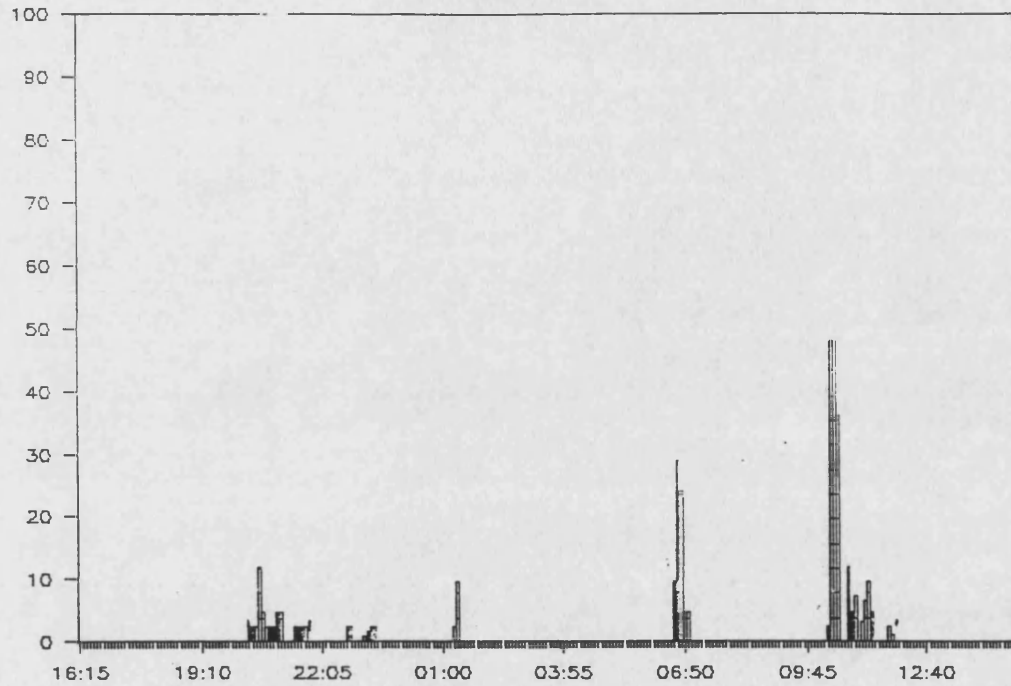


Figura 5.18. Hietograma registrado por el pluviómetro 0004

# SEPTIEMBRE DE 1989

0004

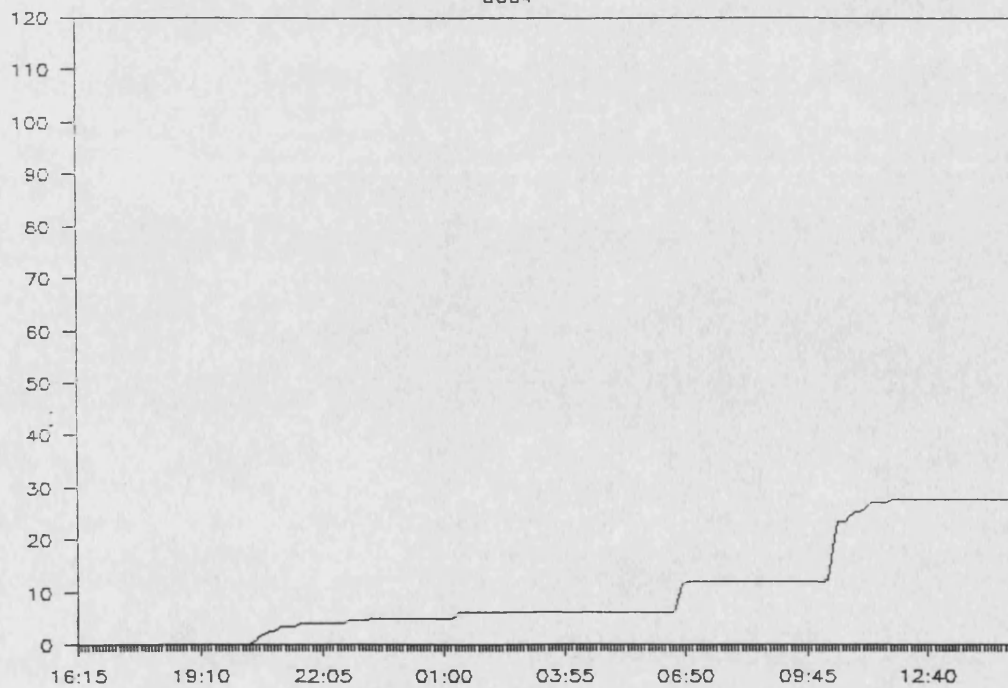


Figura 5.19. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0004

# SEPTIEMBRE DE 1989

0003

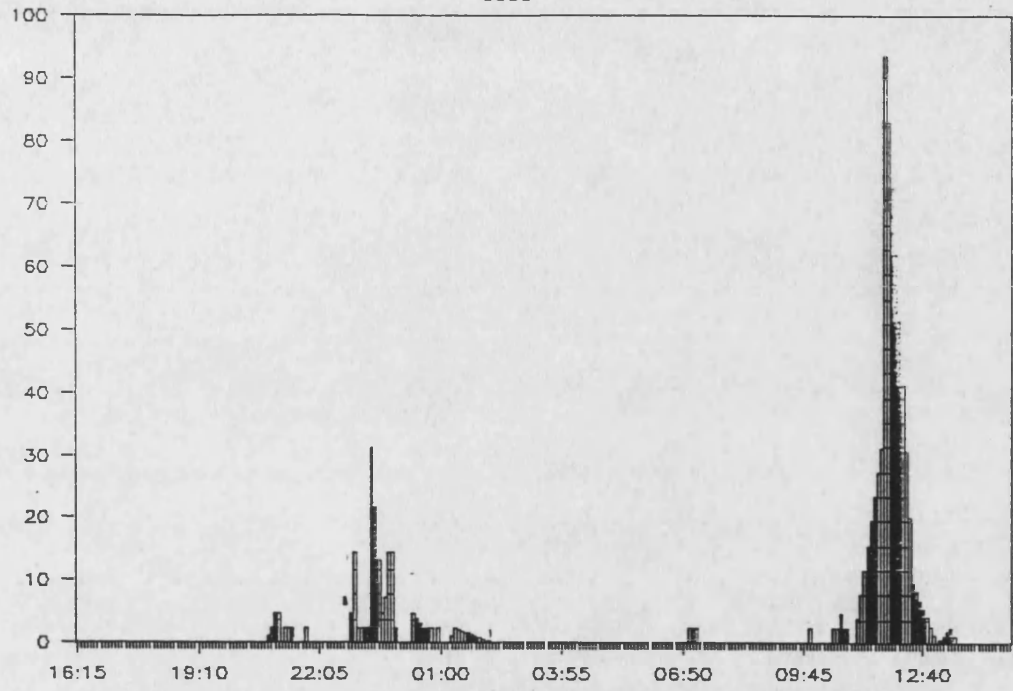


Figura 5.20. Histograma registrado por el pluviómetro 0003

# SEPTIEMBRE DE 1989

0003

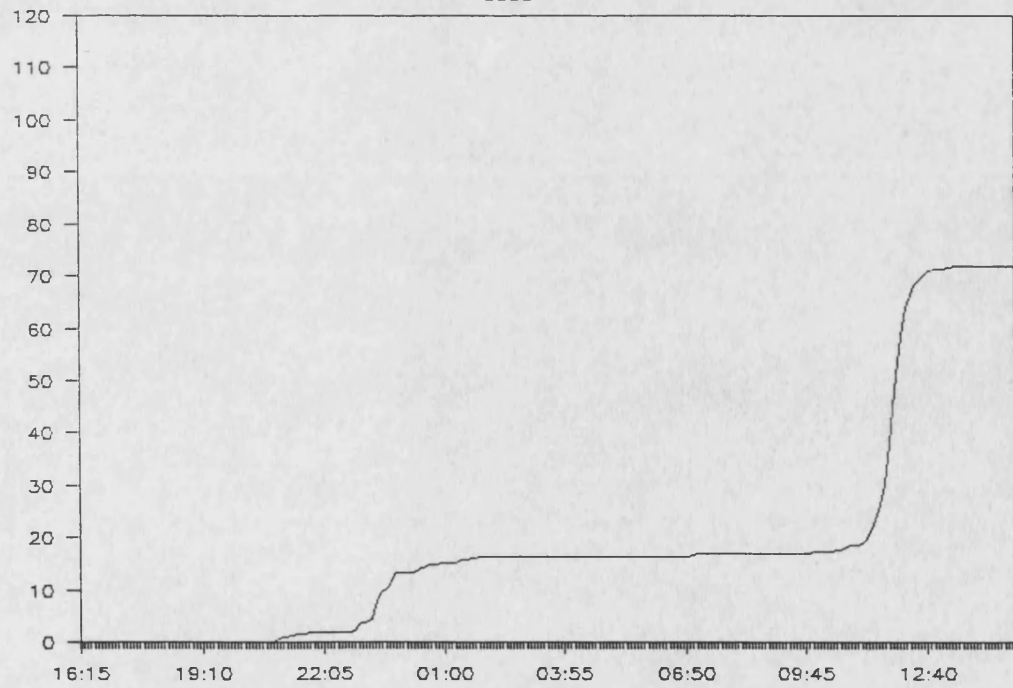


Figura 5.21. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0003



# SEPTIEMBRE DE 1989

0L02

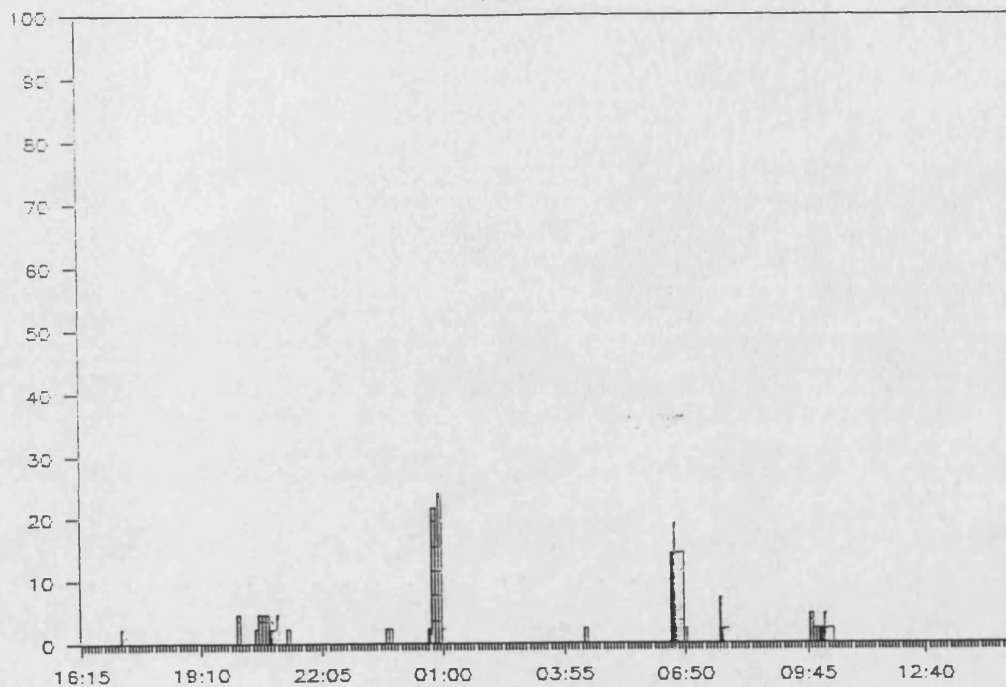


Figura 5.23. Histograma registrado por el pluviómetro 0L02

# SEPTIEMBRE DE 1989

0L02

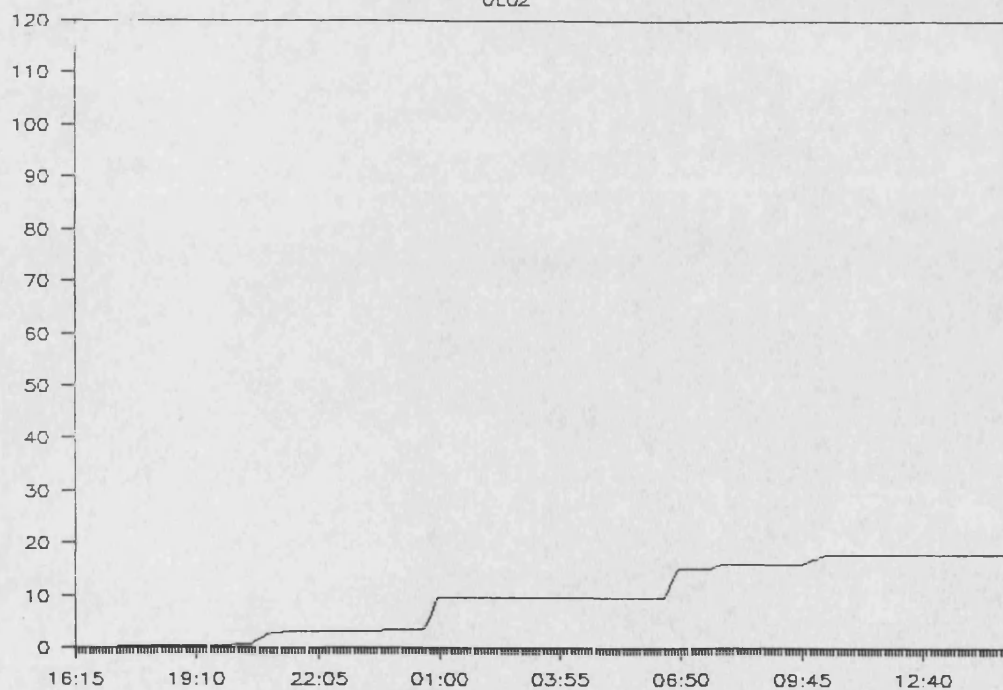


Figura 5.24. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0L02

# SEPTIEMBRE DE 1989

OE02

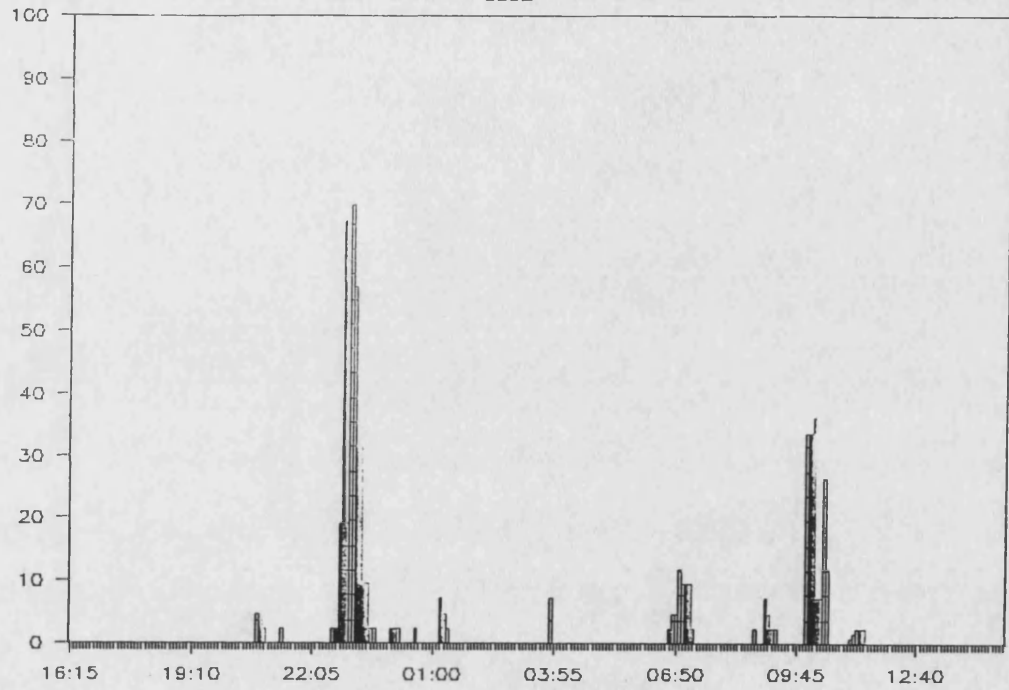


Figura 5.25. Hietograma registrado por el pluviómetro OE02

# SEPTIEMBRE DE 1989

OE02

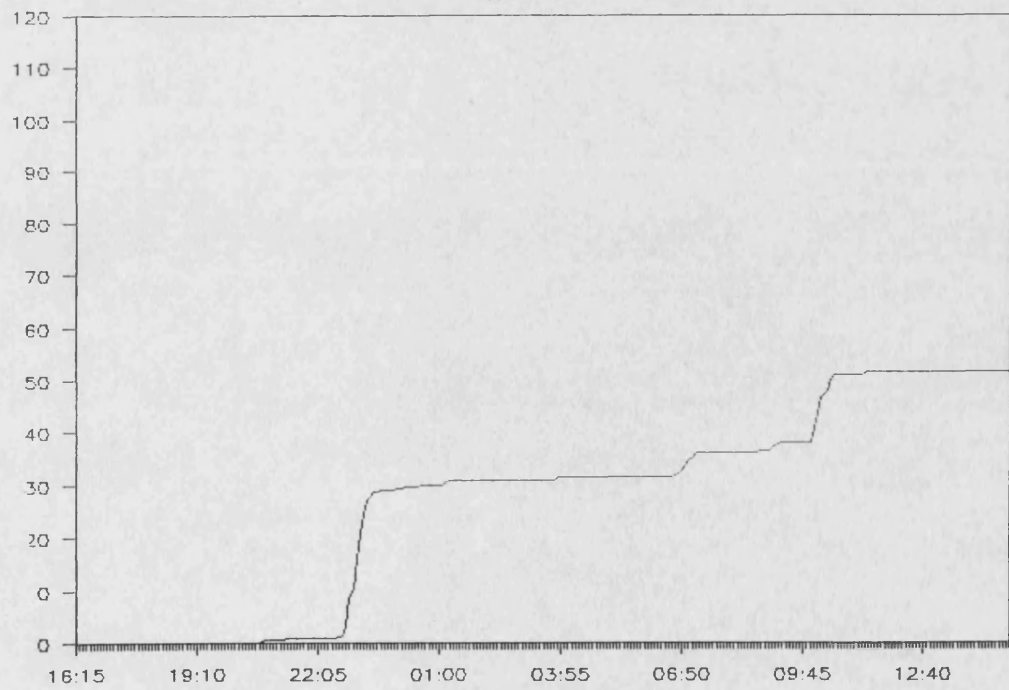


Figura 5.26. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OE02

# SEPTIEMBRE DE 1989

OE03

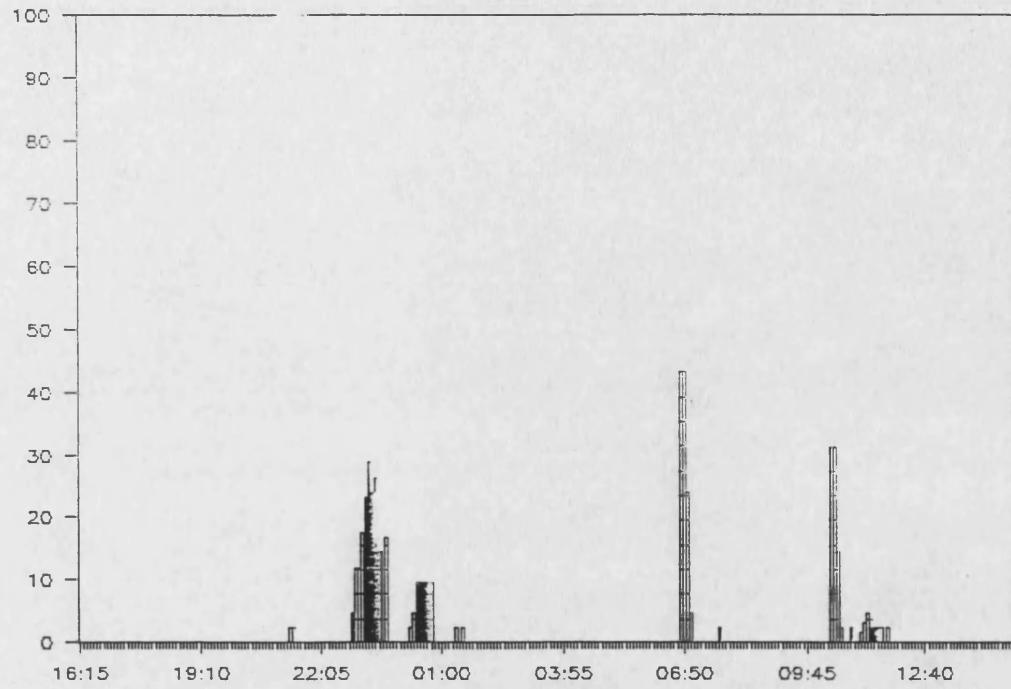


Figura 5.27. Histograma registrado por el pluviómetro OE03

# SEPTIEMBRE DE 1989

OE03

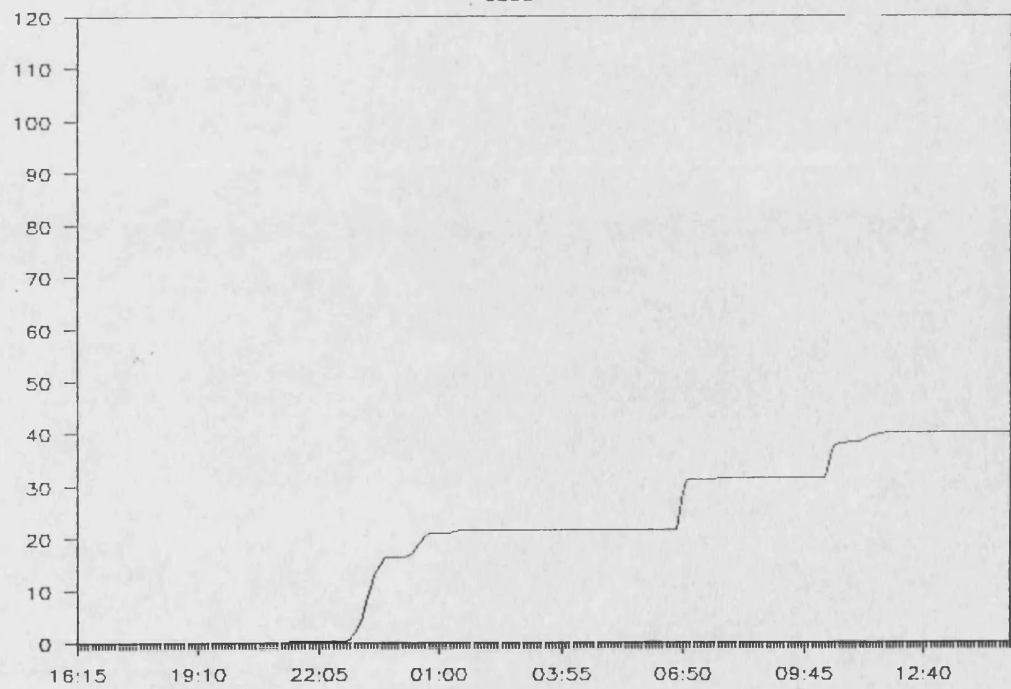


Figura 5.28. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OE03

# SEPTIEMBRE DE 1989

6E02

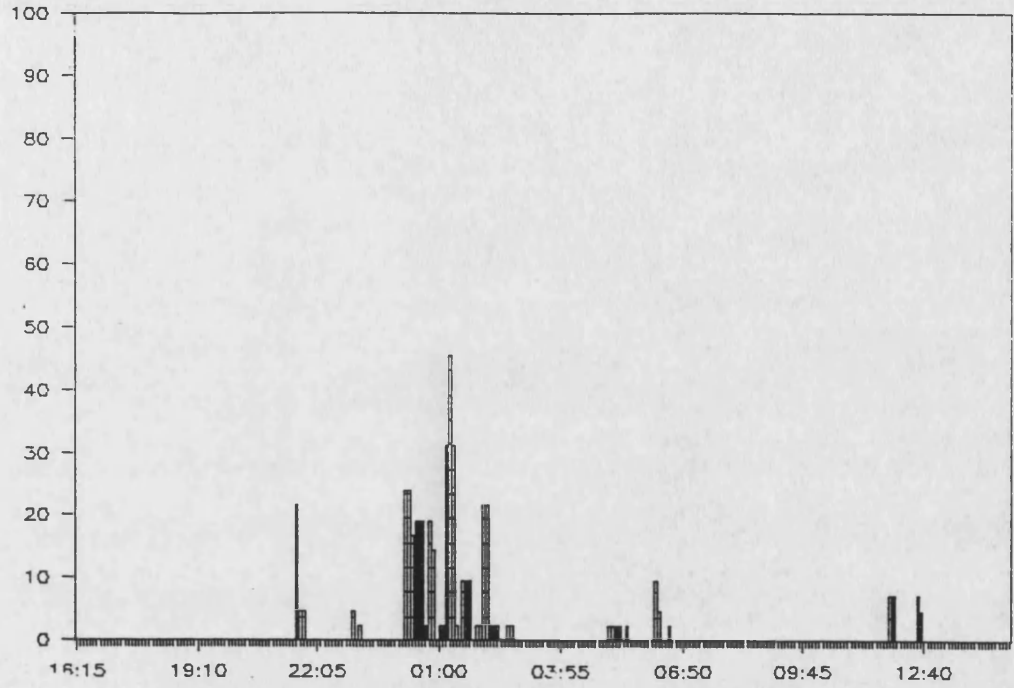


Figura 5.29. Hietograma registrado por el pluviómetro 6E02

# SEPTIEMBRE DE 1989

6E02

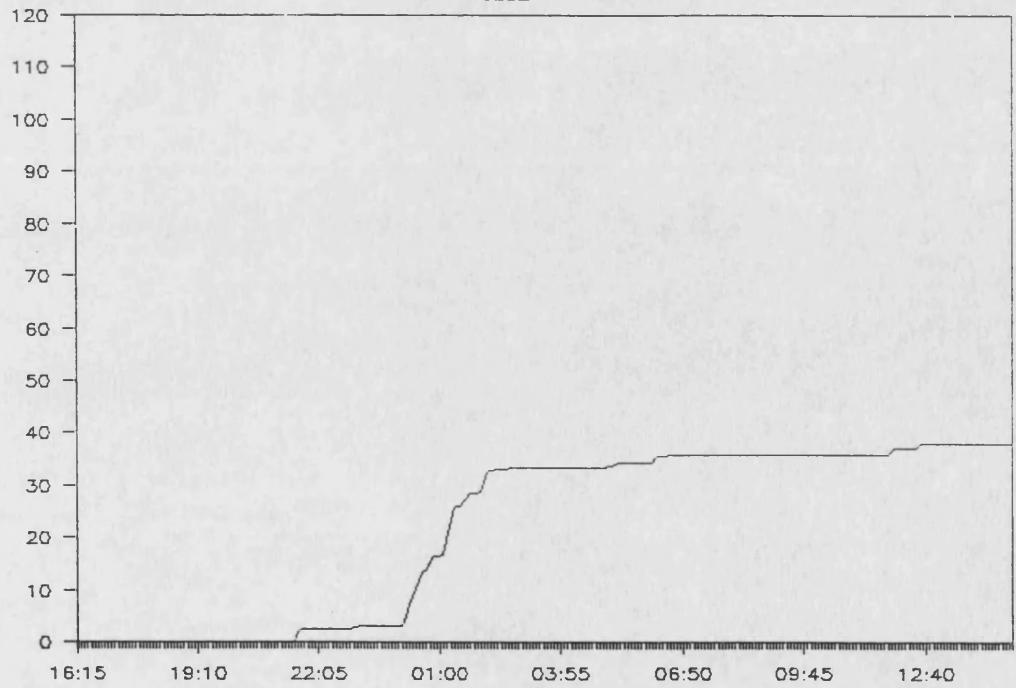


Figura 5.30. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 6E02

# SEPTIEMBRE DE 1989

6E03

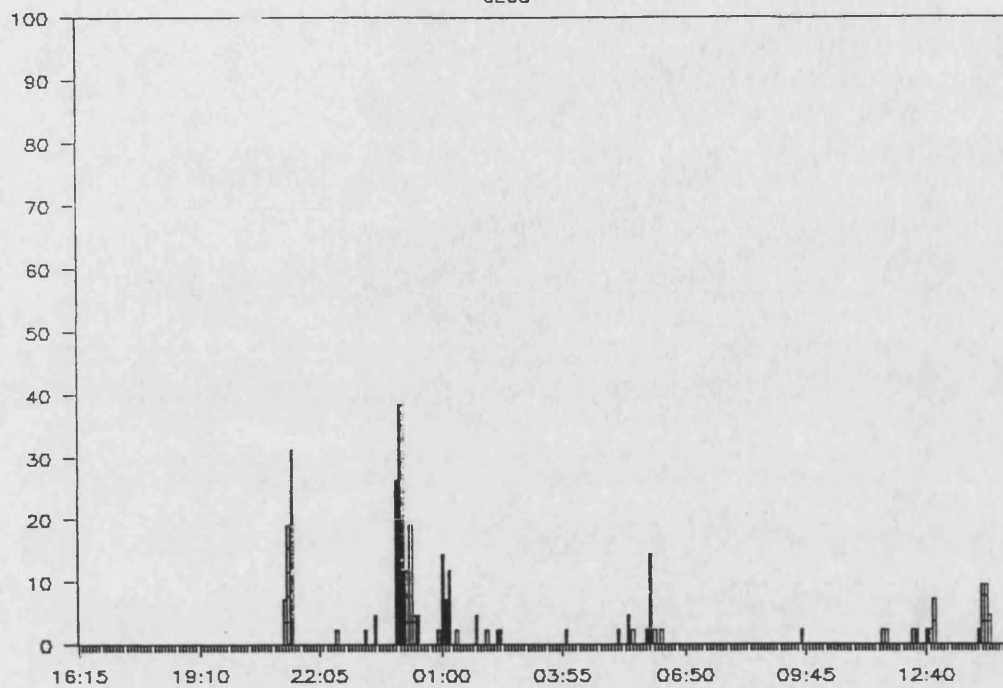


Figura 5.31. Hietograma registrado por el pluviómetro 6E03

# SEPTIEMBRE DE 1989

6E03

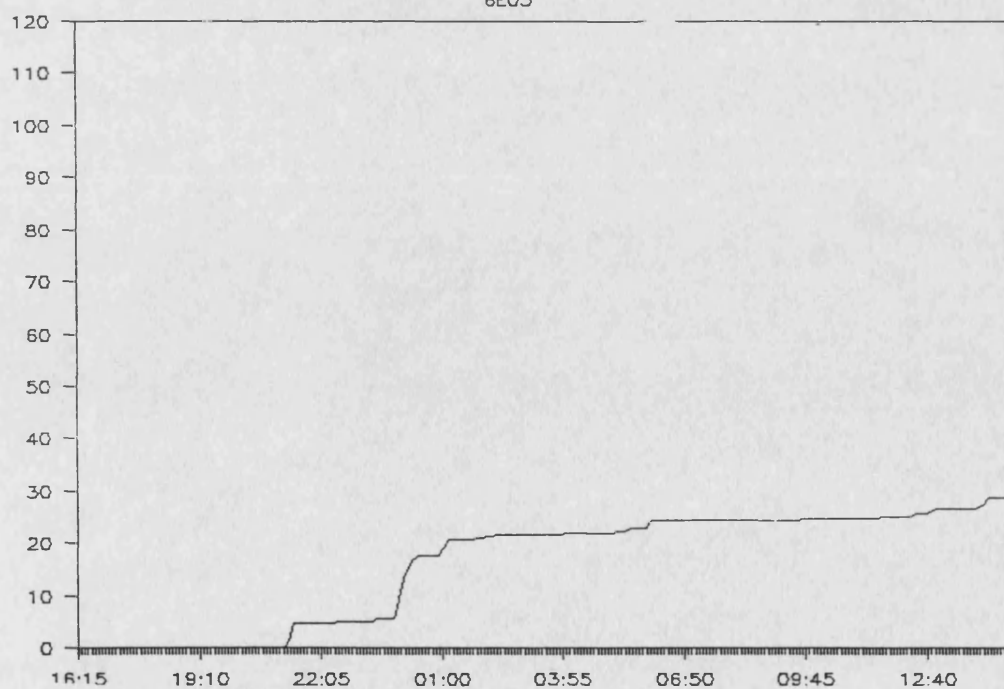


Figura 5.32. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 6E03

# SEPTIEMBRE DE 1989

OS01

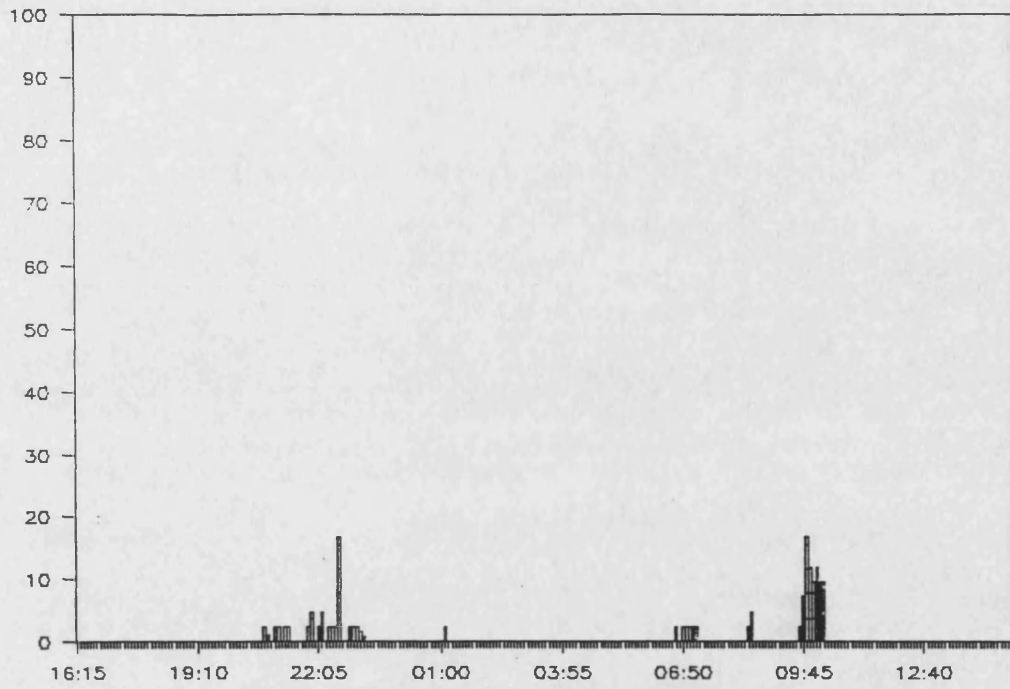


Figura 5.33. Hietograma registrado por el pluviómetro OS01

# SEPTIEMBRE DE 1989

OS01

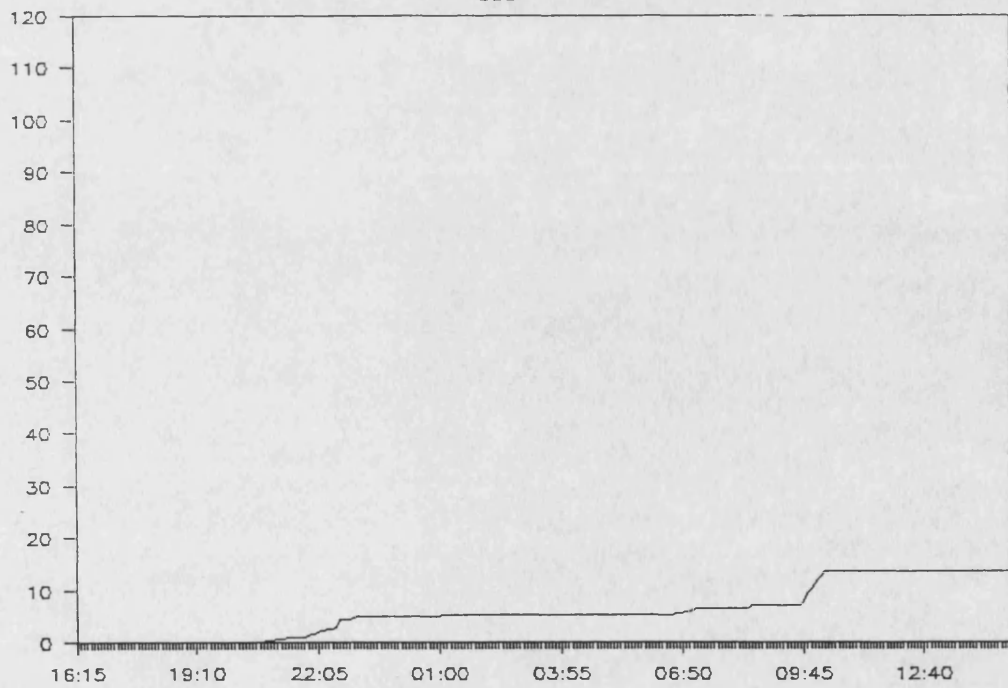


Figura 5.34. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OS01

# SEPTIEMBRE DE 1989

OE01

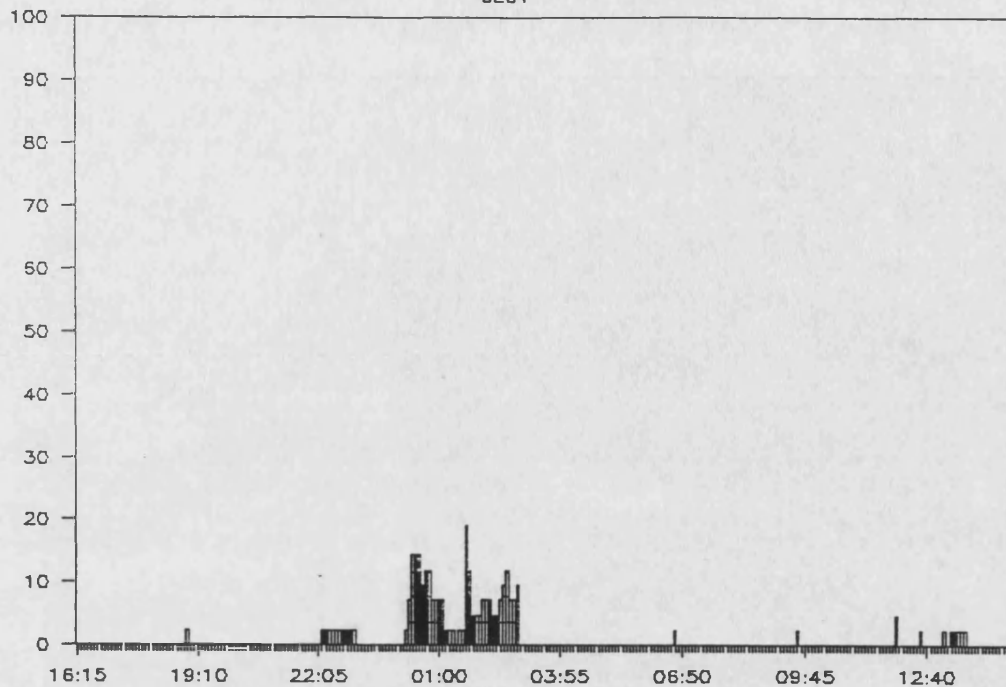


Figura 5.35. Hietograma registrado por el pluviómetro OE01

# SEPTIEMBRE DE 1989

OE01

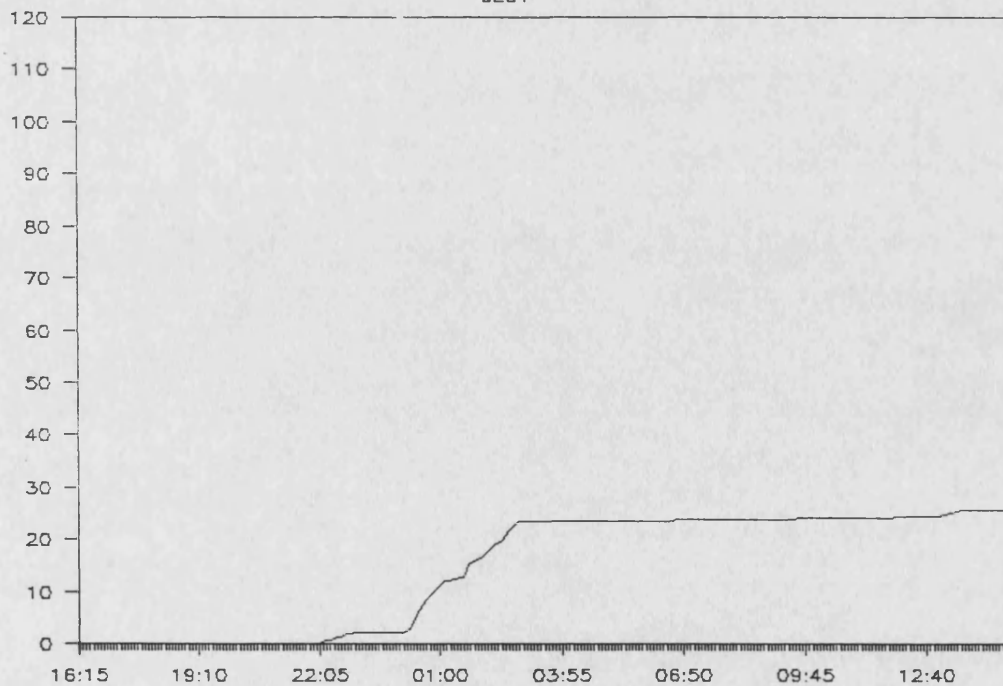


Figura 5.36. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OE01

# SEPTIEMBRE DE 1989

OP01

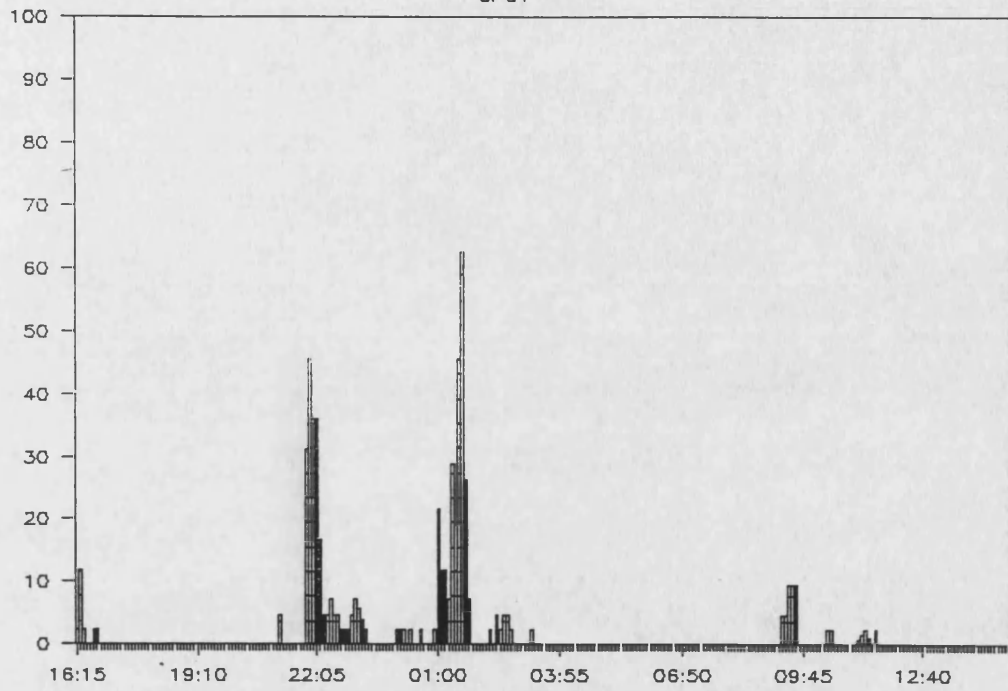


Figura 5.37. Hietograma registrado por el pluviómetro OP01

# SEPTIEMBRE DE 1989

OP01

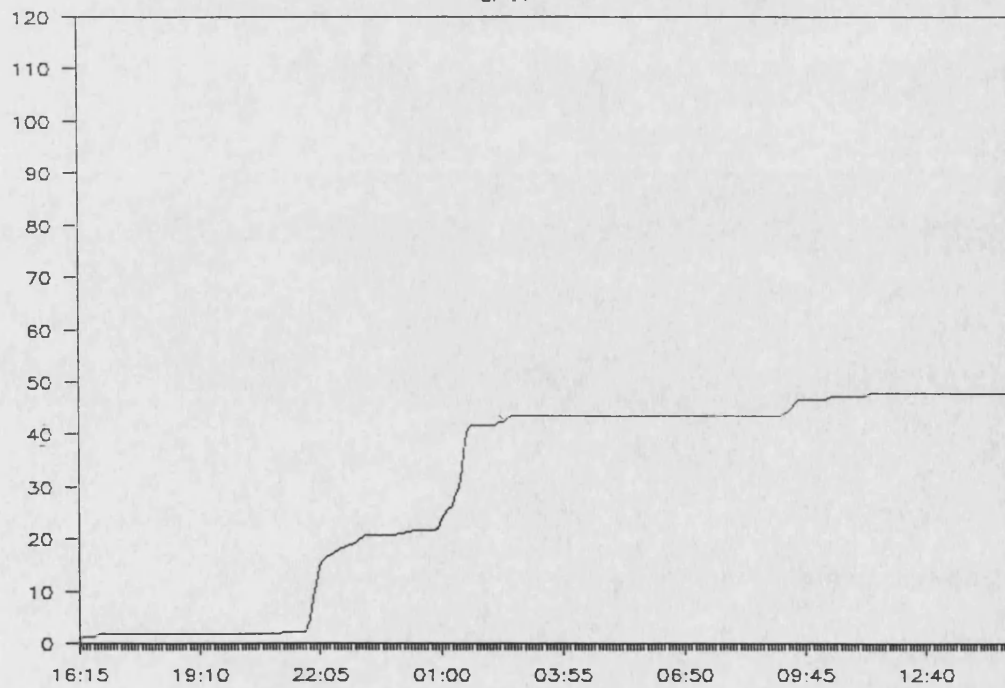


Figura 5.38. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP01



# SEPTIEMBRE DE 1989

OP04

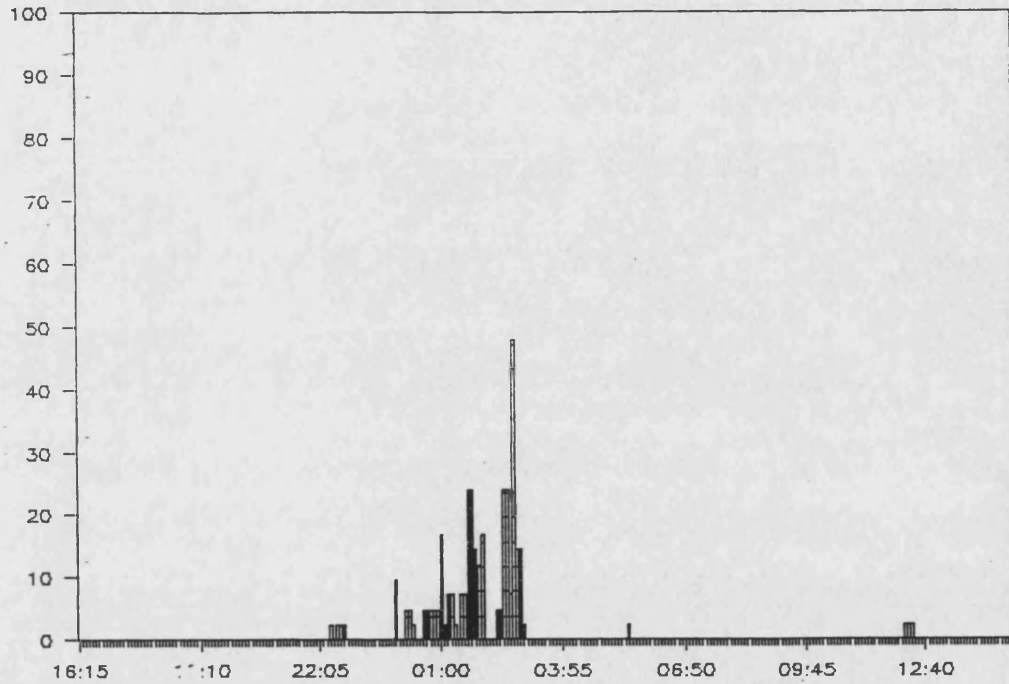


Figura 5.39. Hietograma registrado por el pluviómetro OP04

# SEPTIEMBRE DE 1989

OP04

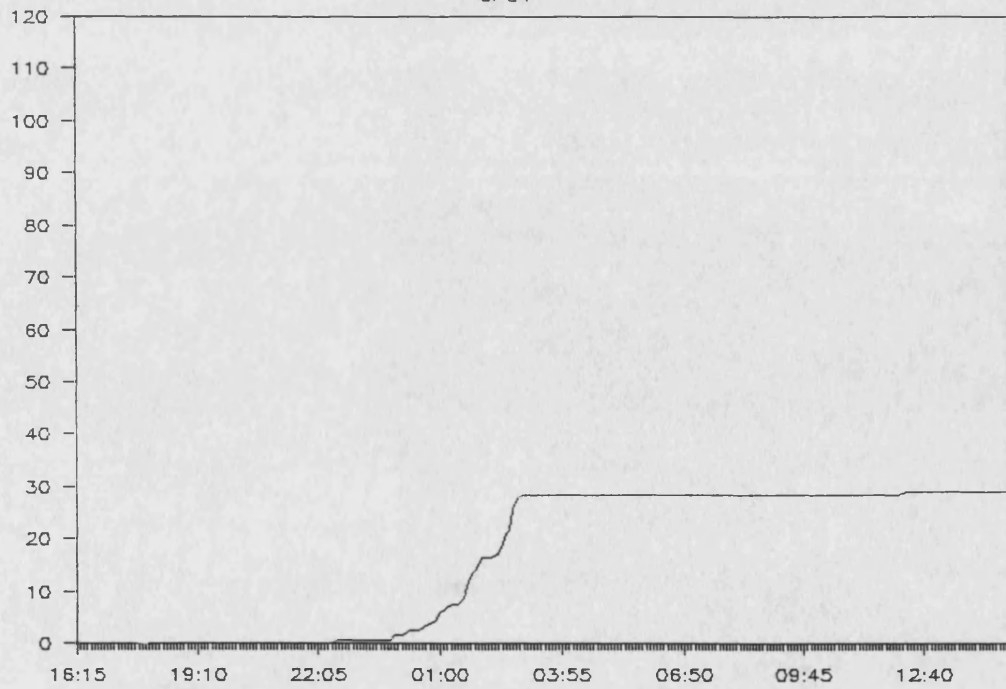


Figura 5.40. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP04

# SEPTIEMBRE DE 1989

OP06

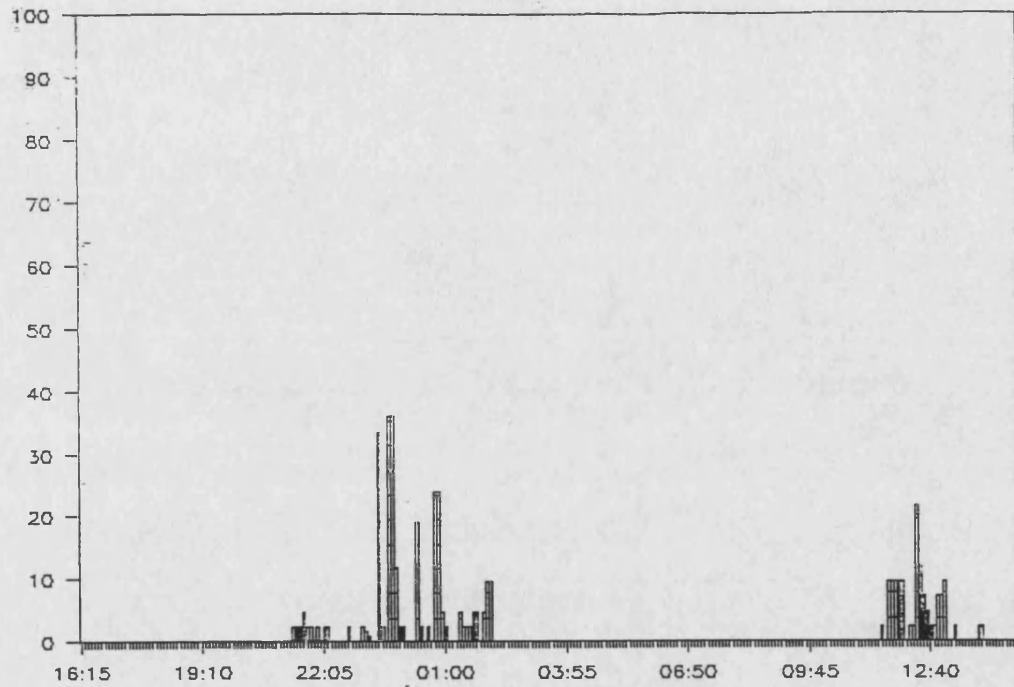


Figura 5.41. Hietograma registrado por el pluviómetro OP06

# SEPTIEMBRE DE 1989

OP06

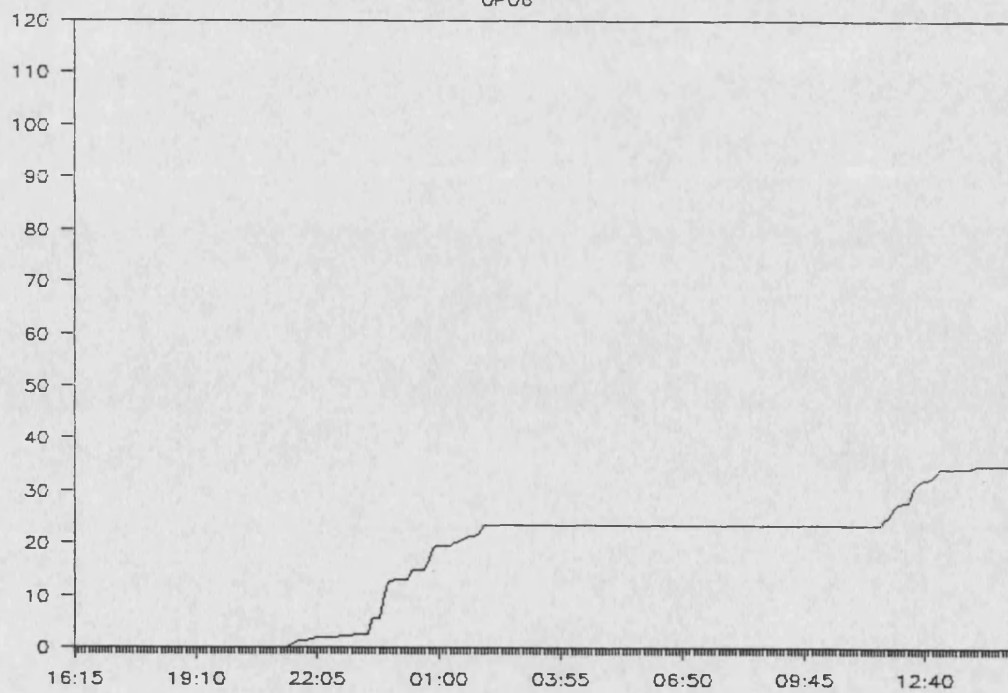


Figura 5.42. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP06

## SEPTIEMBRE DE 1990

INTENSIDADES MAXIMAS ABSOLUTAS

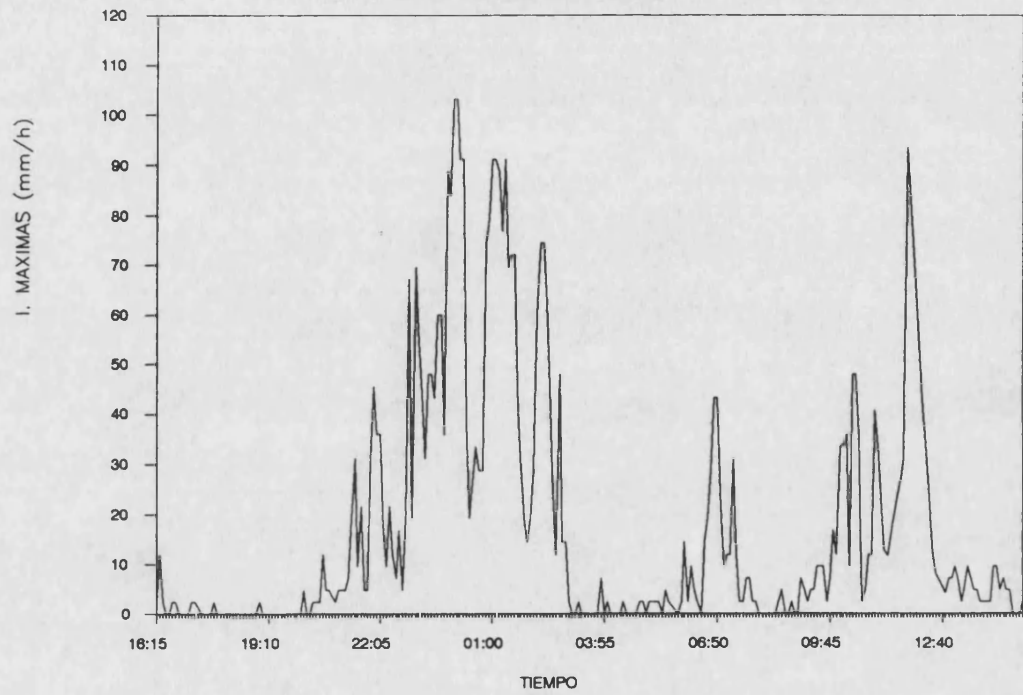


Figura 5.43. Intensidades máximas absolutas registradas en la zona de estudio por unidad de tiempo.

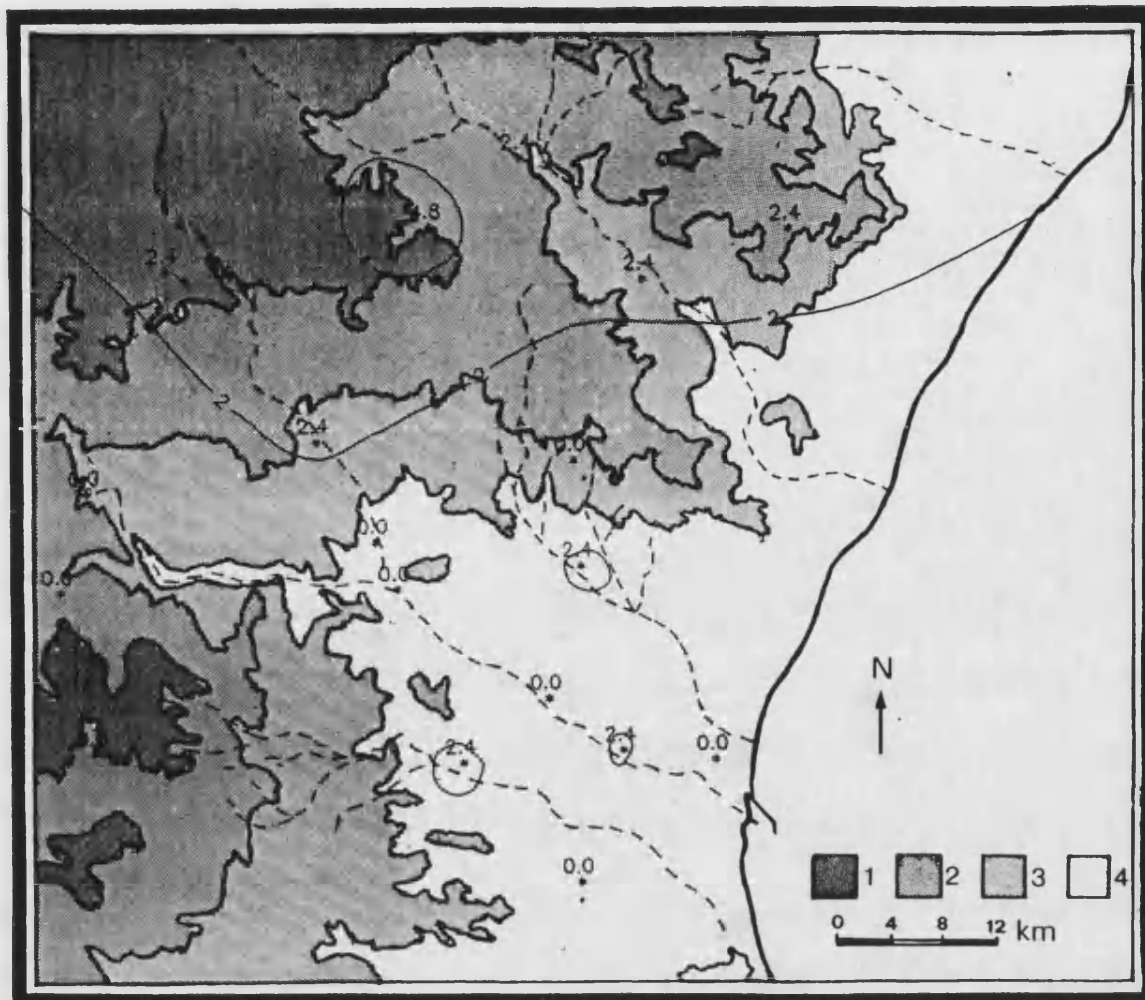


Figura 5.44. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:40 del día 8 (tipo b).

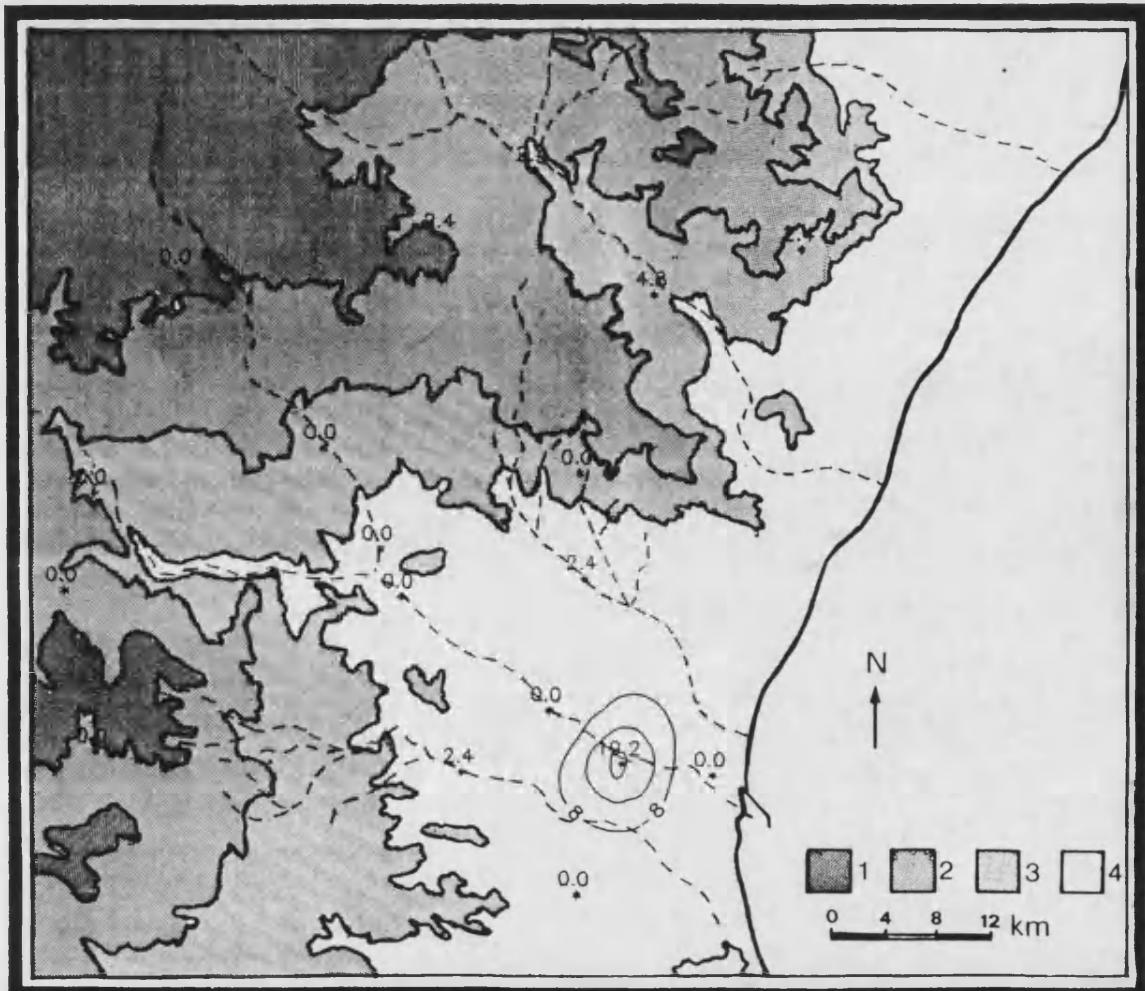


Figura 5.45. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:45 del día 8 (tipo b).

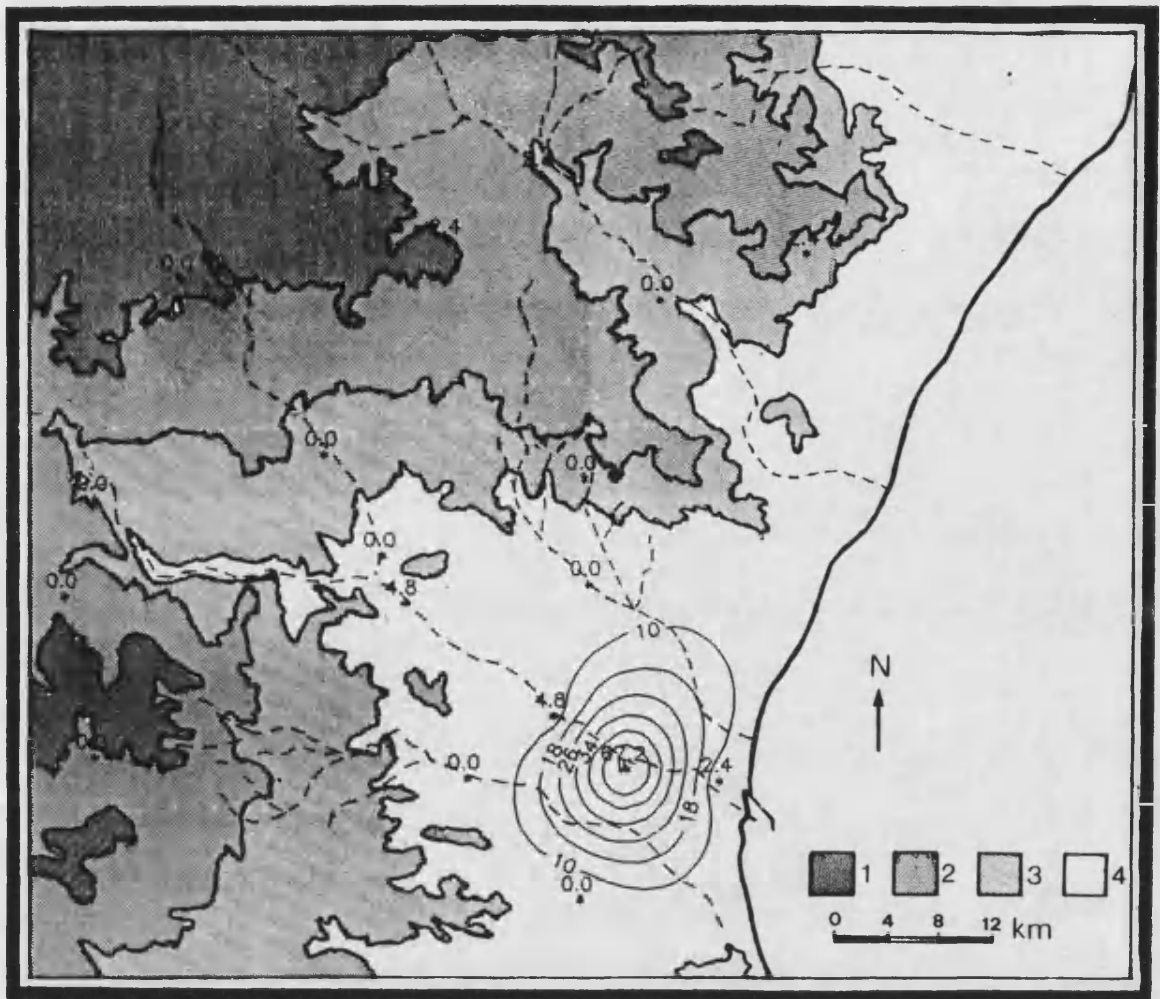


Figura 5.46. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:50 del día 8 (tipo b).

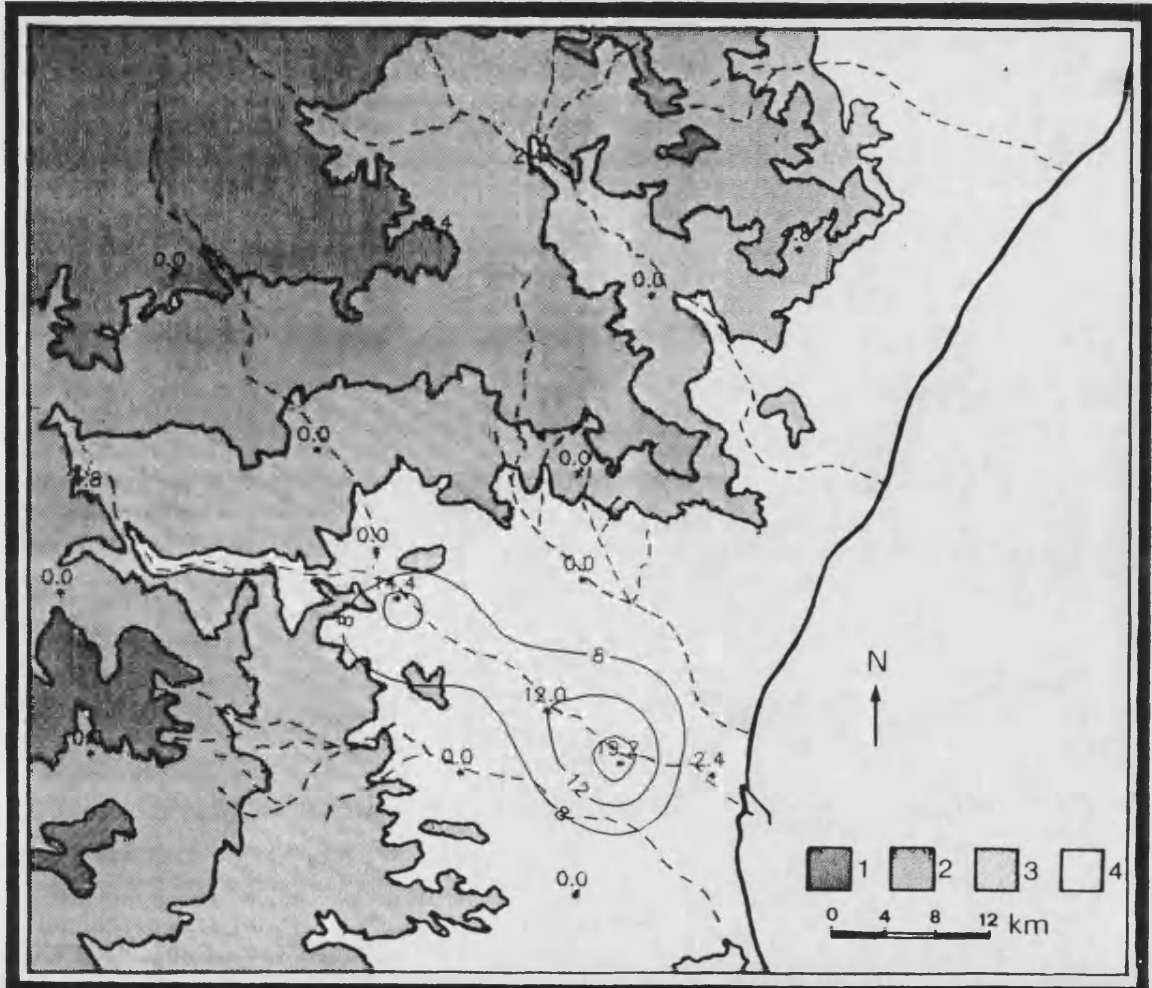


Figura 5.47. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:55 del día 8 (tipo b).

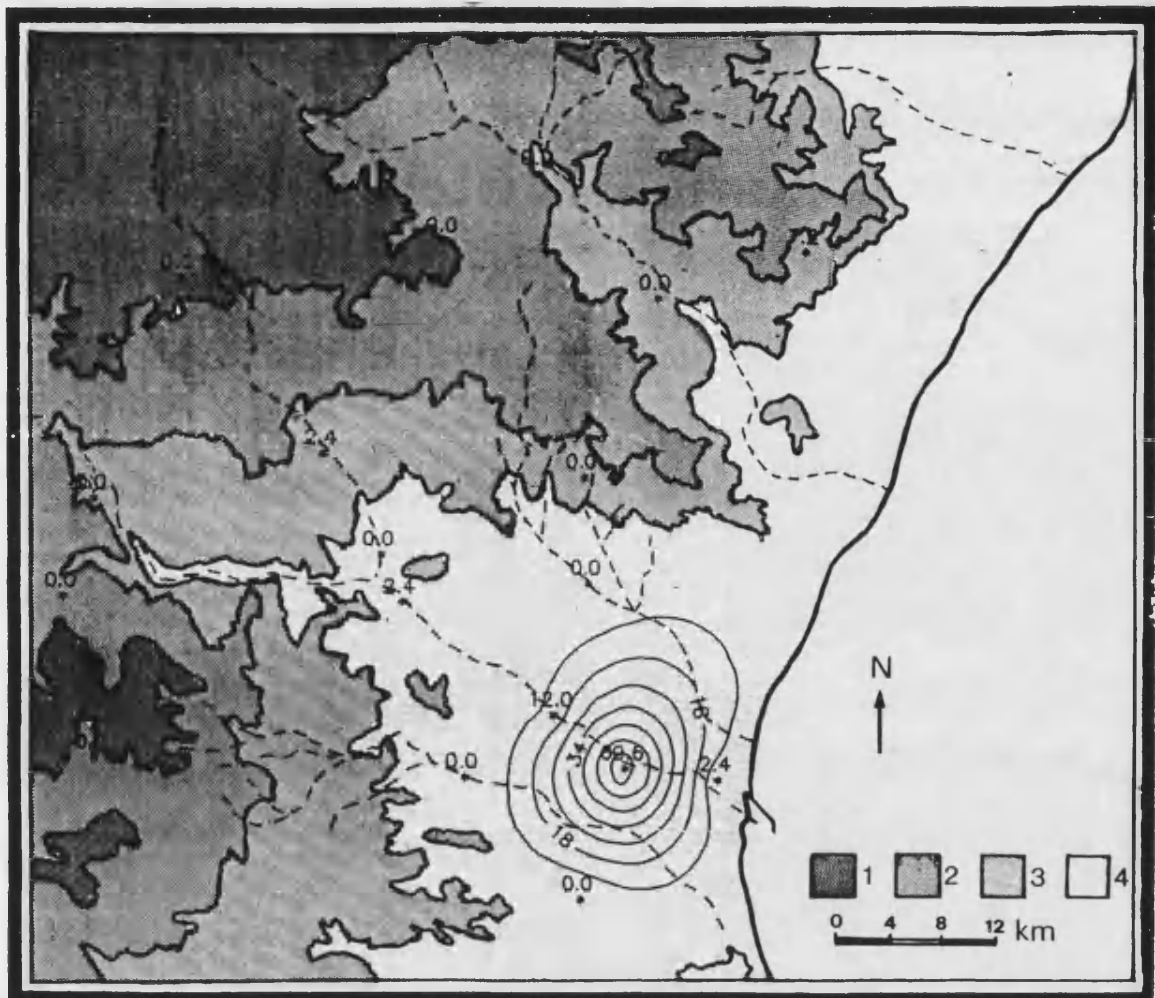


Figura 5.48. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:00 del día 8 (tipo b).

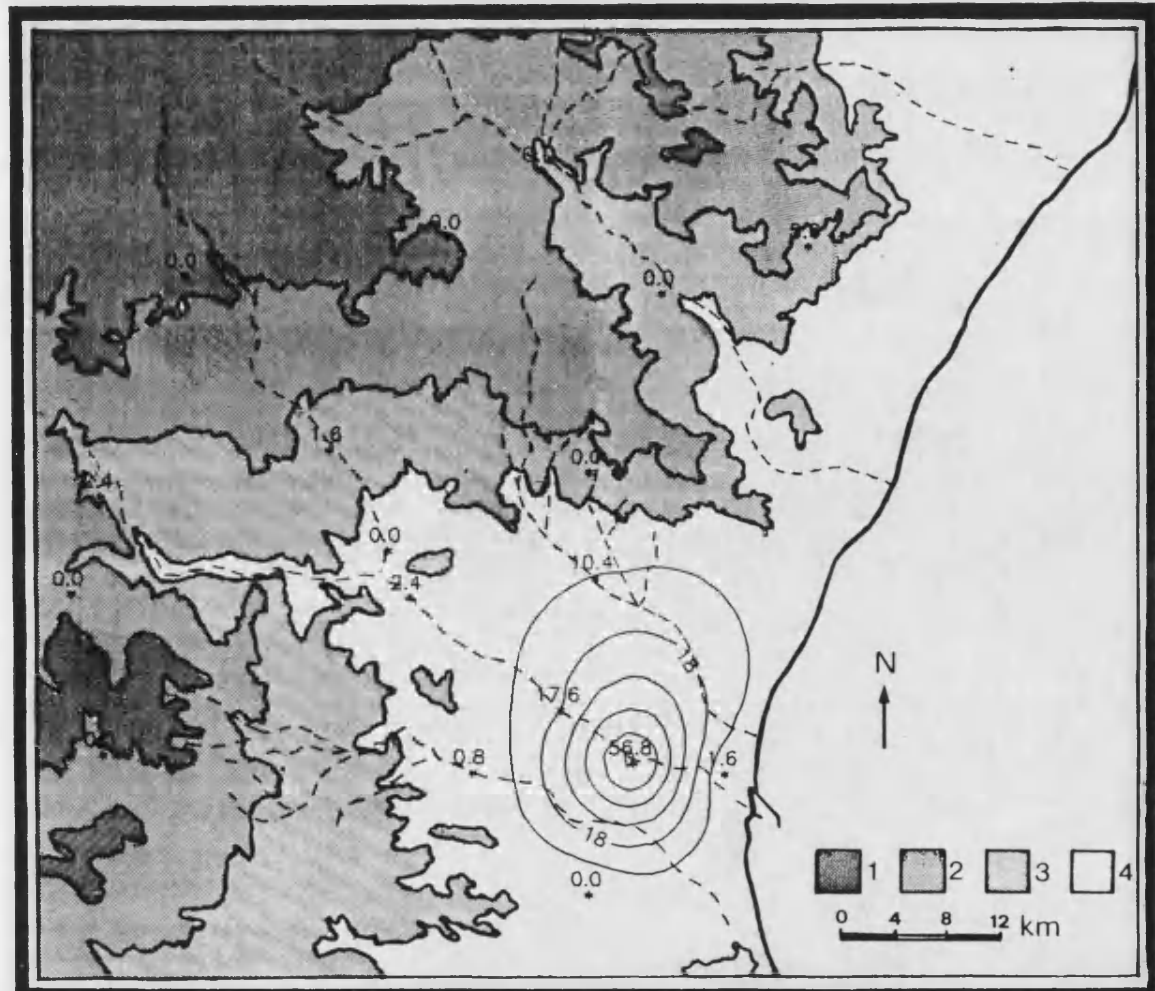


Figura 5.49. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:05 del día 8 (tipo b).

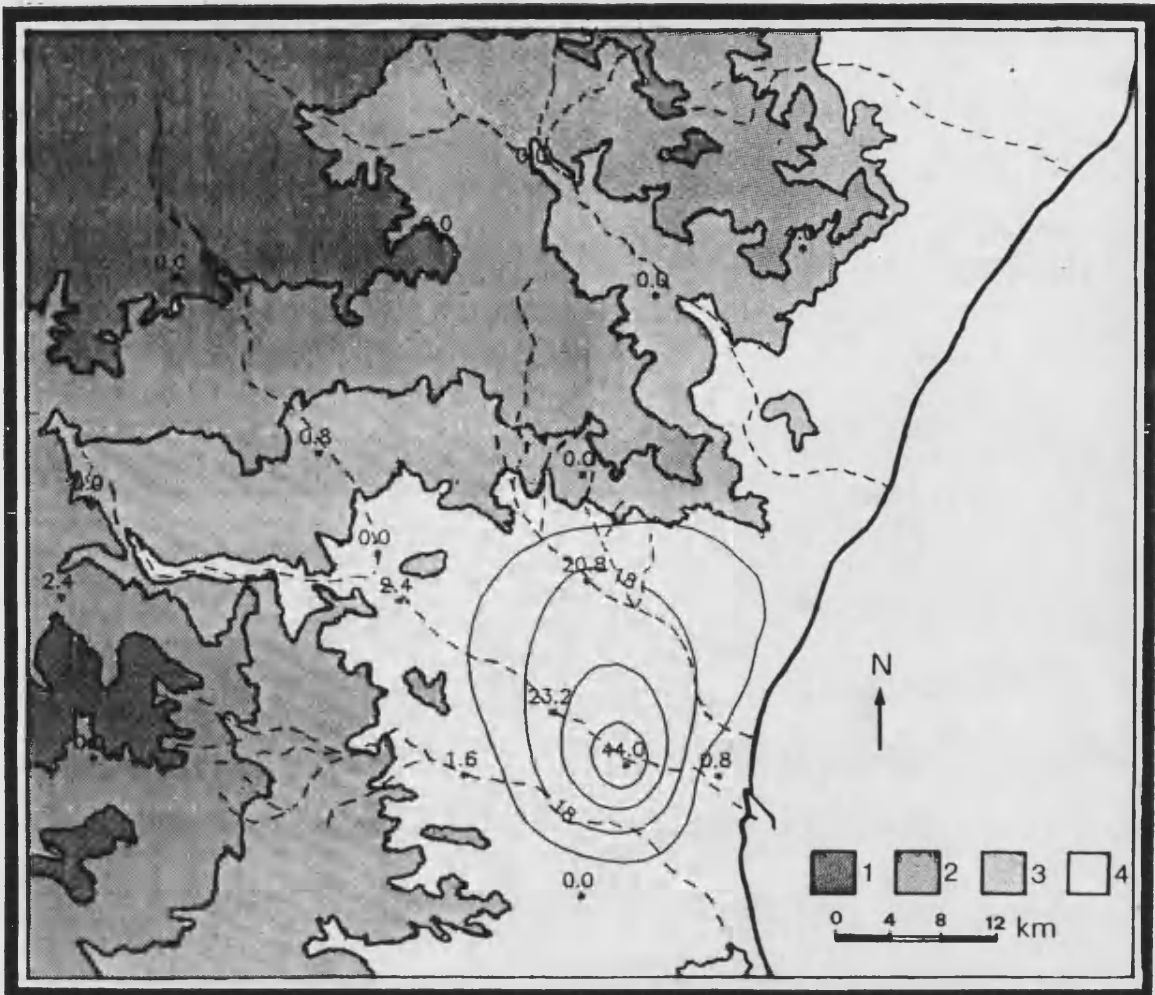


Figura 5.50. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:10 del día 8 (tipo b).

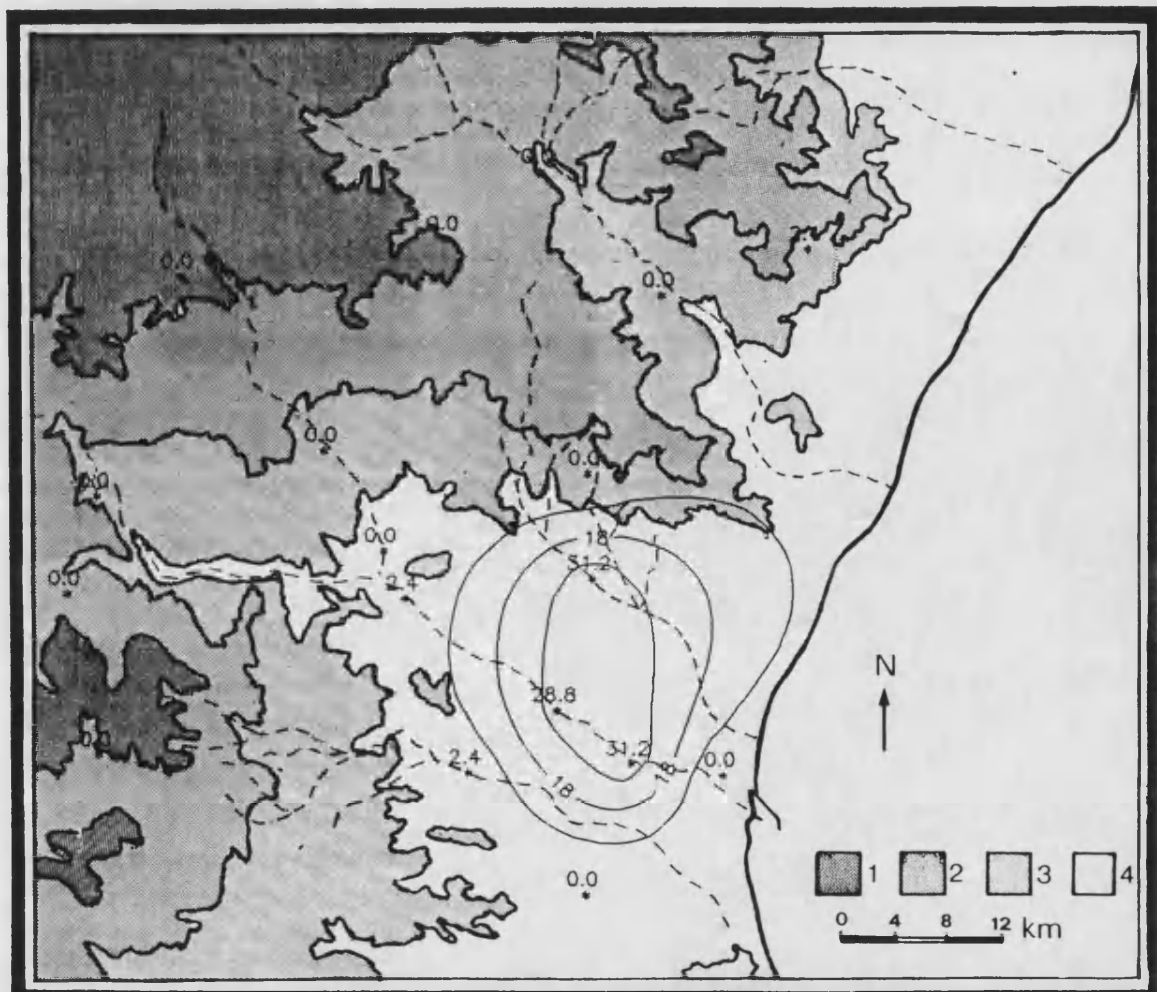


Figura 5.51. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:15 del día 8 (tipo b).

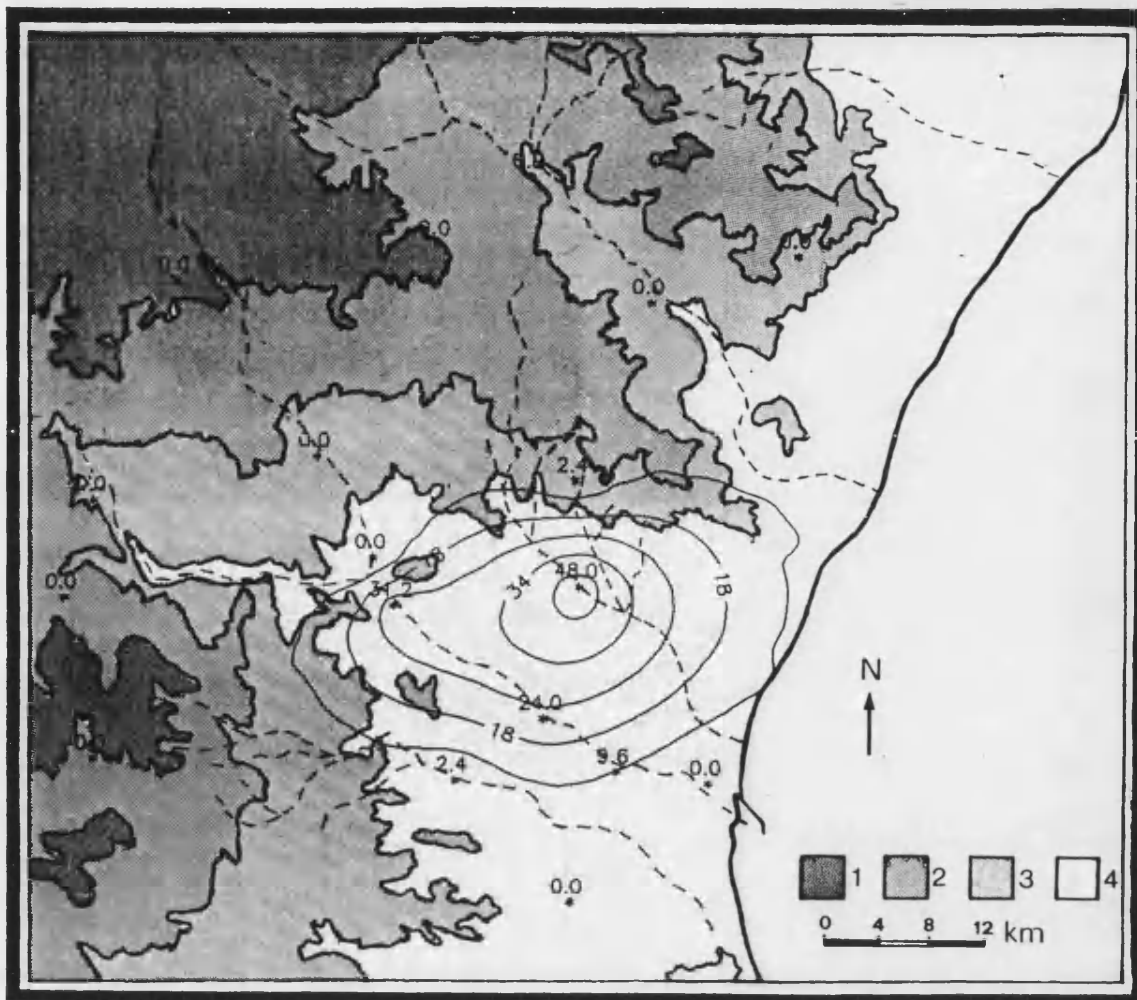


Figura 5.52. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:20 del día 8 (tipo b).

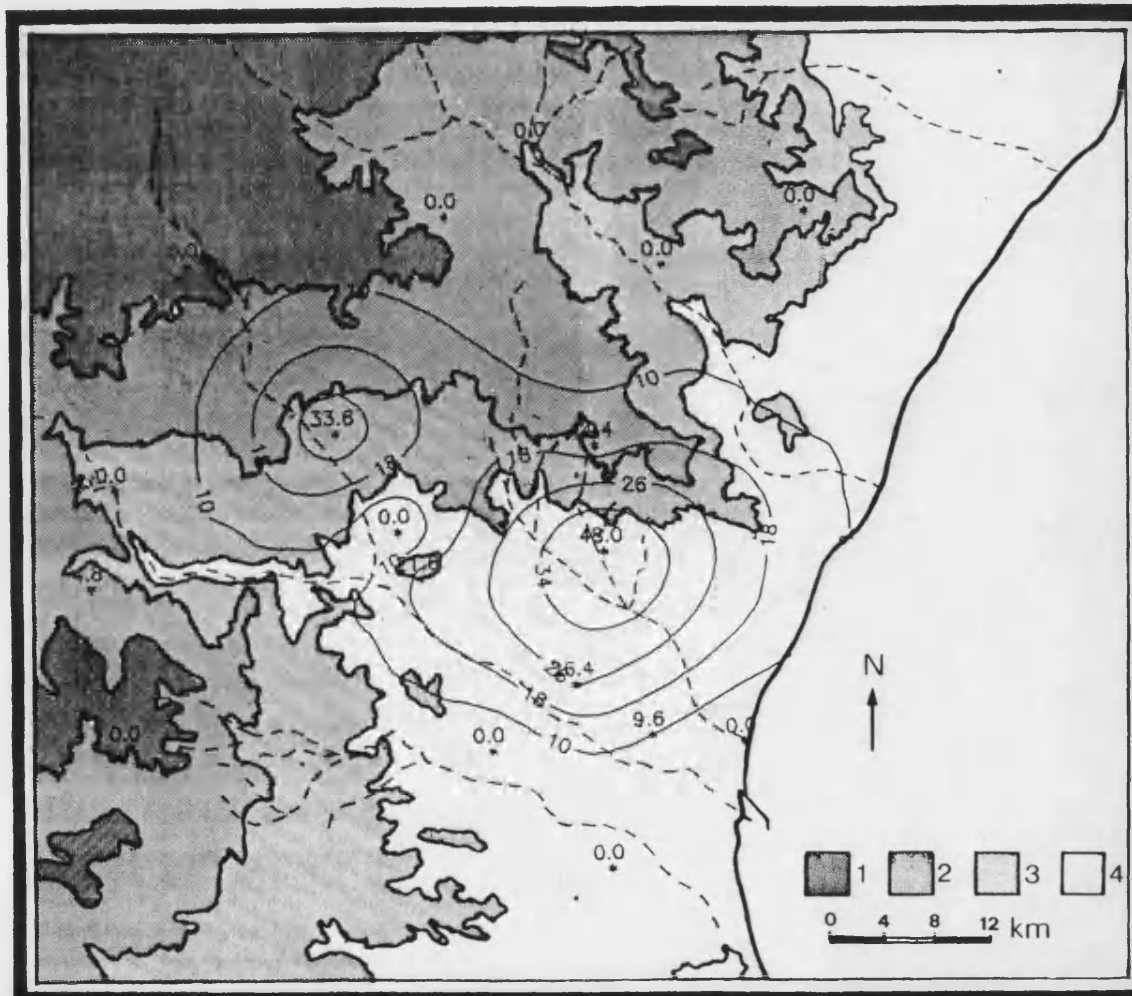


Figura 5.53. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:25 del día 8 (tipo b).



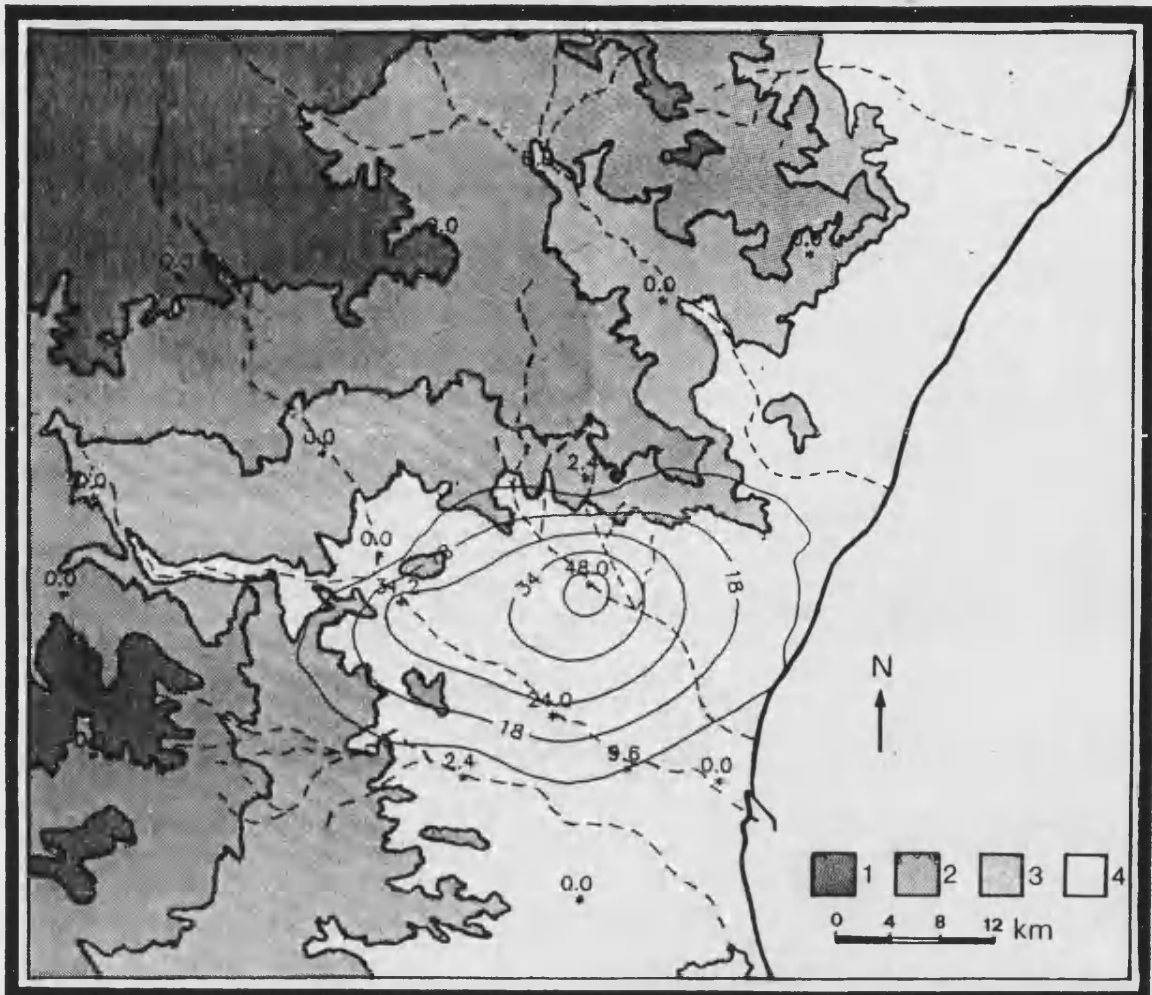


Figura 5.52. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:20 del día 8 (tipo b).

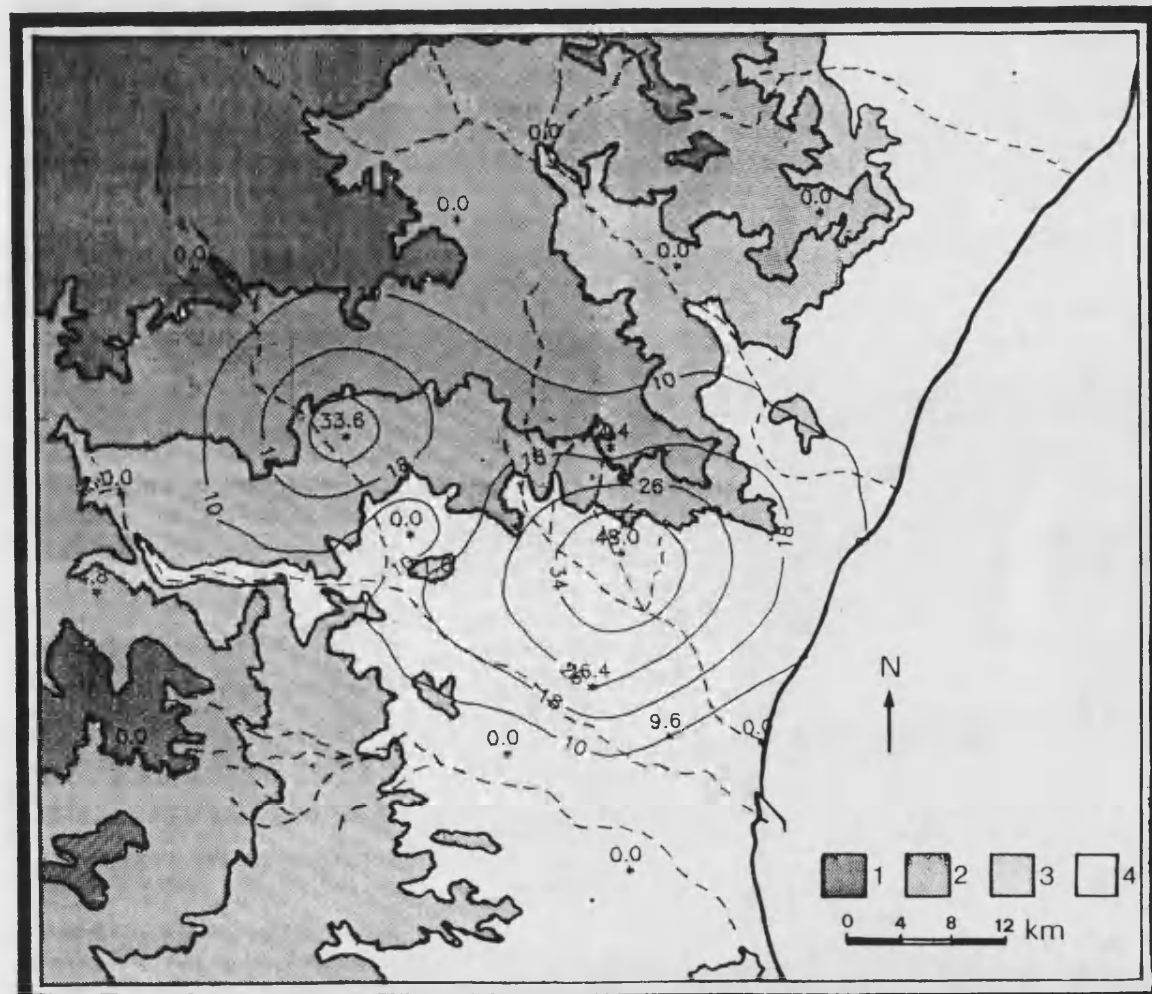


Figura 5.53. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:25 del día 8 (tipo b).

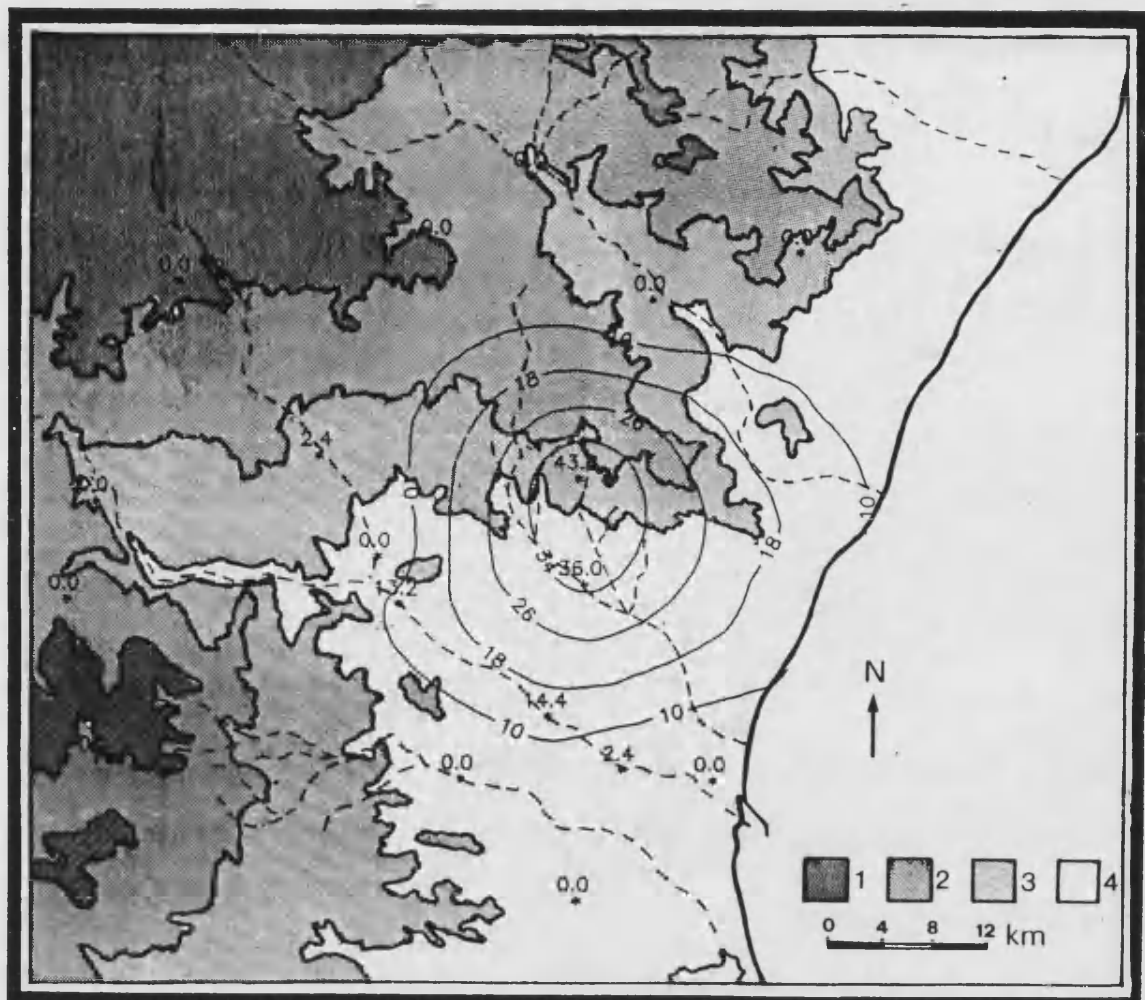


Figura 5.54. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:30 del día 8 (tipo b).

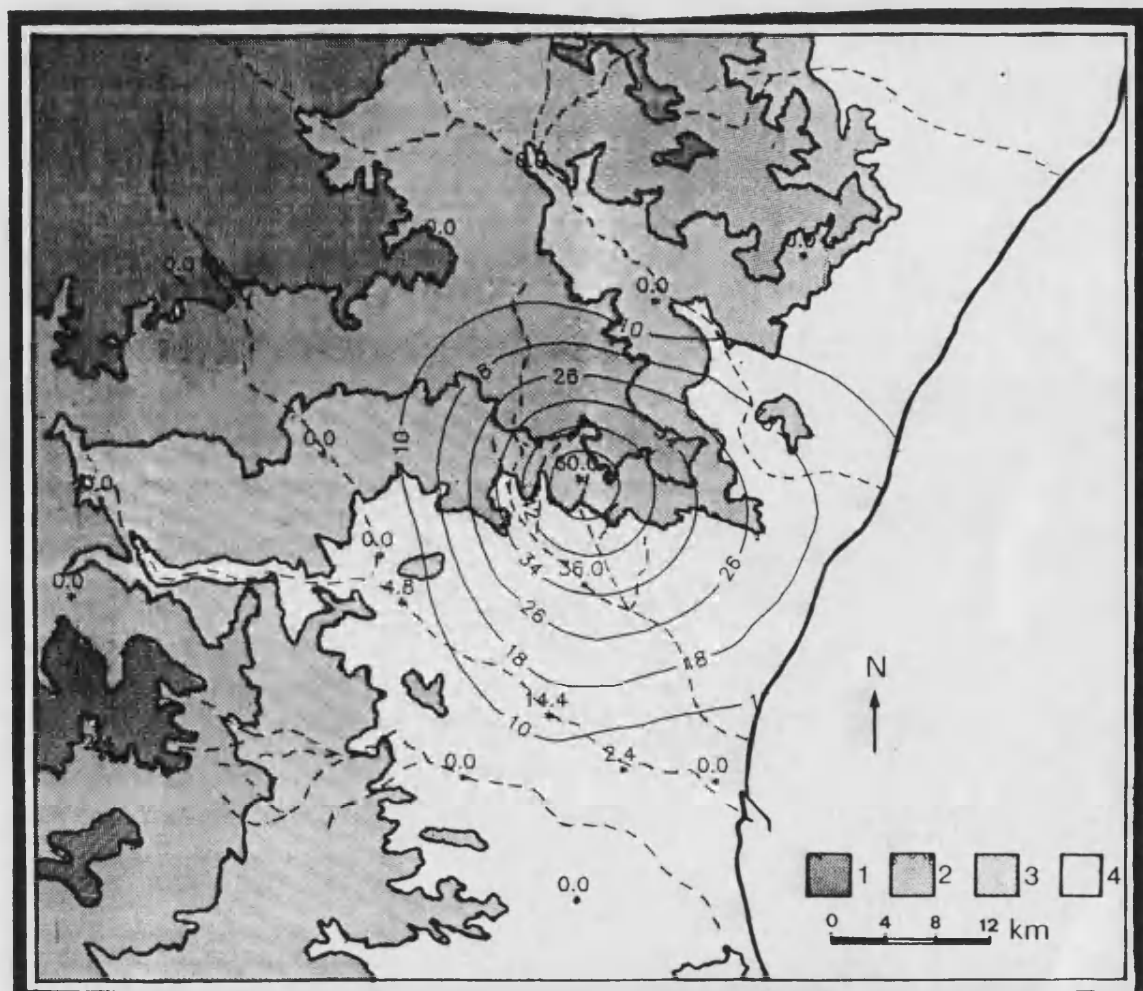


Figura 5.55. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:35 del día 8 (tipo b).

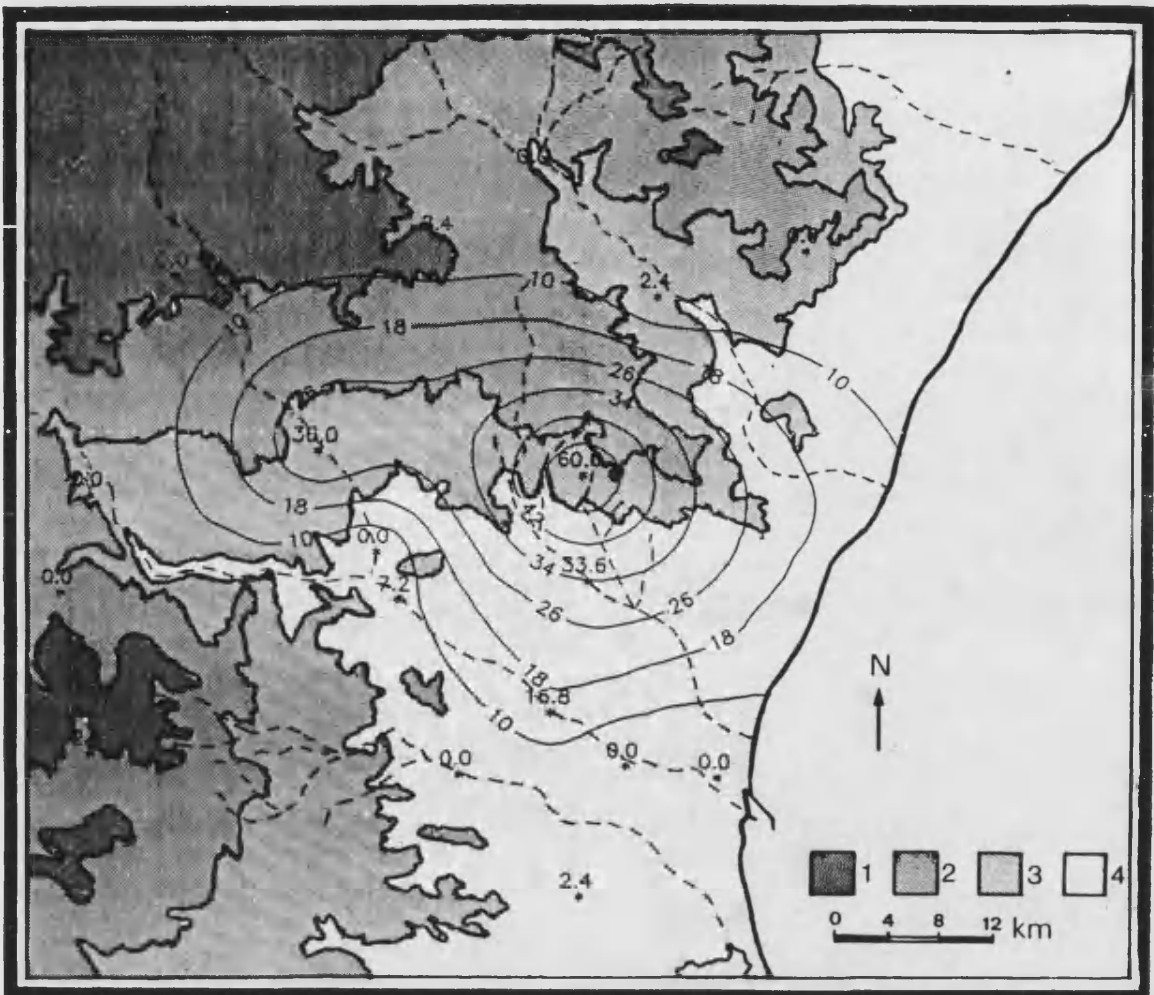


Figura 5.56. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:40 del día 8 (tipo b).

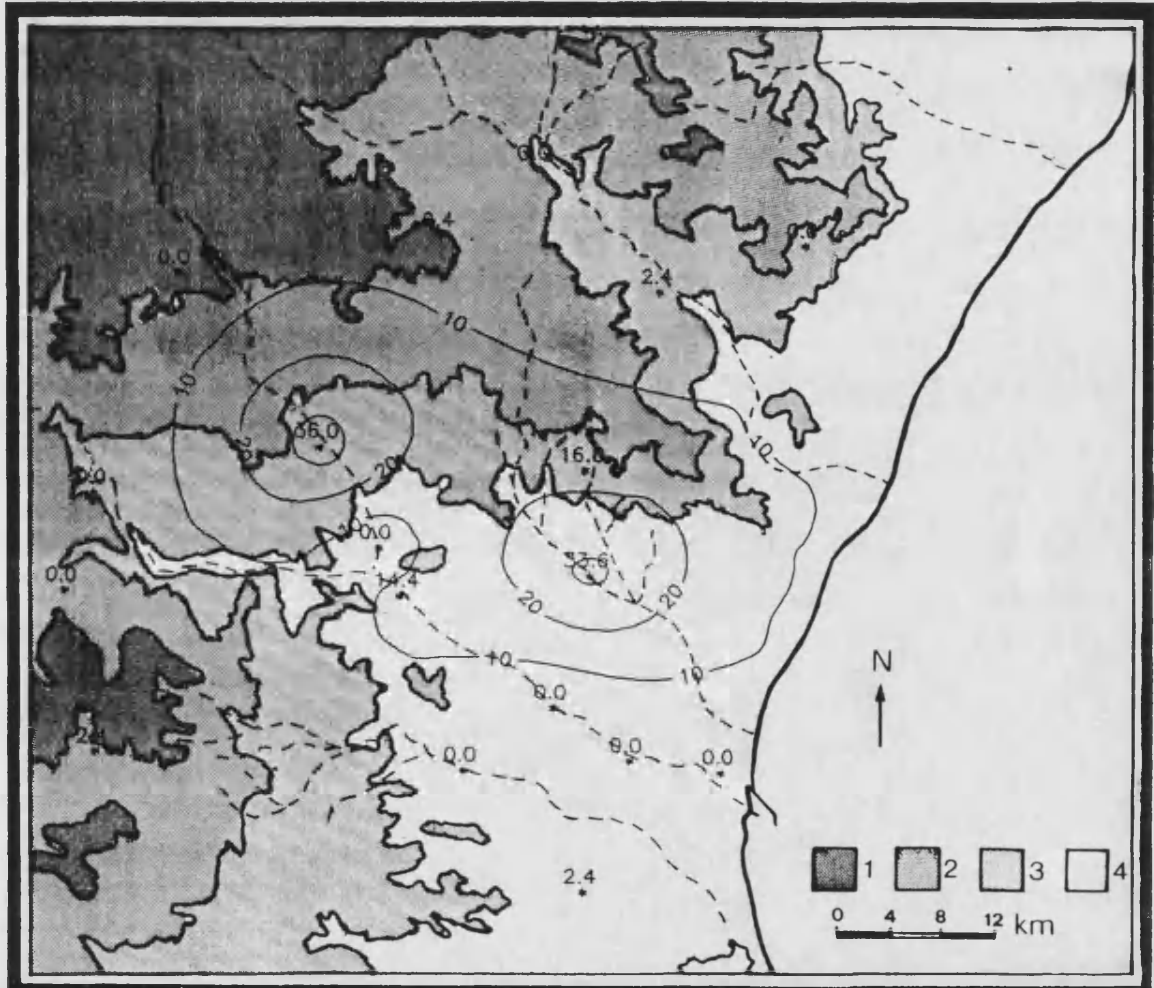


Figura 5.57. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:45 del día 8 (tipo a).

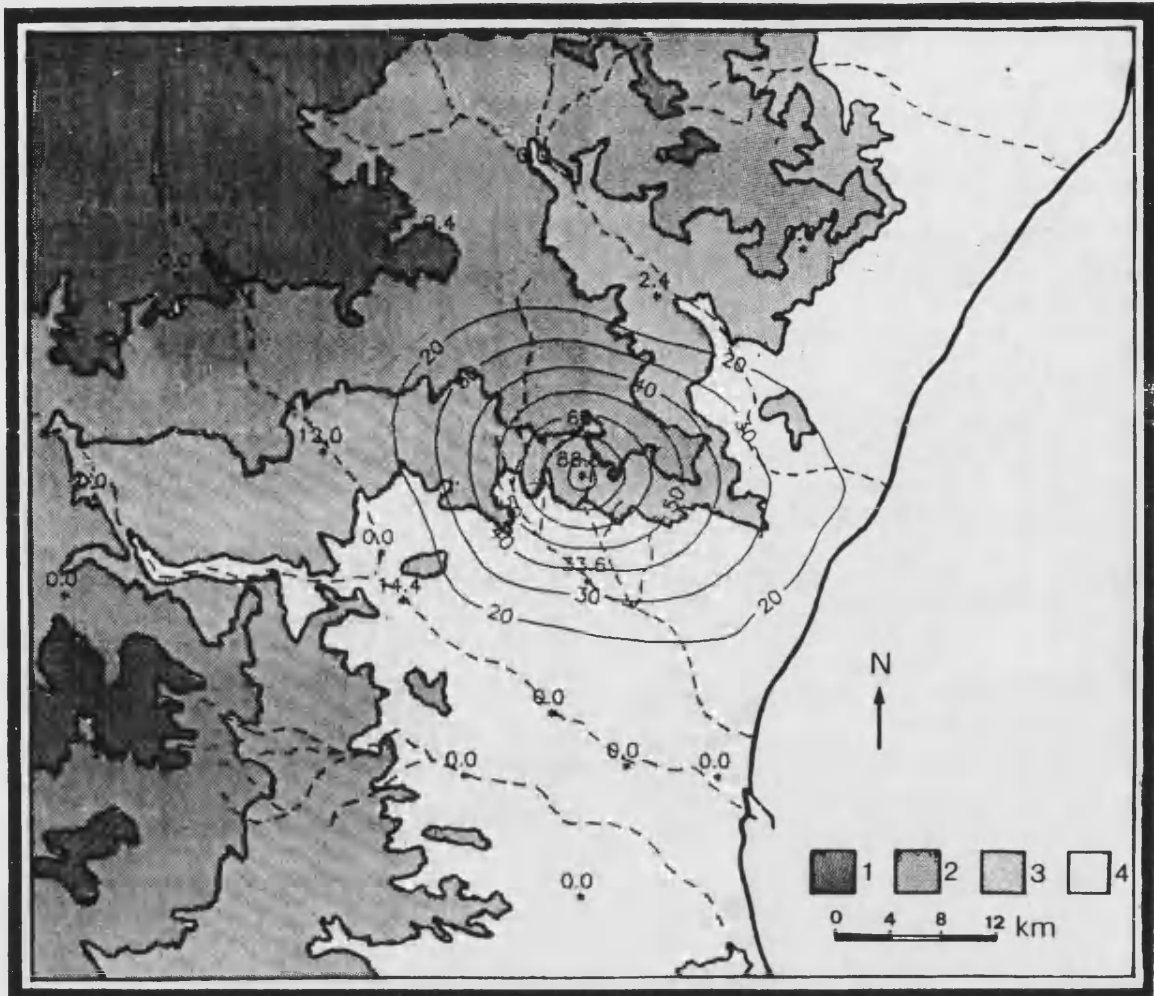


Figura 5.58. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:50 del día 8 (tipo a).

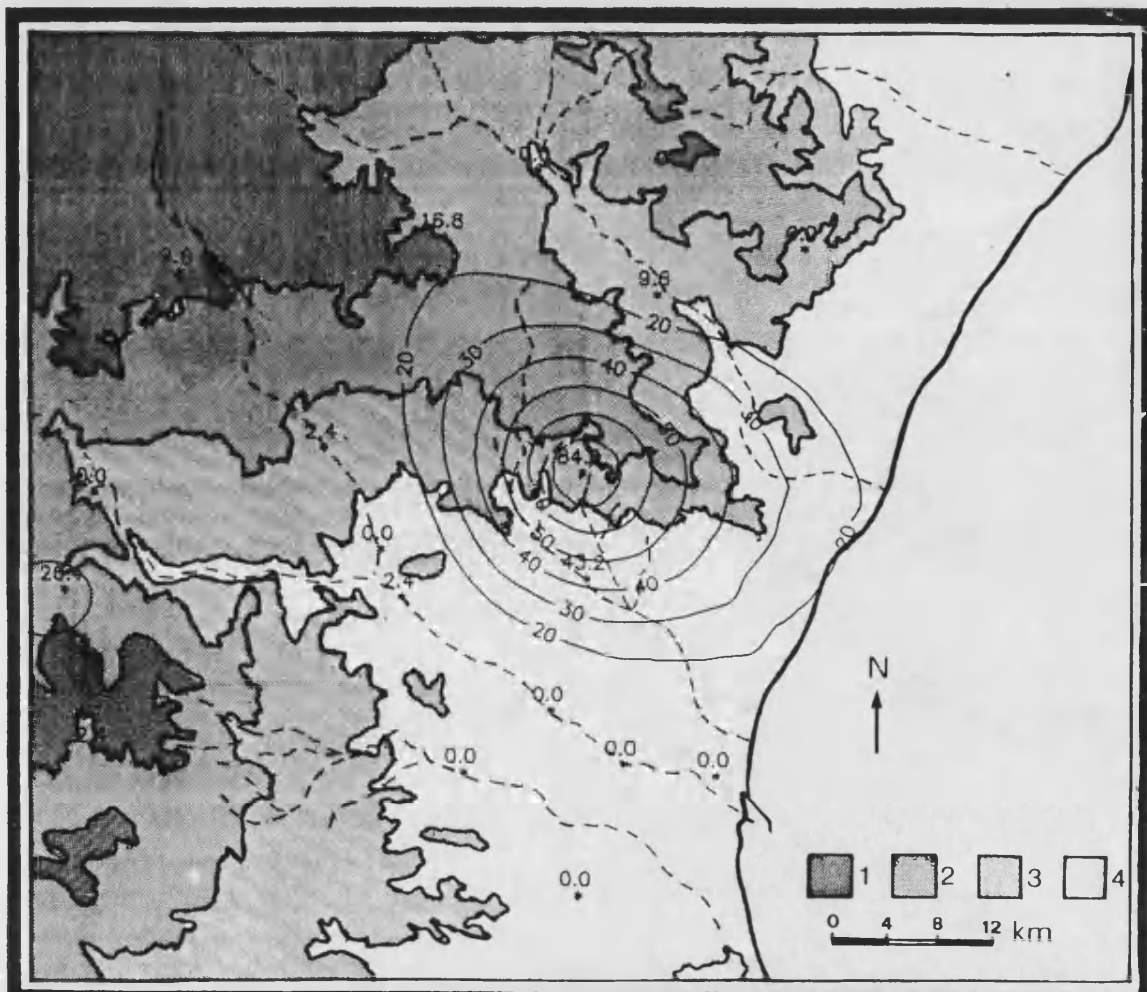


Figura 5.59. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:55 del día 8 (tipo a).

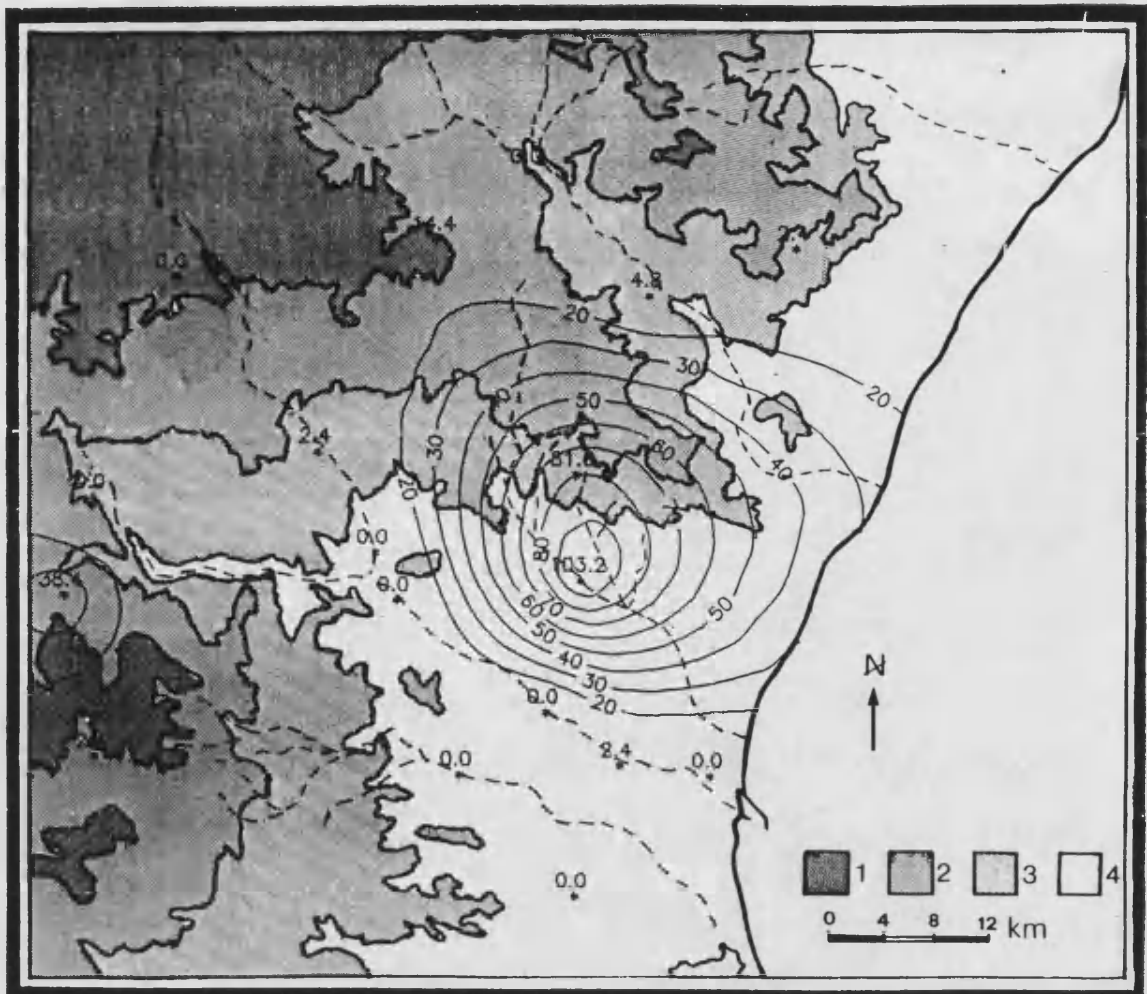


Figura 5.60. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 24:00 del día 8 (tipo a).

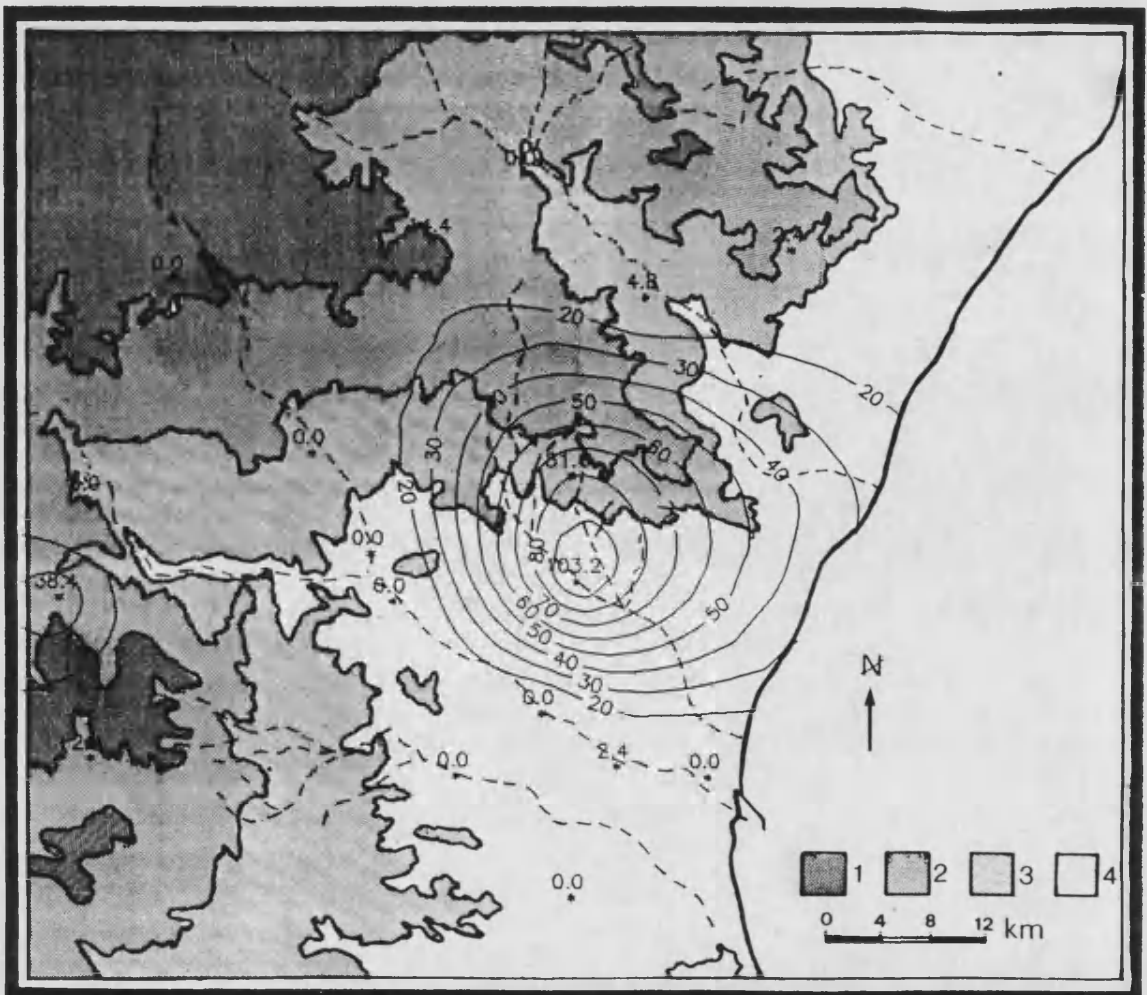


Figura 5.61. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:05 del día 9 (tipo a).

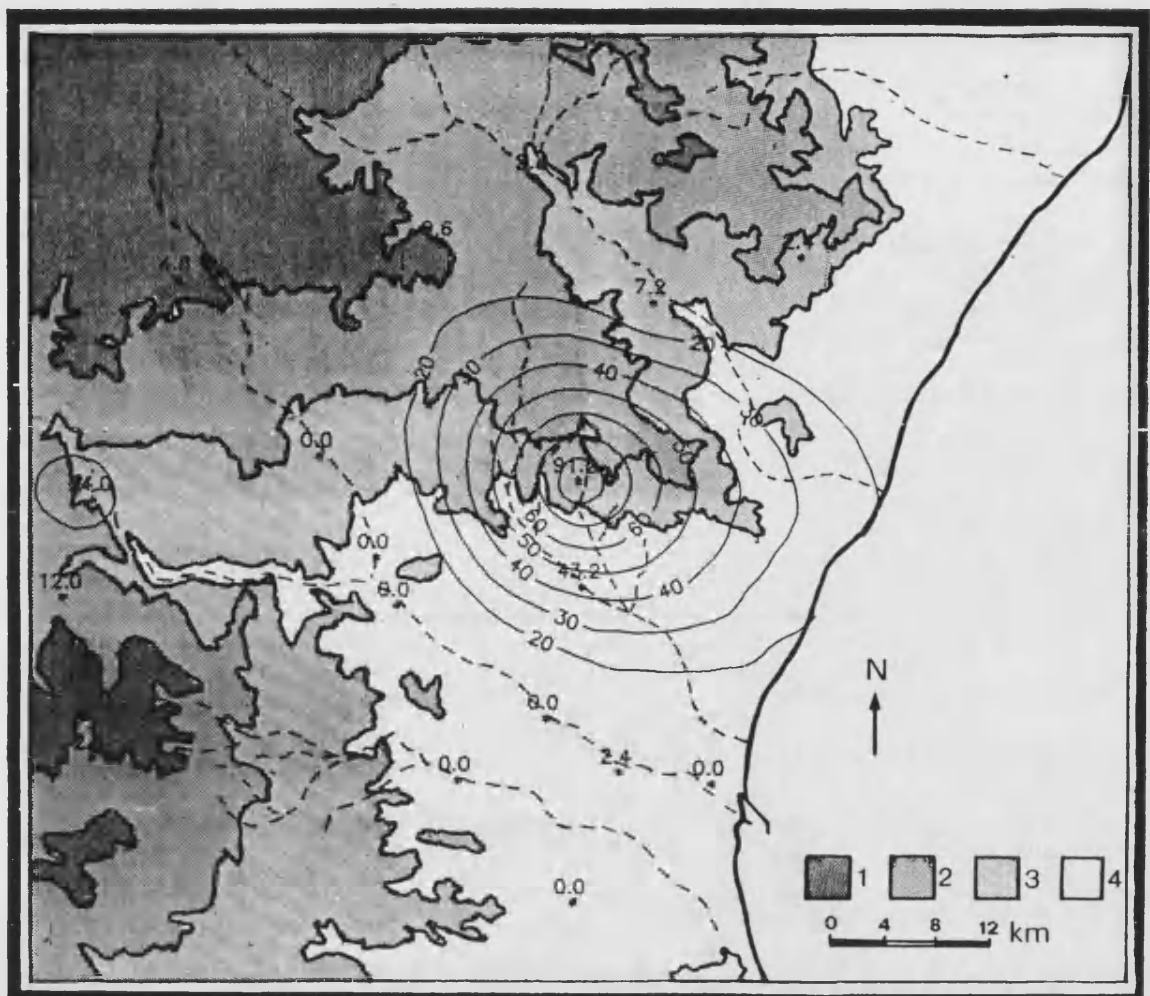


Figura 5.62. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:10 del día 9 (tipo a).

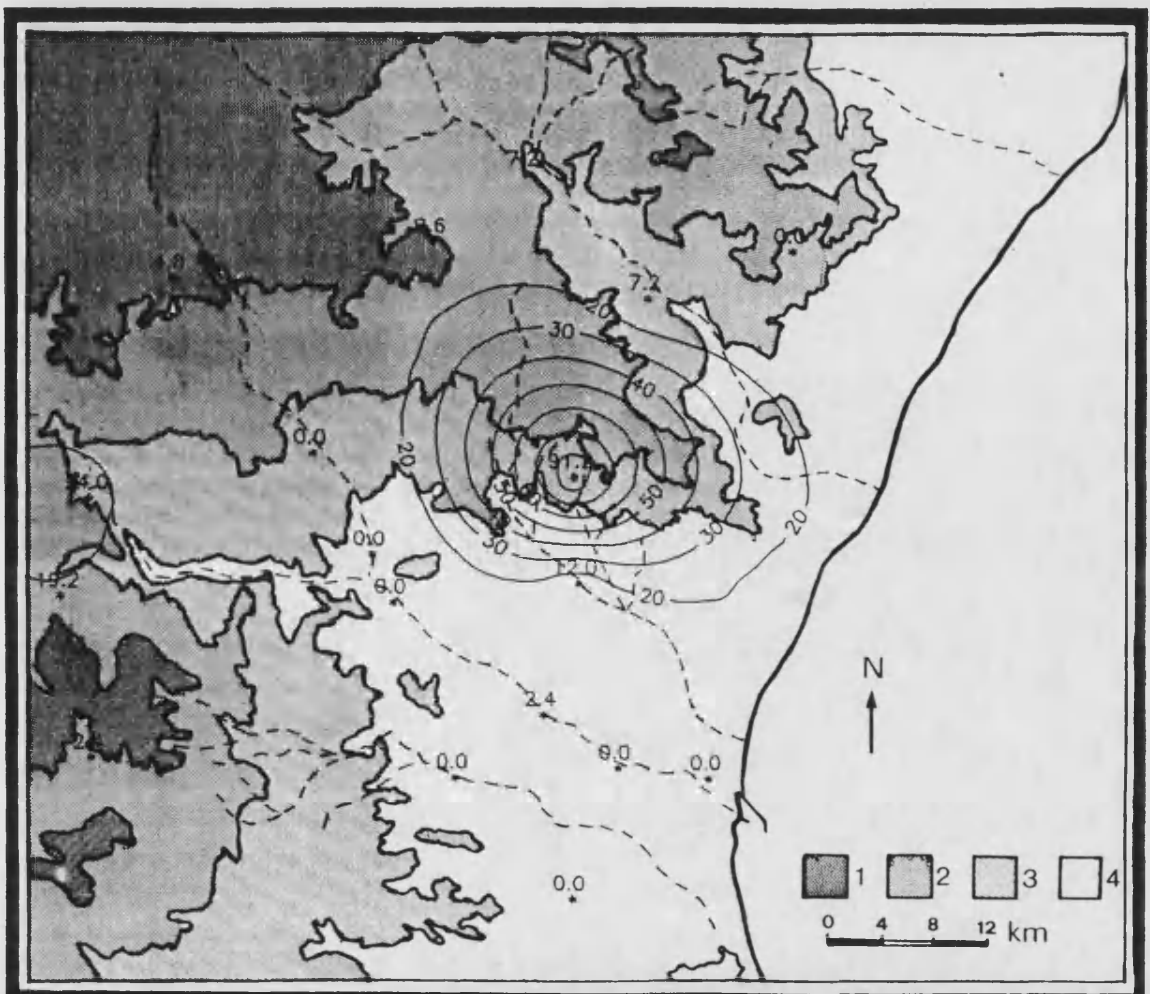


Figura 5.63. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:15 del día 9 (tipo a).

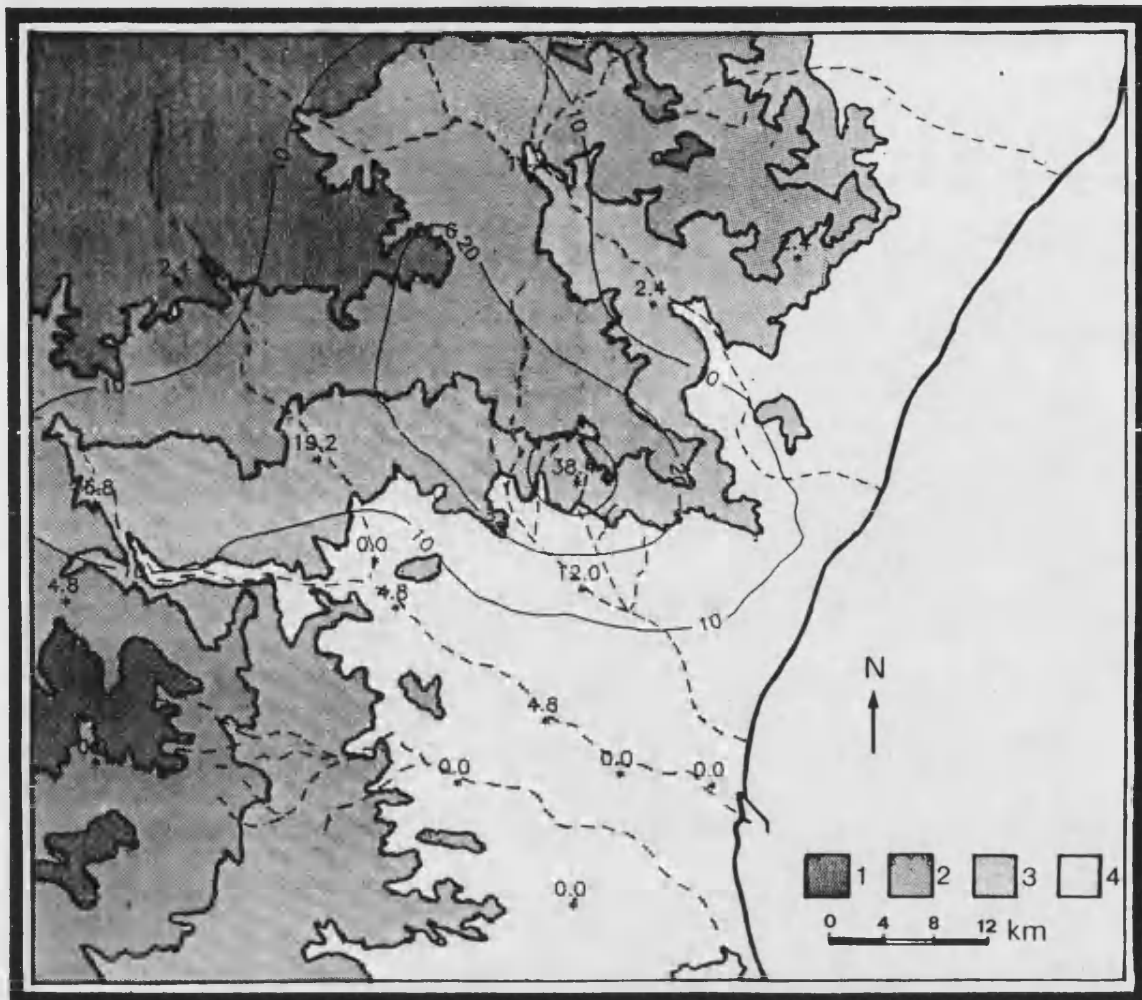


Figura 5.64. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:20 del día 9 (tipo a).

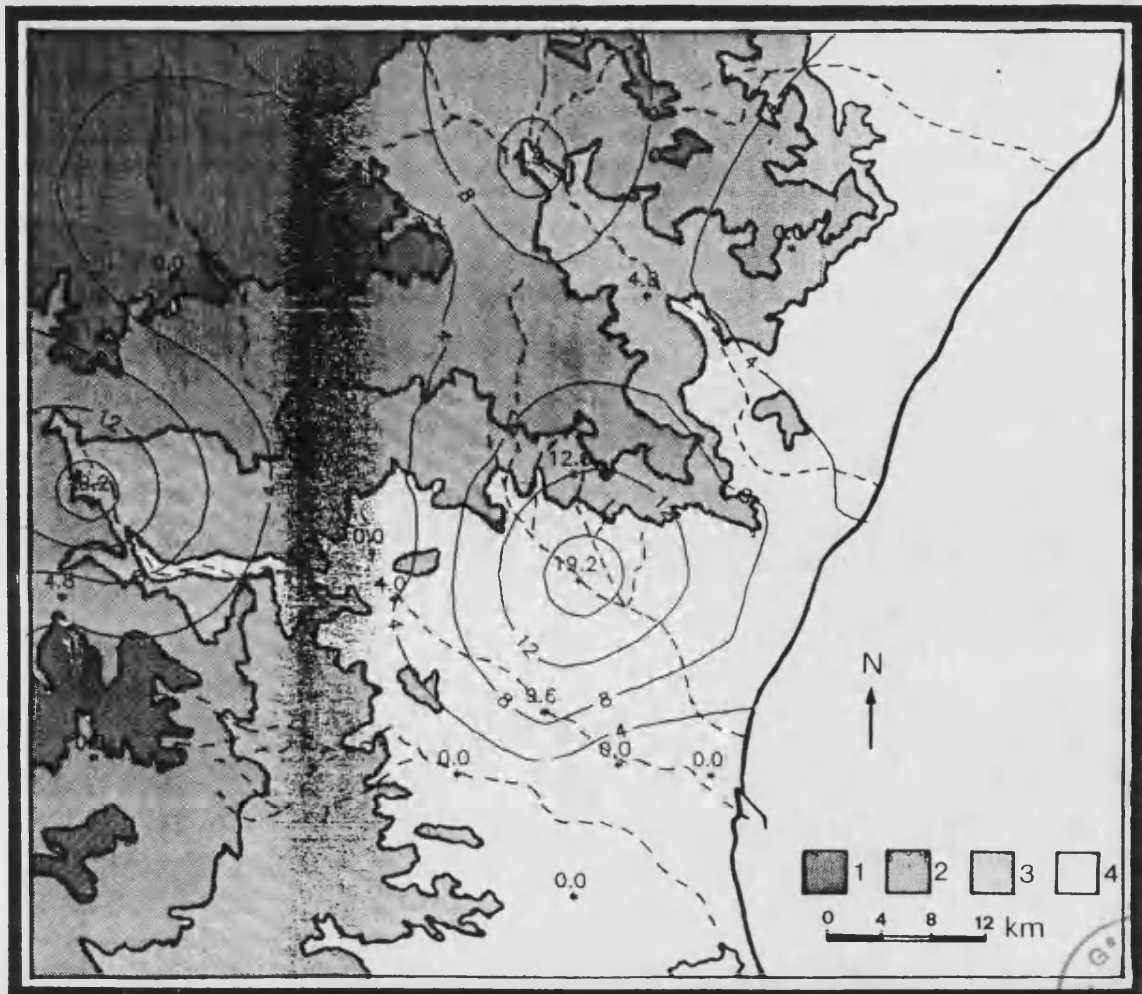


Figura 5.65. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:25 del día 9 (tipo a).

G. H. BIBLIOTECA

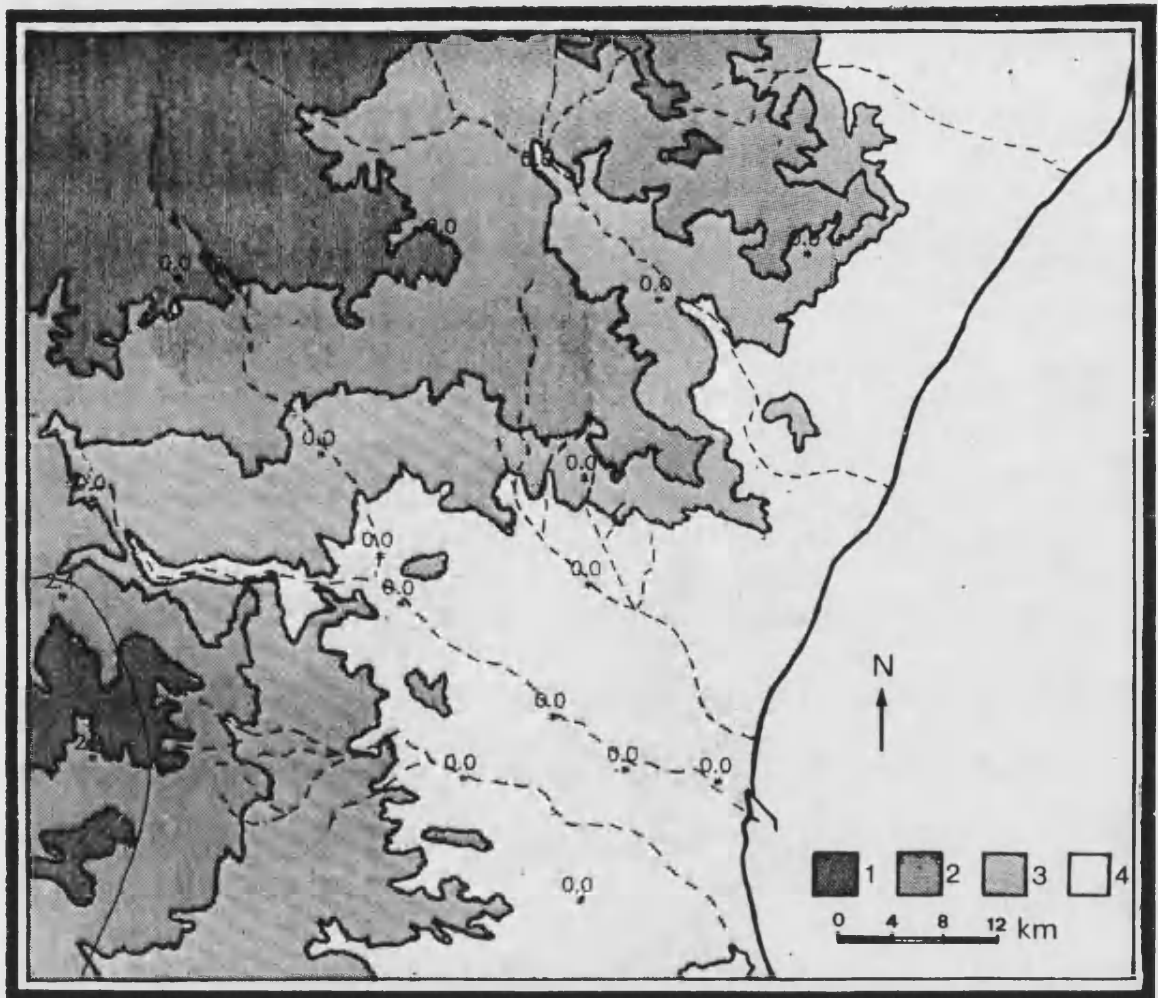


Figura 5.66. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 05:55 del día 9 (tipo c).

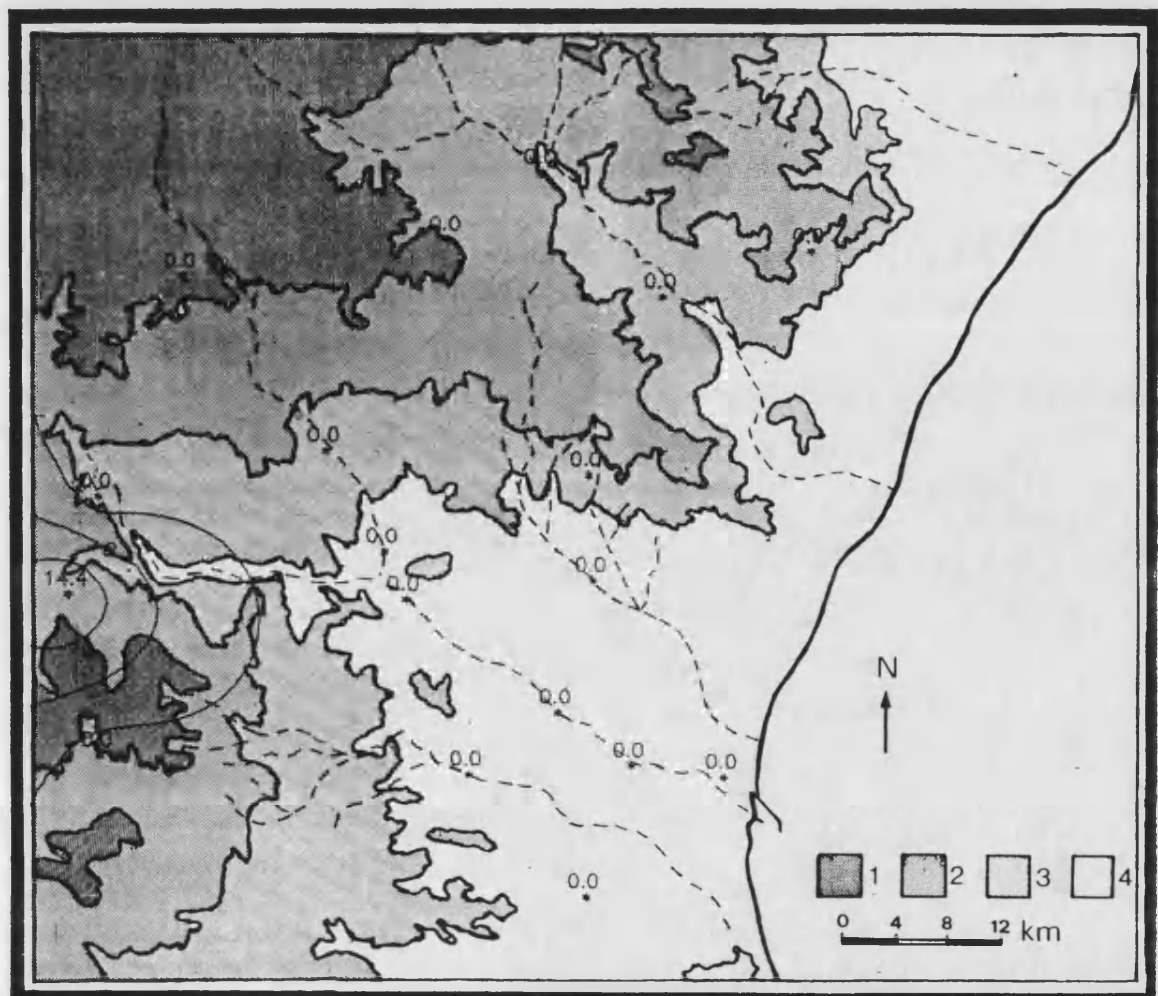


Figura 5.67. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 06:00 del día 9 (tipo c).



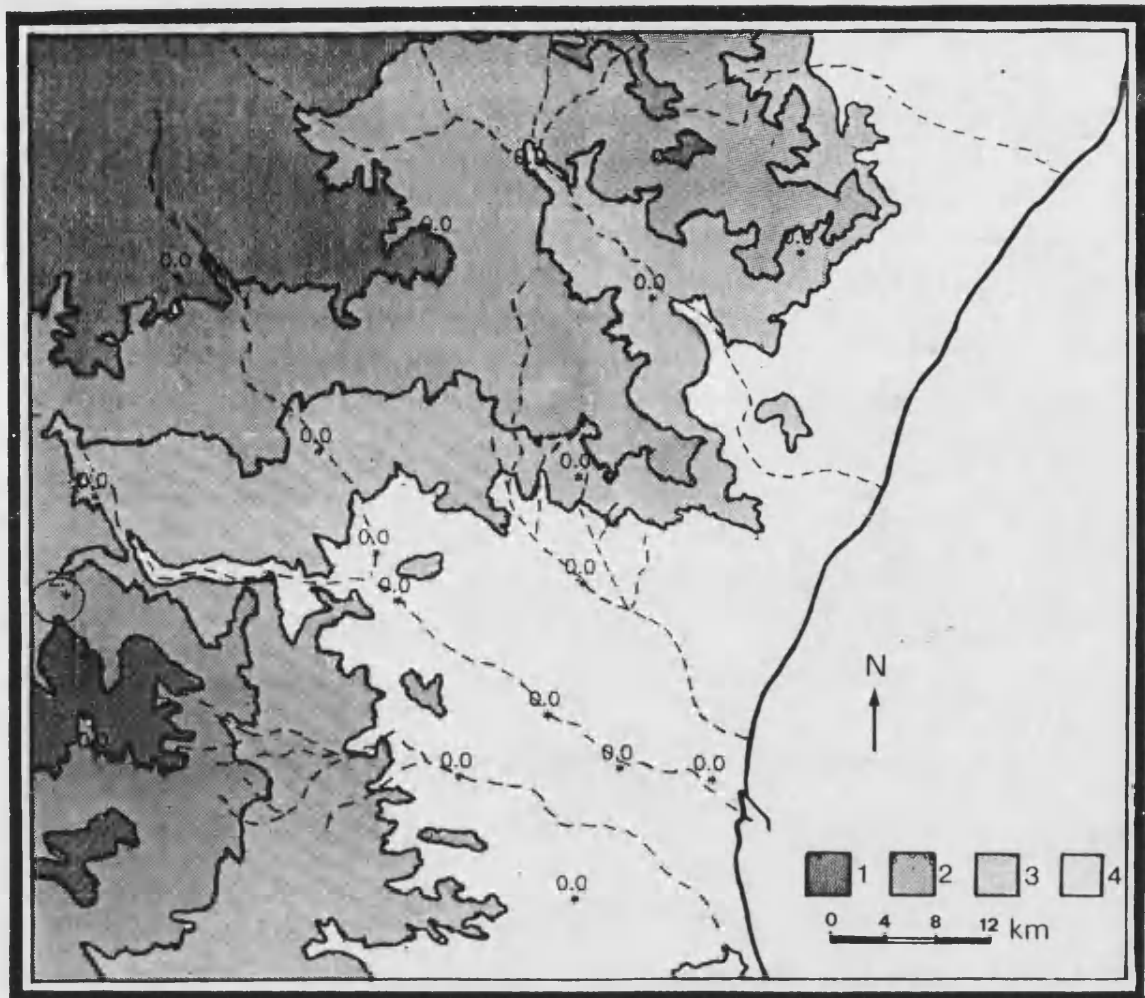


Figura 5.68. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 06:05 del día 9 (tipo c)

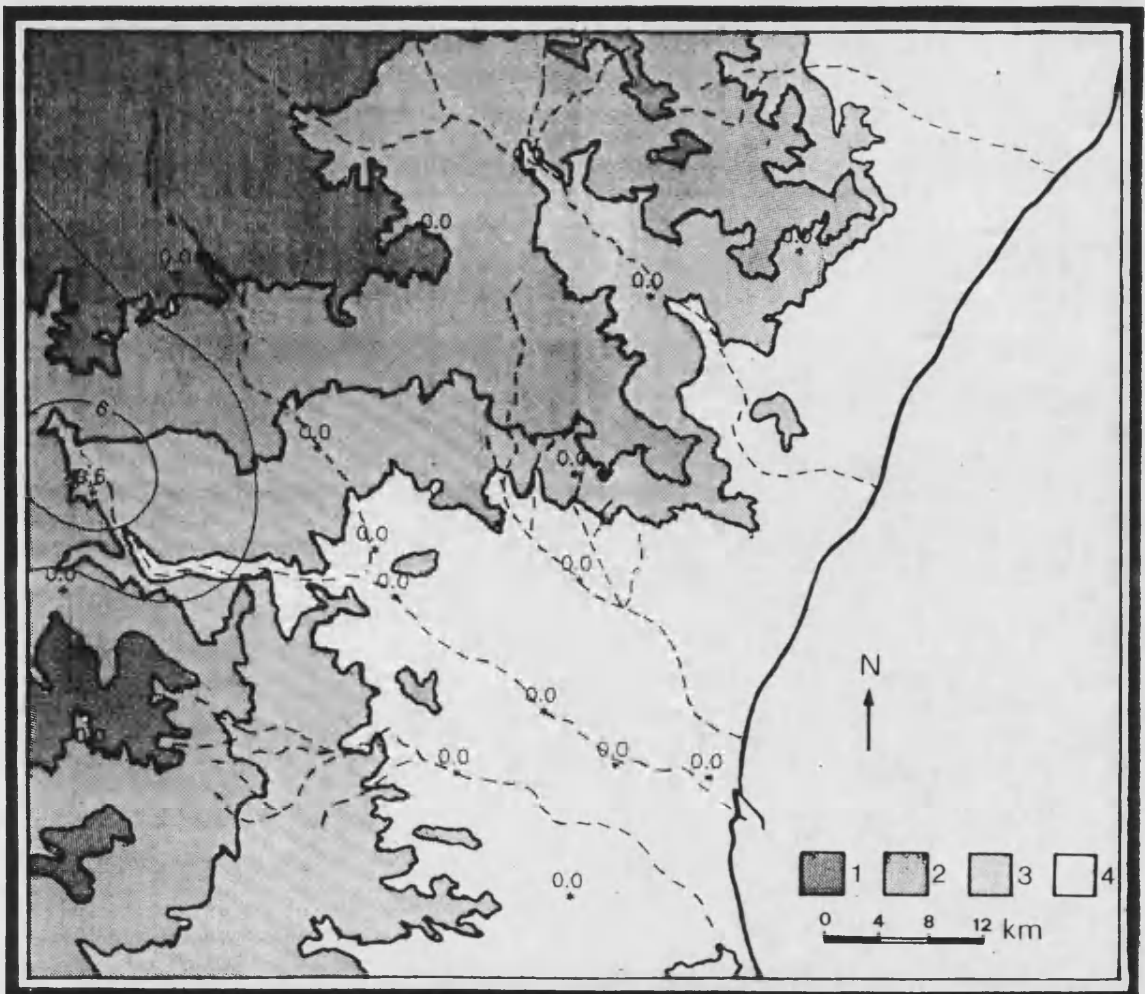


Figura 5.69. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 06:10 del día 9 (tipo c).

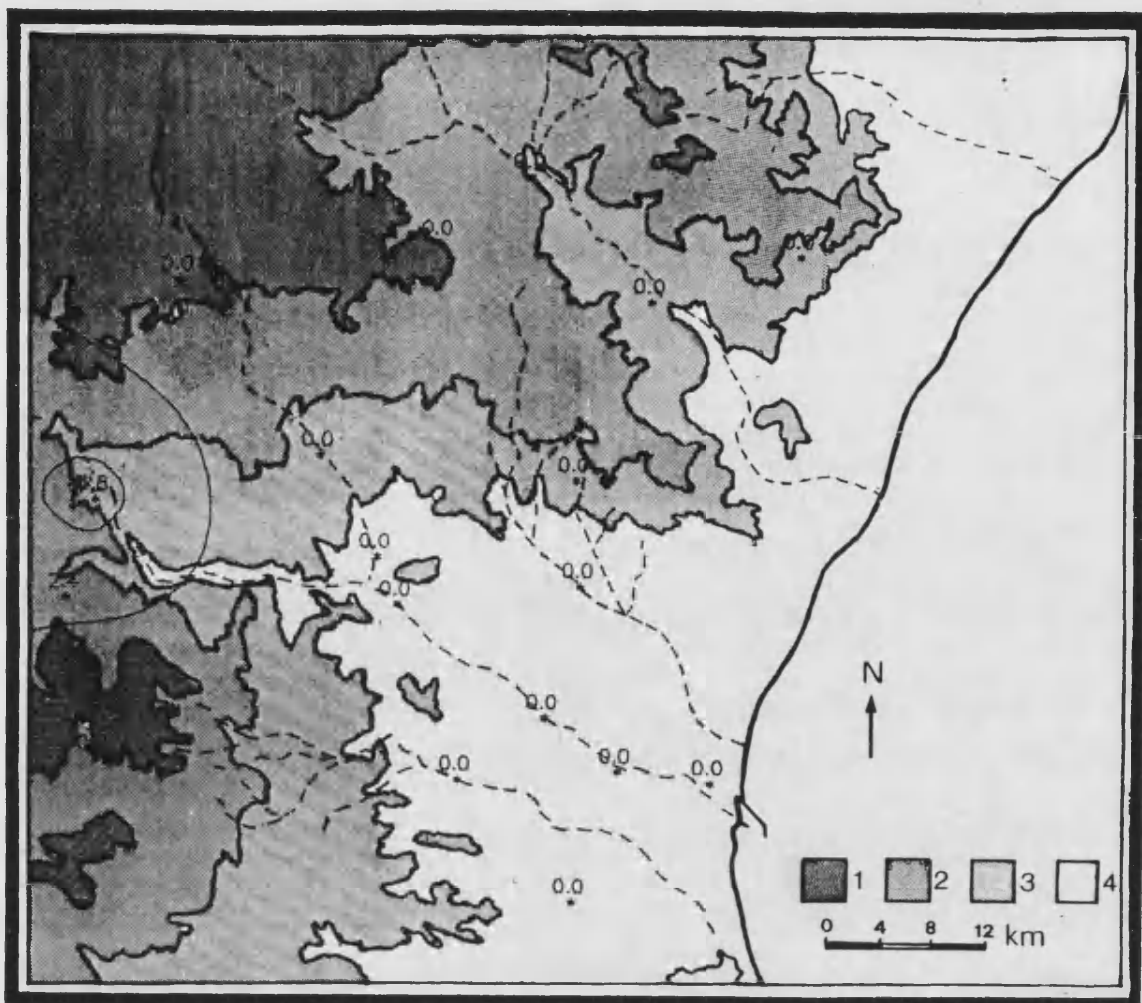


Figura 5.70. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 06:15 del día 9 (tipo c).

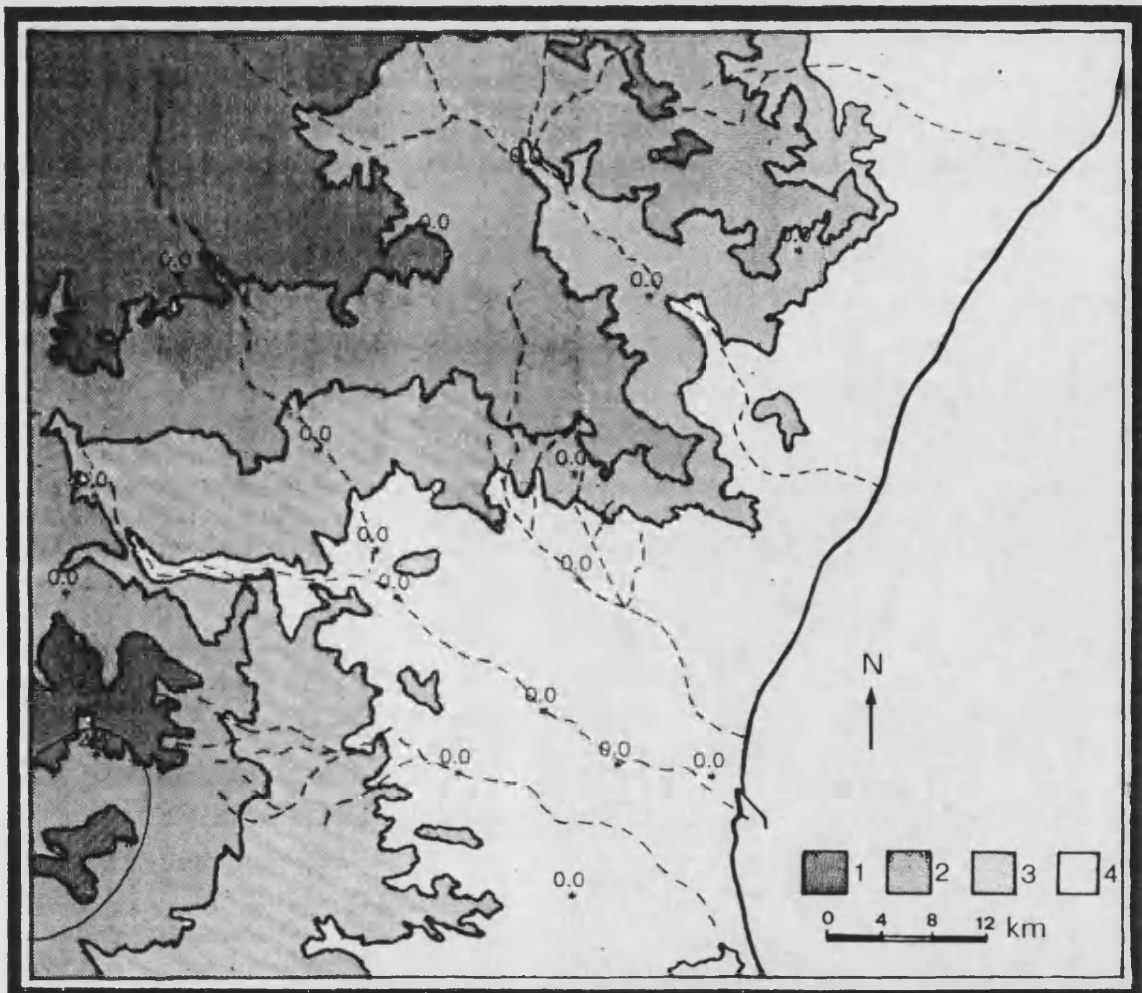


Figura 5.71. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 06:20 del día 9 (tipo c).

# CELULAS DE UNA SMSA

SEPTIEMBRE 1990

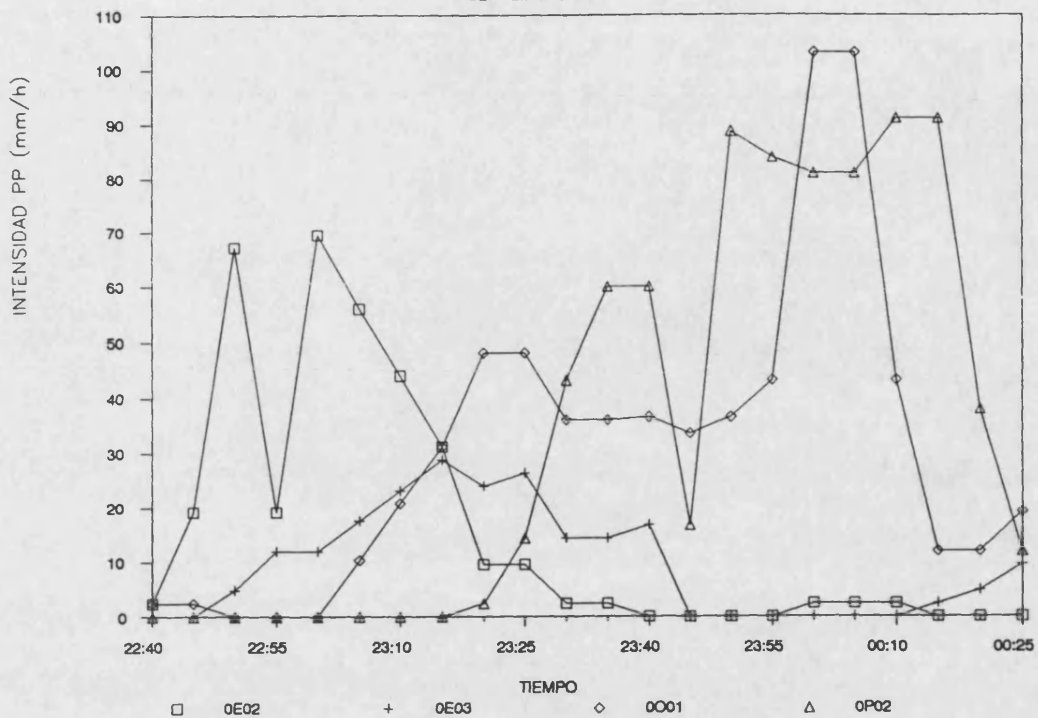


Figura 5.72. Corto período en la evolución de una SMSA

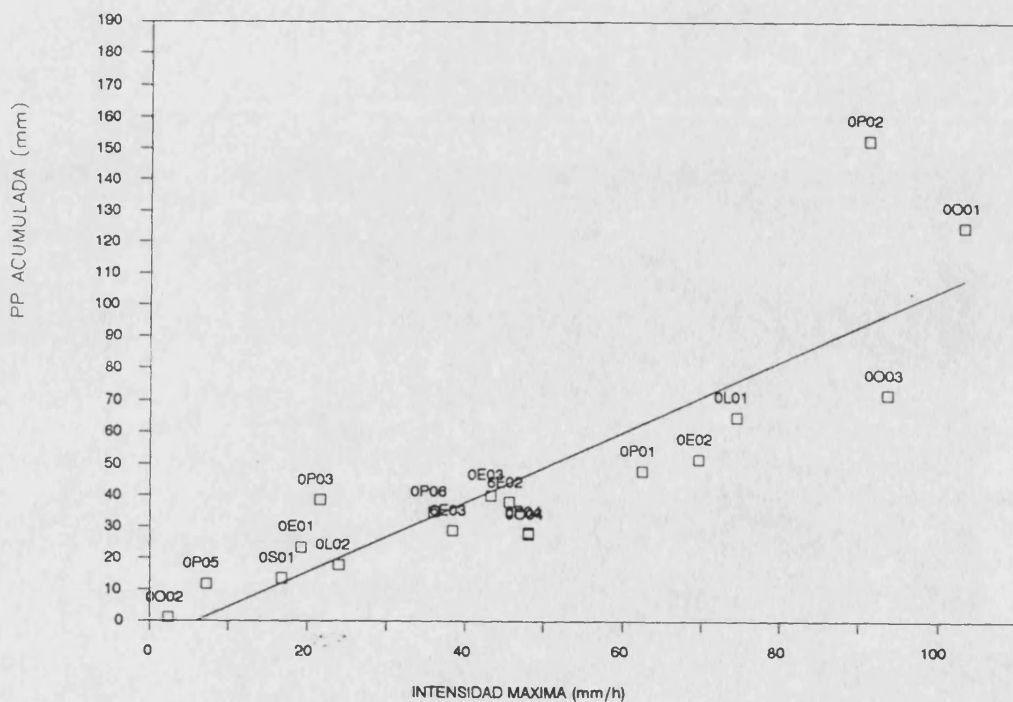


Figura 5.73. Relación precipitación acumulada - intensidad máxima.

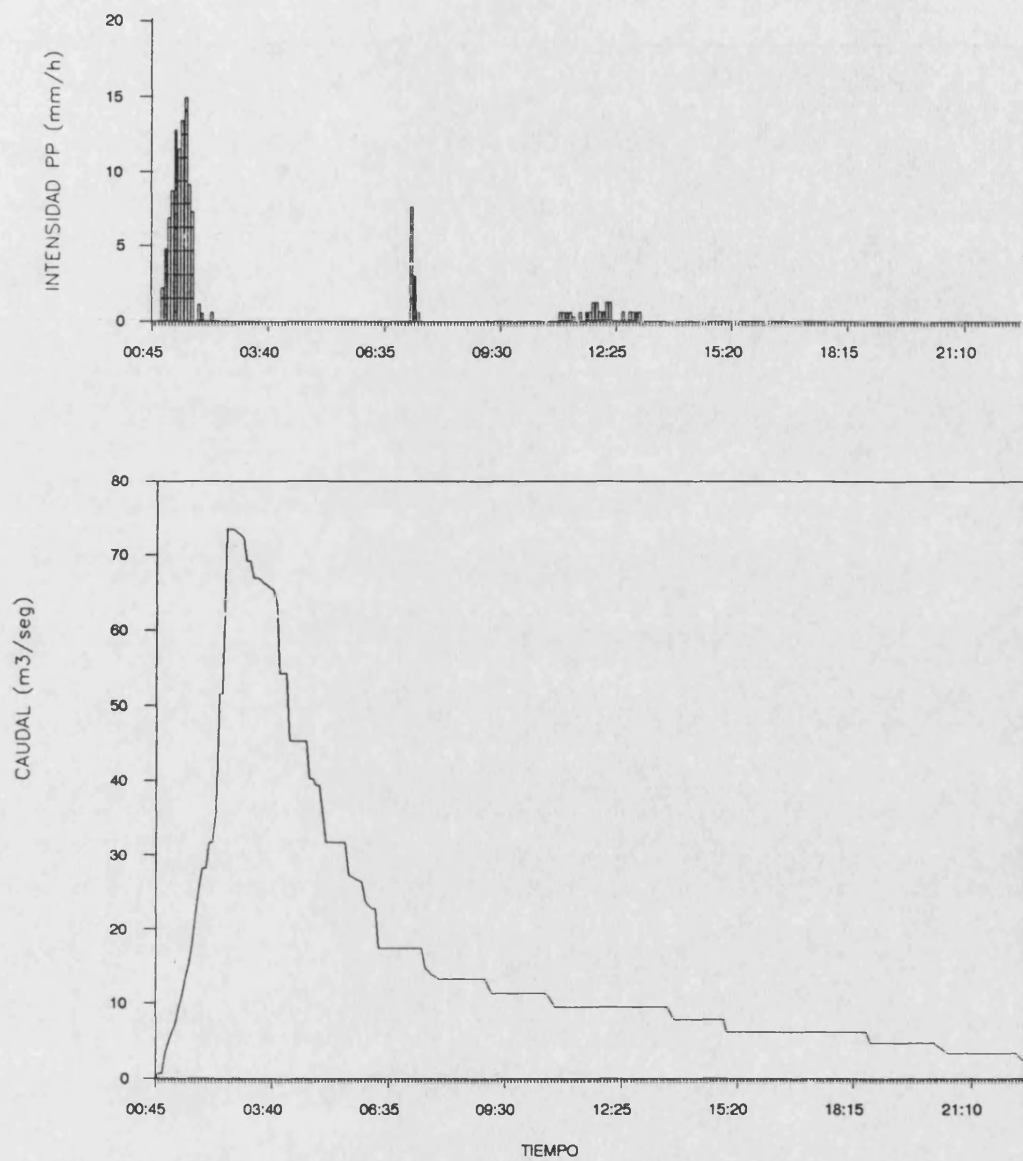


Figura 5.74. Hidrograma registrado en el Barranc del Carraixet.

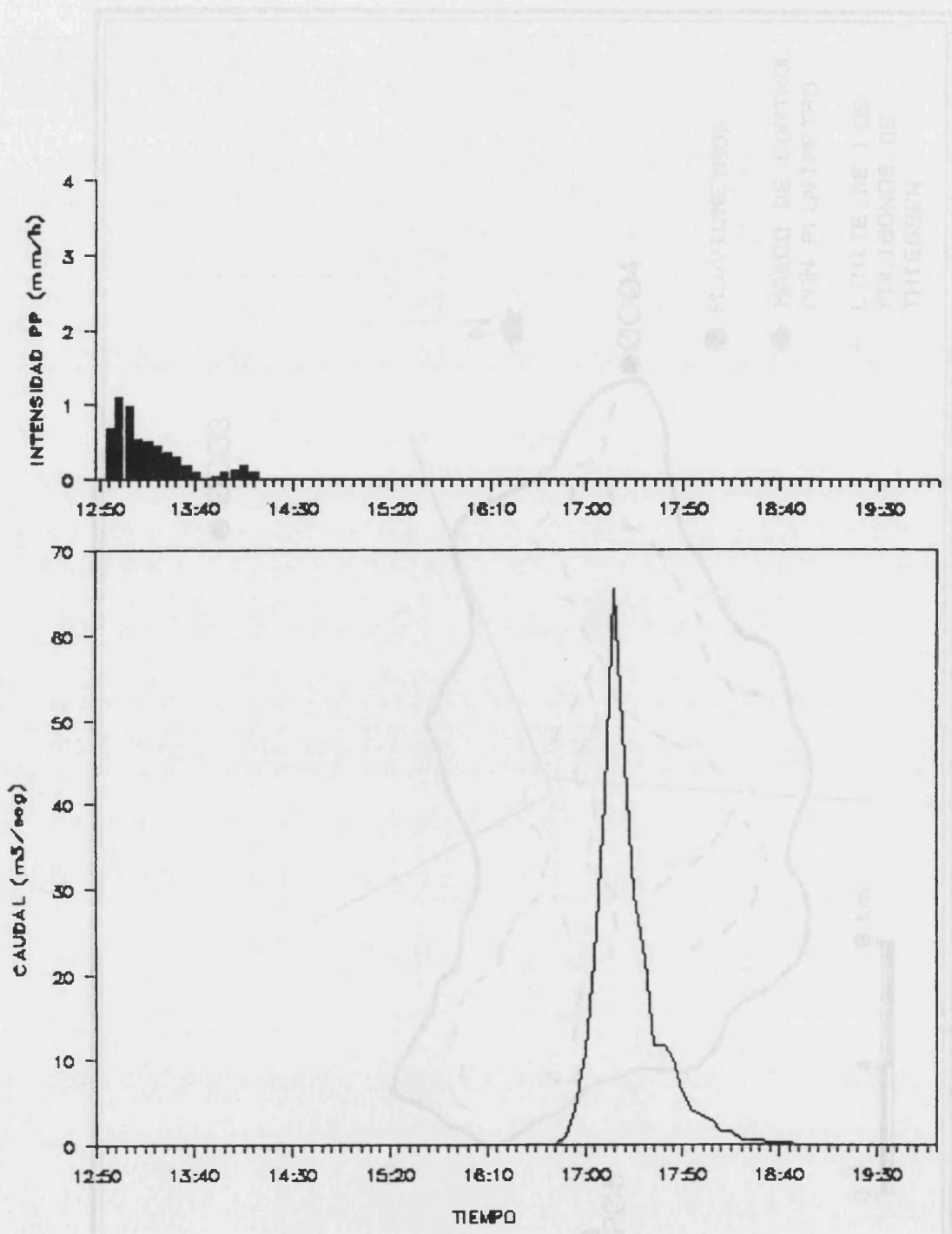


Figura 5.75. Hidrograma registrado en la cuenca de Poyo.

Figura 5.76. Polígonos de Thiessen - Cuenca de Poyo

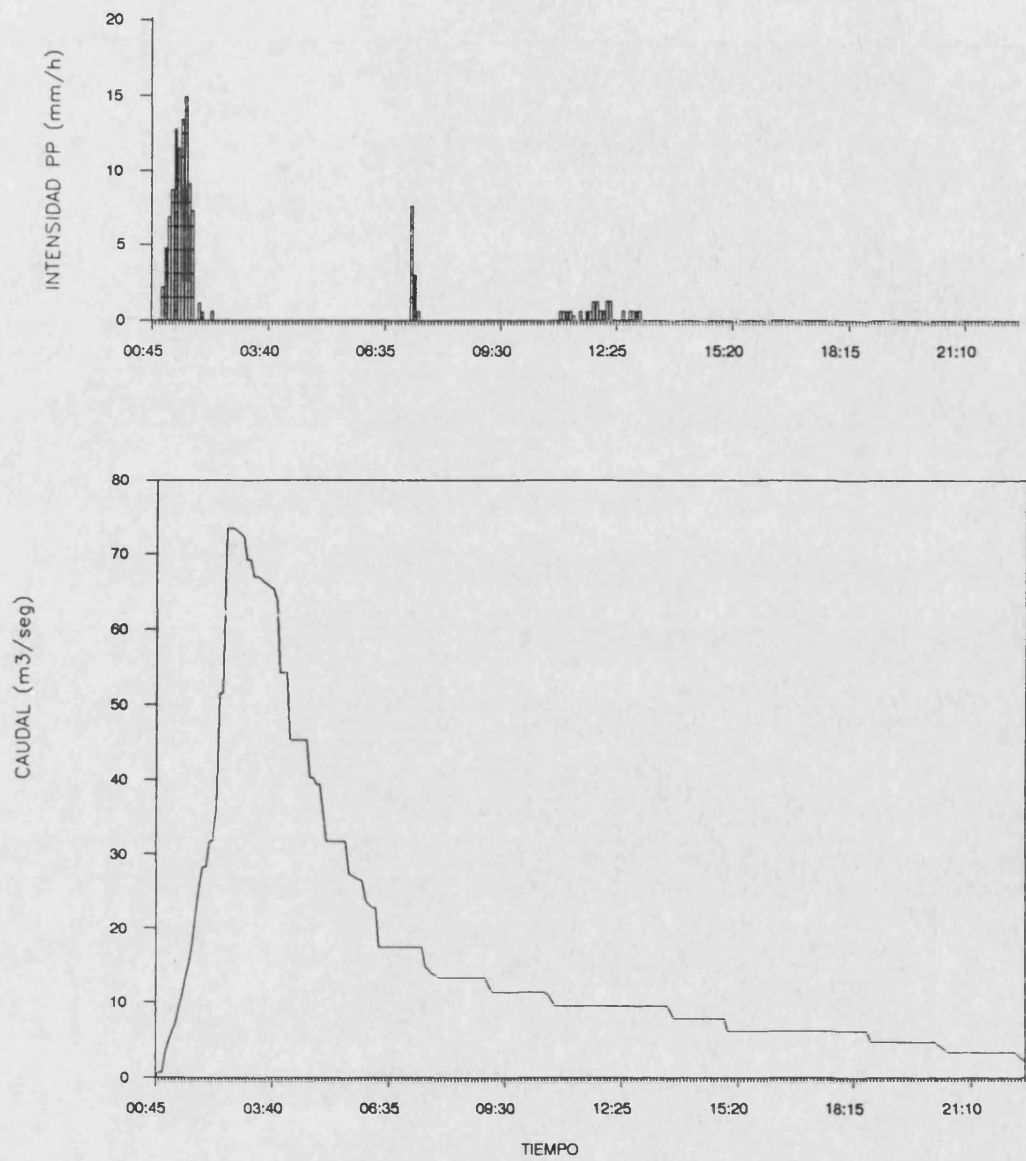


Figura 5.74. Hidrograma registrado en el Barranc del Carraixet.

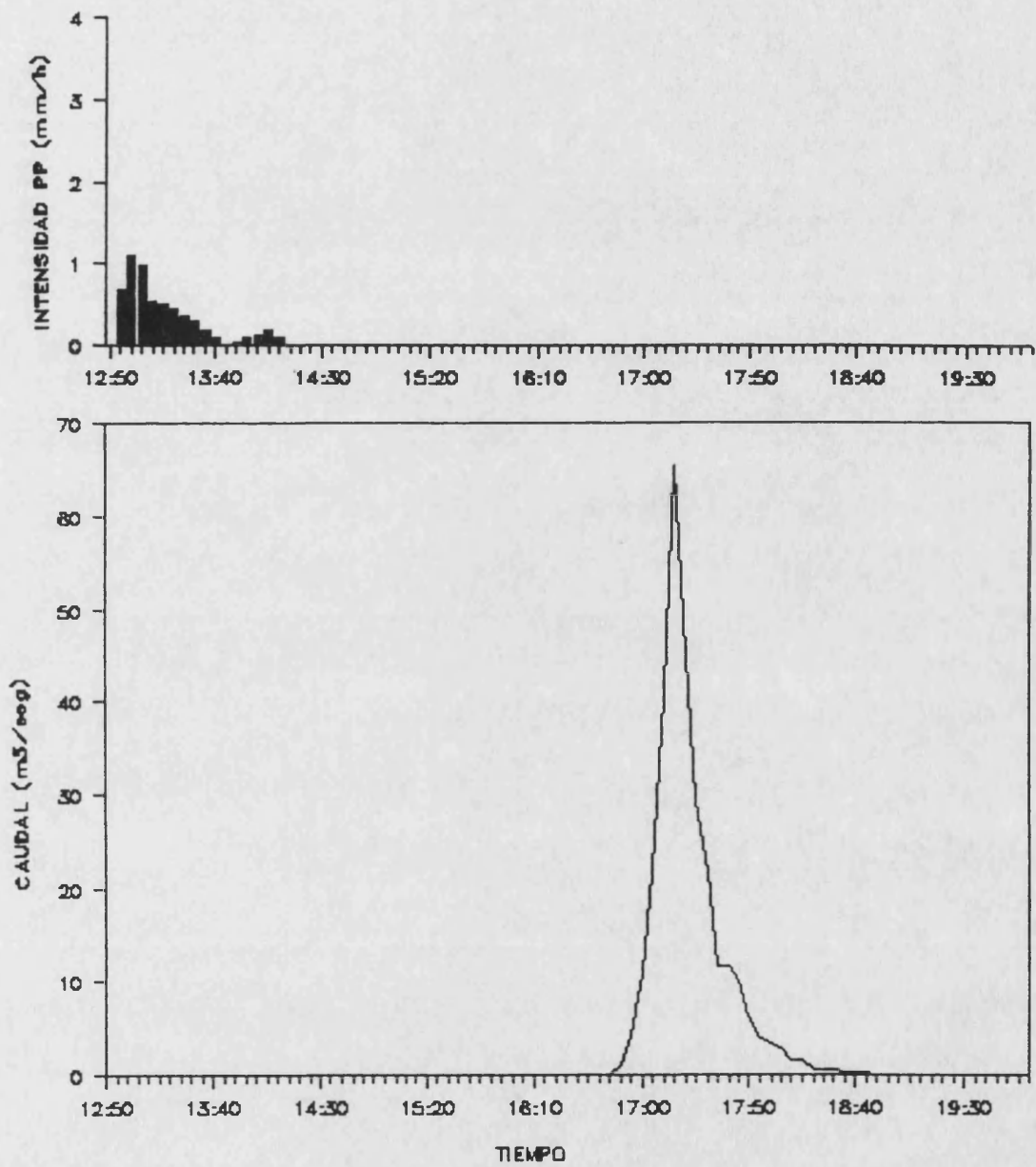


Figura 5.75. Hidrograma registrado en La cuenca de Poyo.

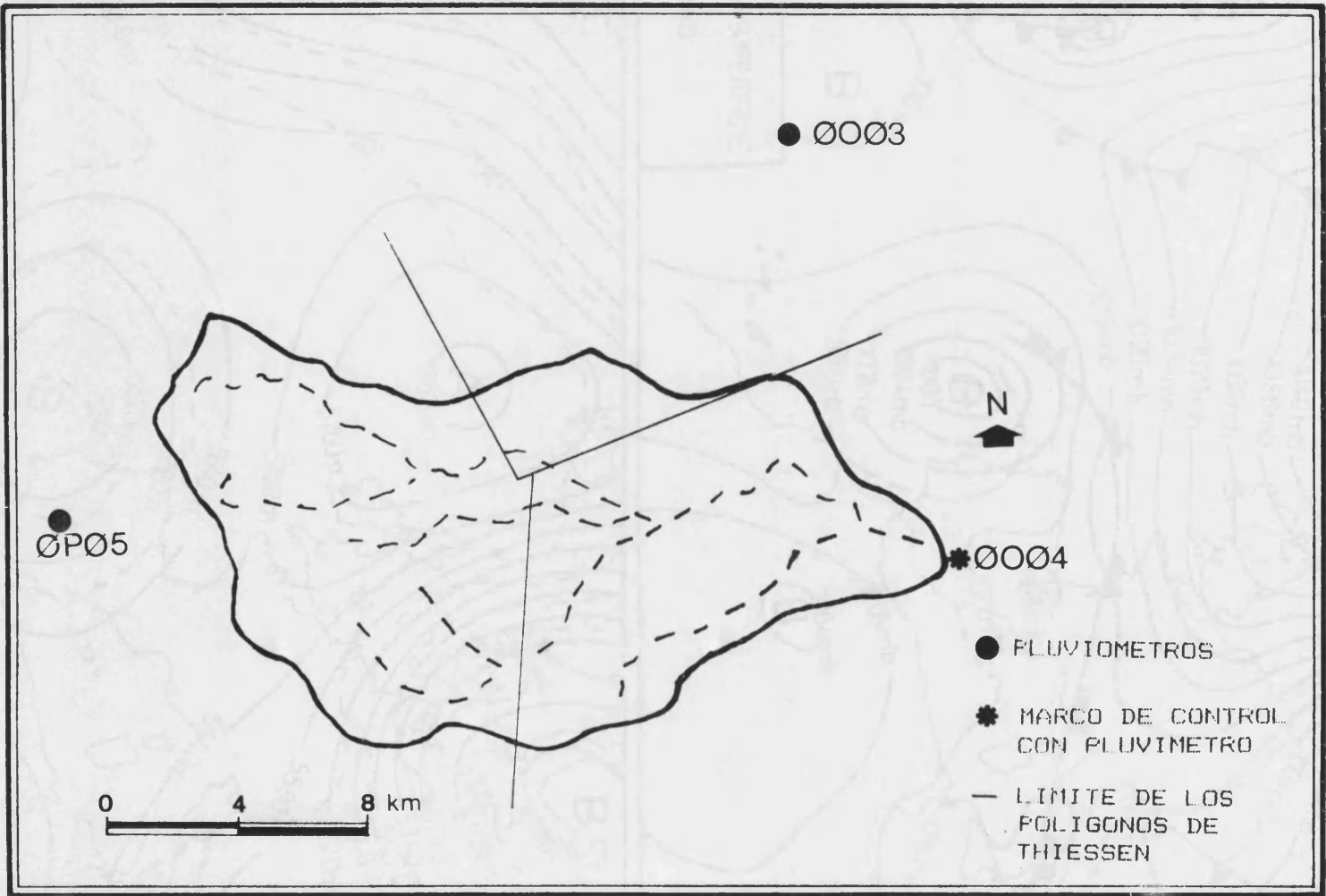
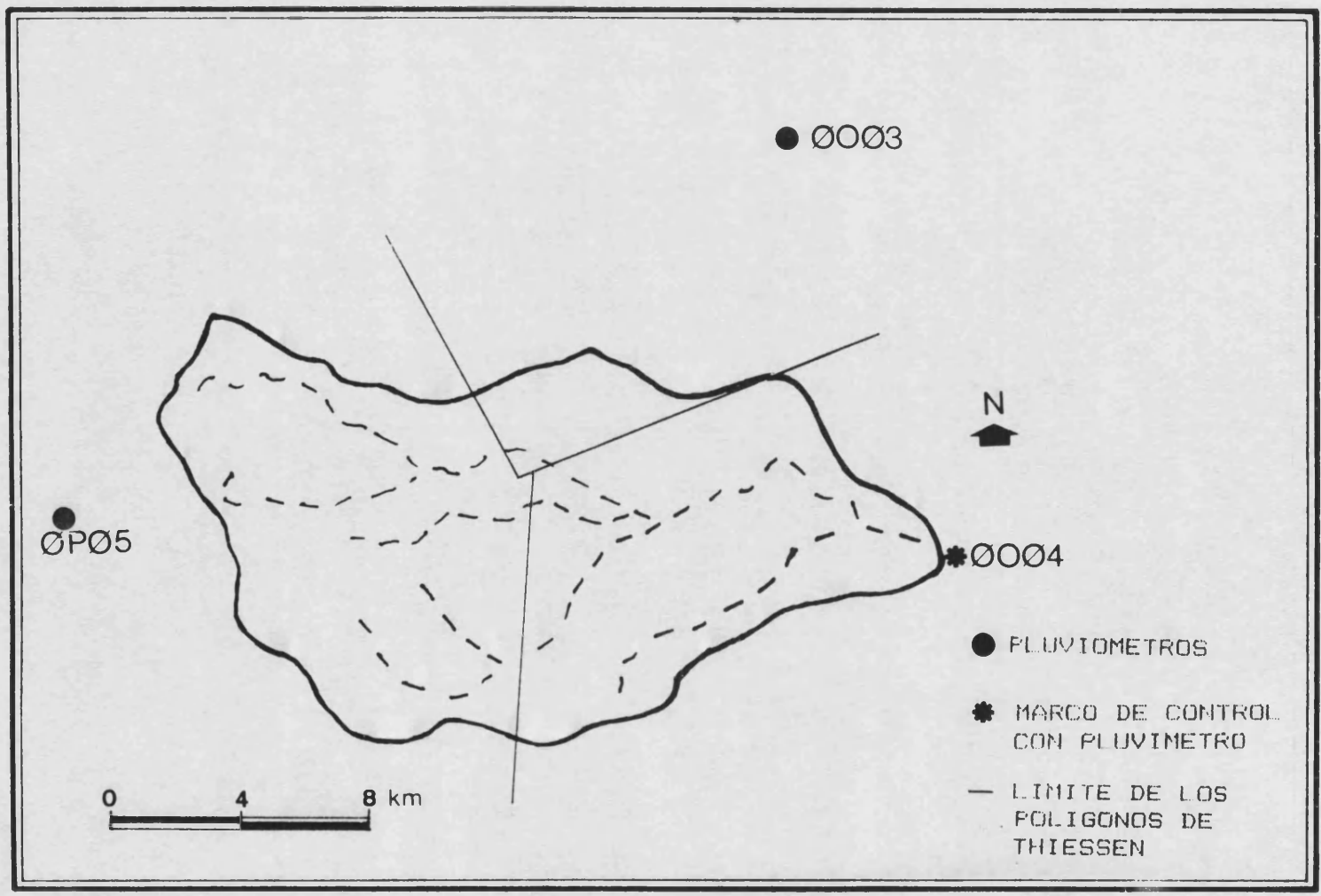


Figura 5.76. Polígonos de Thiessen. Cuenca de Poyo.

TOPOGRAFIA DE LA SUPERFICIE DE SUELO 2:124 (TMG)



Figura 5.76. Polígonos de Thiessen. Cuenca de Poyo.



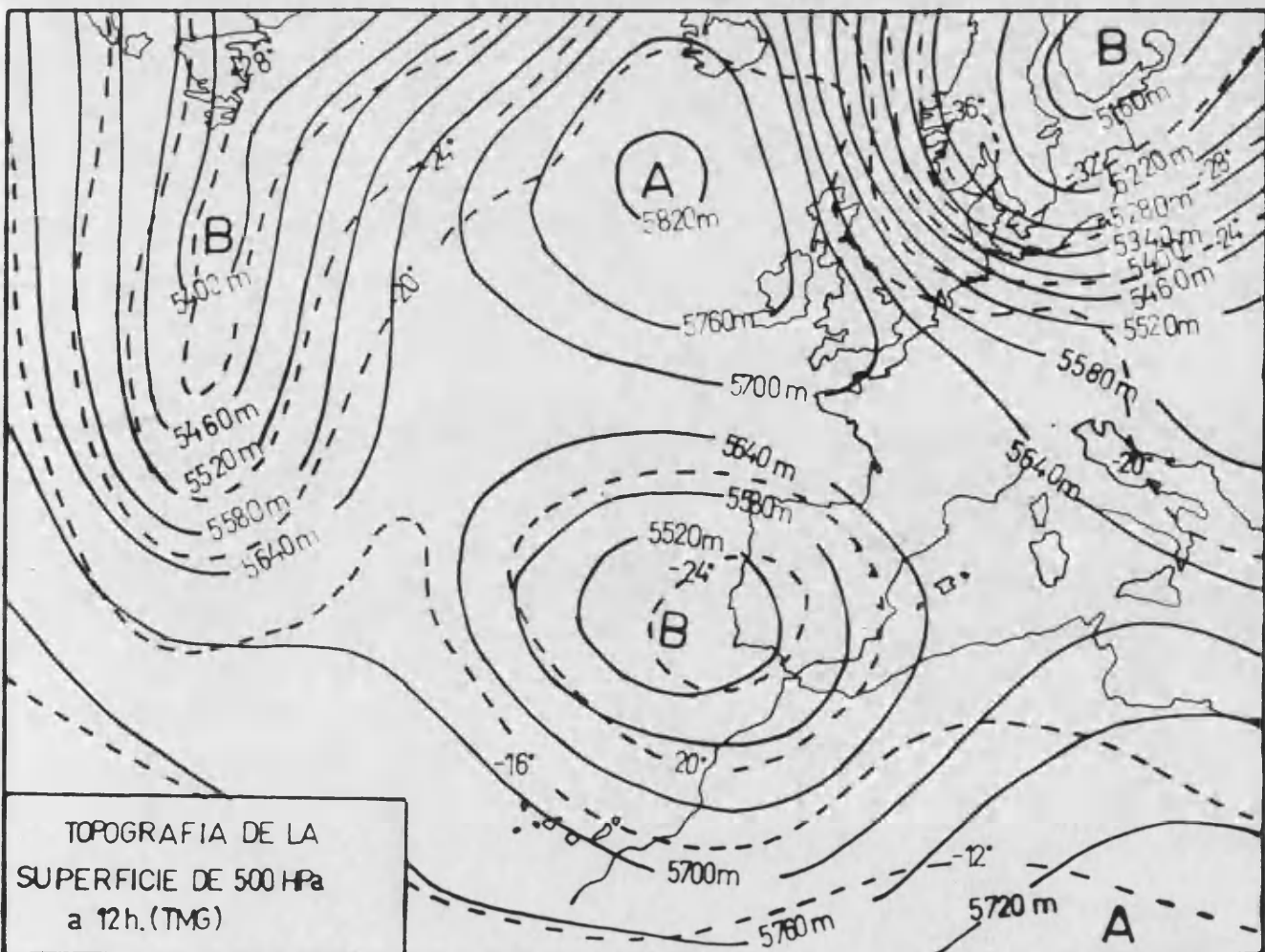
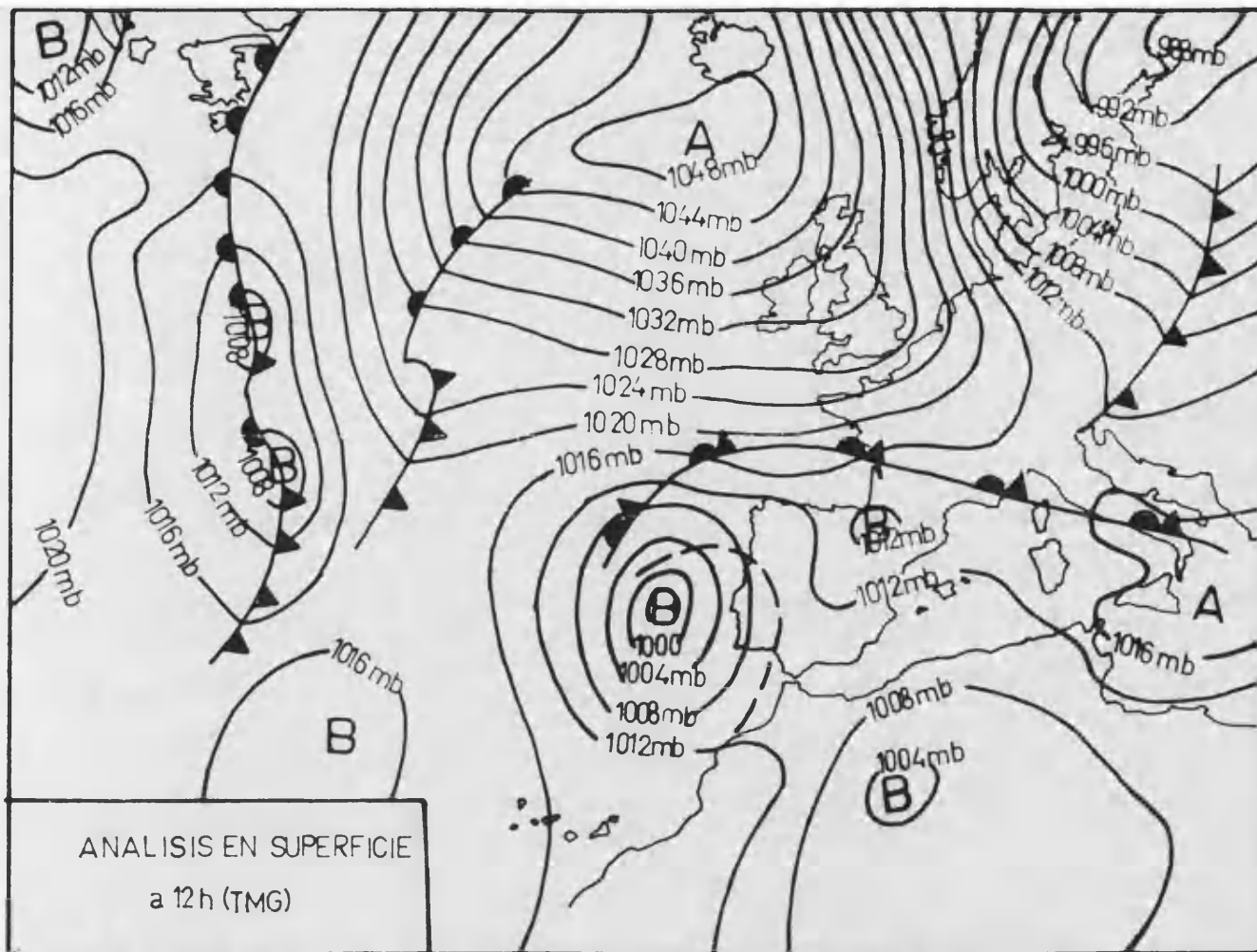


Figura 6.1. Situación sinóptica del día 16.

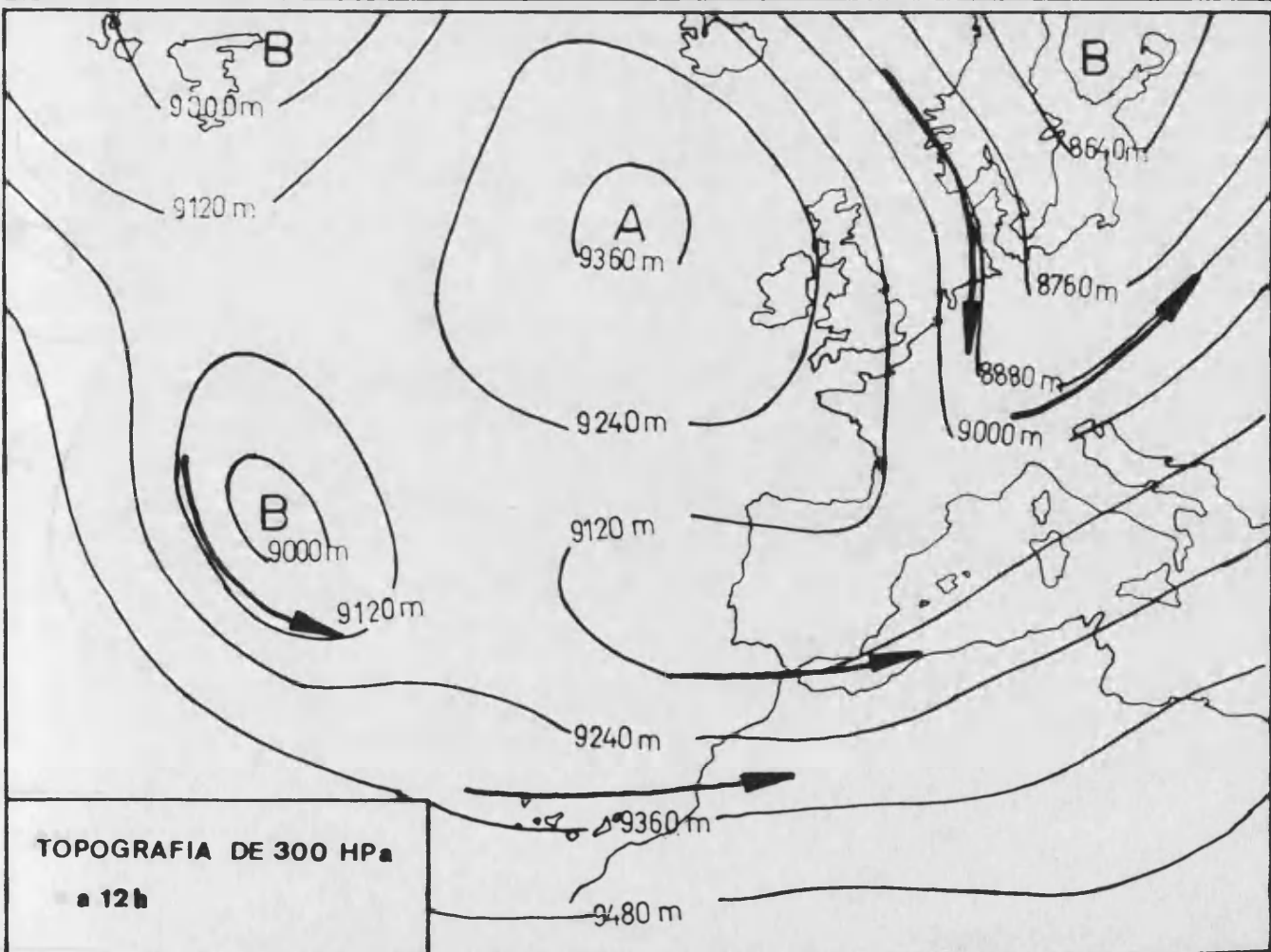
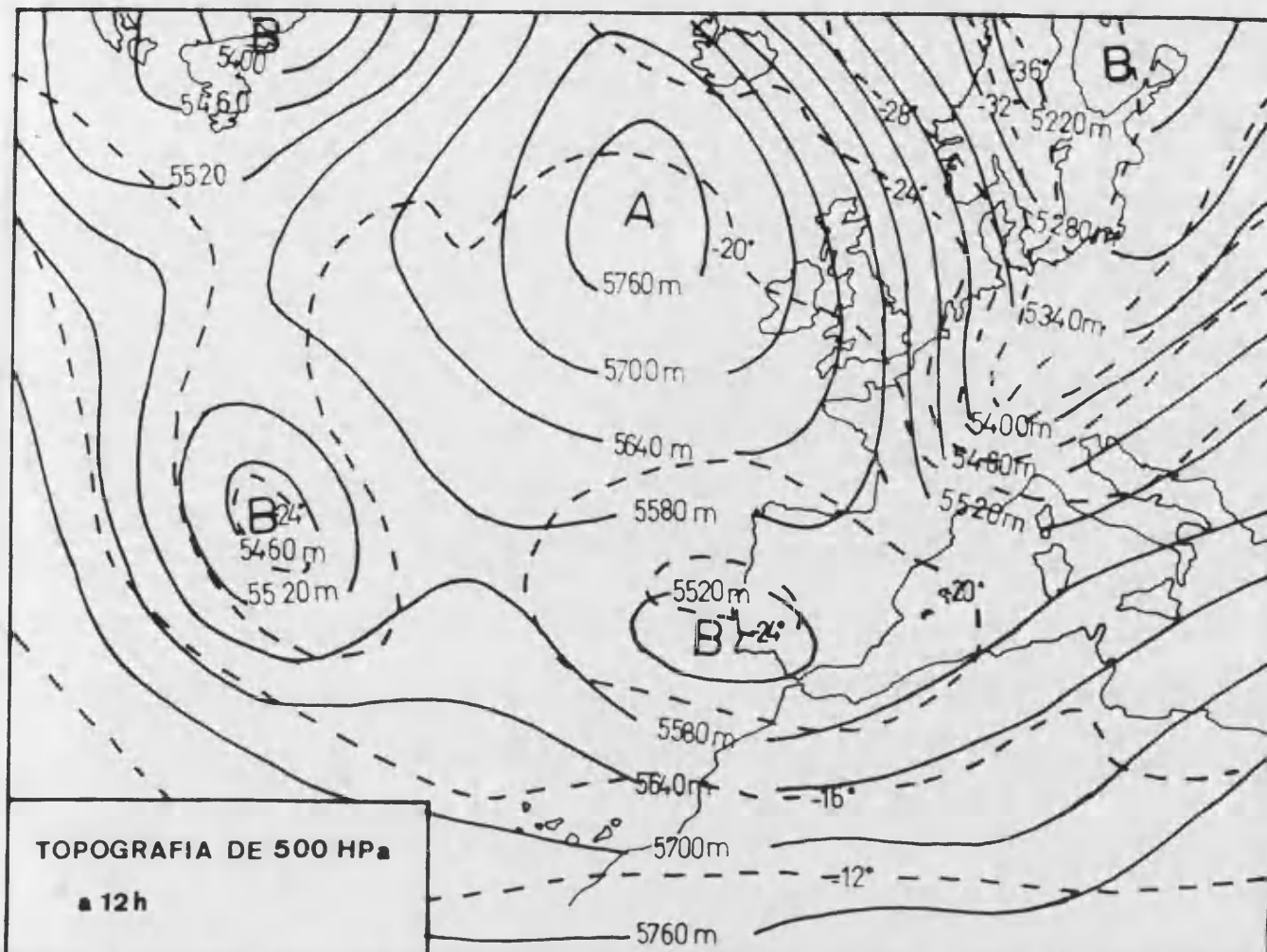


Figura 6.2.

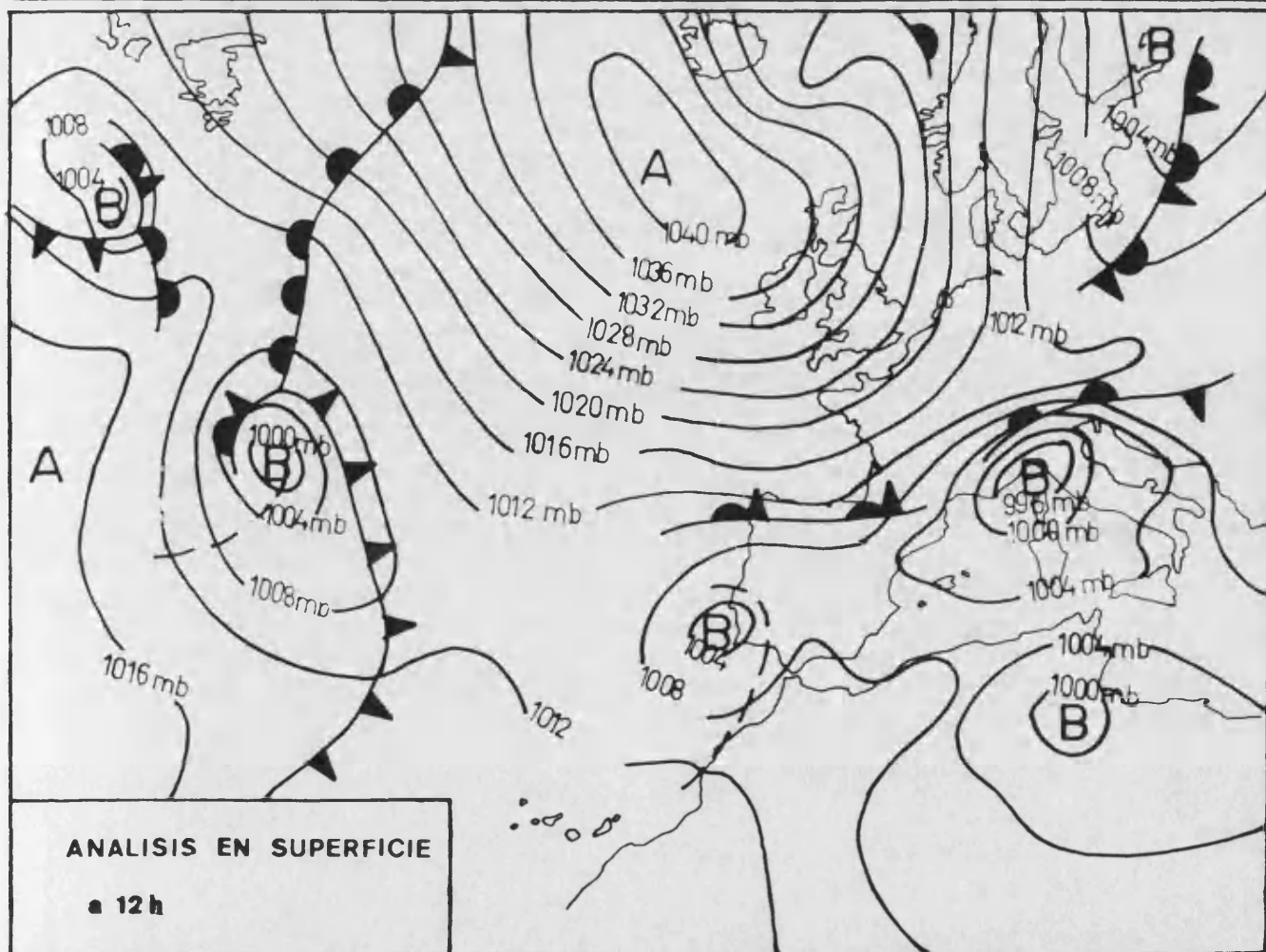
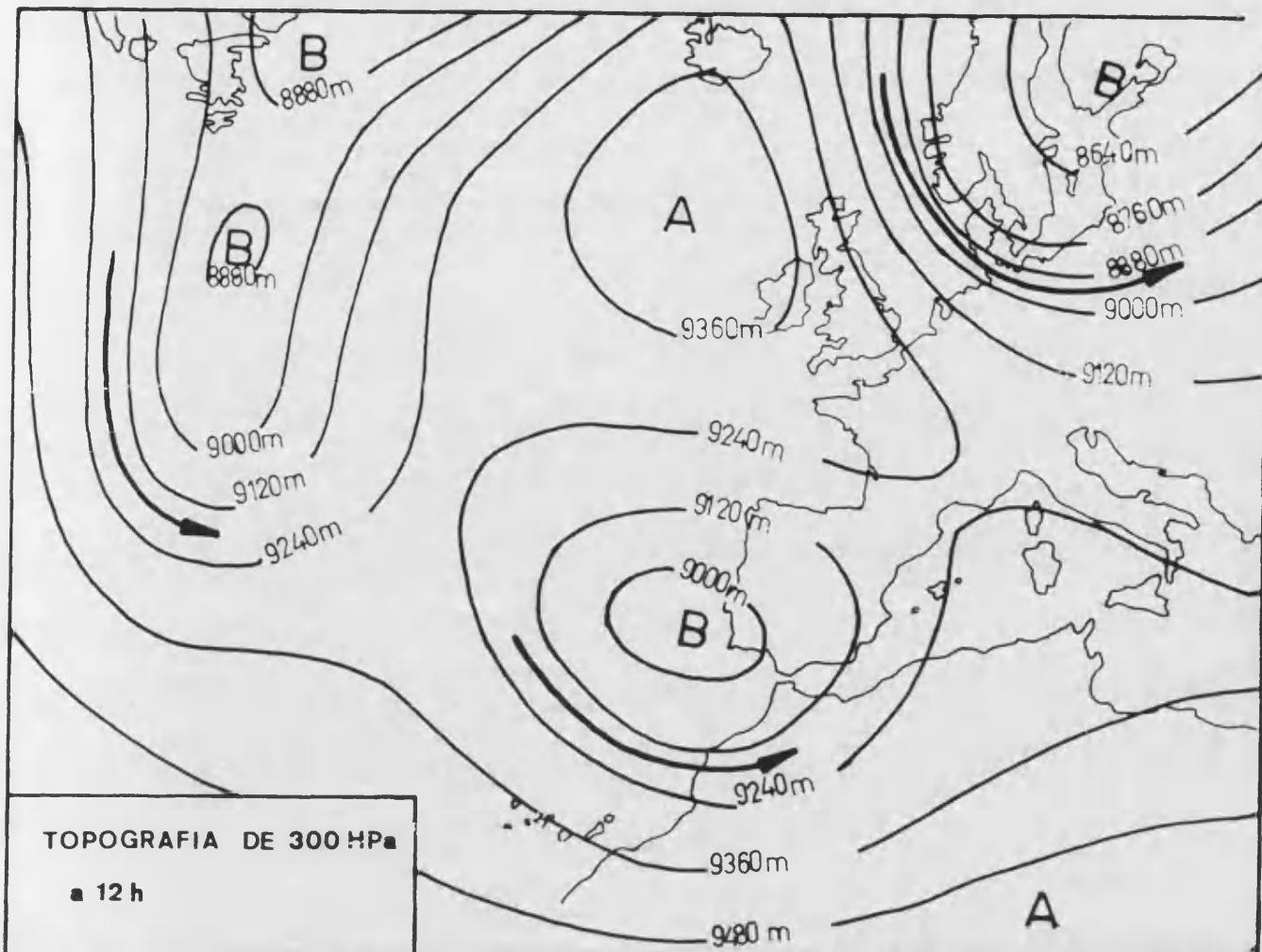


Figura 6.3. Situación sinóptica del día 17.

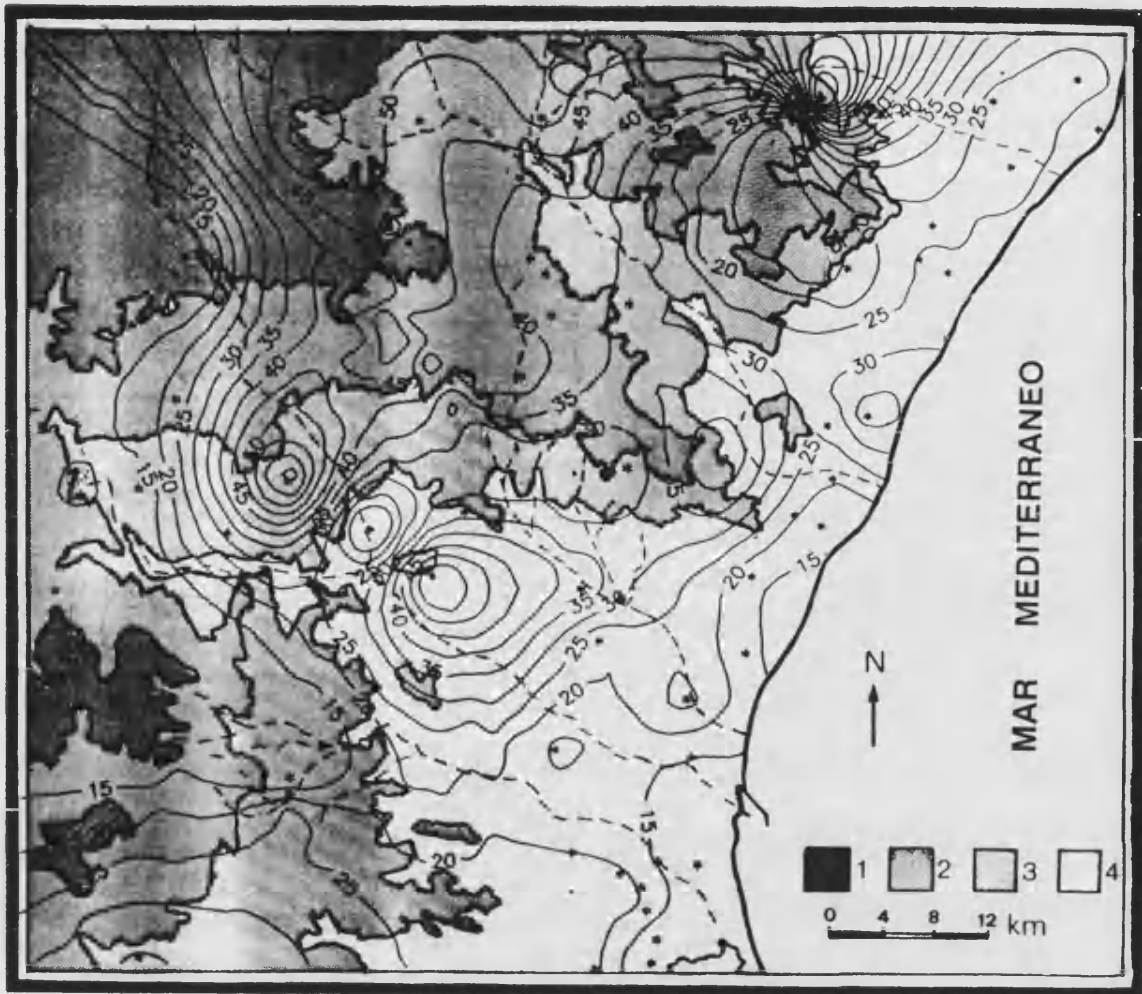


Figura 6.4. Distribución espacial de los totales pluviométricos según el SNM.

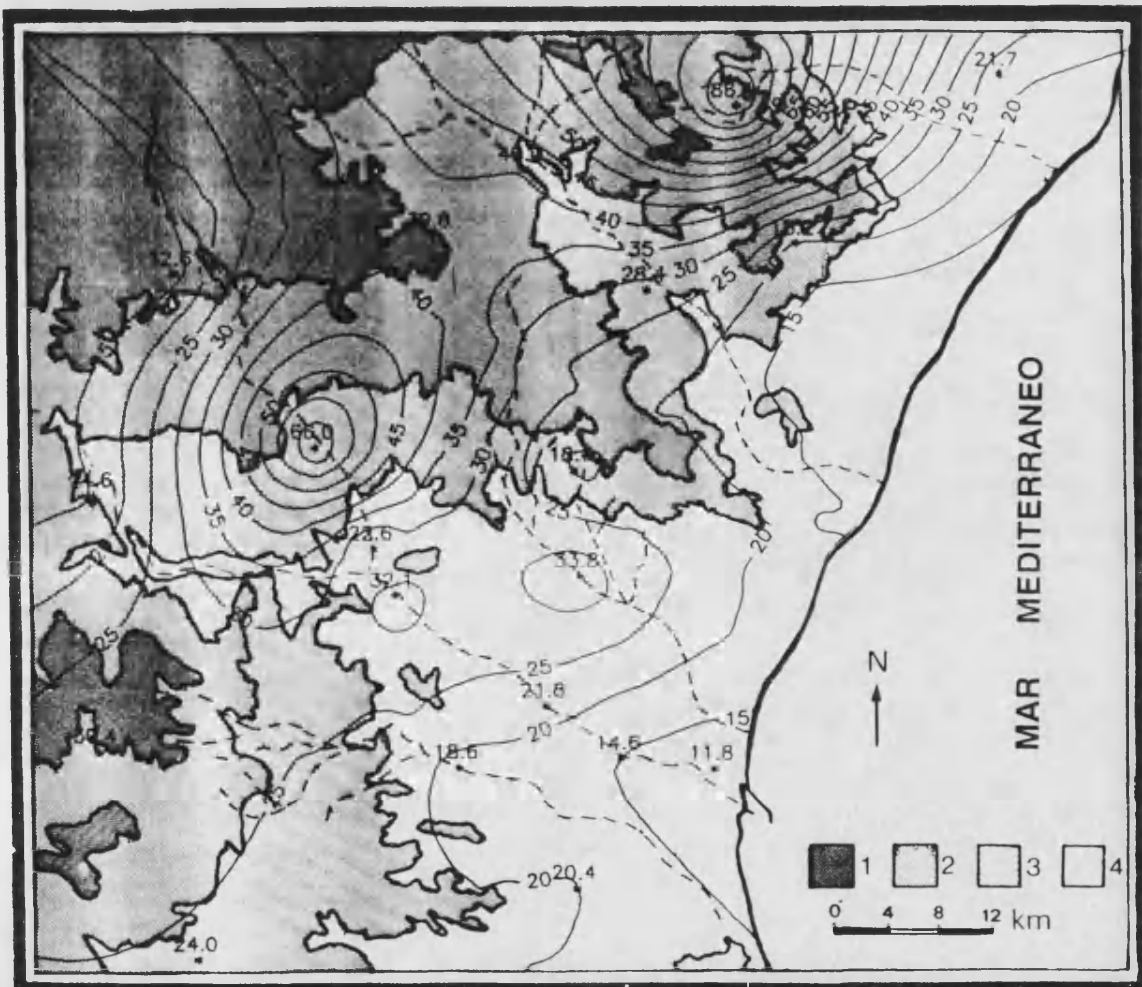


Figura 6.5. Distribución espacial de los totales pluviométricos según el SAIH.

ABRIL 1991

0001

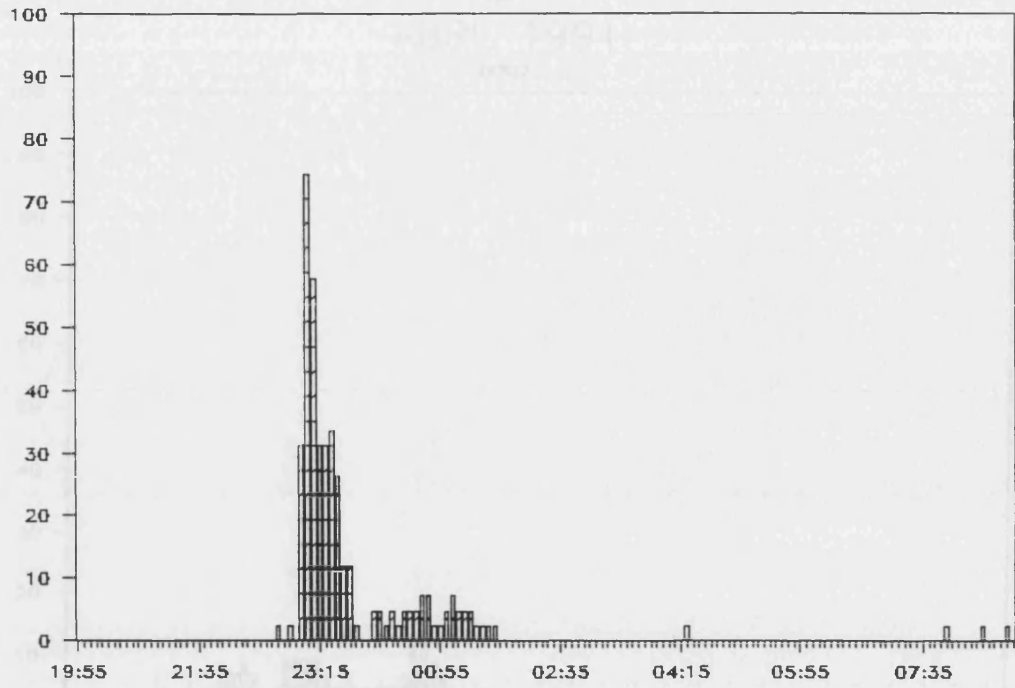


Figura 6.6. Histograma registrado por el pluviómetro 0001.

ABRIL 1991

0001

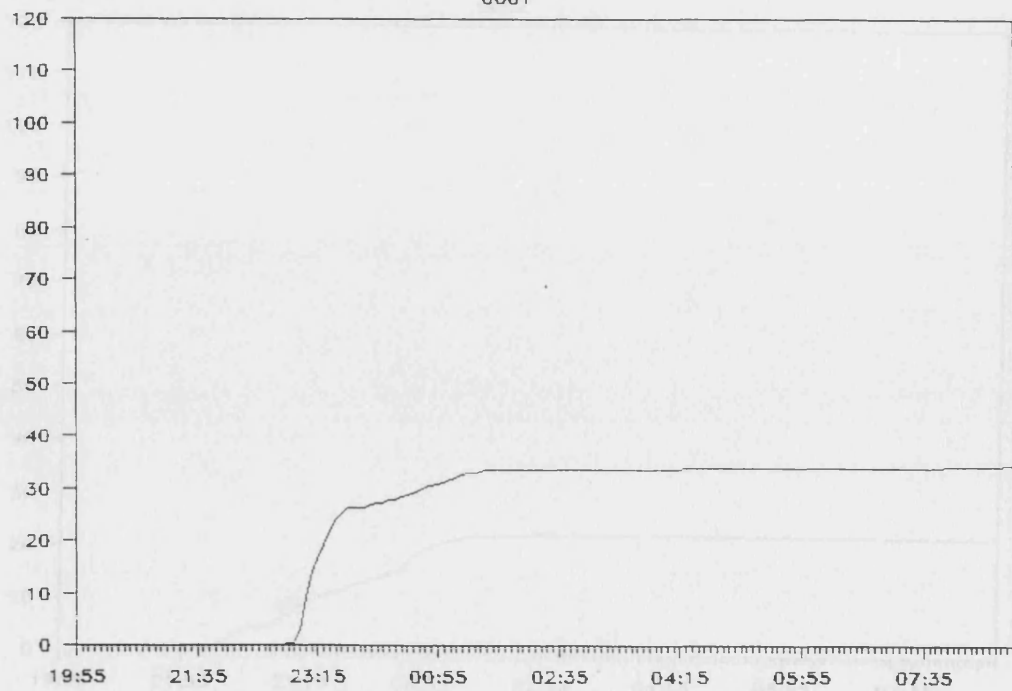


Figura 6.7. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0001.

# ABRIL 1991

0002

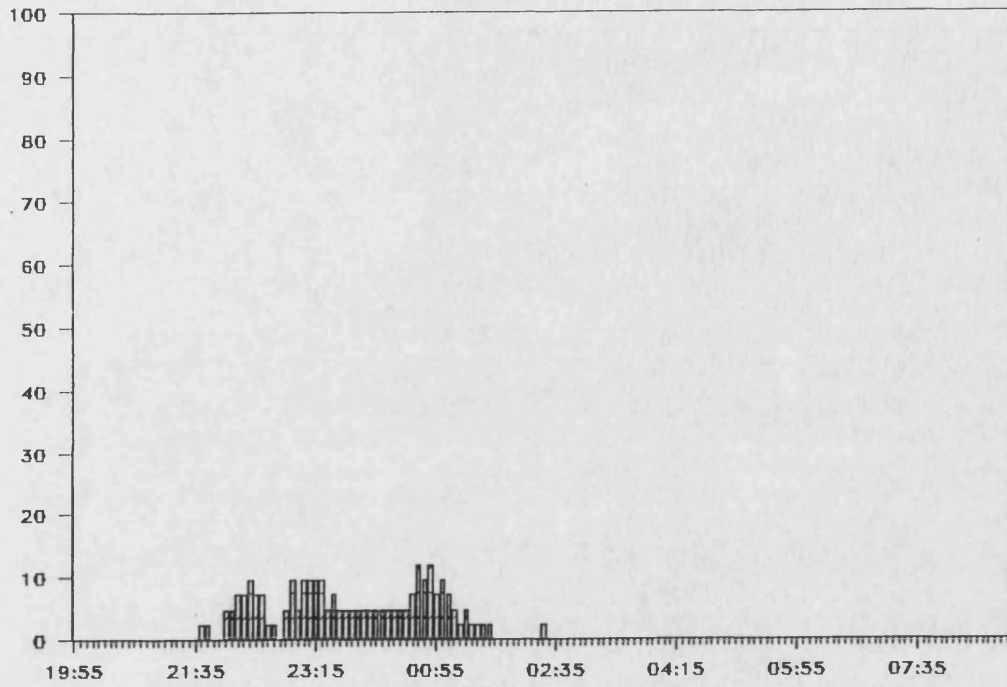


Figura 6.8. Hietograma registrado por el pluviómetro 0002.

# ABRIL 1991

0002

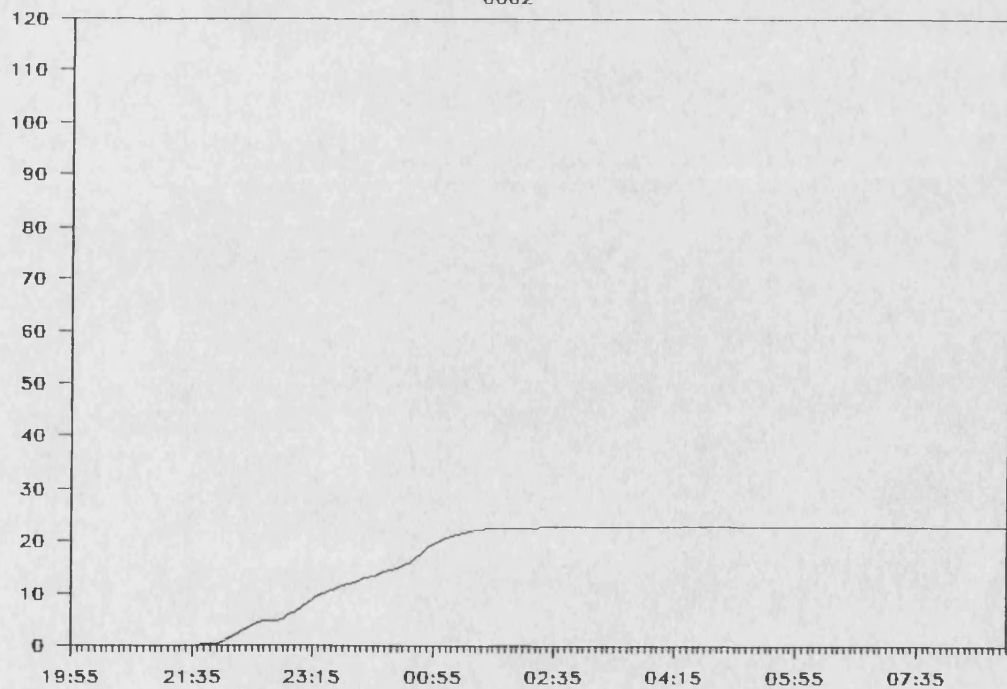


Figura 6.9. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0002.

ABRIL 1991

OP03

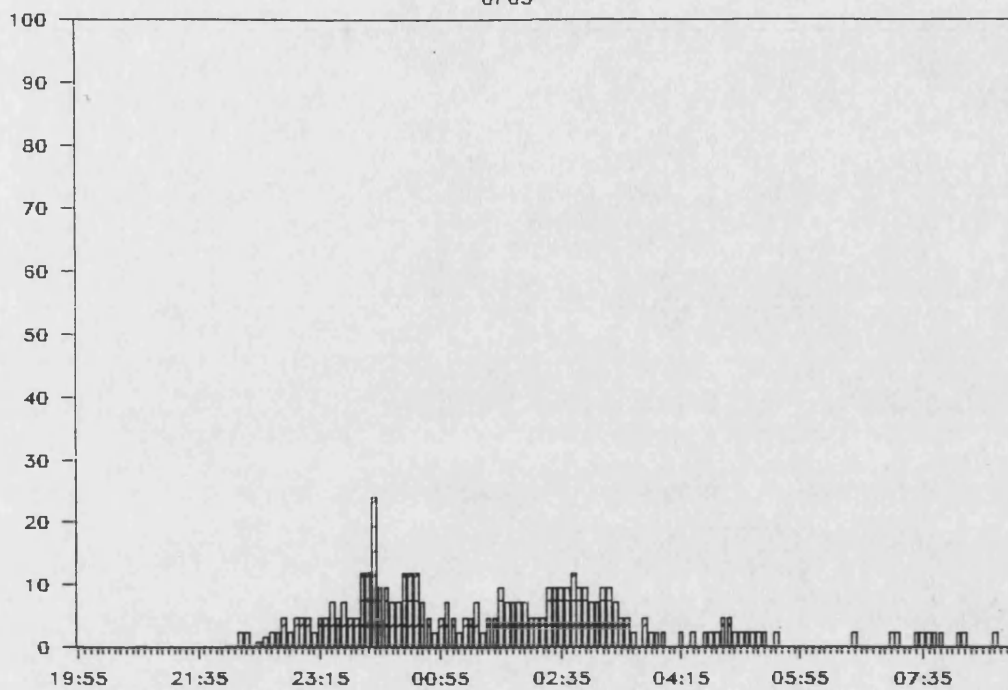


Figura 6.10. Hietograma registrado por el pluviómetro OP03.

ABRIL 1991

OP03

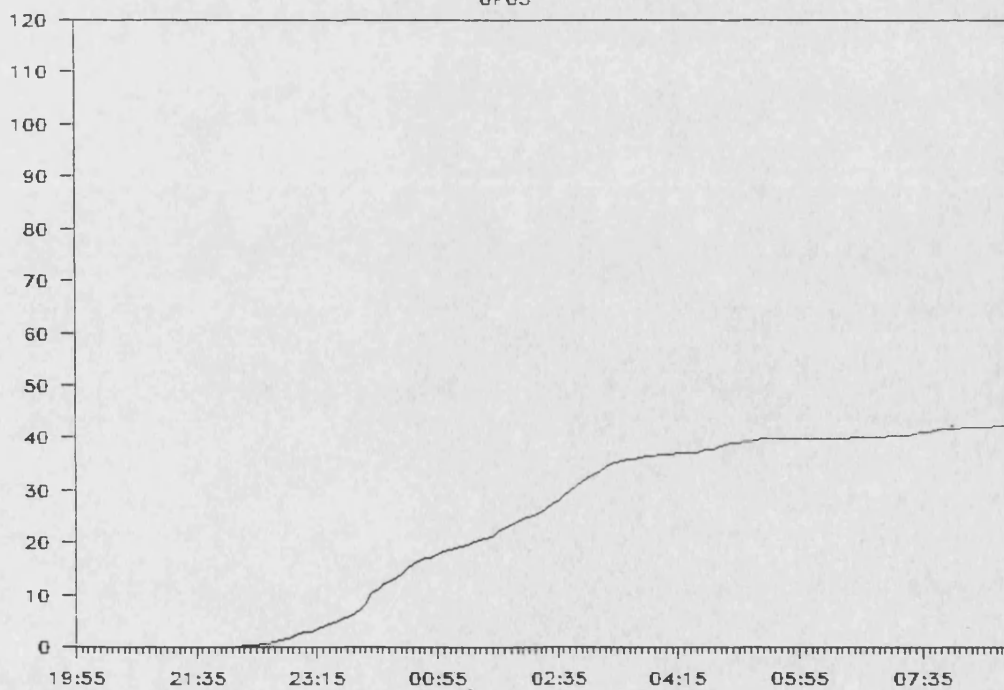


Figura 6.11. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP03.



ABRIL 1991

OL01

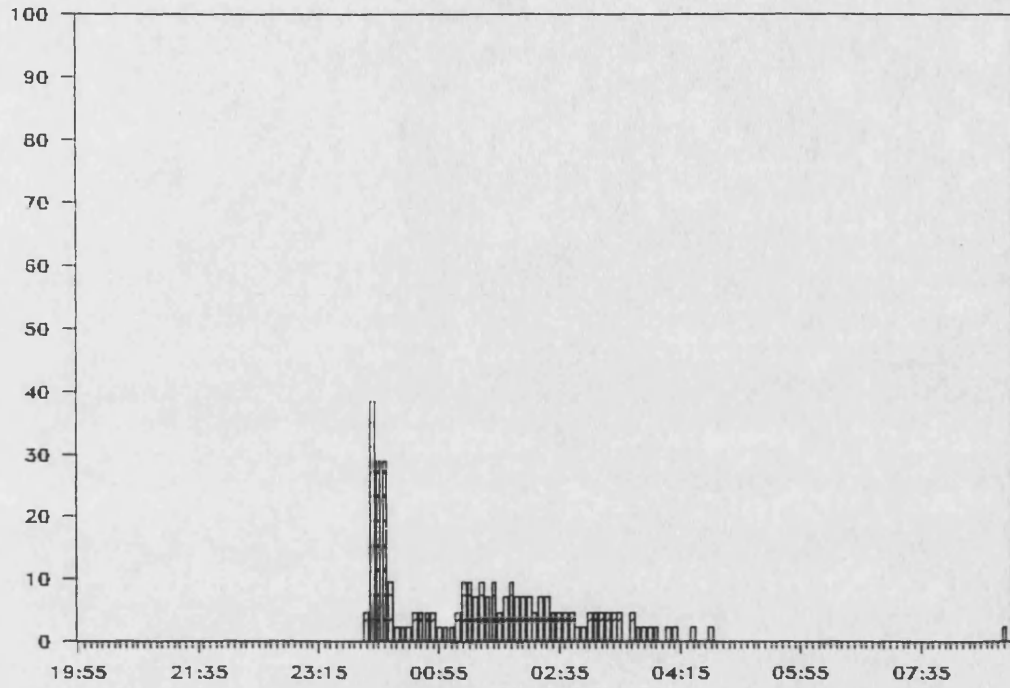


Figura 6.12. Hietograma registrado por el pluviómetro OL01.

ABRIL 1991

OL01

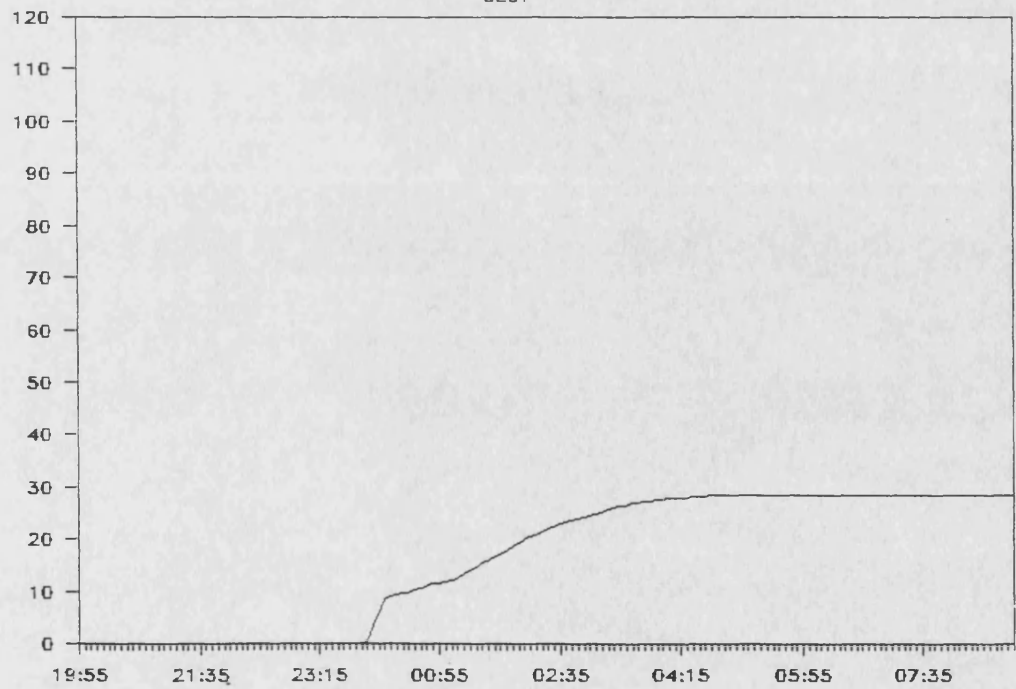


Figura 6.13. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OL01.

ABRIL 1991

OP02

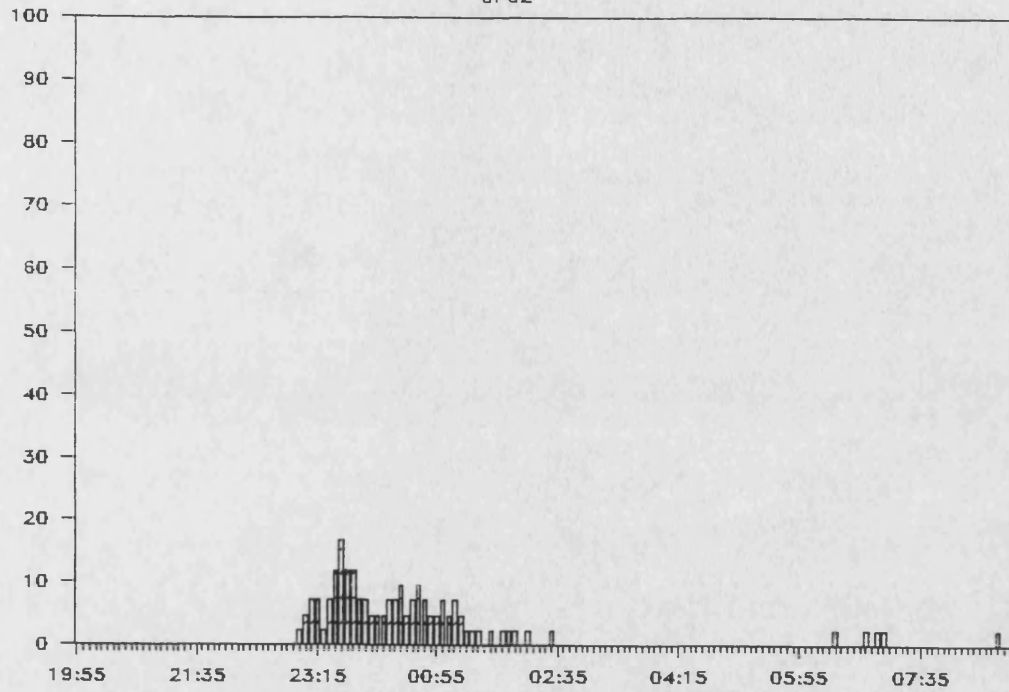


Figura 6.14. Hietograma registrado por el pluviómetro OP02.

ABRIL 1991

OP02

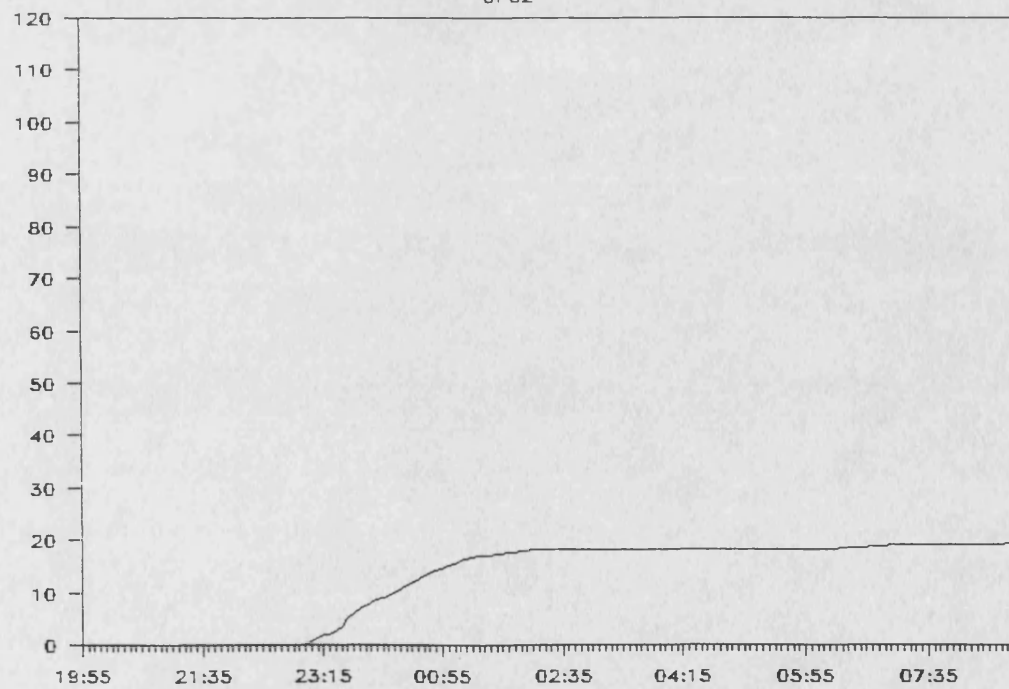


Figura 6.15. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP02.

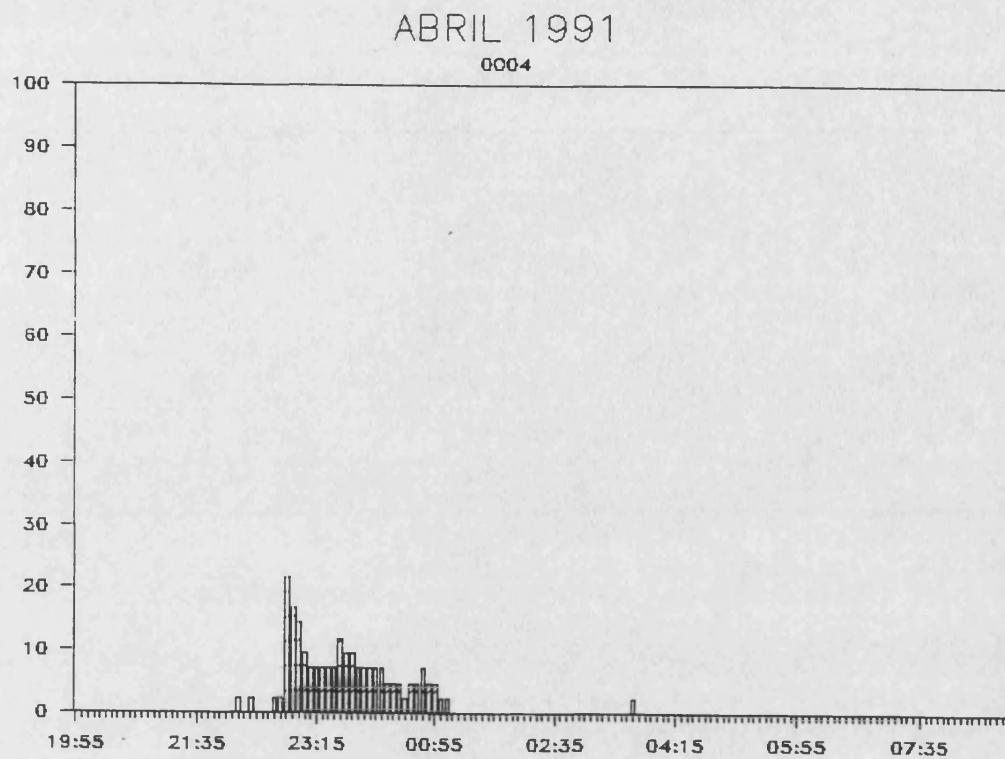


Figura 6.16. Hietograma registrado por el pluviómetro 0004.

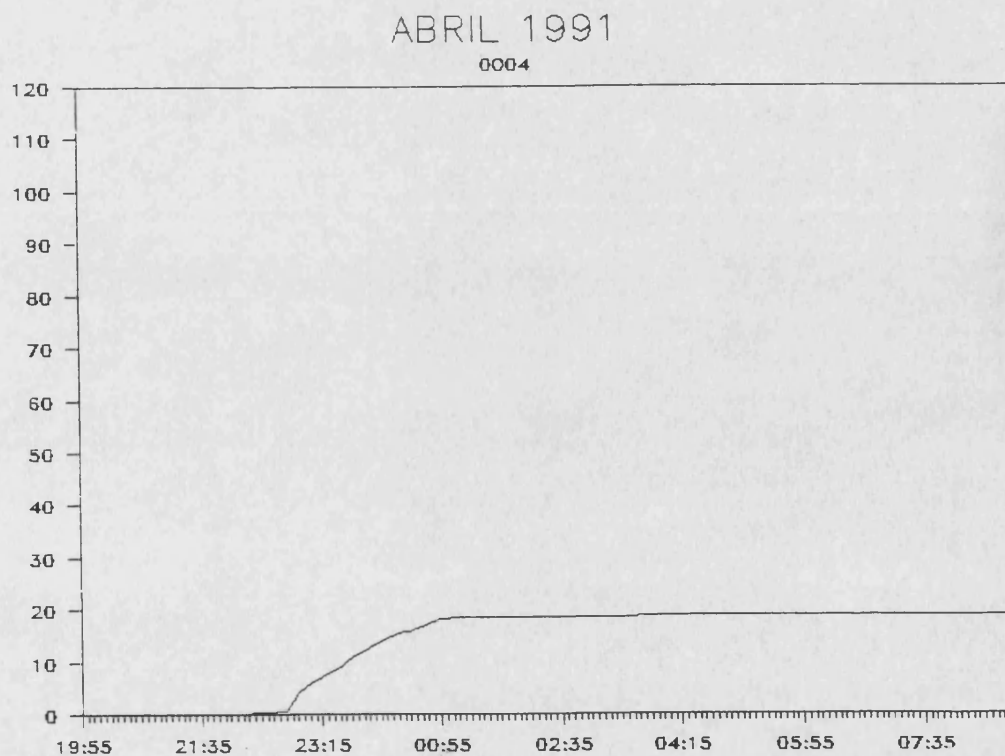


Figura 6.17. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0004.



ABRIL 1991

7E03

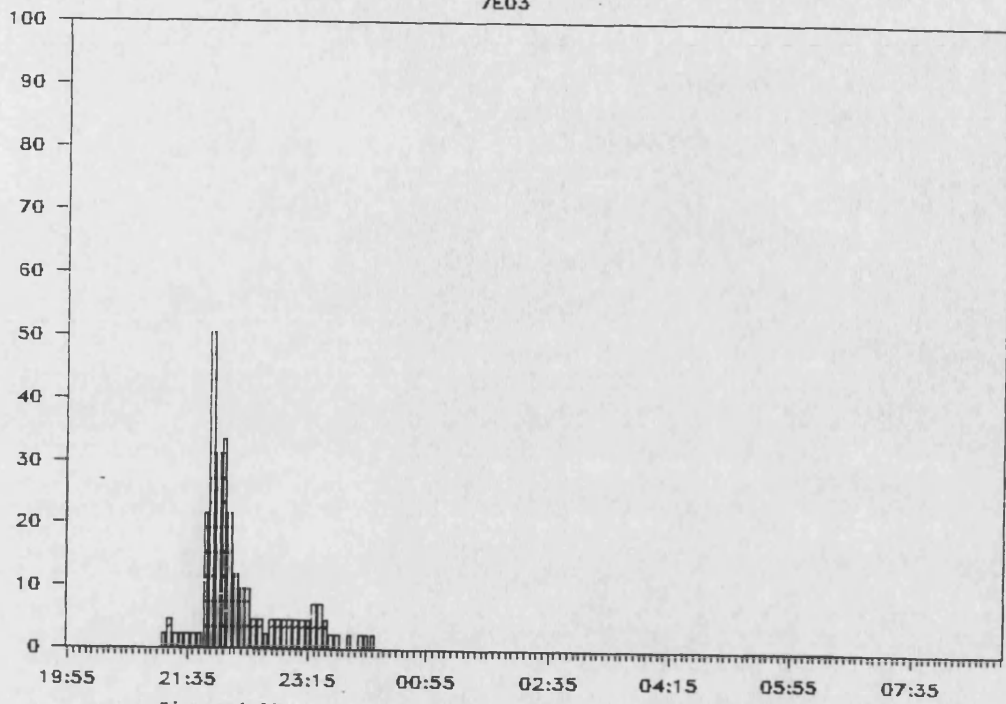


Figura 6.18. Hietograma registrado por el pluviómetro 7E03.

ABRIL 1991

7E03

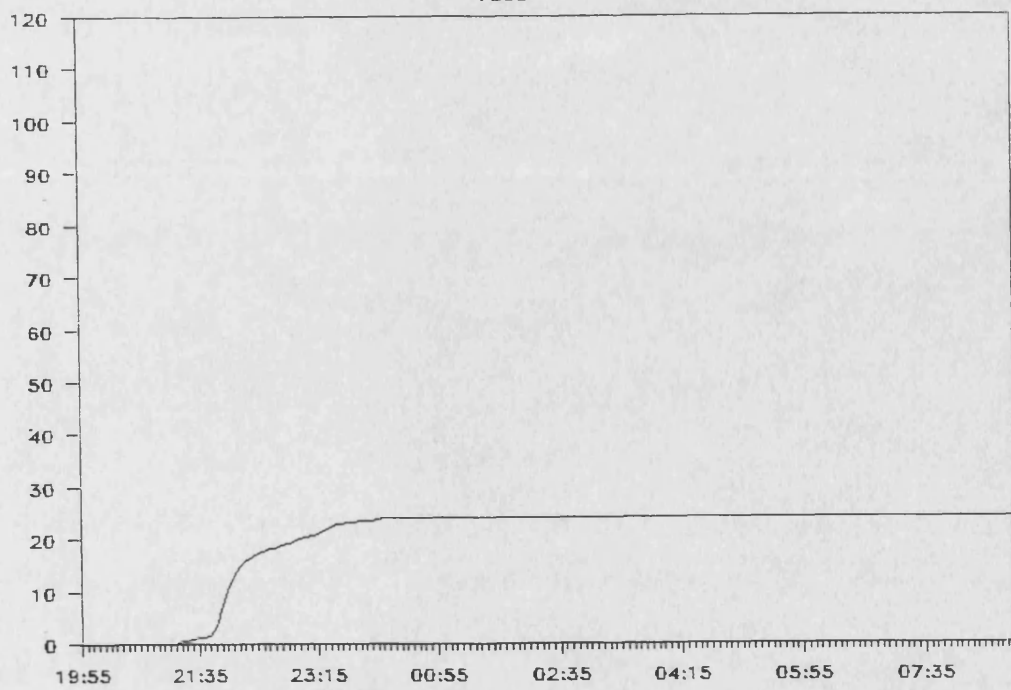


Figura 6.19. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 7E03.

ABRIL 1991

OP05

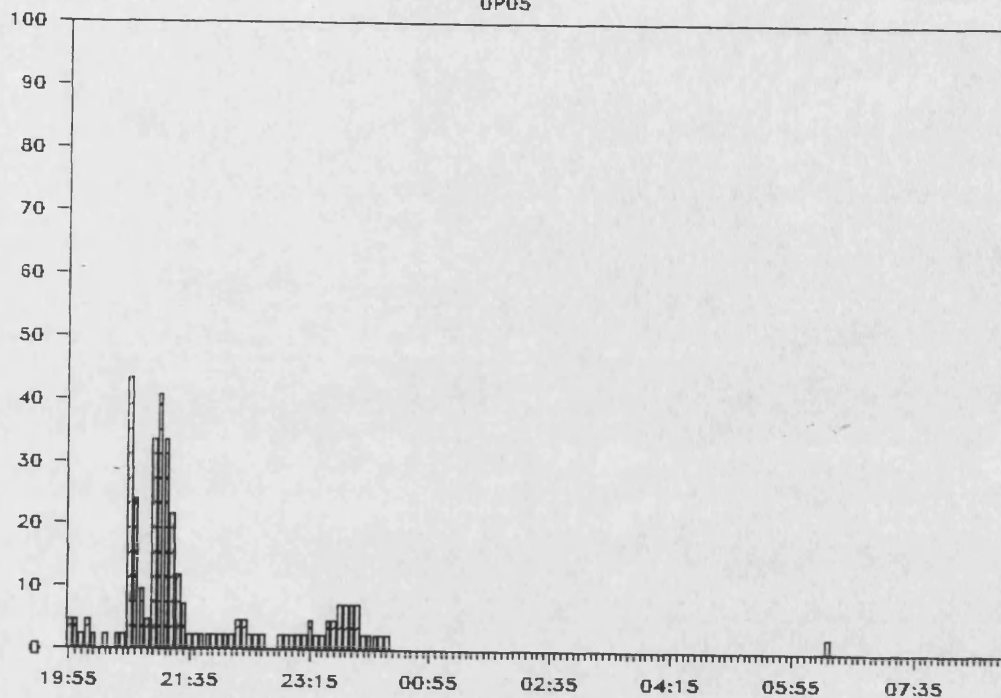


Figura 6.20. Hietograma registrado por el pluviómetro OP05.

ABRIL 1991

OP05

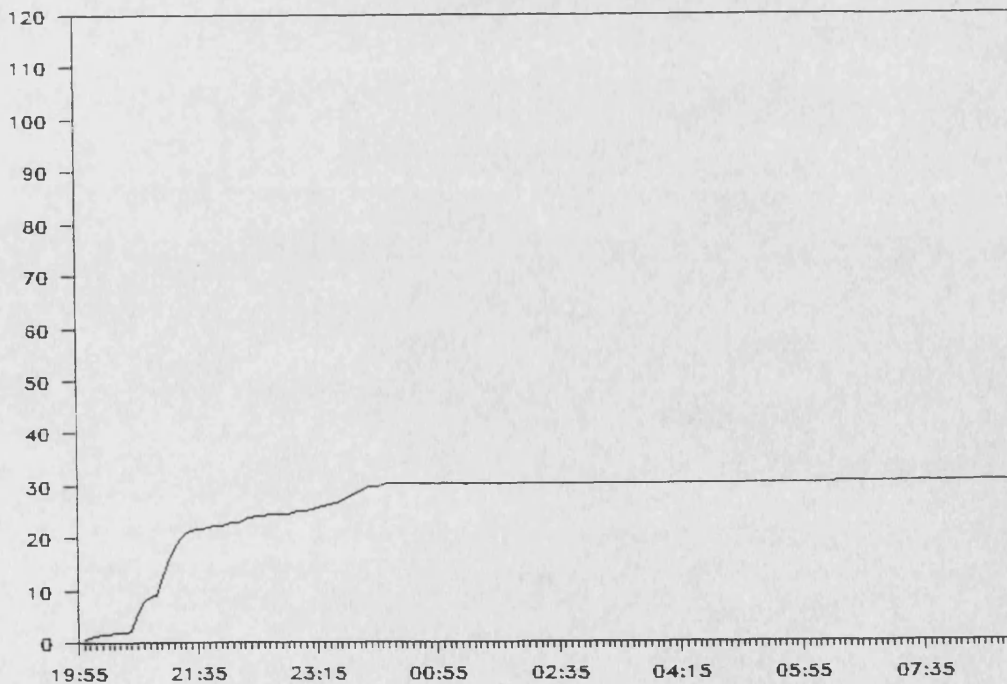


Figura 6.21. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP05.

ABRIL 1991

0003

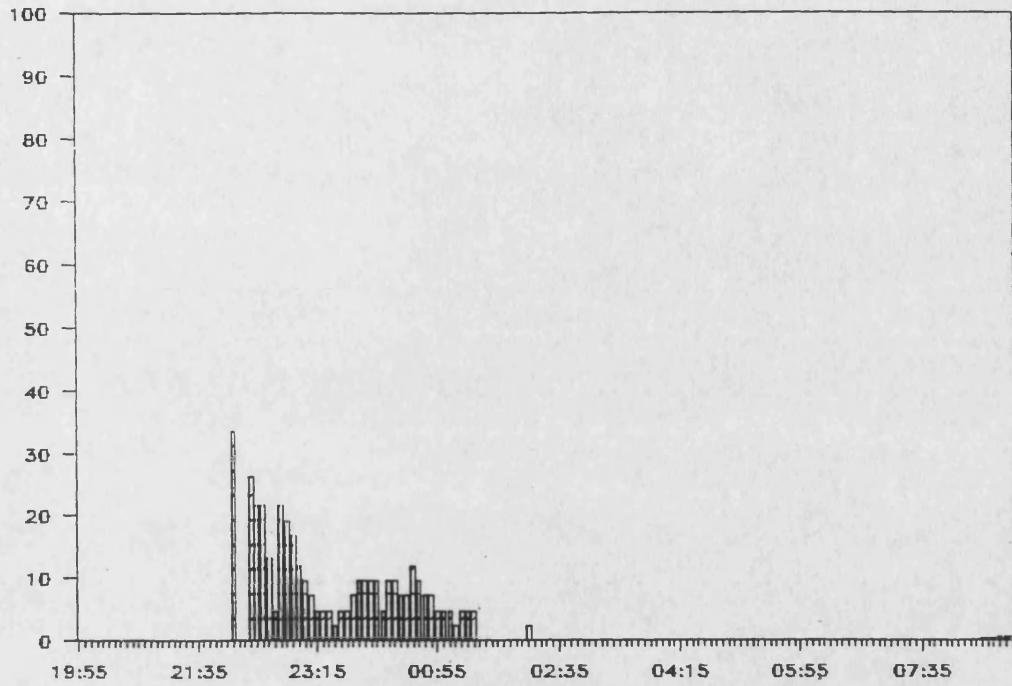


Figura 6.22. Hietograma registrado por el pluviómetro 0003.

ABRIL 1991

0003

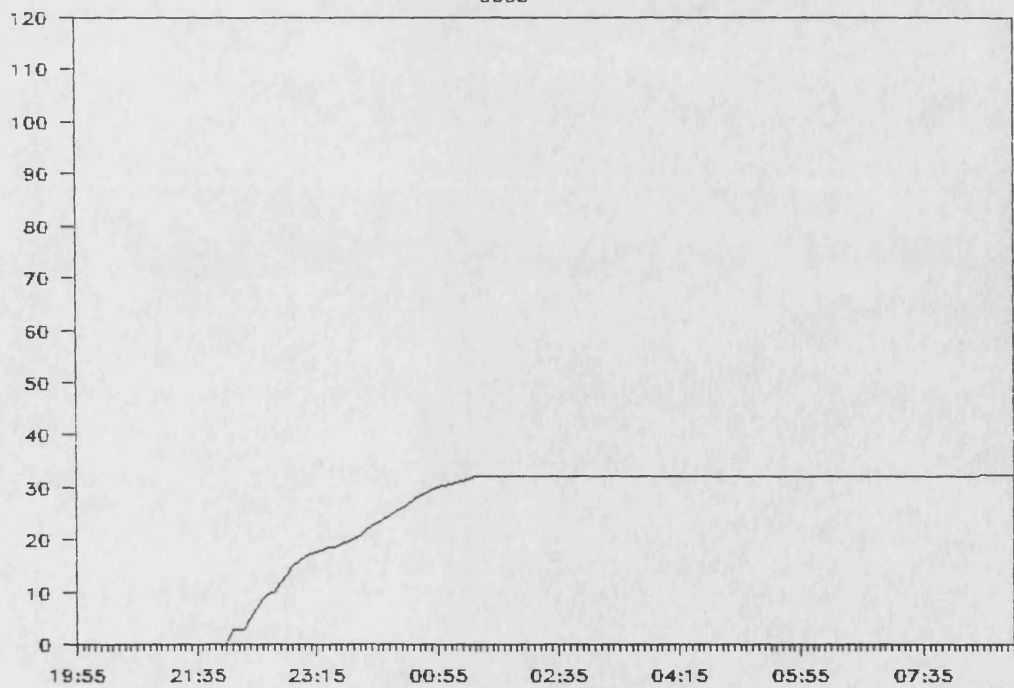


Figura 6.23. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0003.

ABRIL 1991

1E04

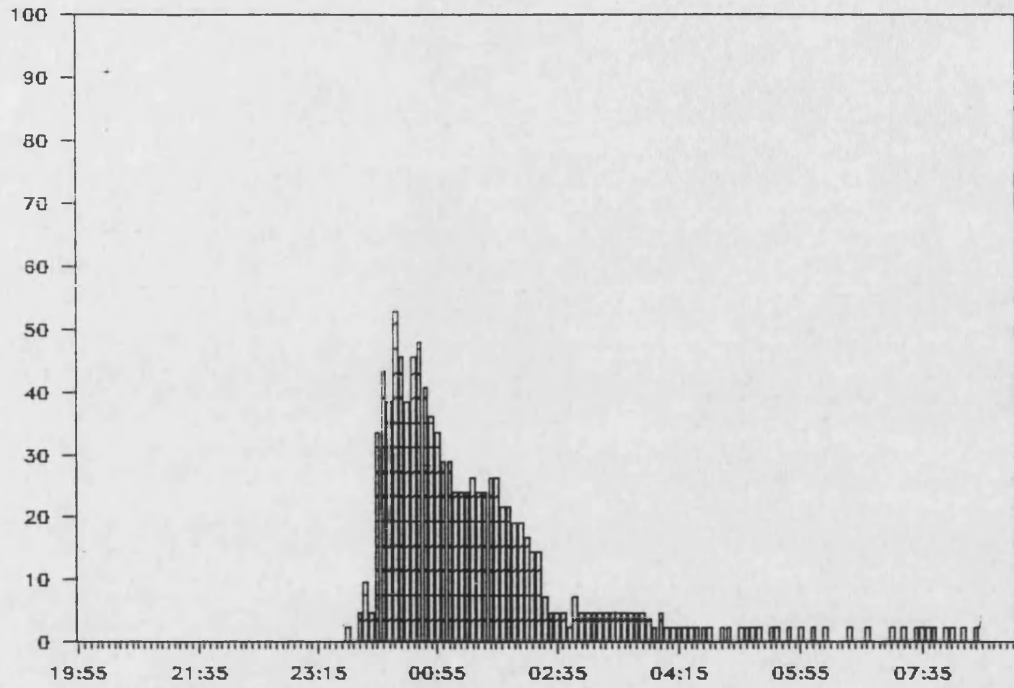


Figura 6.24. Hietograma registrado por el pluviómetro 1E04.

ABRIL 1991

1E04

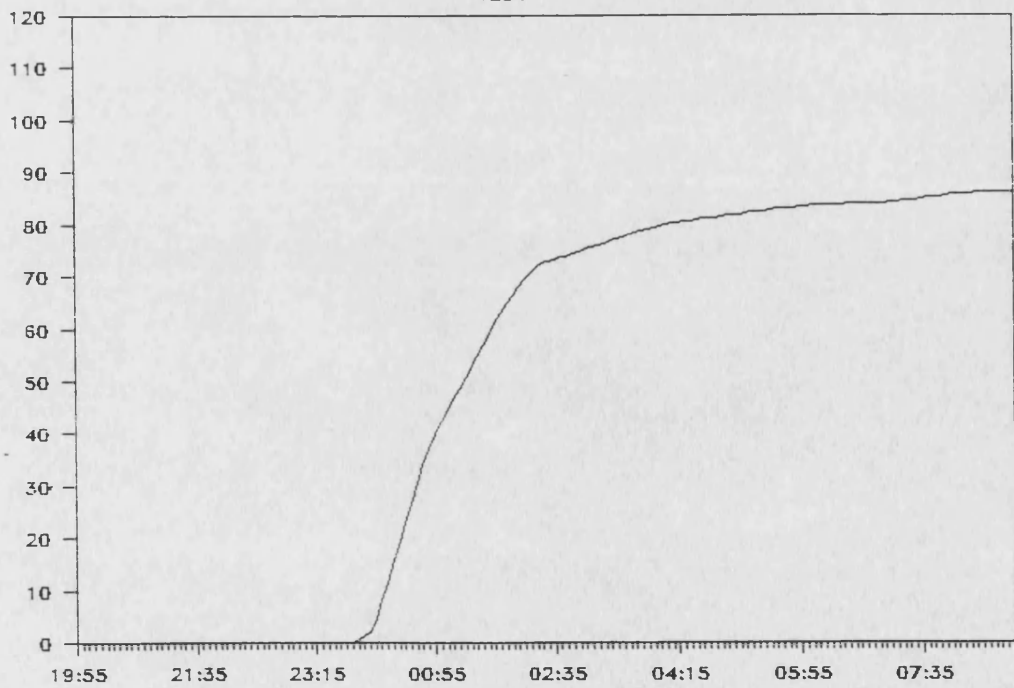


Figura 6.25. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 1E04.

ABRIL 1991

6E02

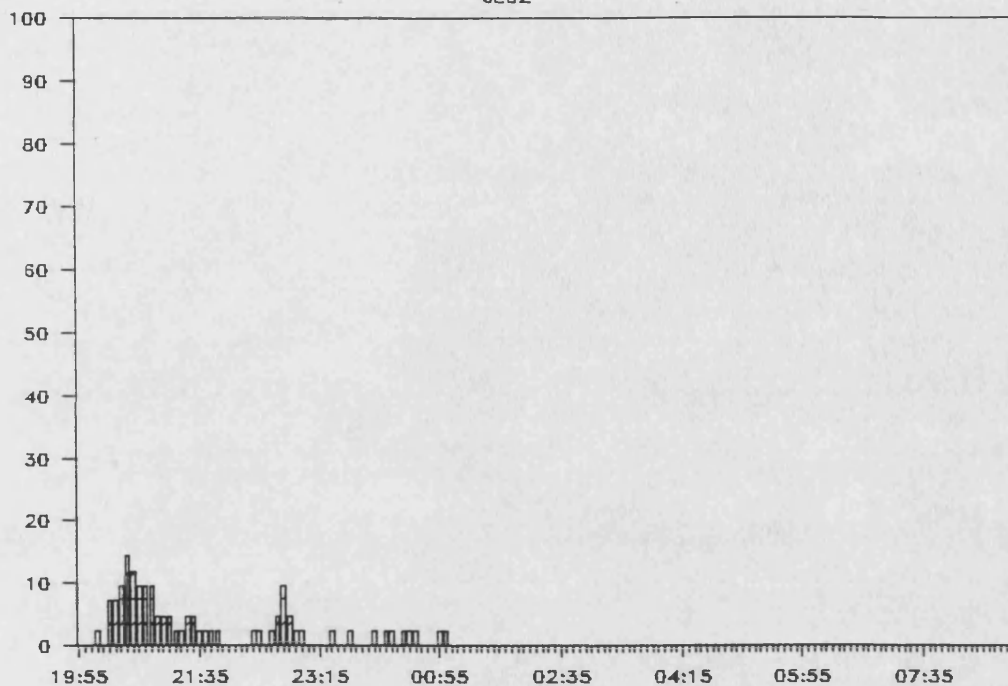


Figura 6.26. Histograma registrado por el pluviómetro 6E02.

ABRIL 1991

6E02

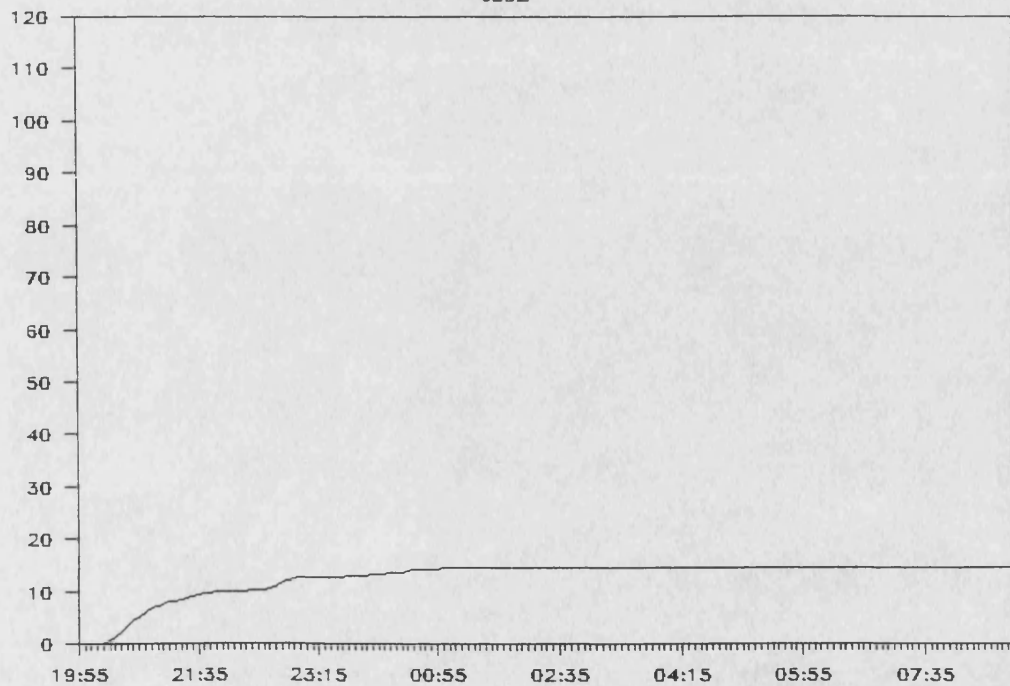


Figura 6.27. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 6E02.



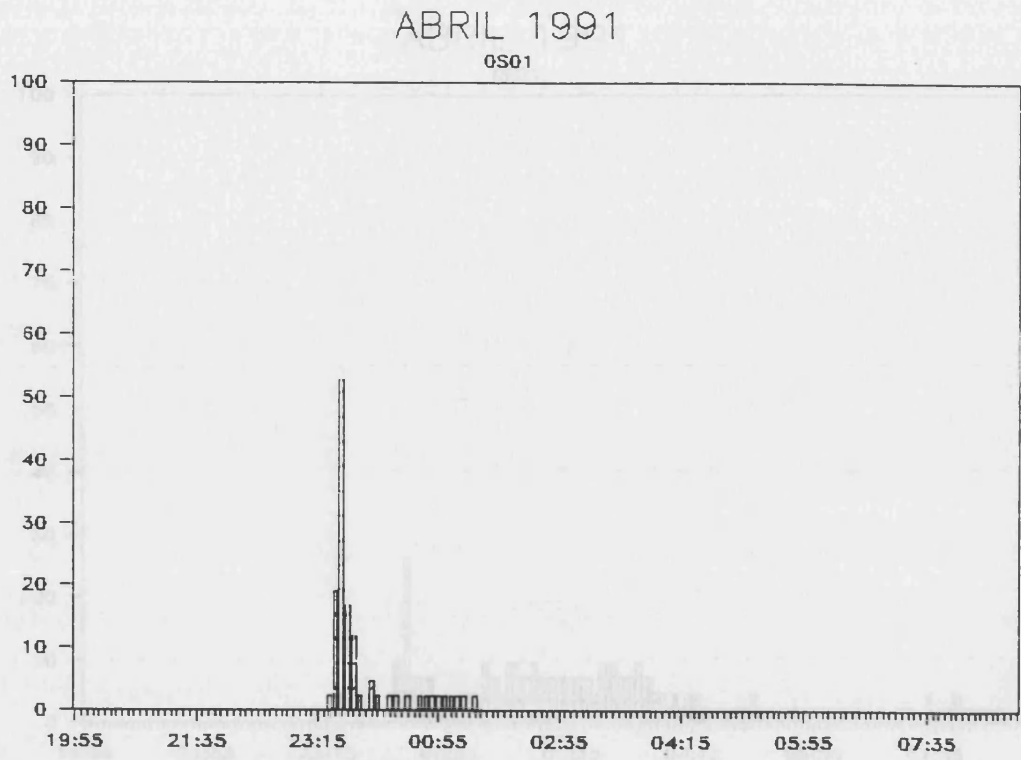


Figura 6.28. Hietograma registrado por el pluviómetro OS01.

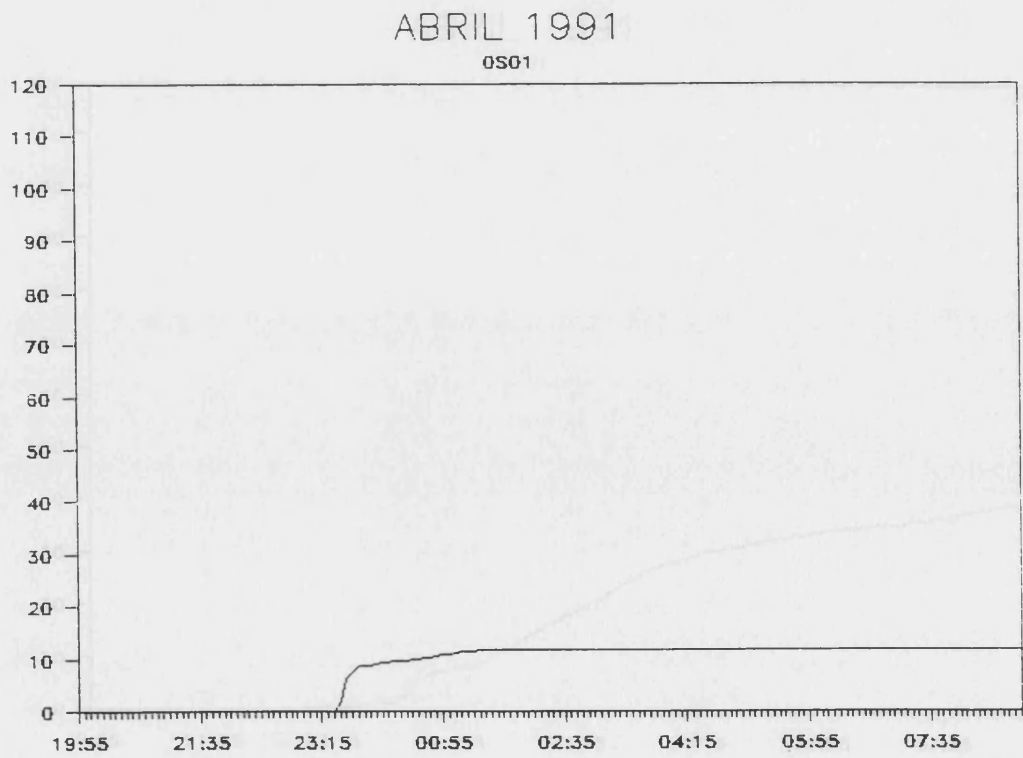


Figura 6.29. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OS01.

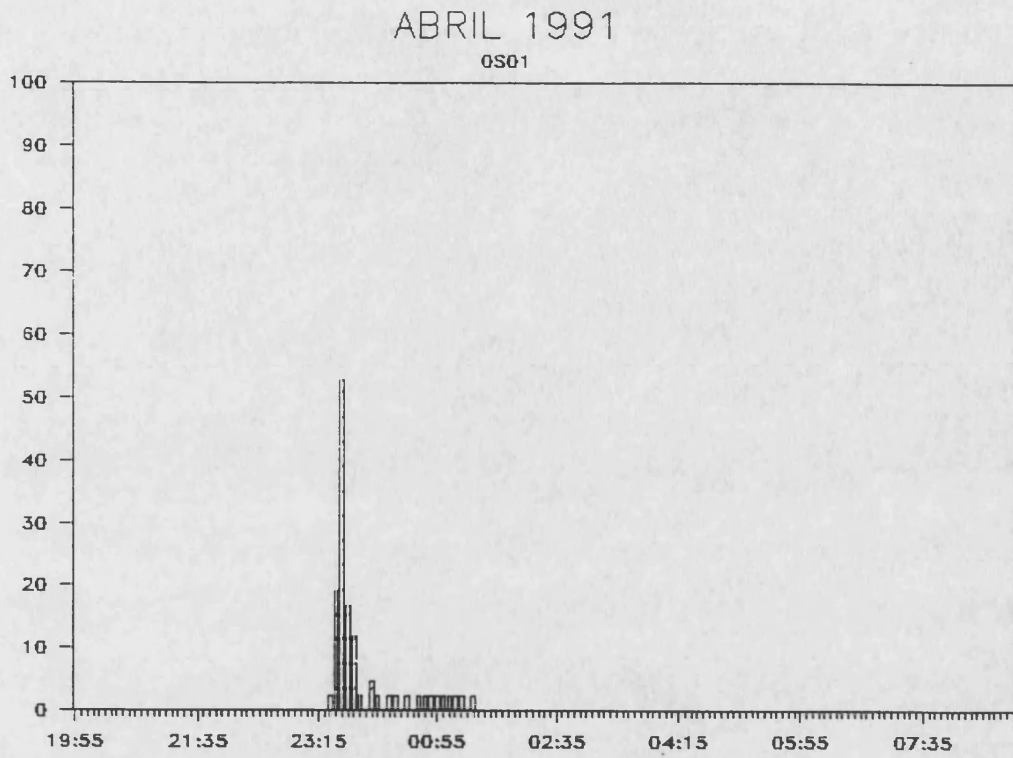


Figura 6.28. Hietograma registrado por el pluviómetro OS01.

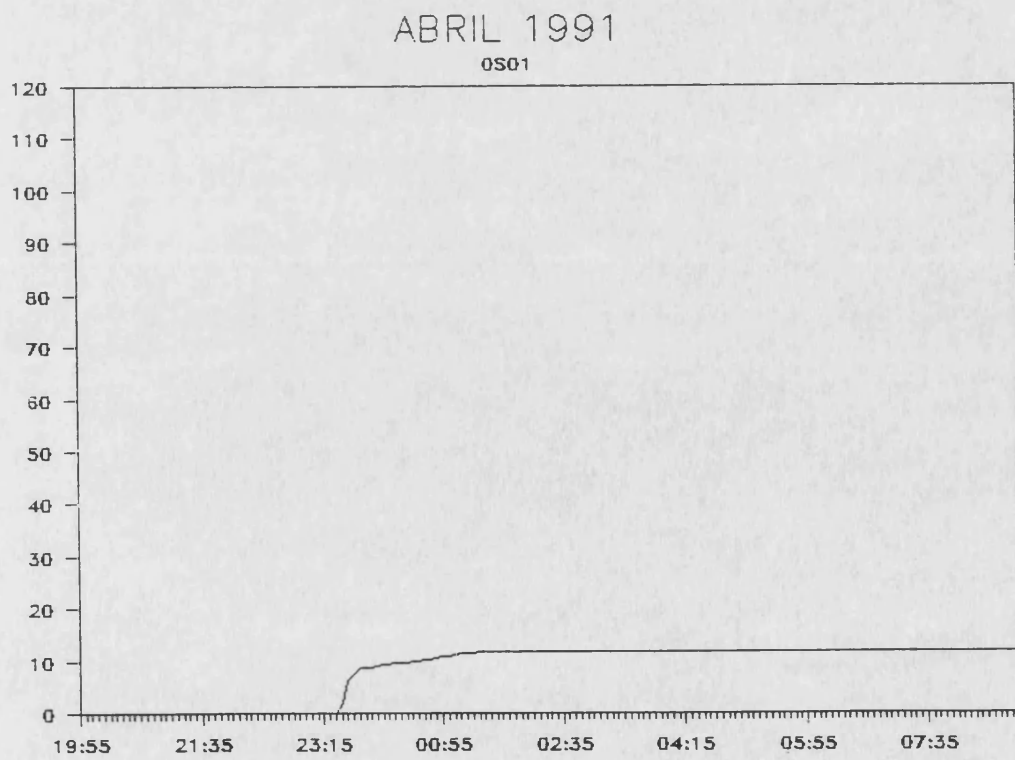


Figura 6.29. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OS01.

ABRIL 1991

0E01

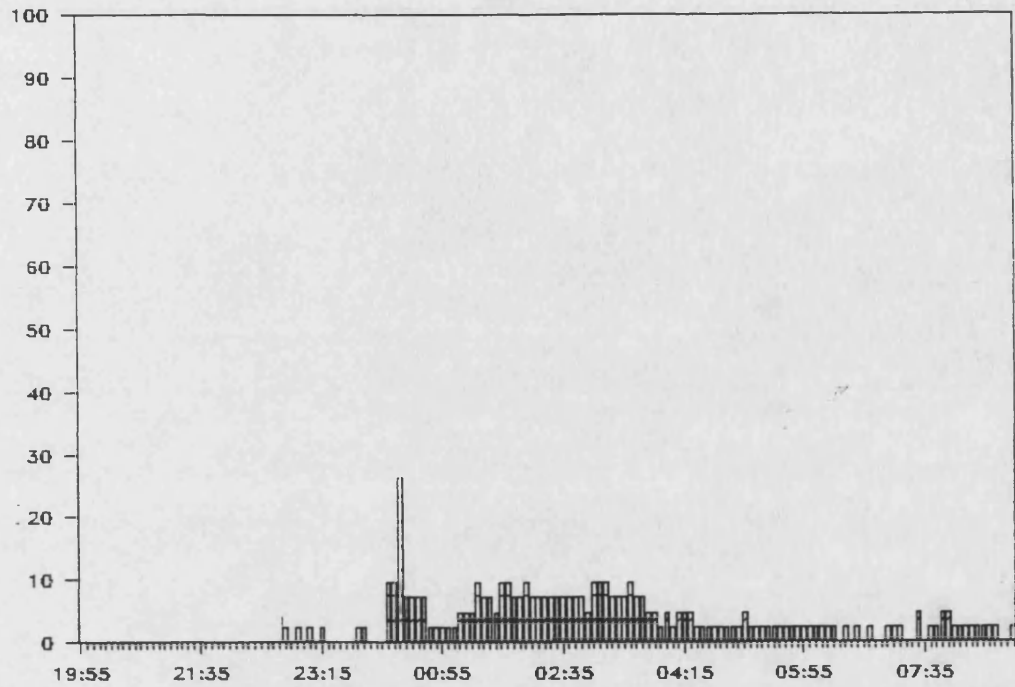


Figura 6.30. Hietograma registrado por el pluviómetro 0E01.

ABRIL 1991

0E01

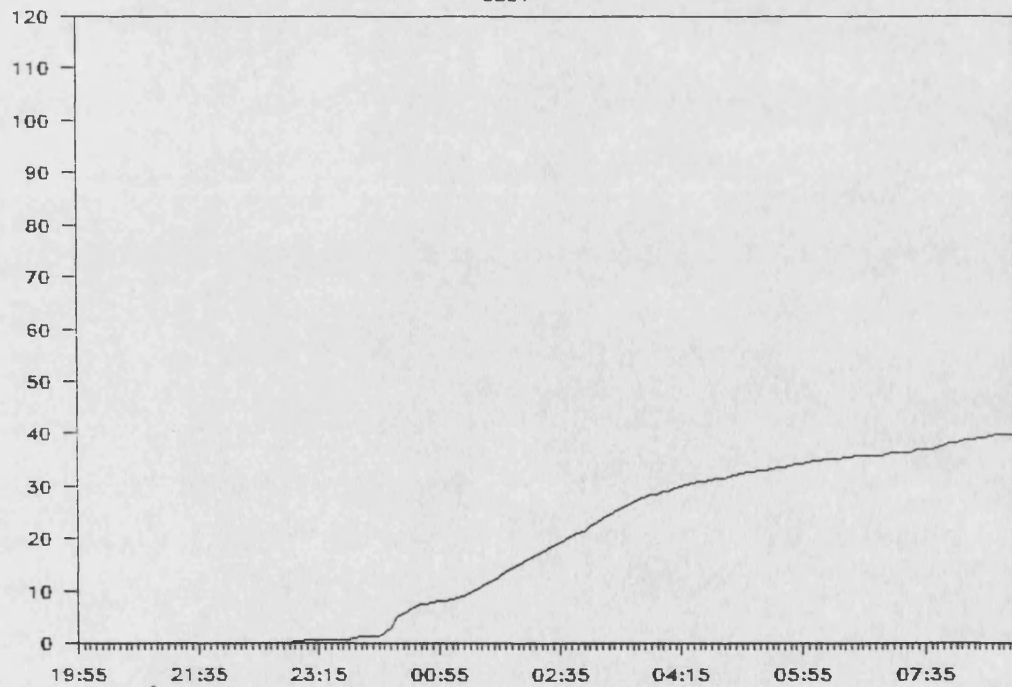


Figura 6.31. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0E01.

ABRIL 1991

0a02

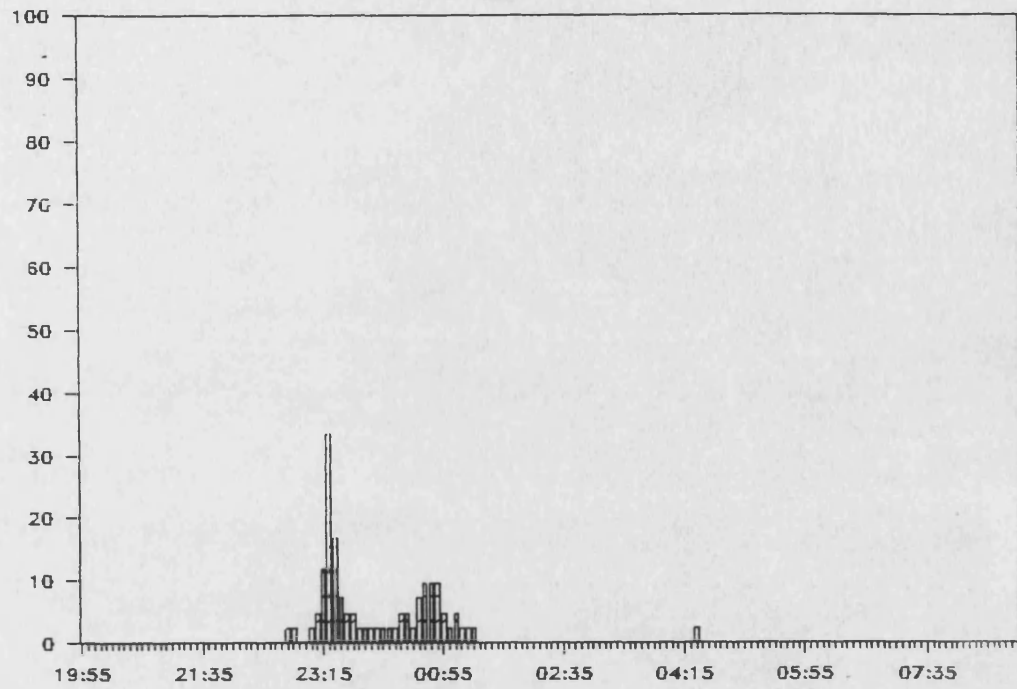


Figura 6.32. Hietograma registrado por el pluviómetro OE02.

ABRIL 1991

0a02

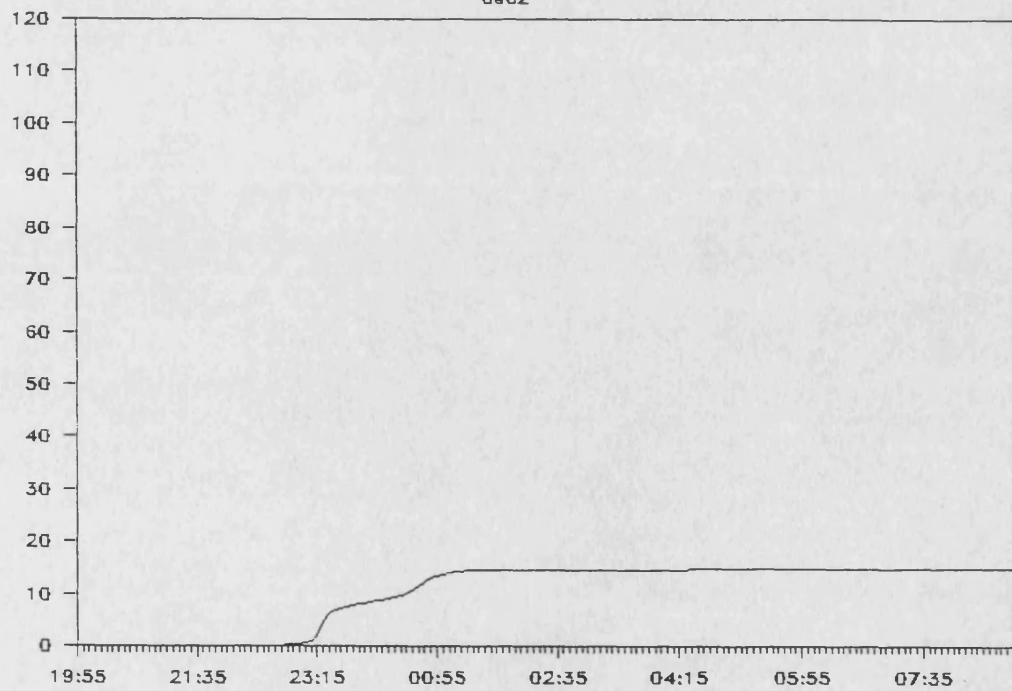


Figura 6.33. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OE02.

ABRIL 1991

0E03

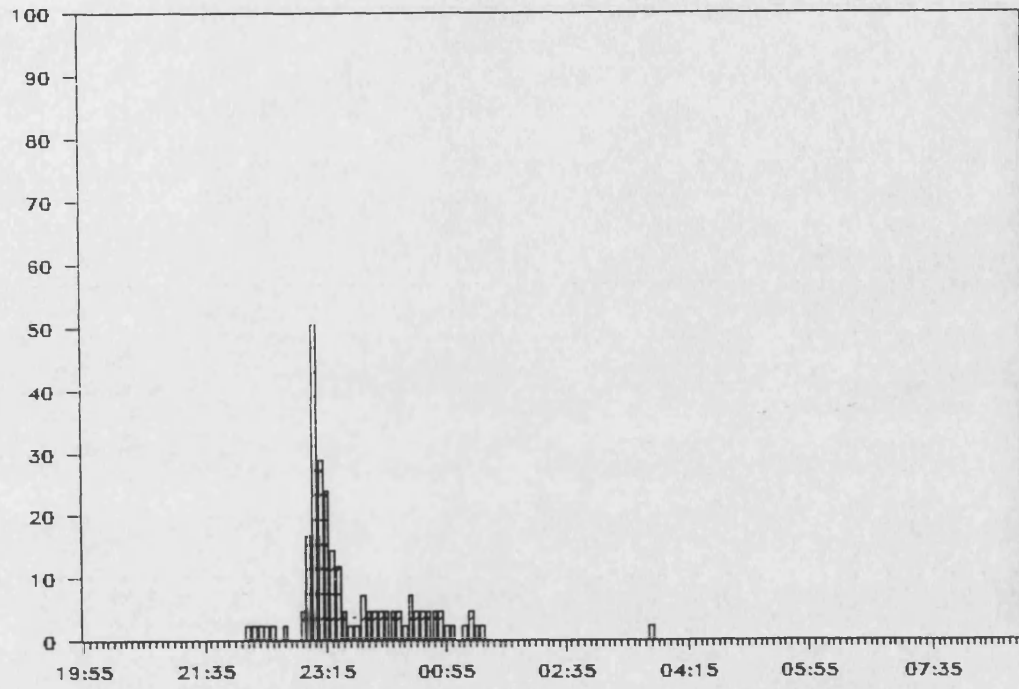


Figura 6.34. Histograma registrado por el pluviómetro 0E03.

ABRIL 1991

0E03

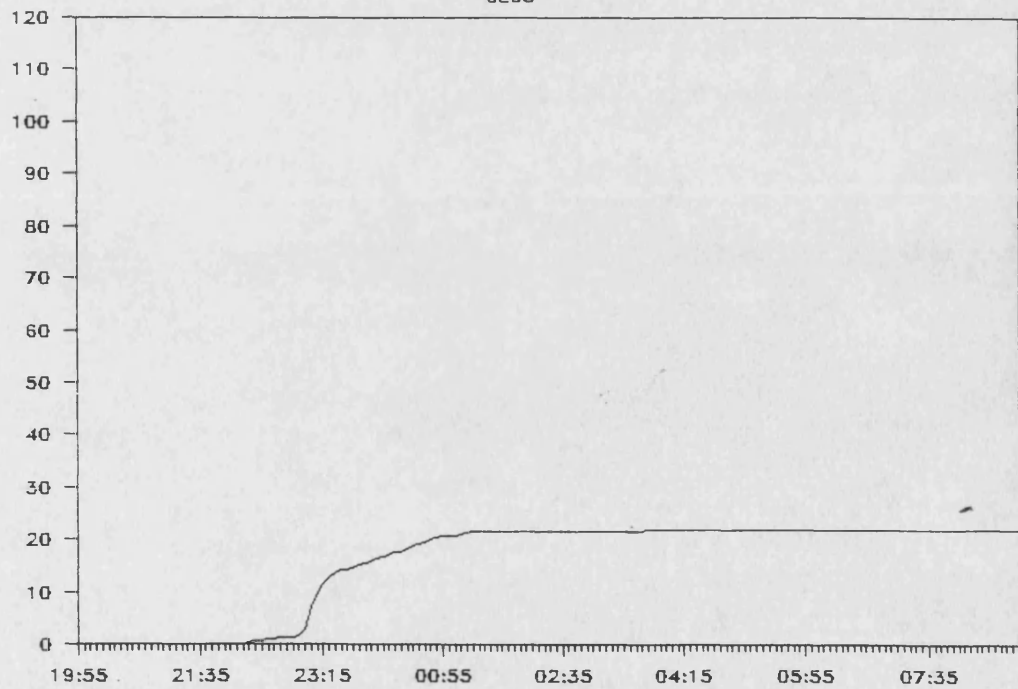


Figura 6.35. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 0E03.

ABRIL 1991

OP01

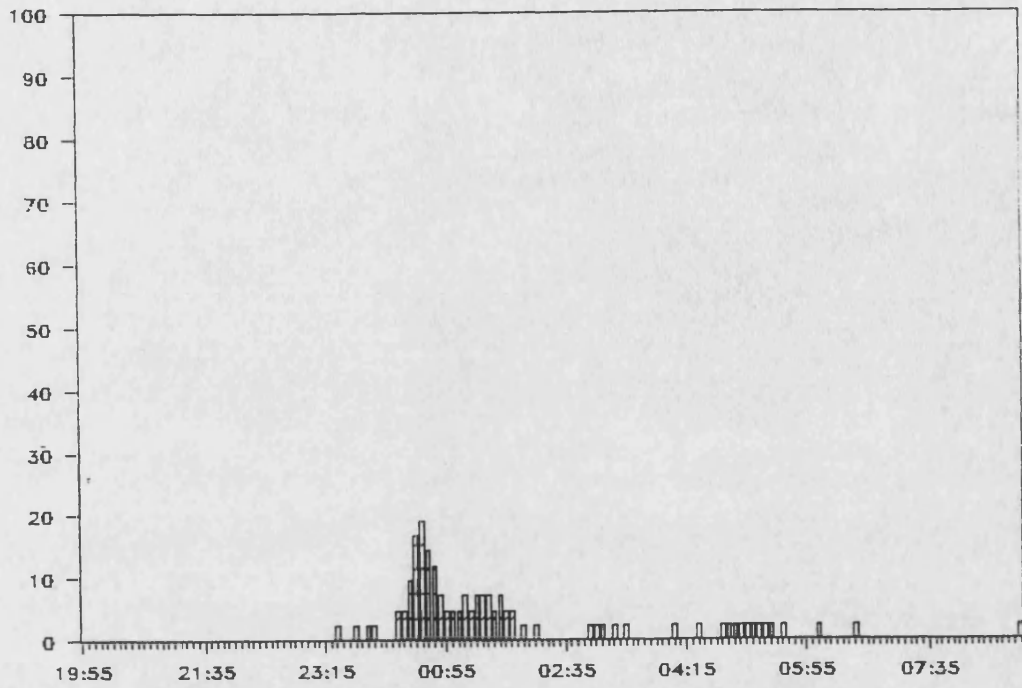


Figura 6.36. Hietograma registrado por el pluviómetro OP01.

ABRIL 1991

OP01

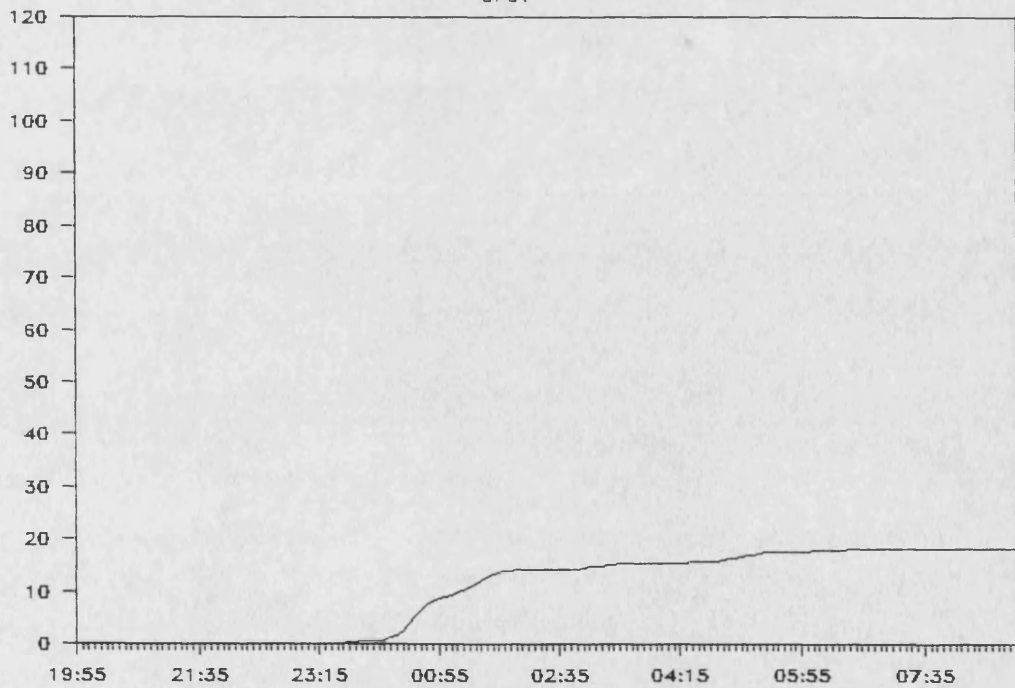


Figura 6.37. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP01.

ABRIL 1991

OP04

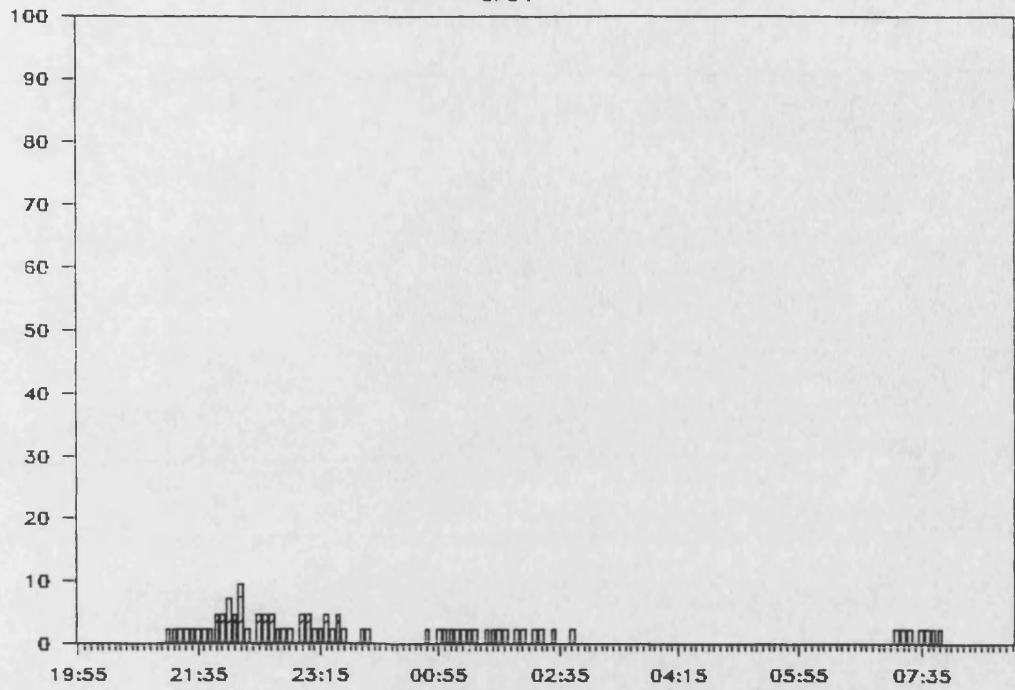


Figura 6.38. Hietograma registrado por el pluviómetro OP04.

ABRIL 1991

OP04

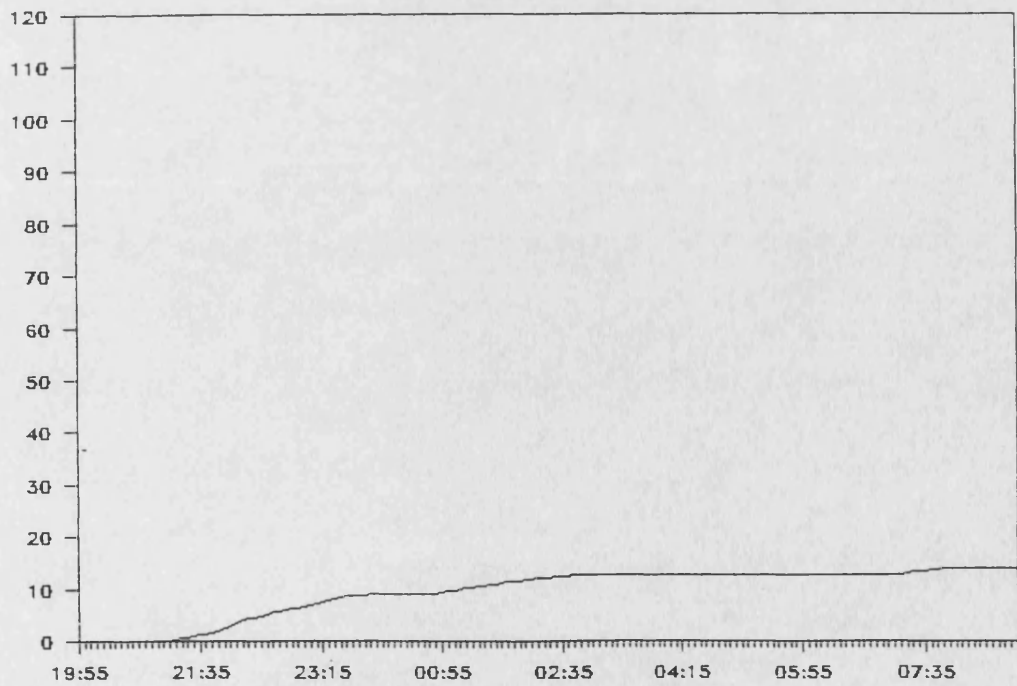


Figura 6.39. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP04.

ABRIL 1991

OP06

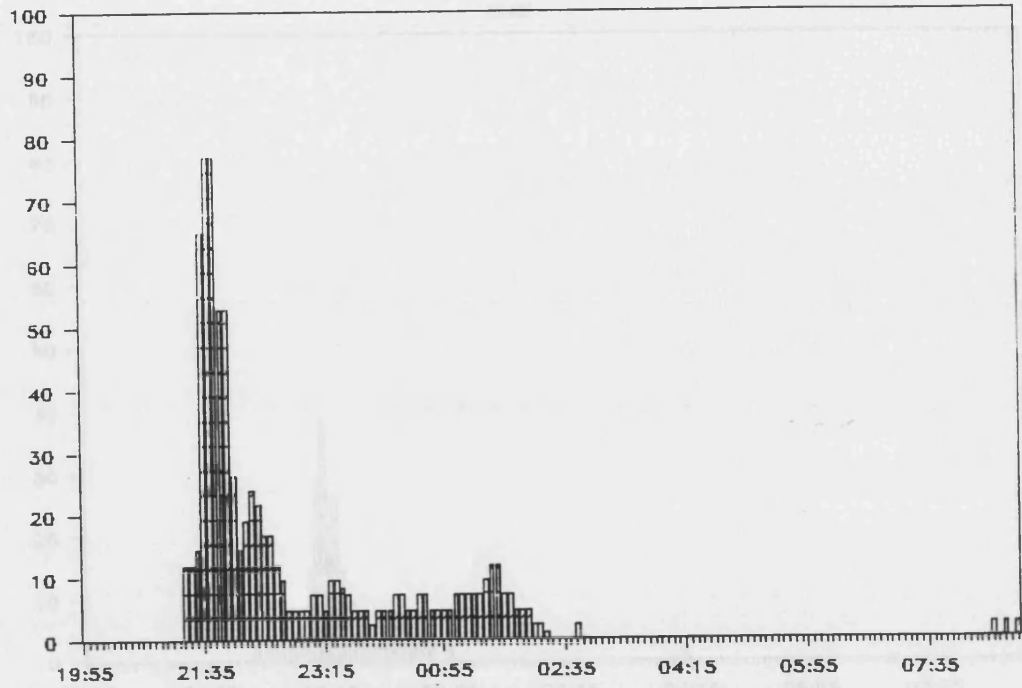


Figura 6.40. Hietograma registrado por el pluviómetro OP06.

ABRIL 1991

OP06

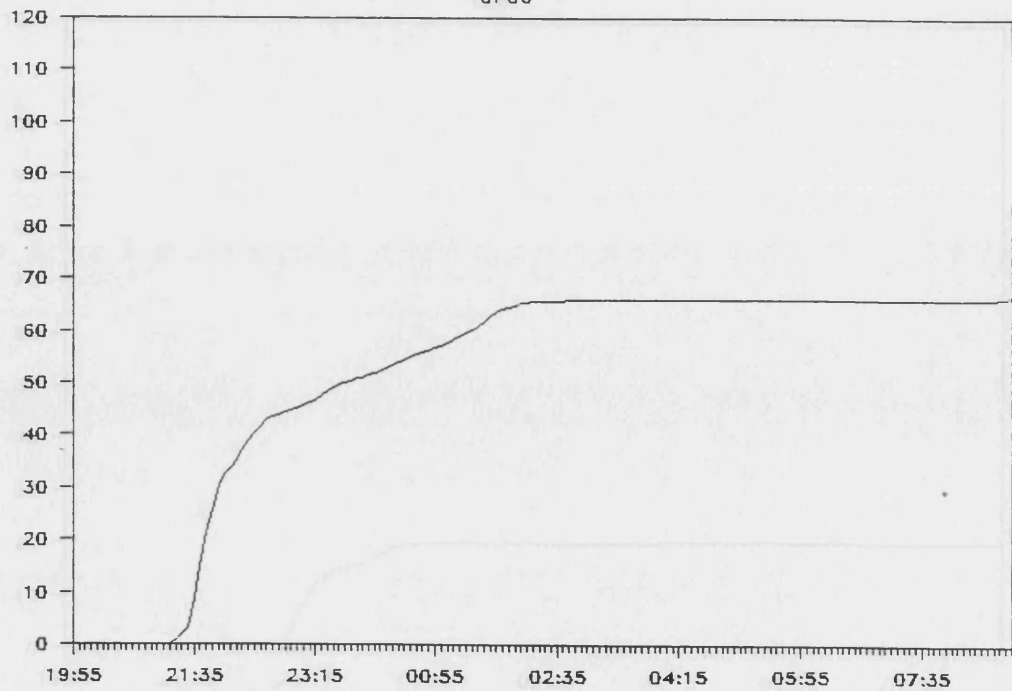


Figura 6.41. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OP06.



ABRIL 1991

OL02

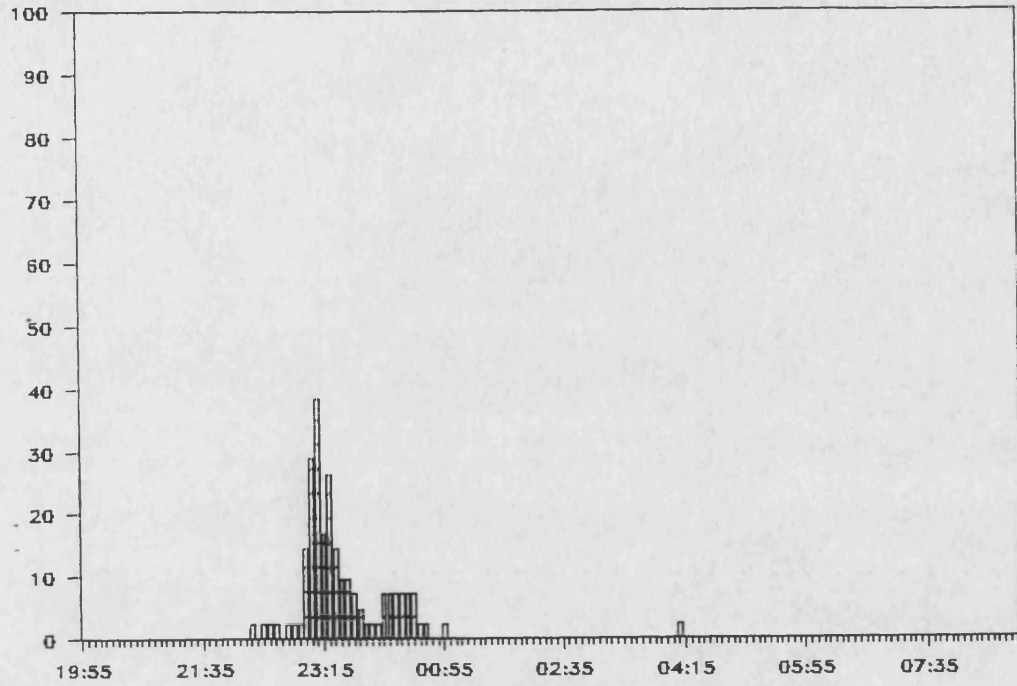


Figura 6.42. Hietograma registrado por el pluviómetro OL02.

ABRIL 1991

OL02

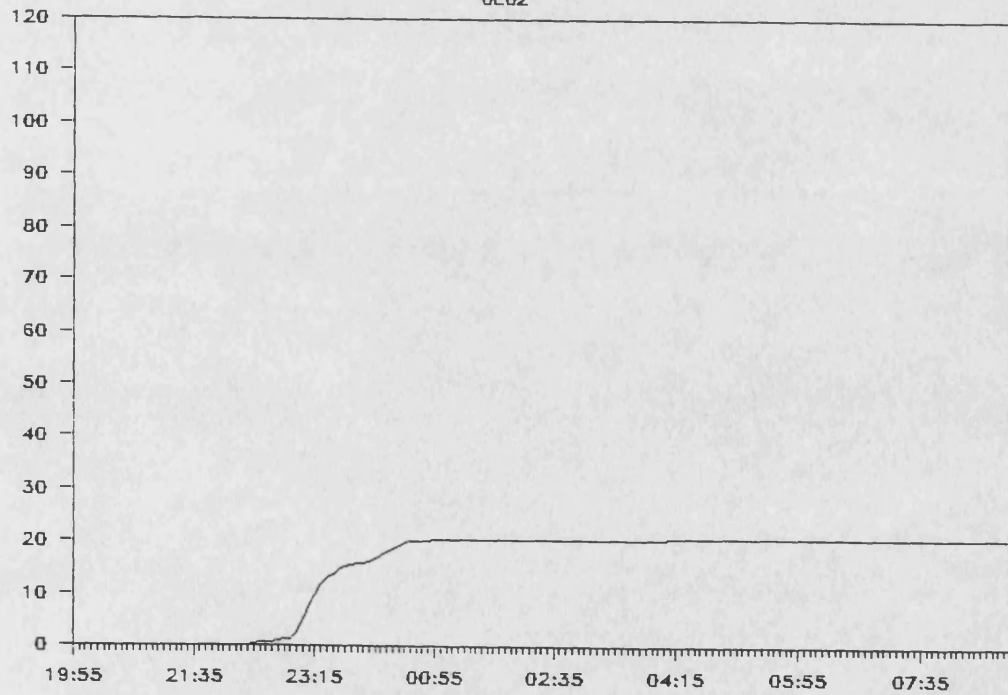


Figura 6.43. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro OL02.

ABRIL 1991

1E07

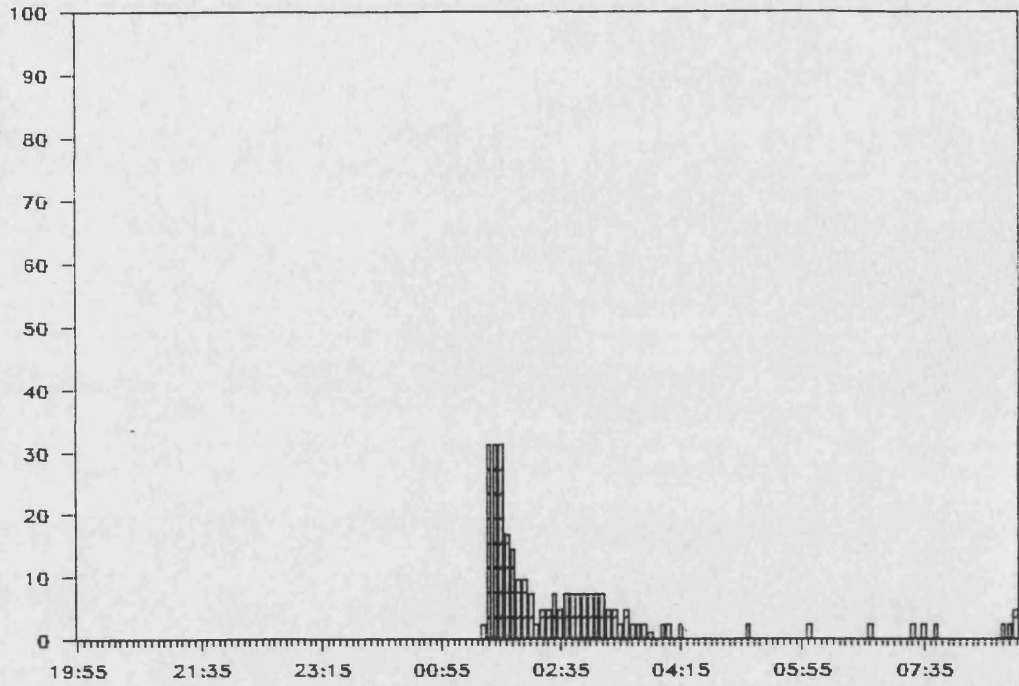


Figura 6.44. Hietograma registrado por el pluviómetro 1E07.

ABRIL 1991

1E07

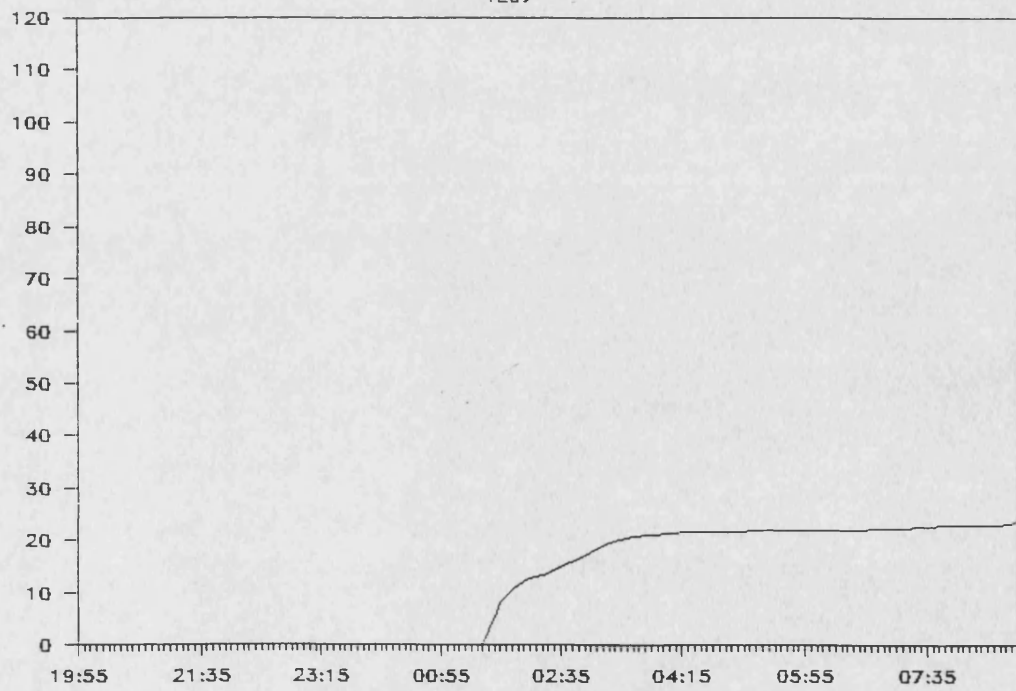


Figura 6.45. Pluviograma de precipitación acumulada en el pluviómetro 1E07.

# ABRIL 1991

INTENSIDADES MAXIMAS ABSOLUTAS

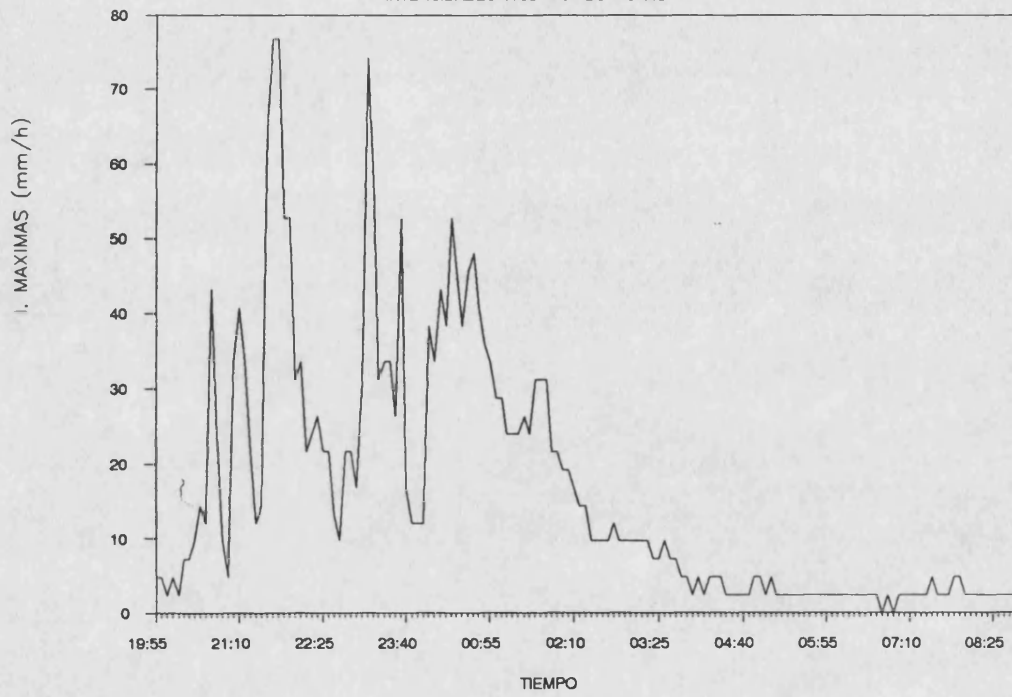


Figura 6.46. Intensidades máximas absolutas registradas en la zona de estudio por unidad de tiempo.

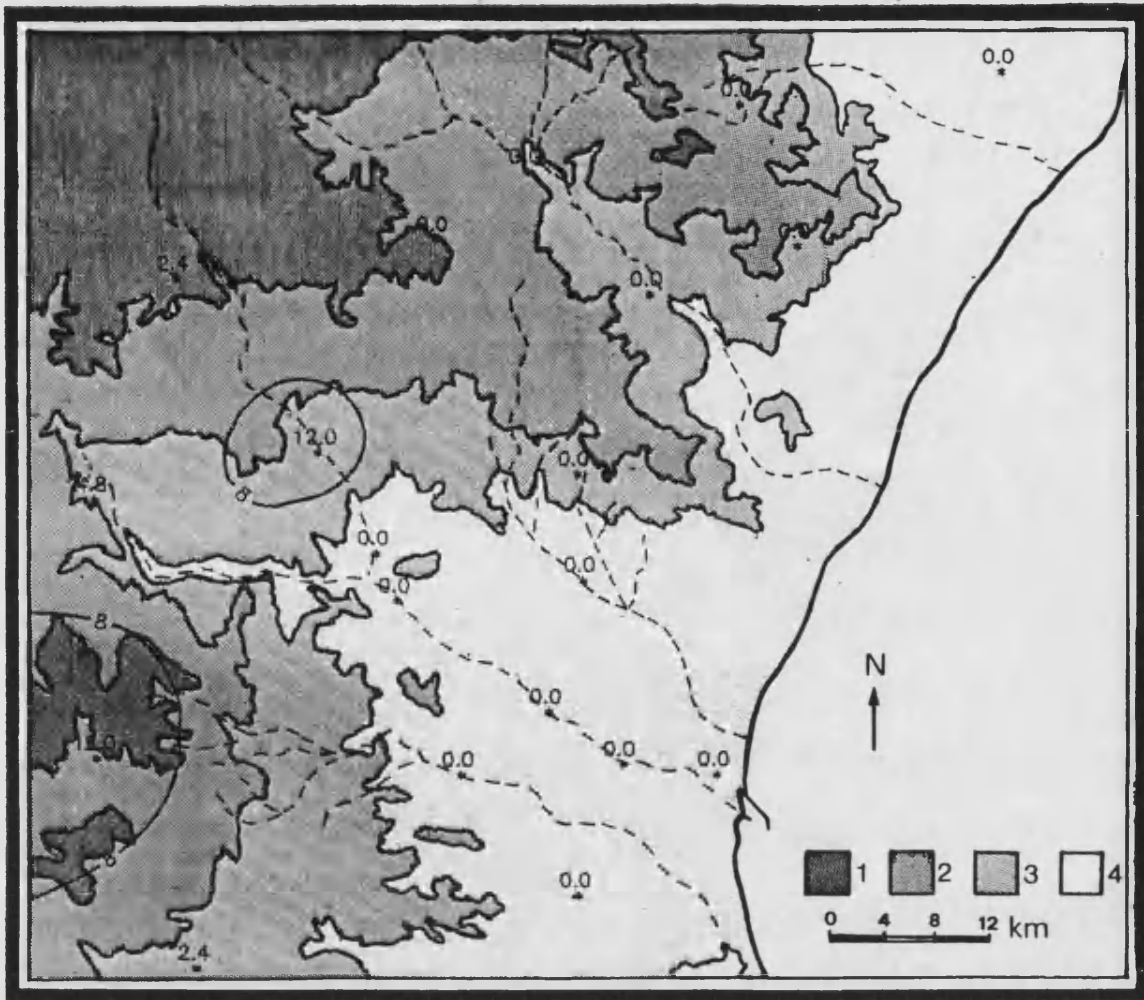


Figura 6.47. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 21:25 del día 16 (Tipo a).

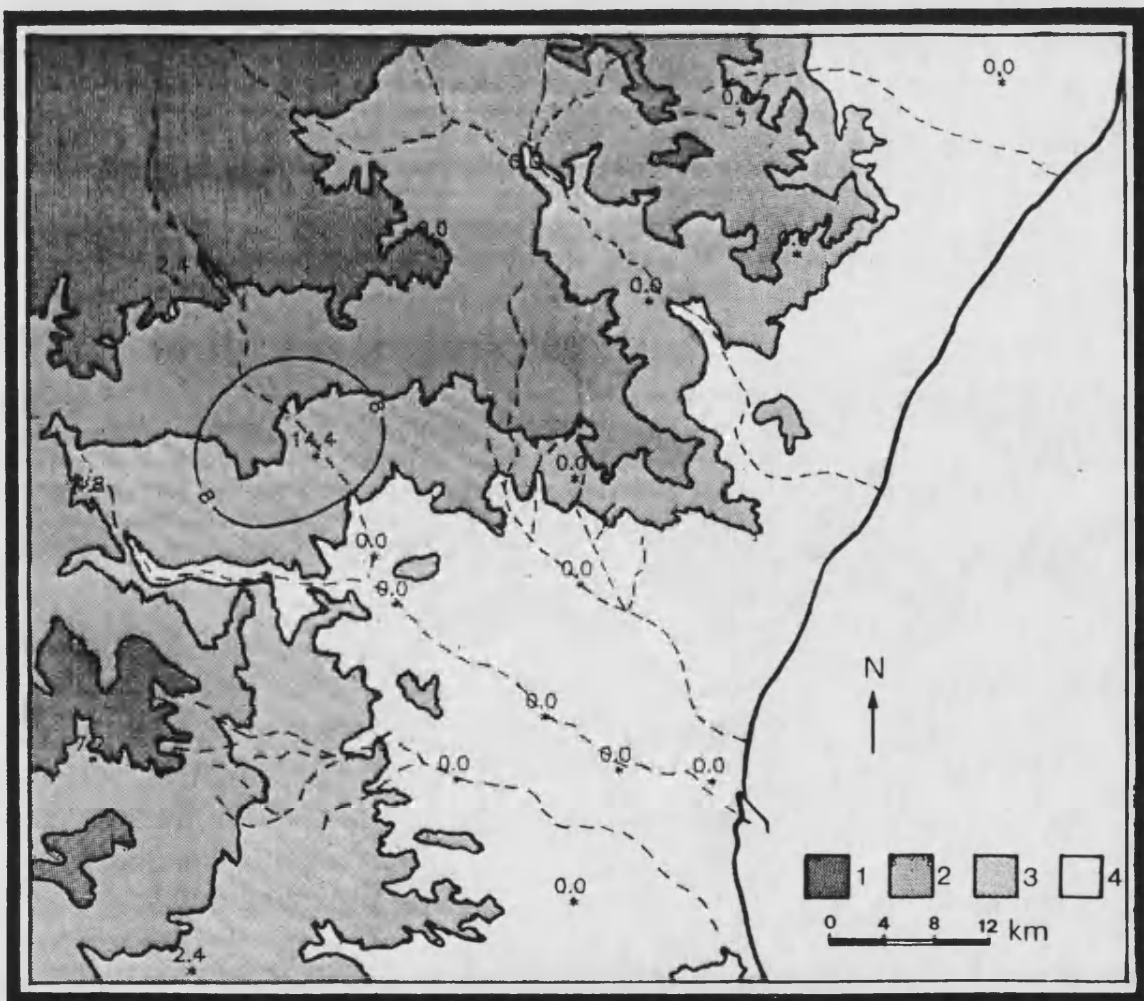


Figura 6.48. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 21:30 del día 16 (Tipo a).

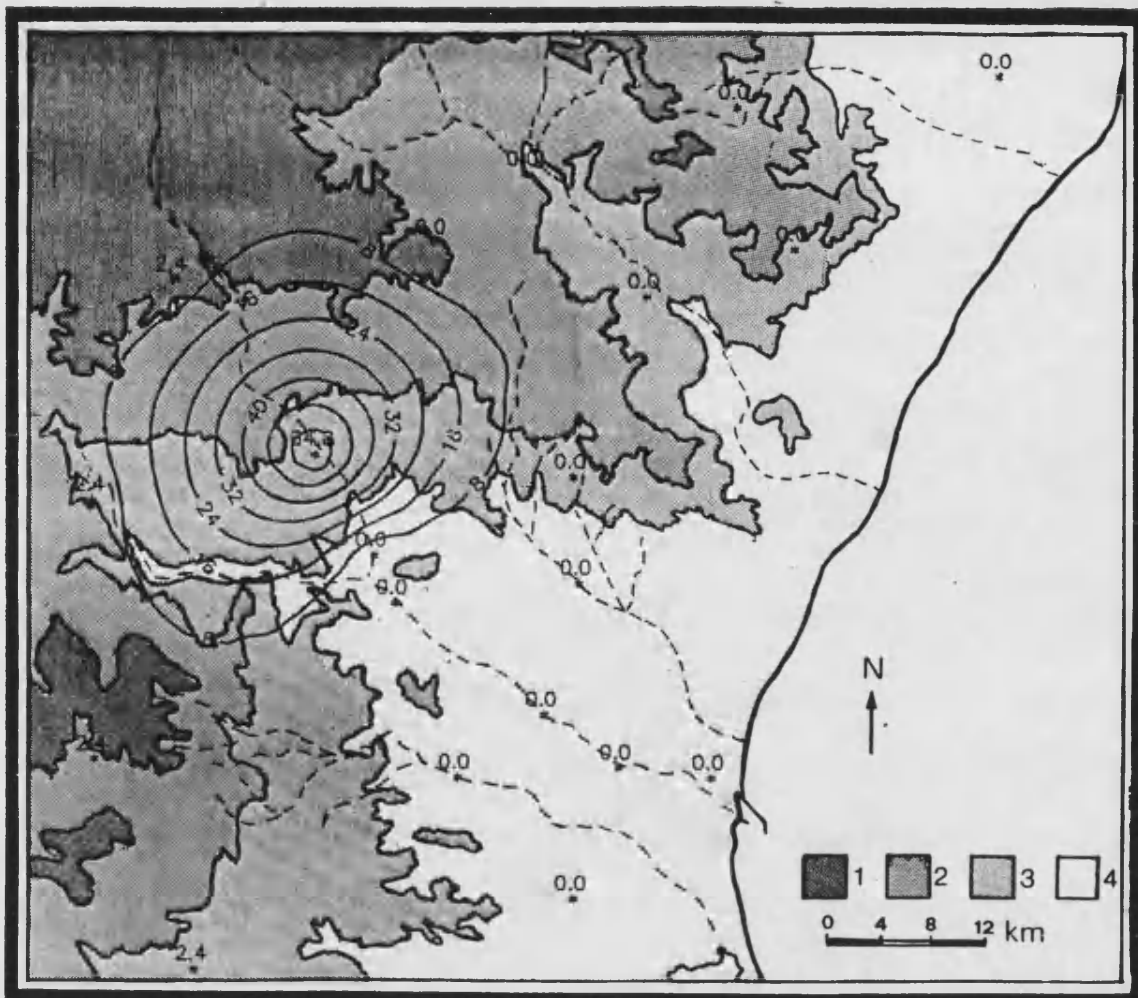


Figura 6.49. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 21:35 del día 16 (Tipo a).

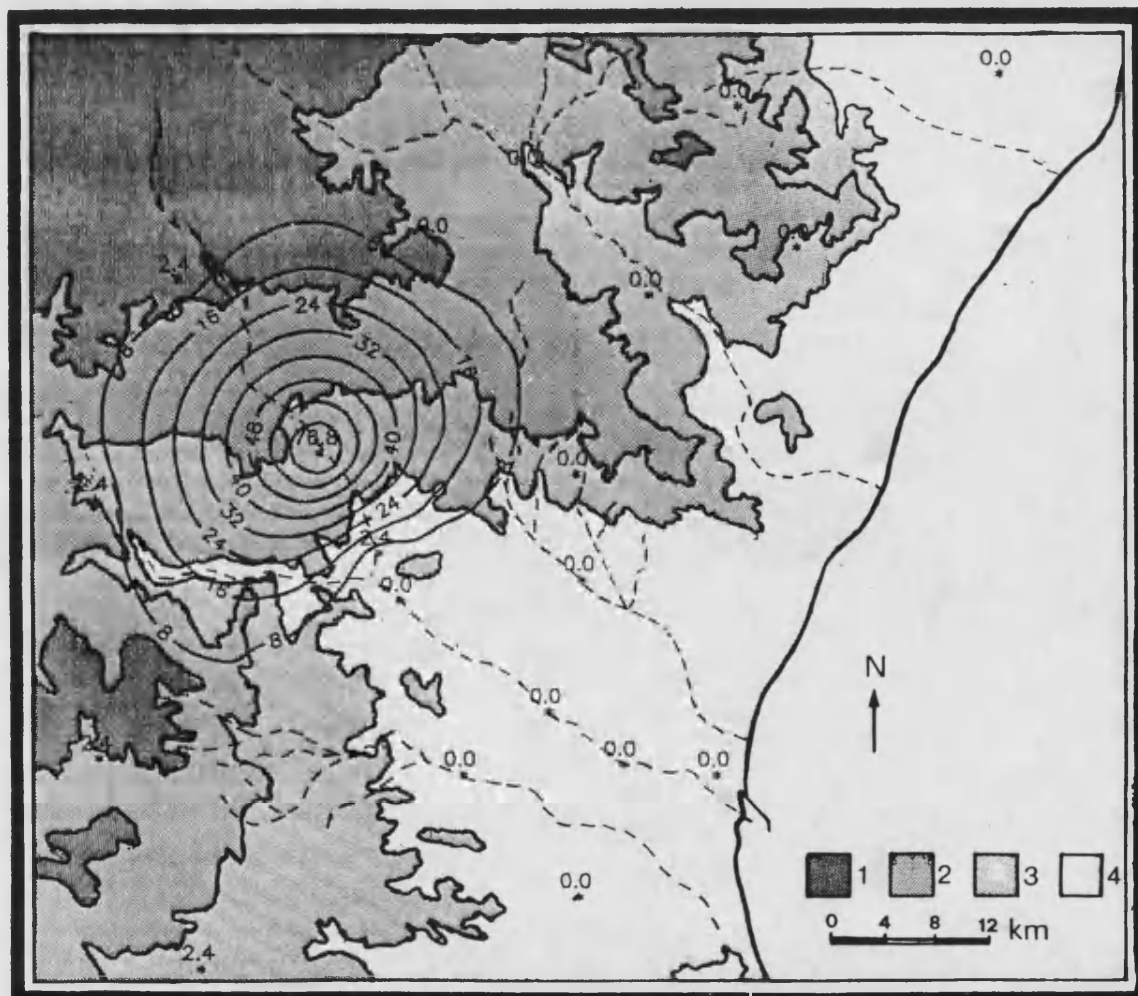


Figura 6.50. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 21:40 del día 16 (Tipo a).

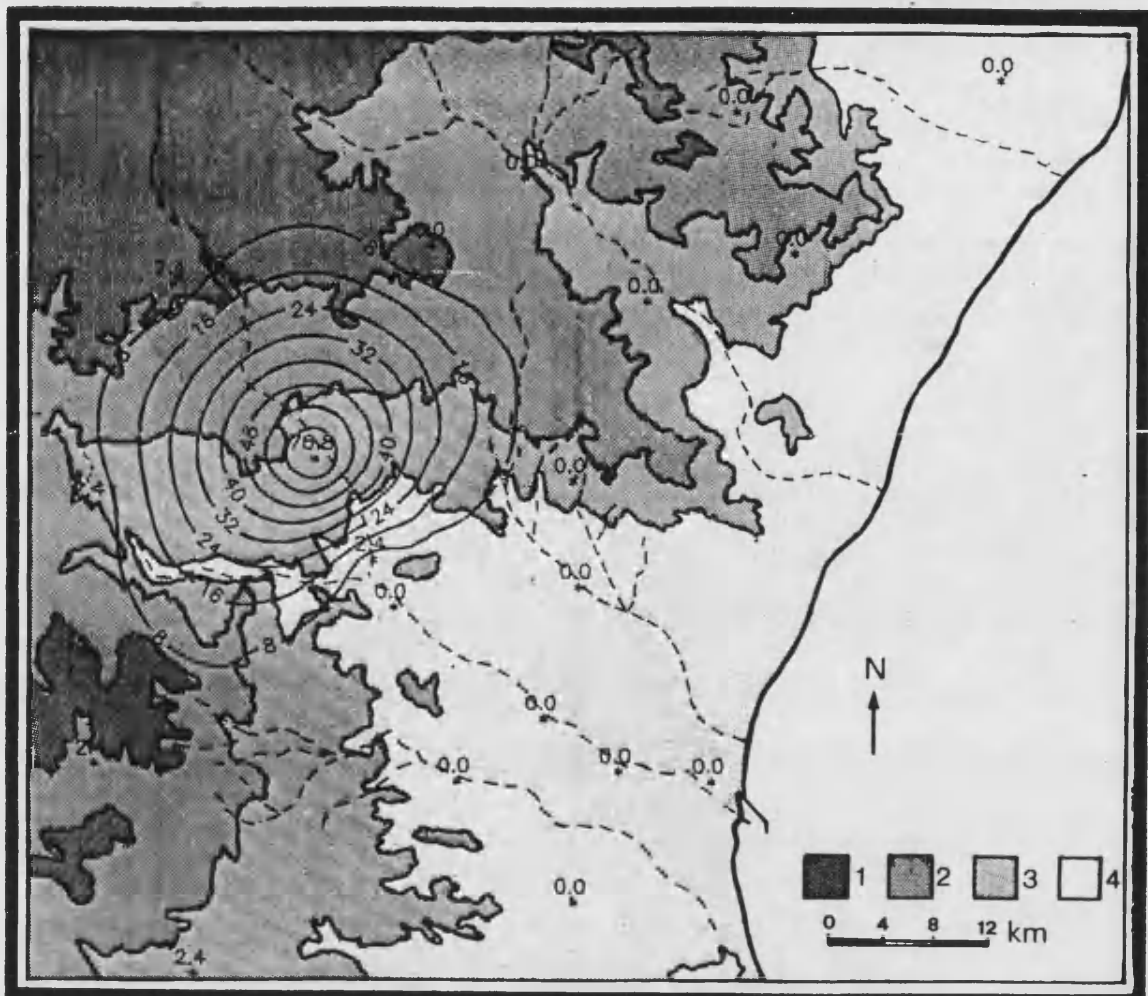


Figura 6.51. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 21:45 del día 16 (Tipo a).

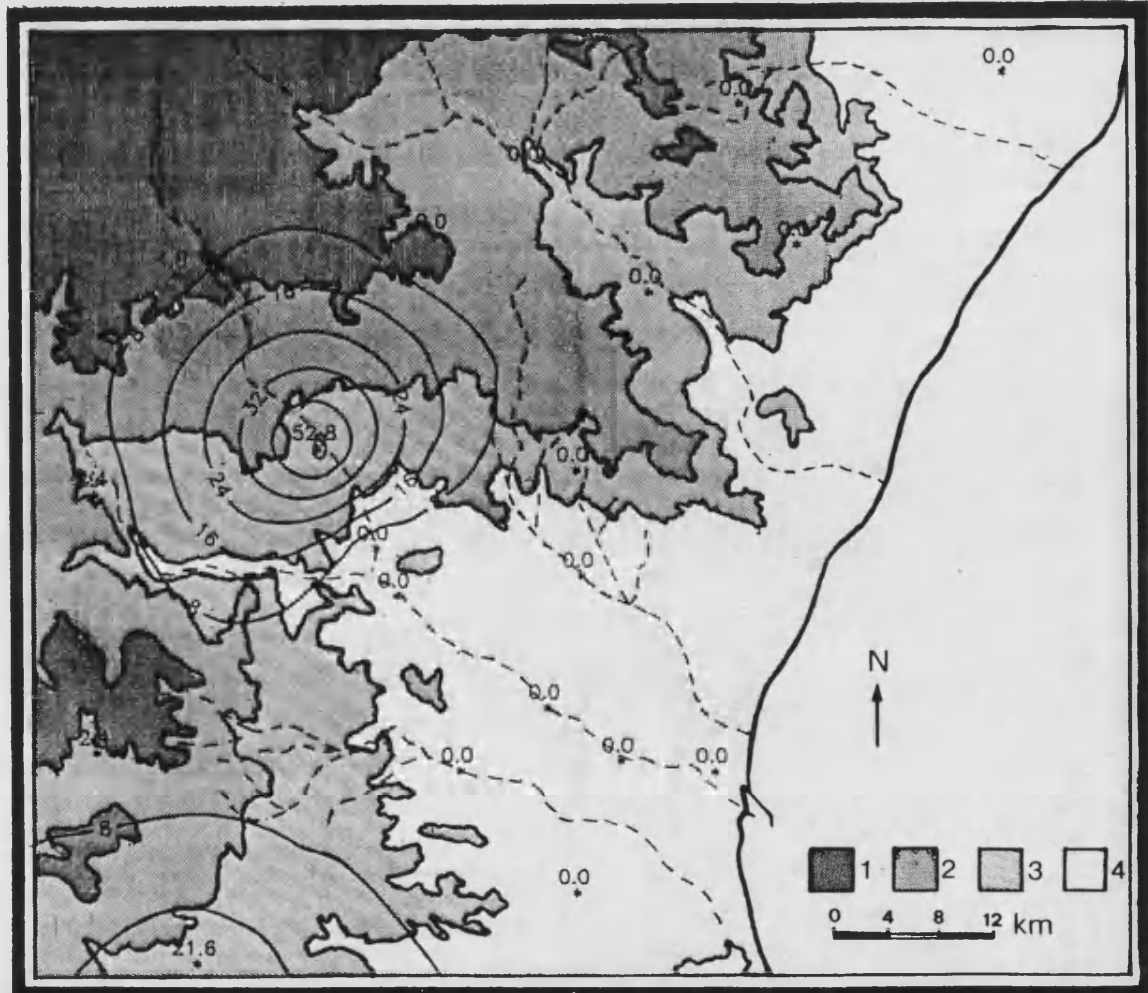


Figura 6.52. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 21:50 del día 16 (Tipo a).

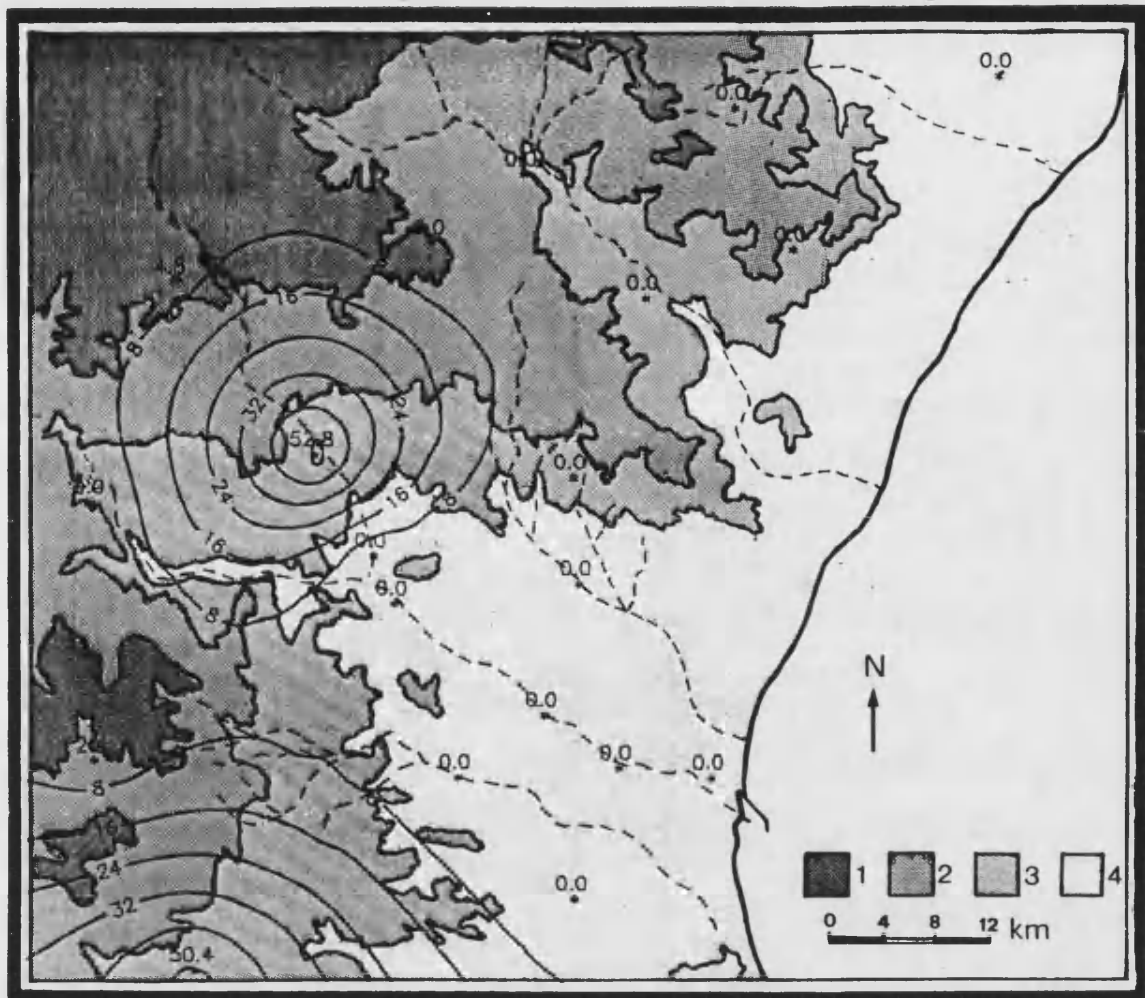


Figura 6.53. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 21:55 del día 16 (Tipo a).

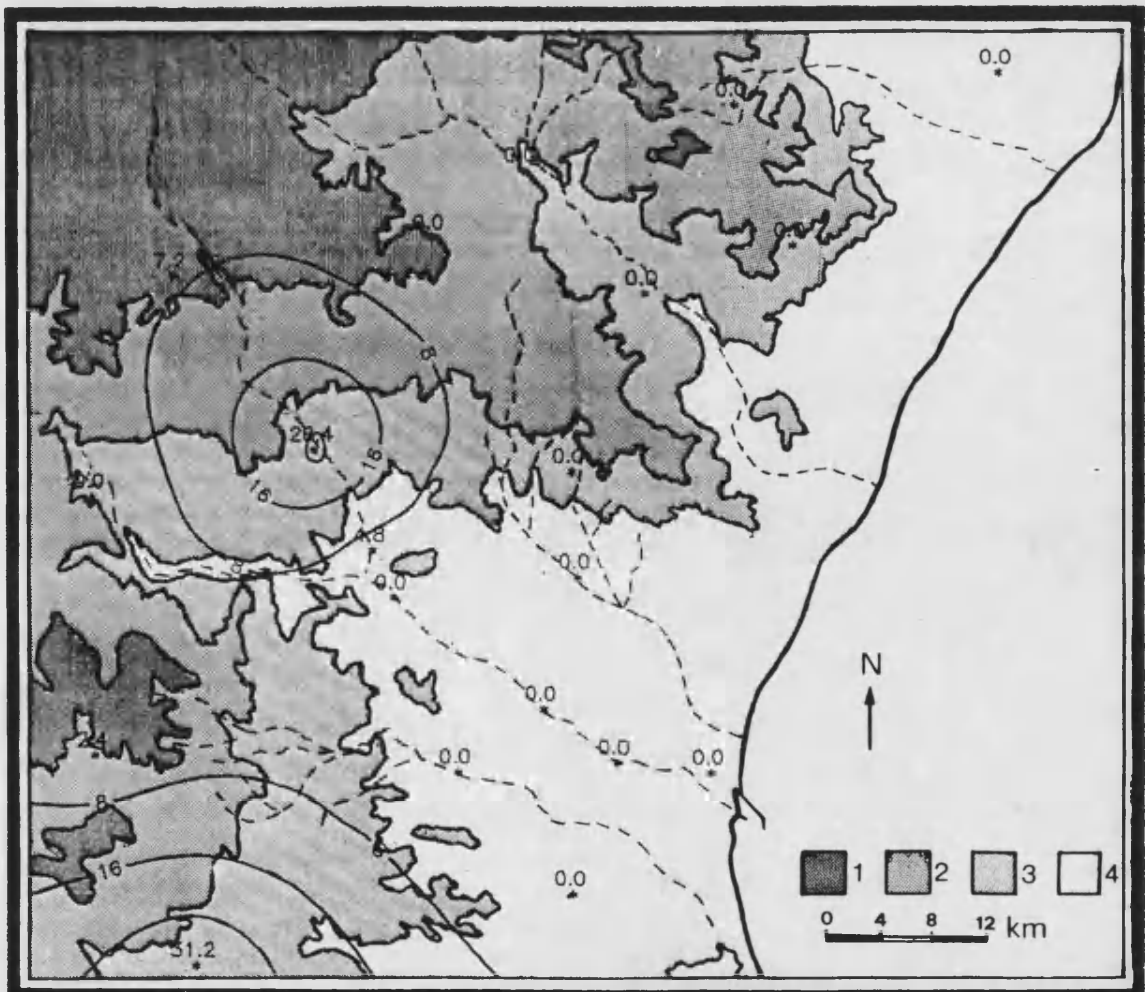


Figura 6.54. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:00 del día 16 (Tipo a).

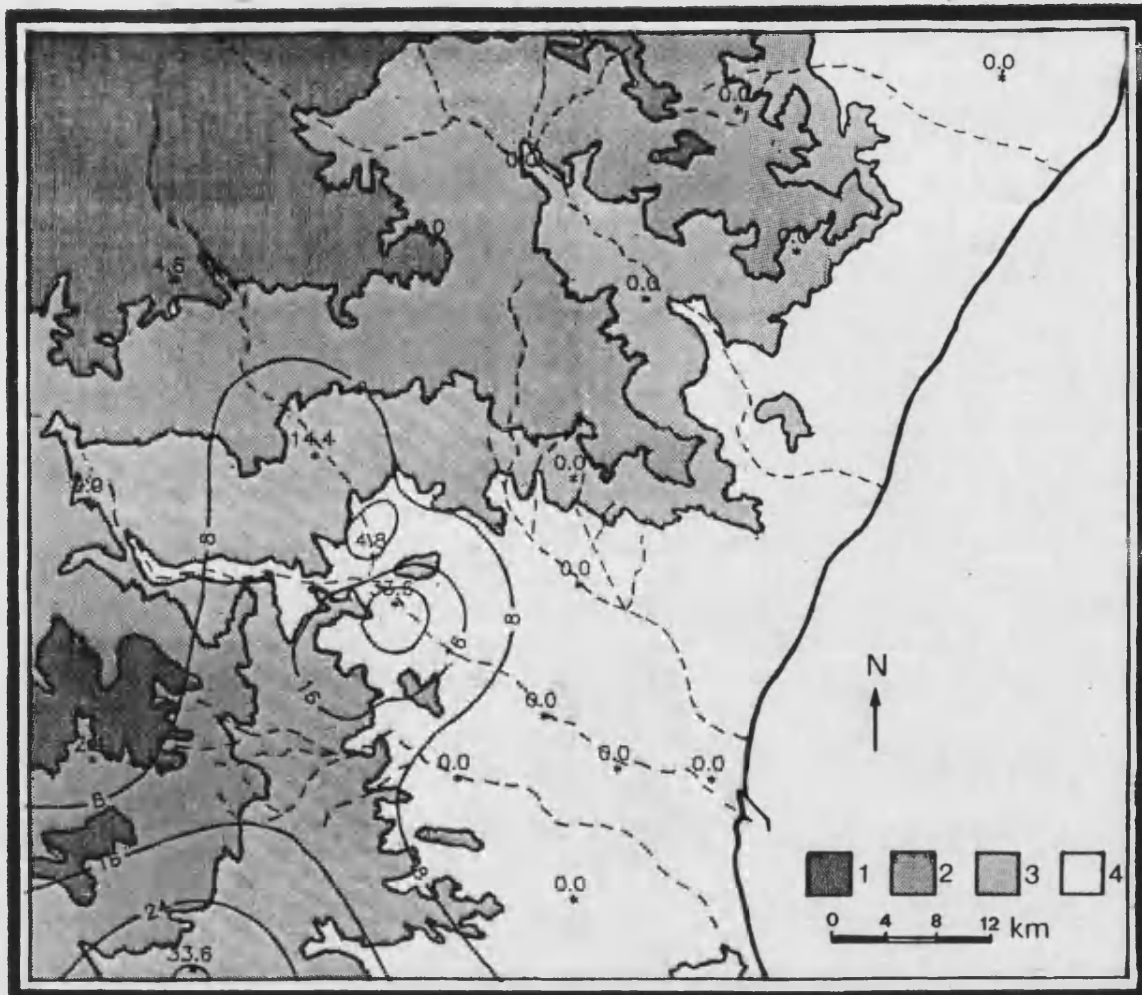


Figura 6.55. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:05 del día 16 (Tipo a).

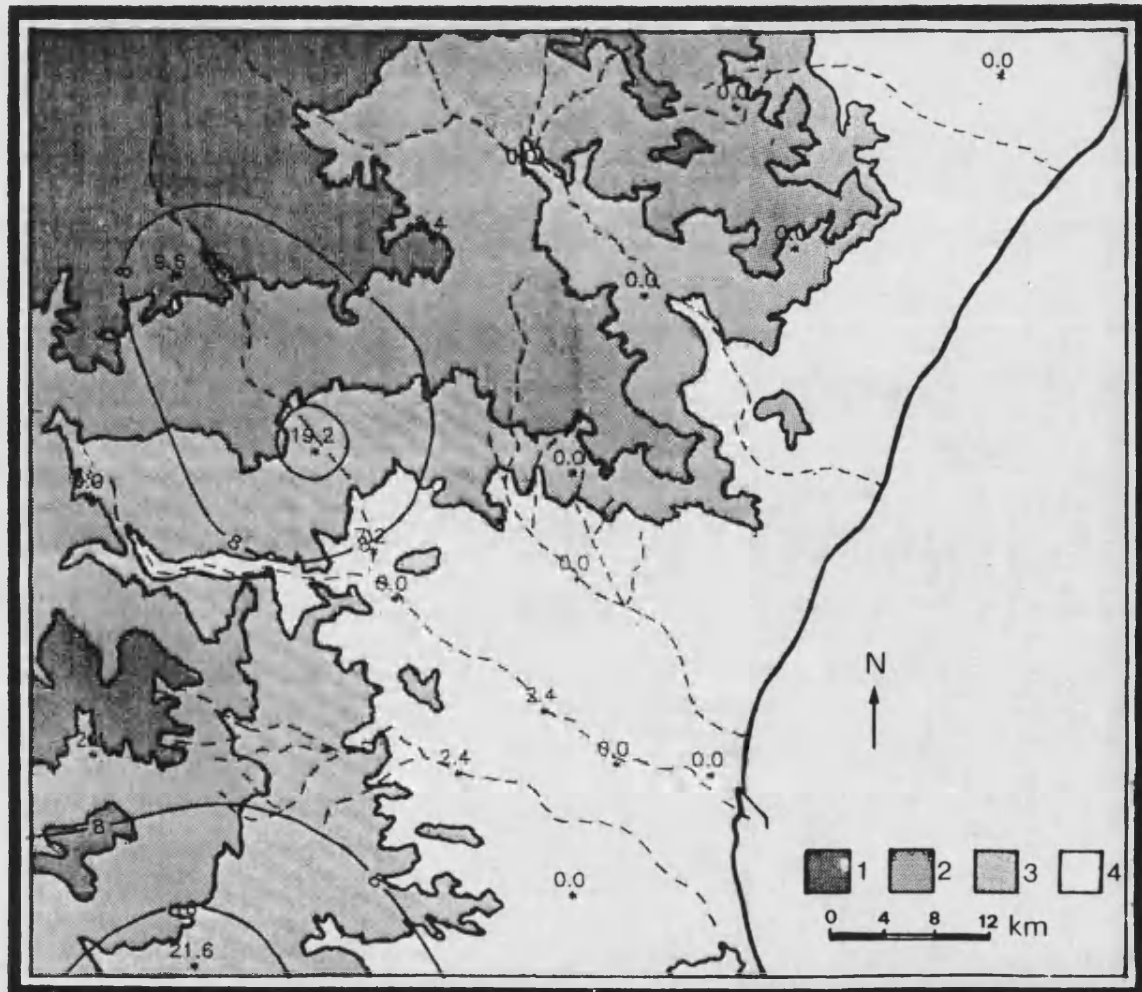


Figura 6.56. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:10 del día 16 (Tipo a).



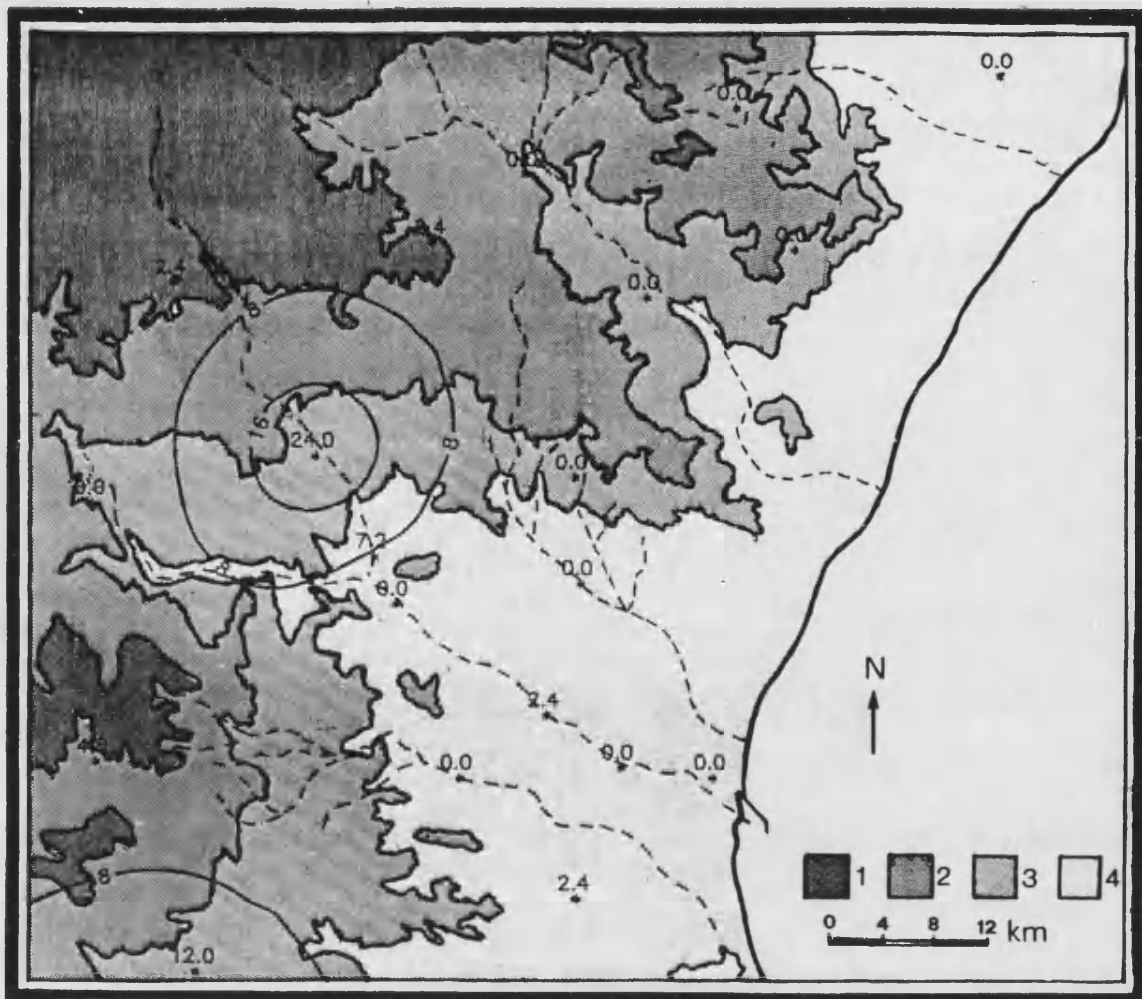


Figura 6.57. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:15 del día 16 (Tipo a).

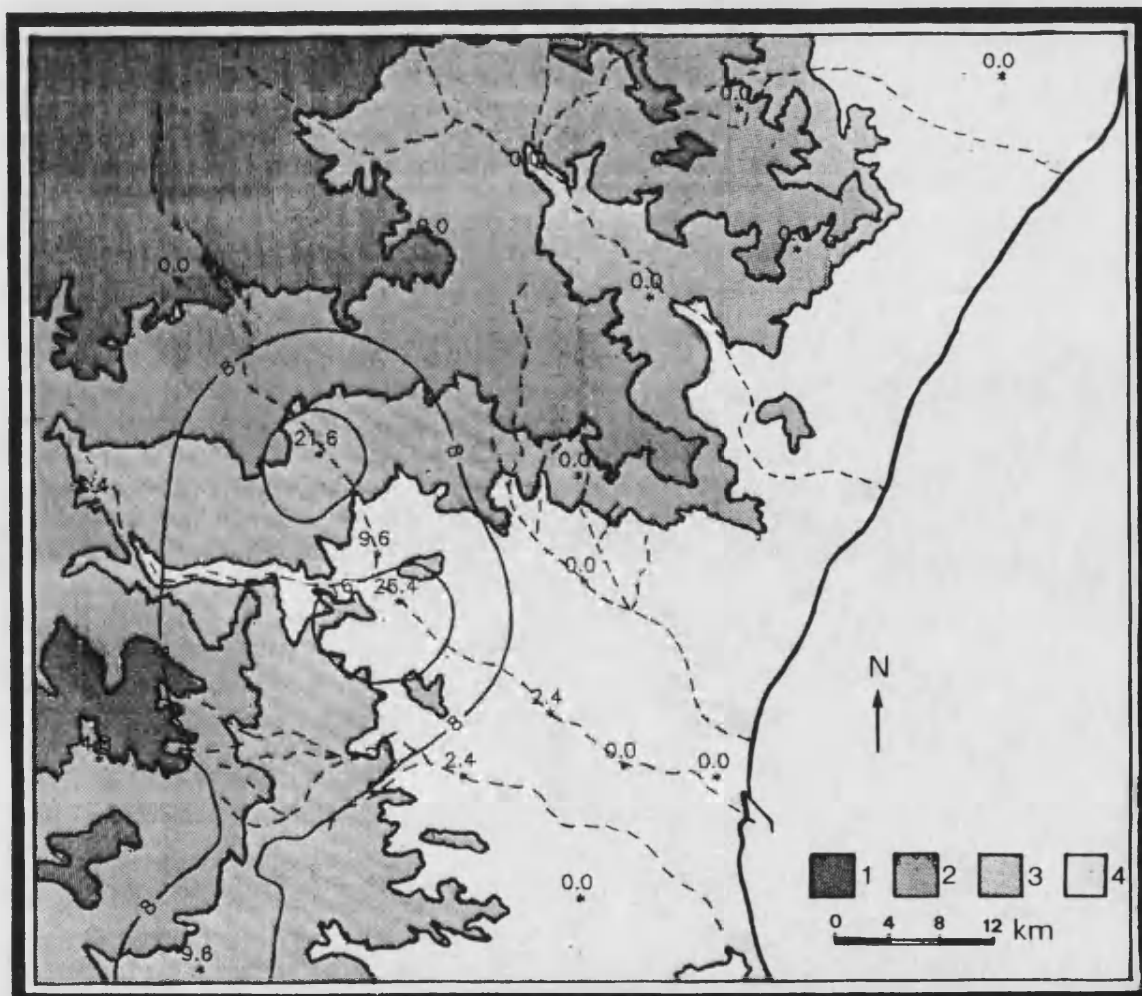


Figura 6.58. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:20 del día 16 (Tipo a).

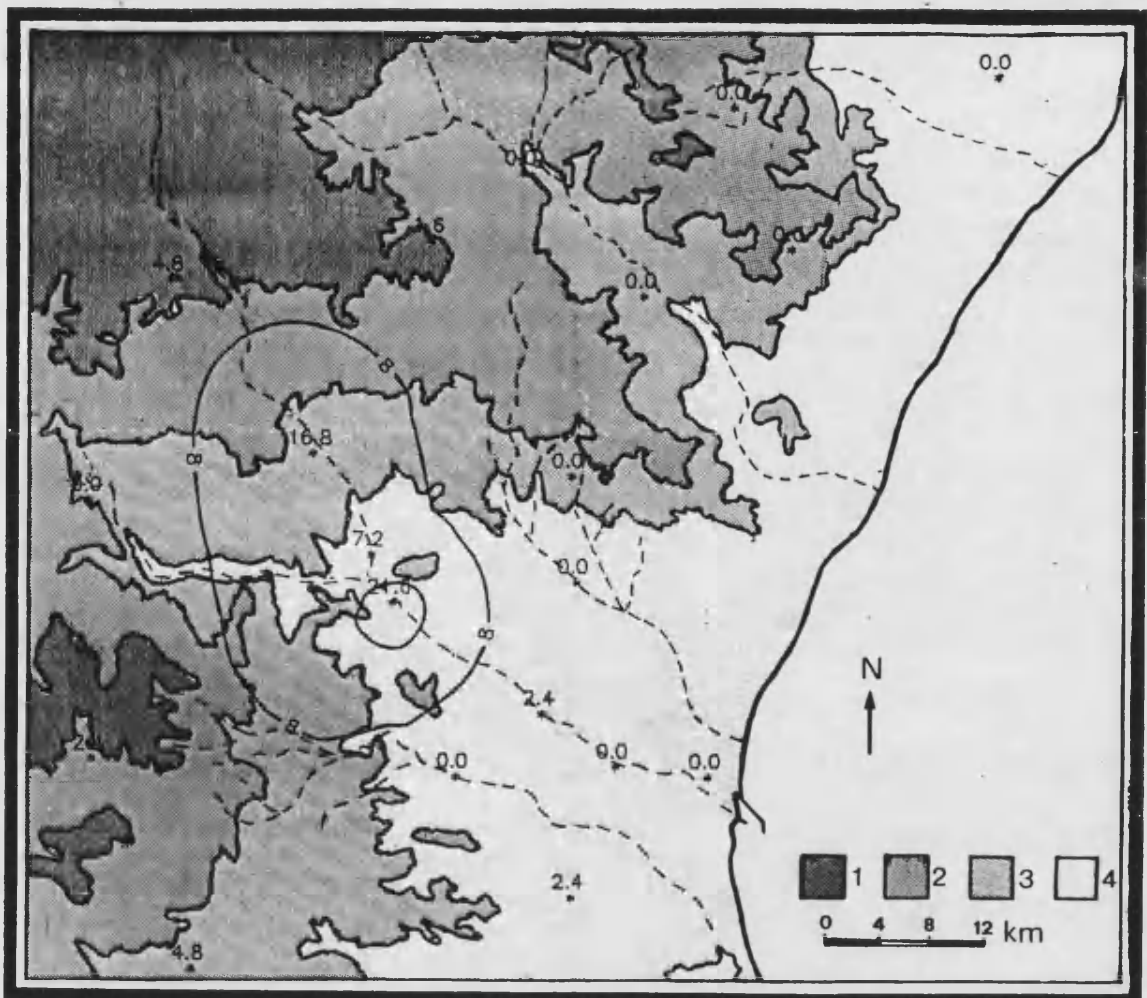


Figura 6.59. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:25 del día 16 (Tipo a).

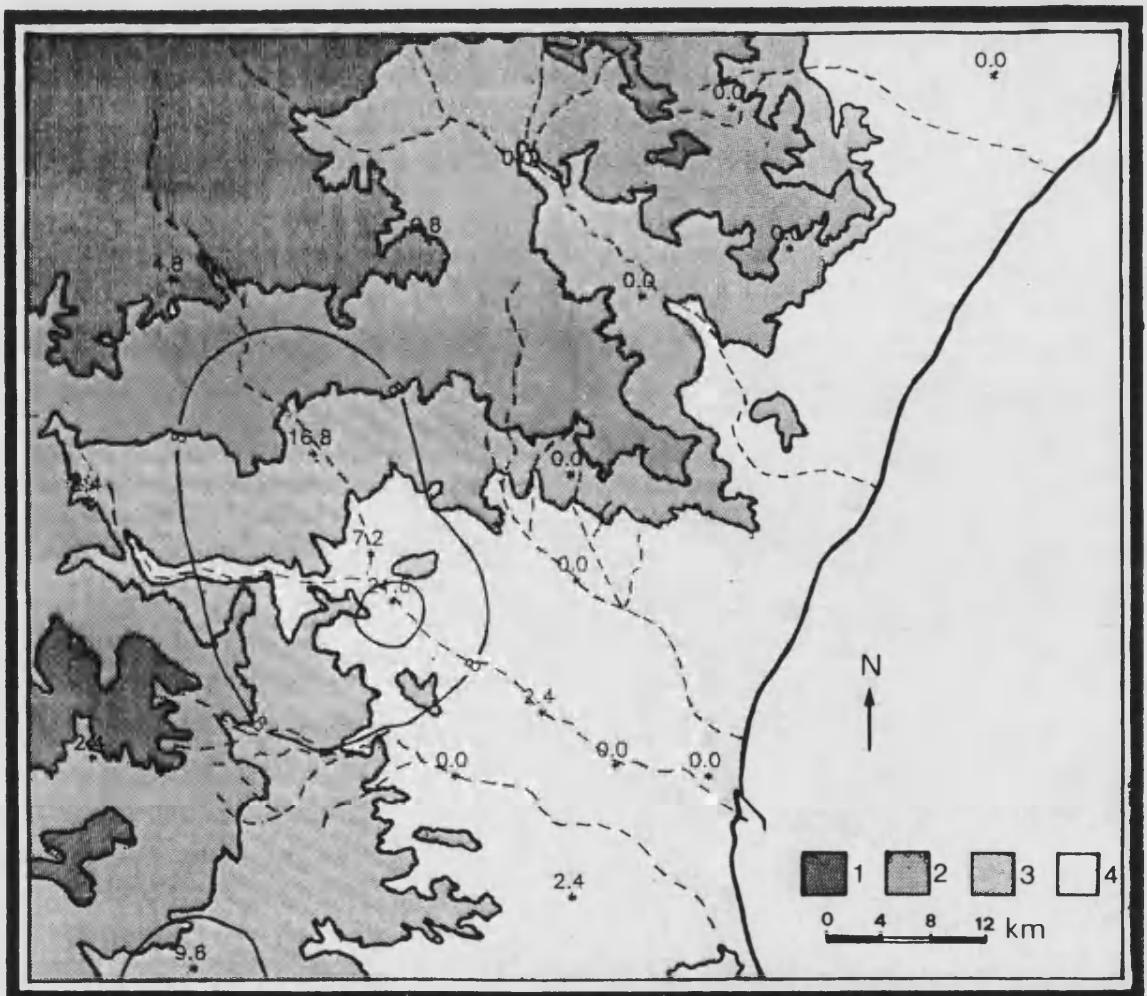


Figura 6.60. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:30 del día 16 (Tipo a).

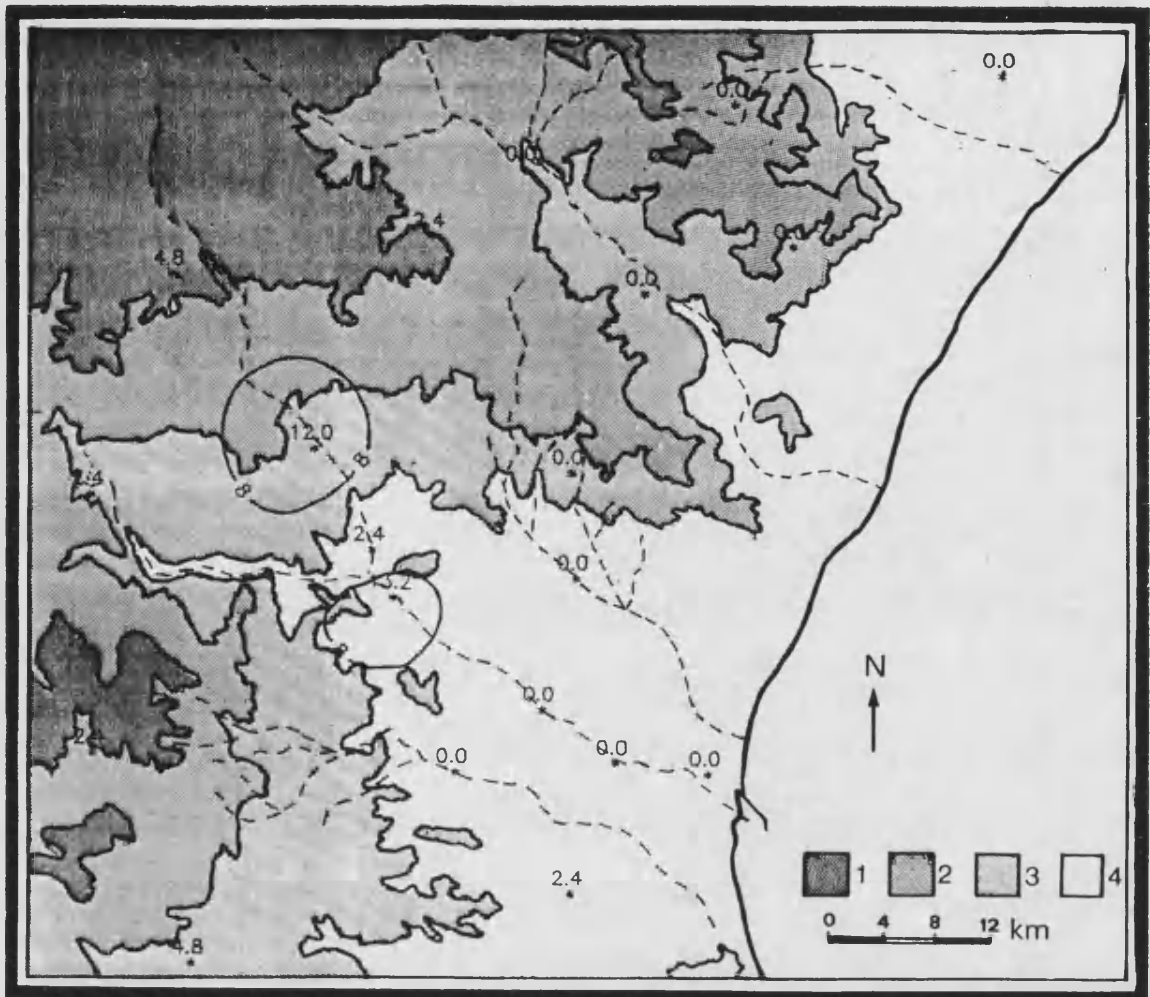


Figura 6.61. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:35 del día 16 (Tipo a).

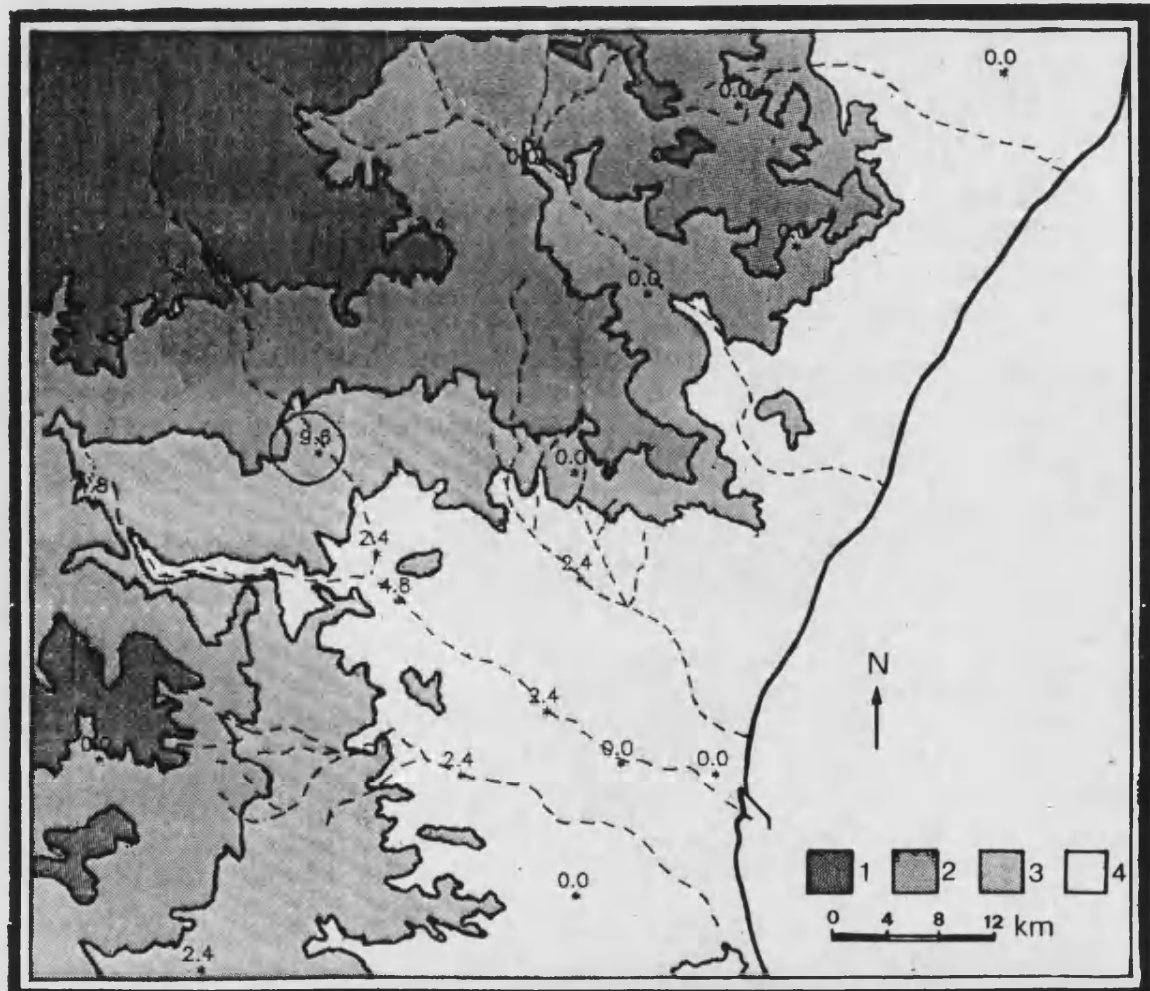


Figura 6.62. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 22:40 del día 16 (Tipo a).

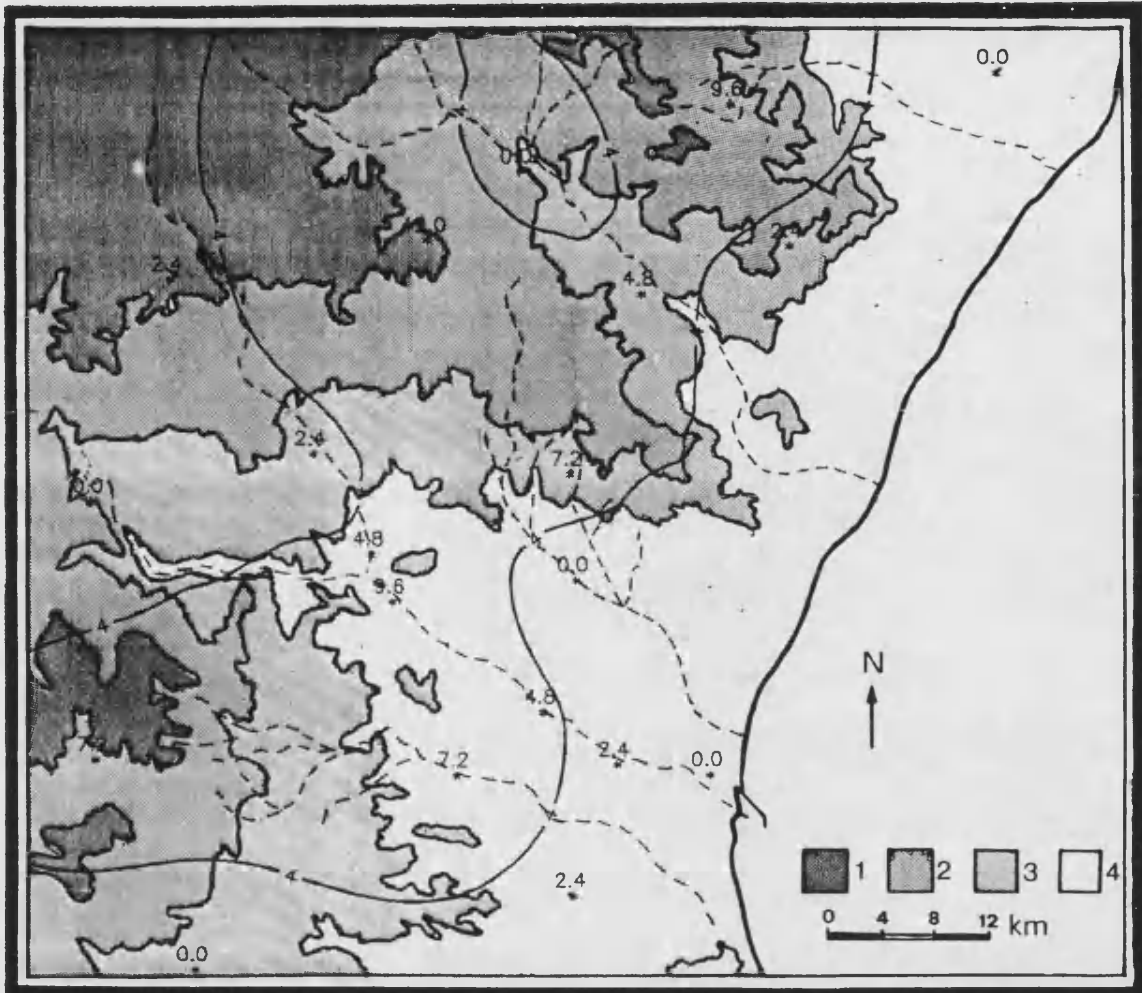


Figura 6.63. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 23:55 del día 16 (Tipo b).

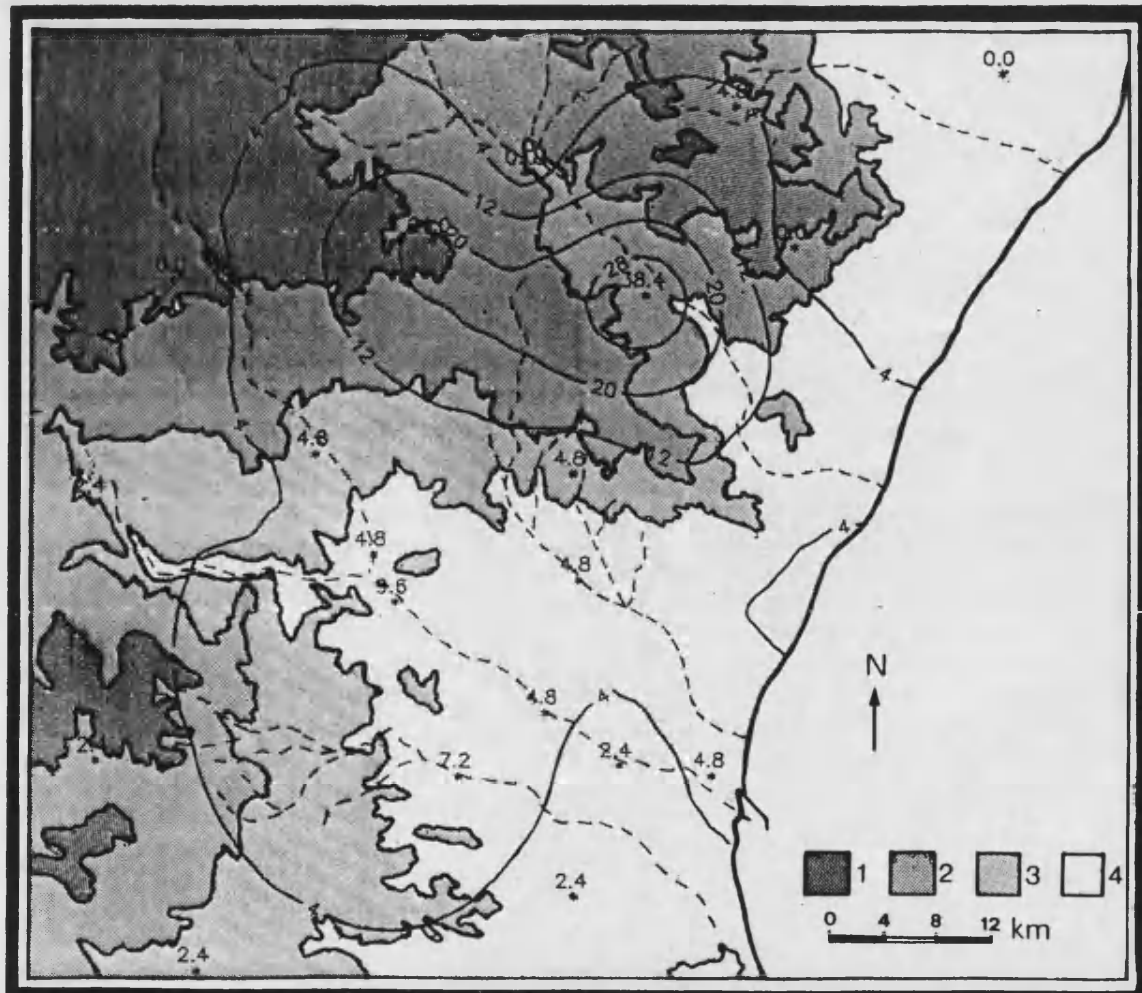


Figura 6.64. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 24:00 del día 16 (Tipo b).

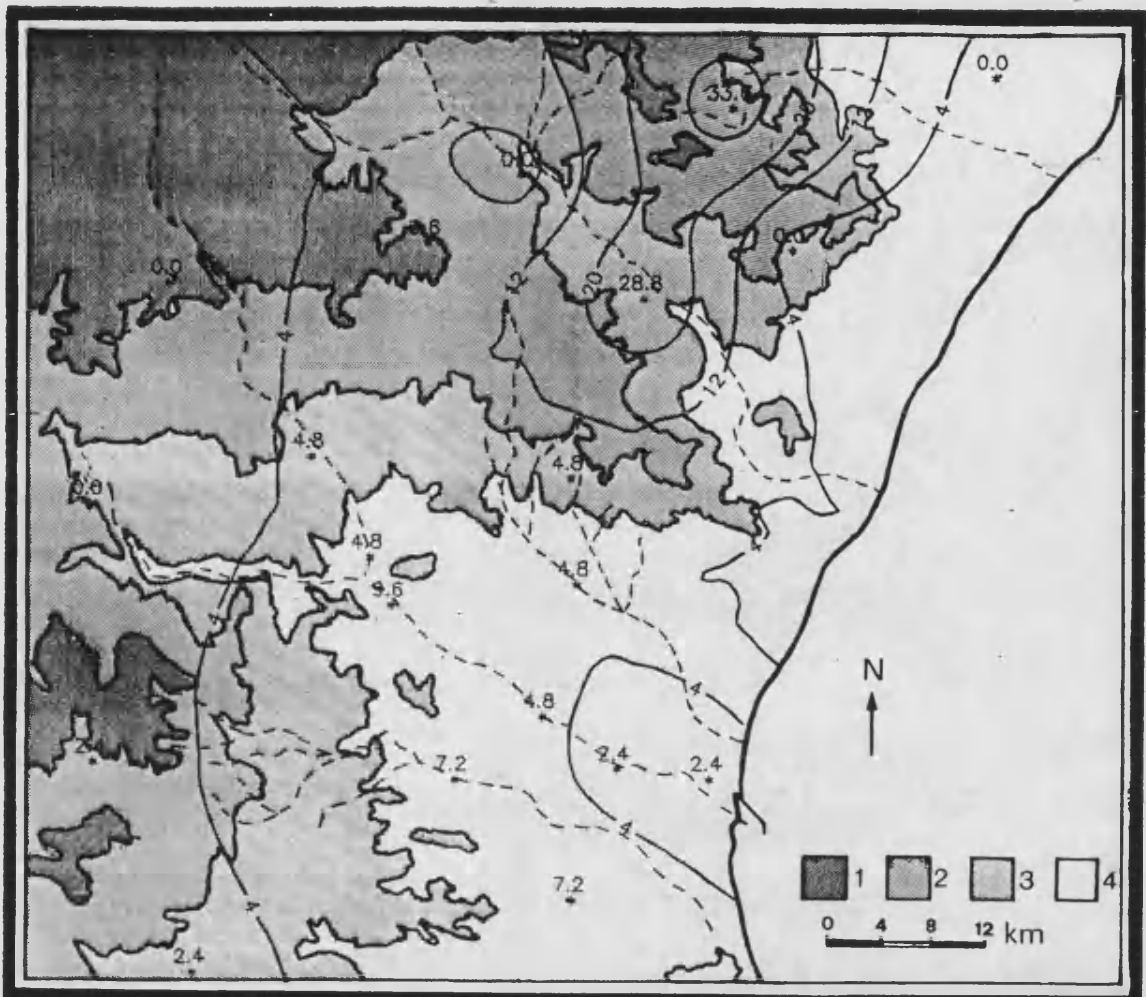


Figura 6.65. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:05 del día 17 (Tipo b).

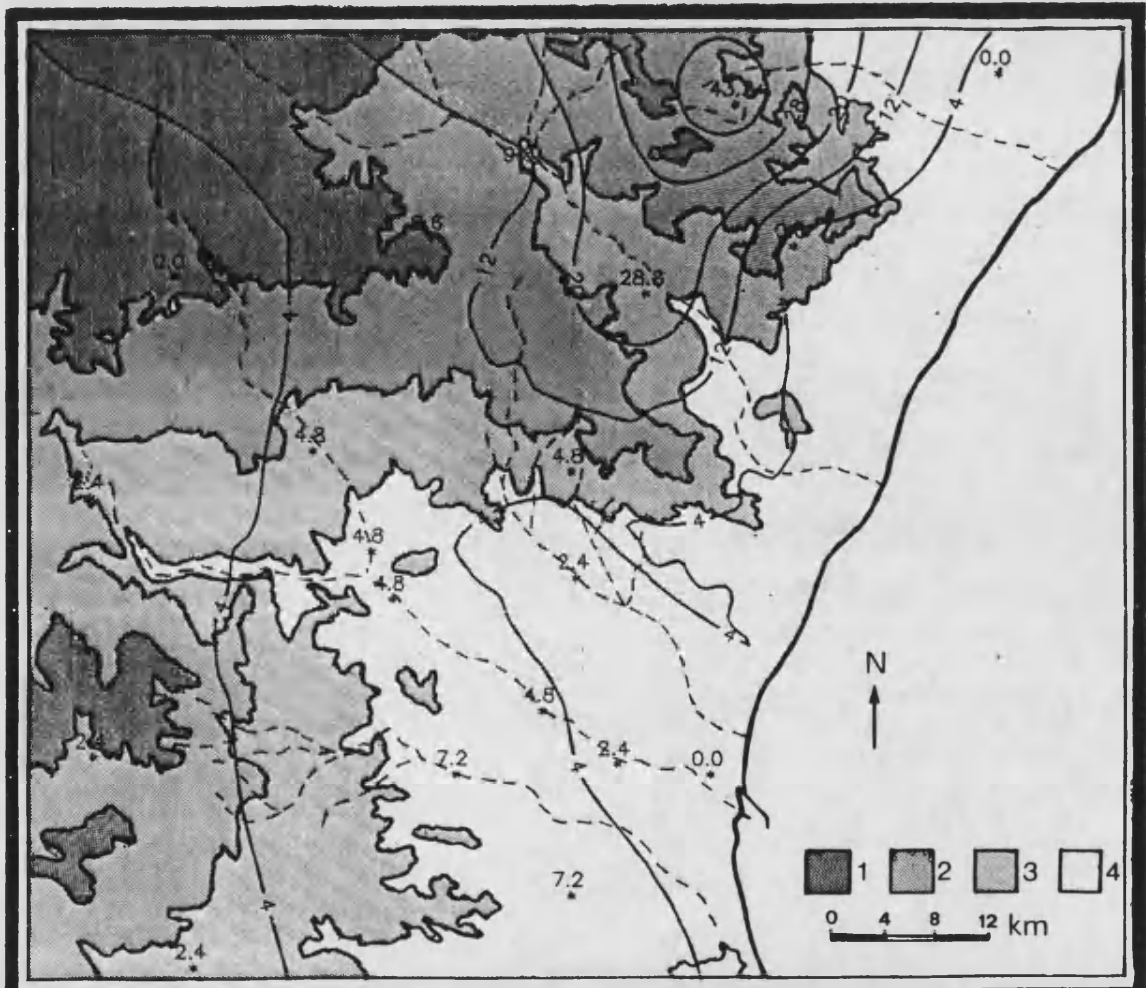


Figura 6.66. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:10 del día 17 (Tipo b).

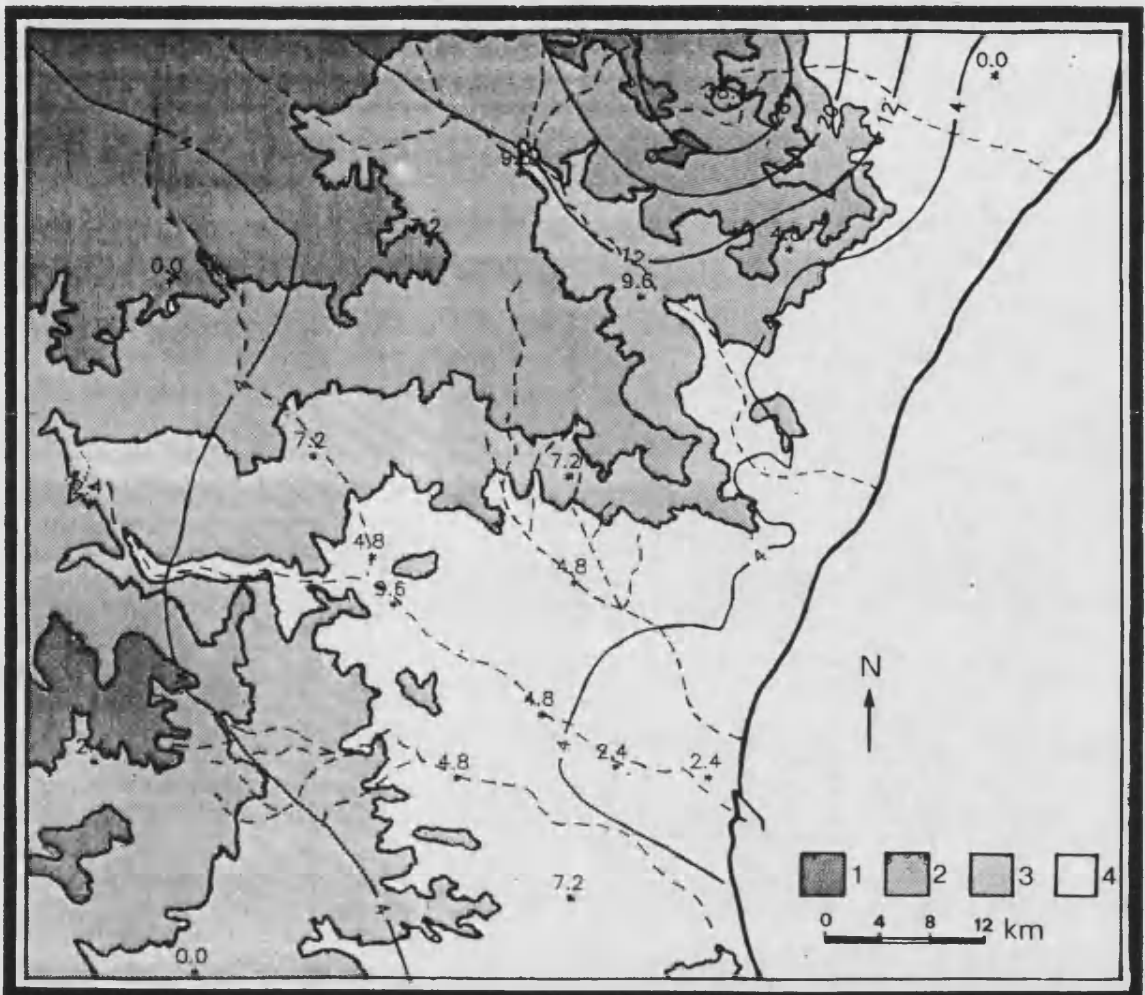


Figura 6.67. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:15 del día 17 (Tipo b).

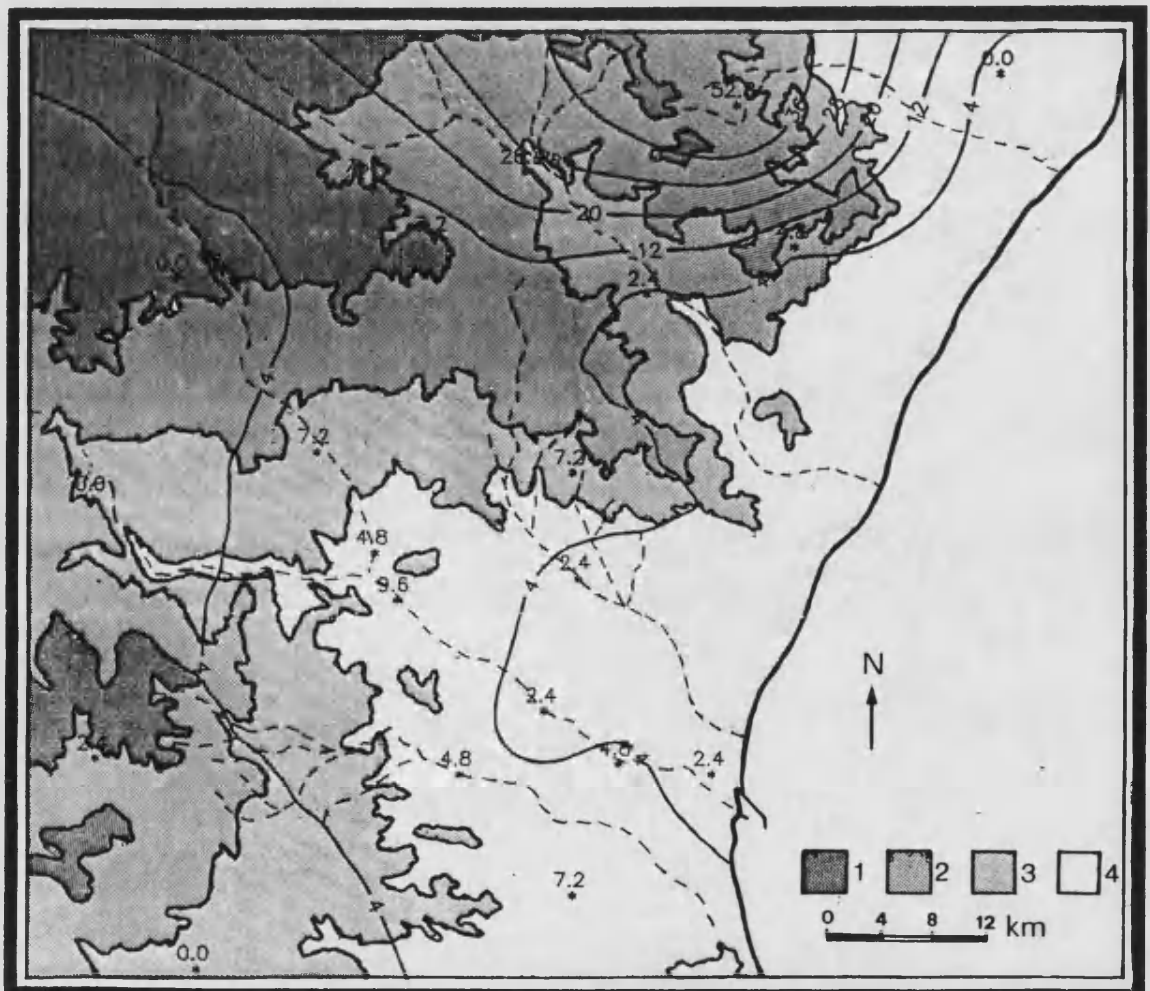


Figura 6.68. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:20 del día 17 (Tipo b).

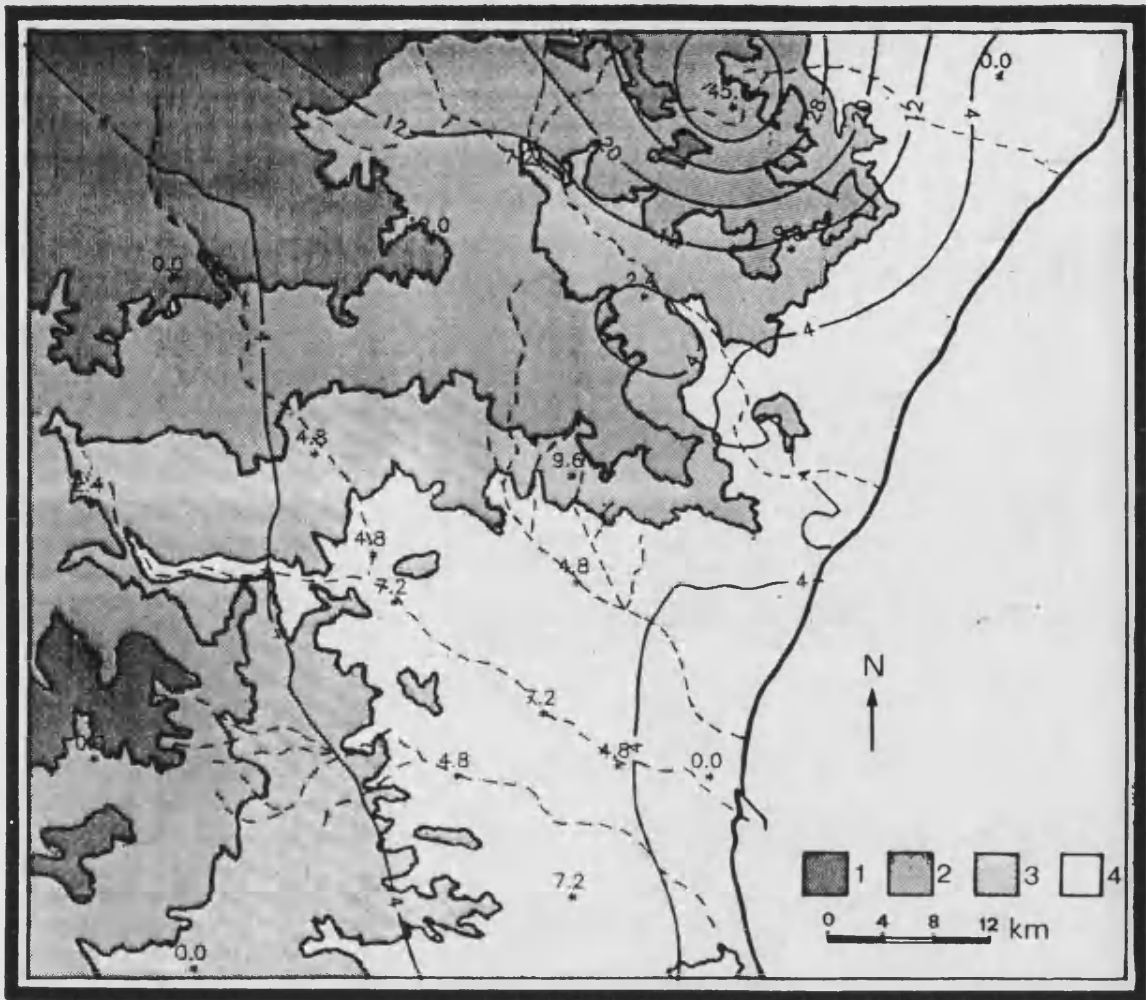


Figura 6.69. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:25 del día 17 (Tipo b).

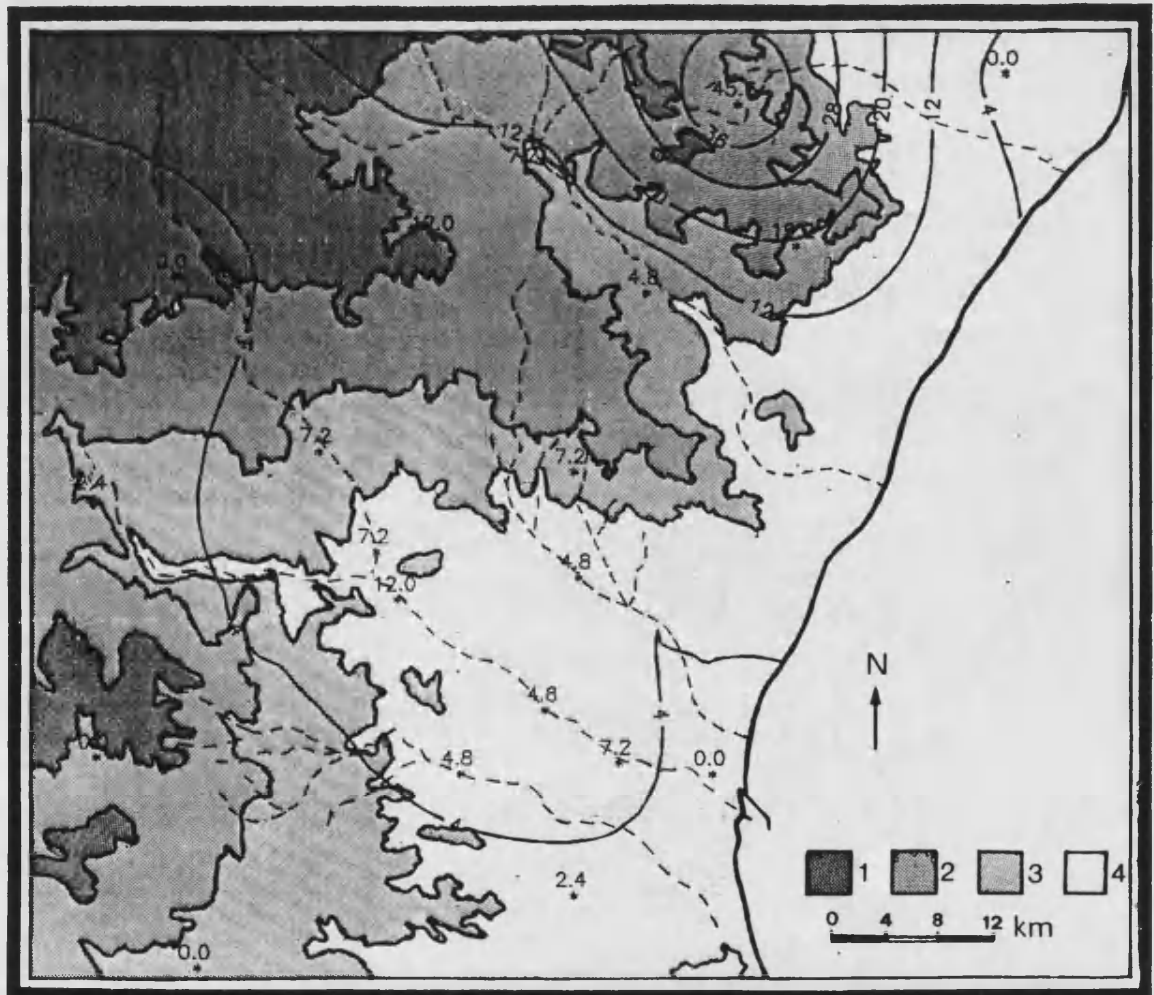


Figura 6.70. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:30 del día 17 (Tipo b).

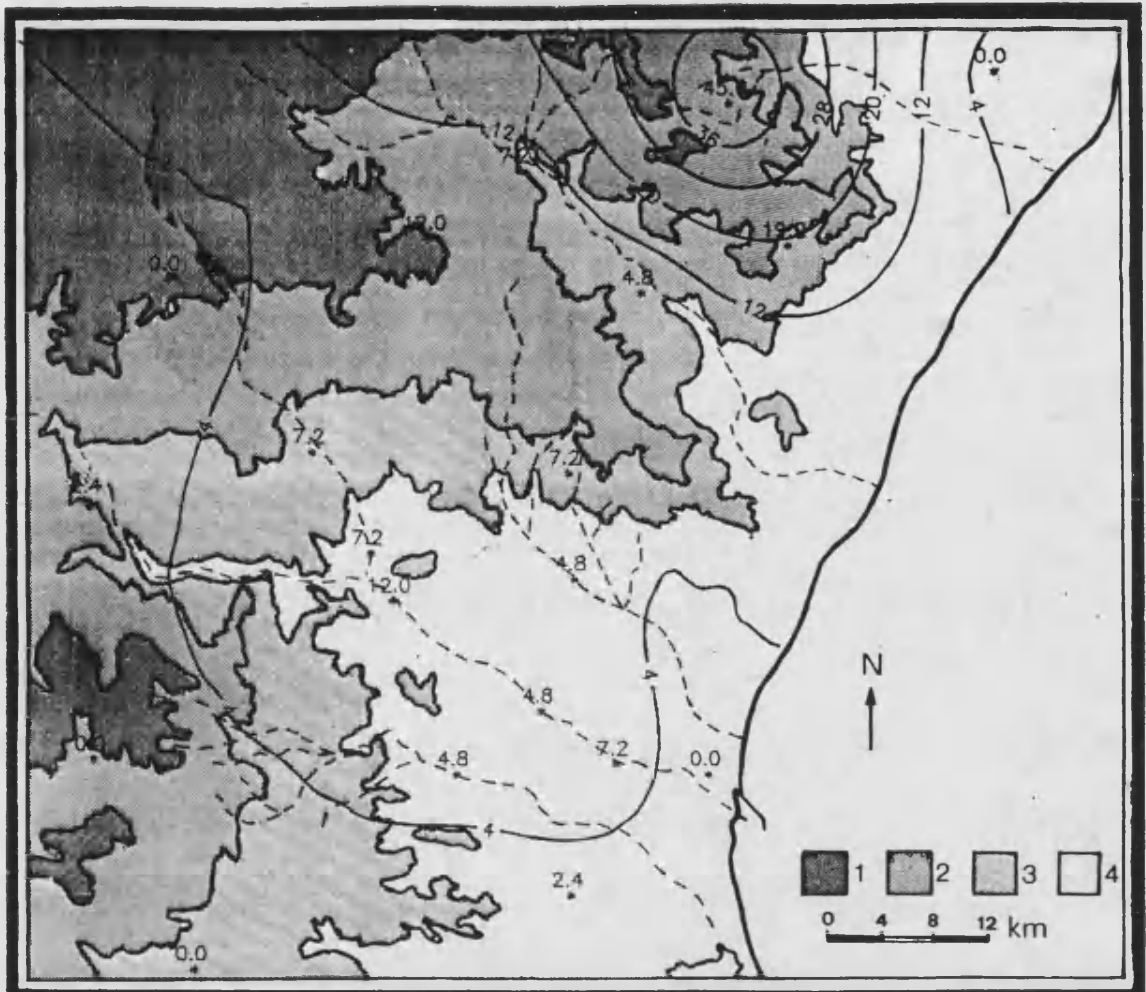


Figura 6.71. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:35 del día 17 (Tipo b).

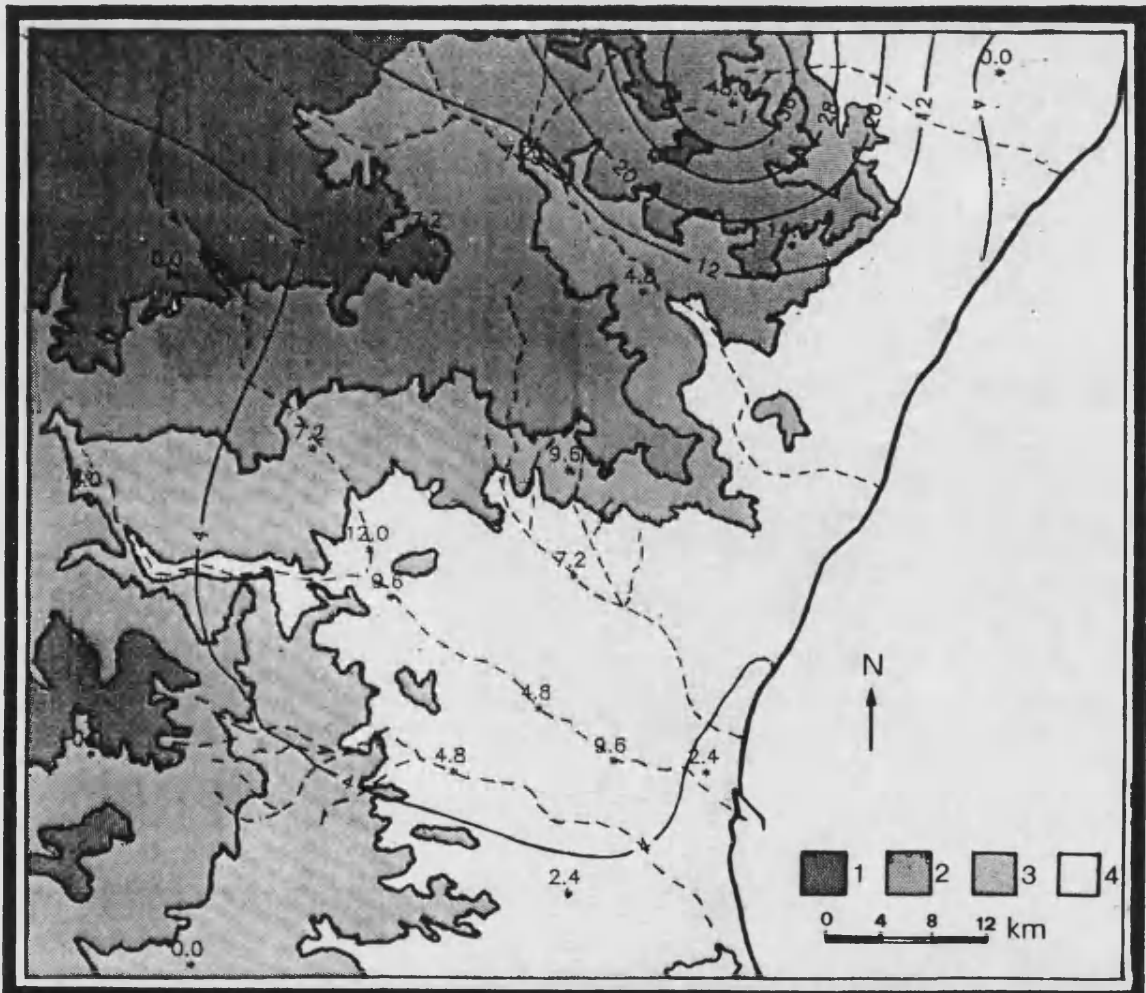


Figura 6.72. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:40 del día 17 (Tipo b).



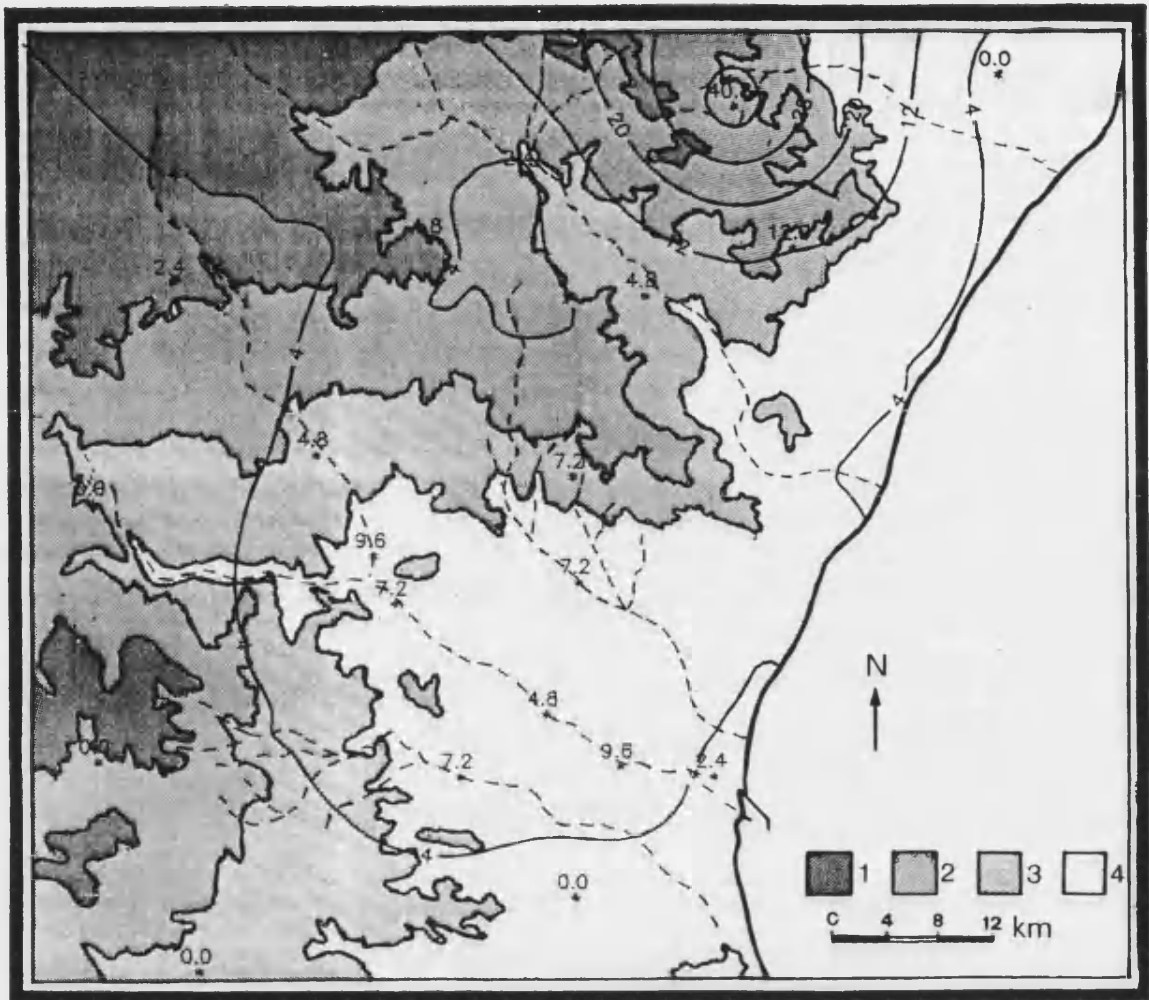


Figura 6.73. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:45 del día 17 (Tipo b).

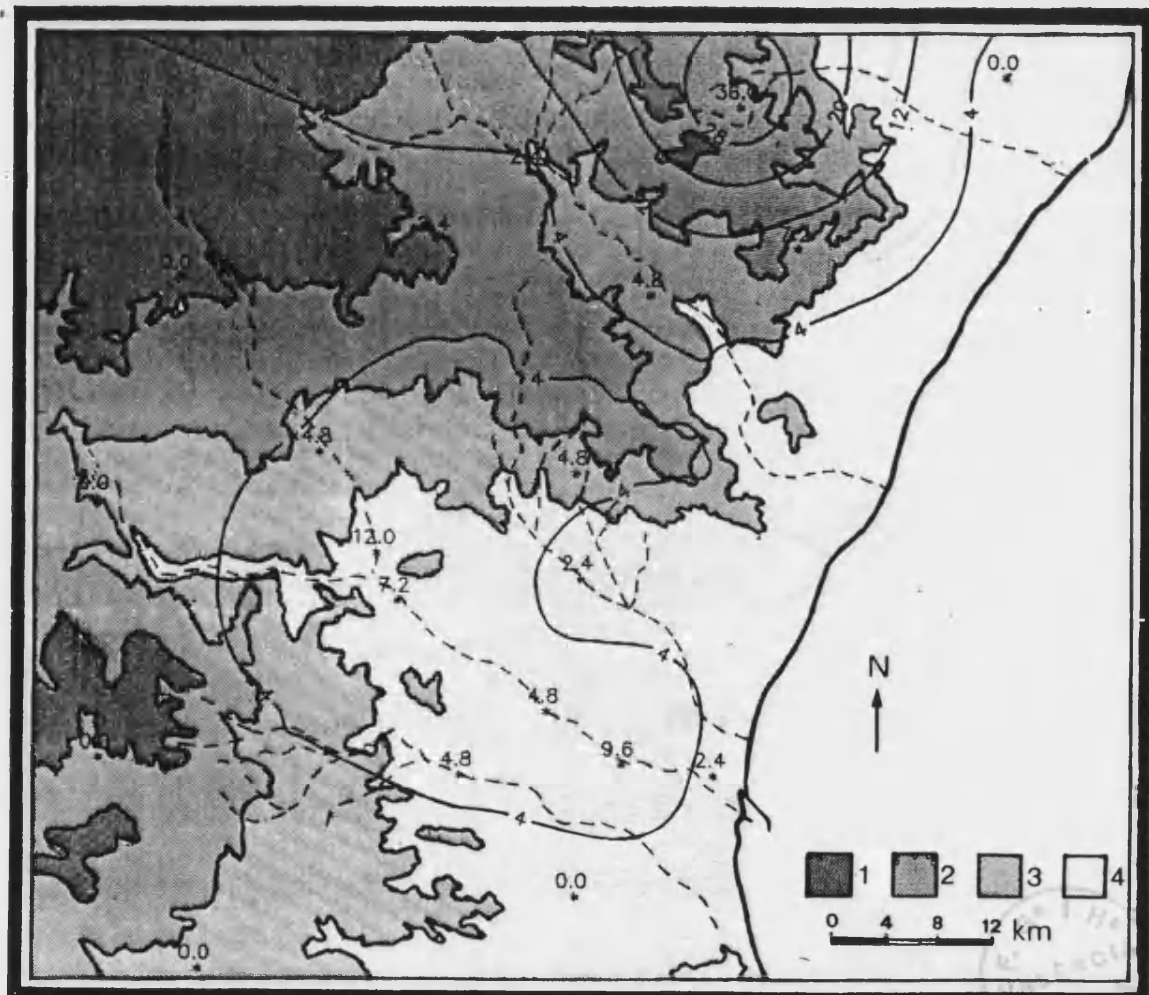


Figura 6.74. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:50 del día 17 (Tipo b).

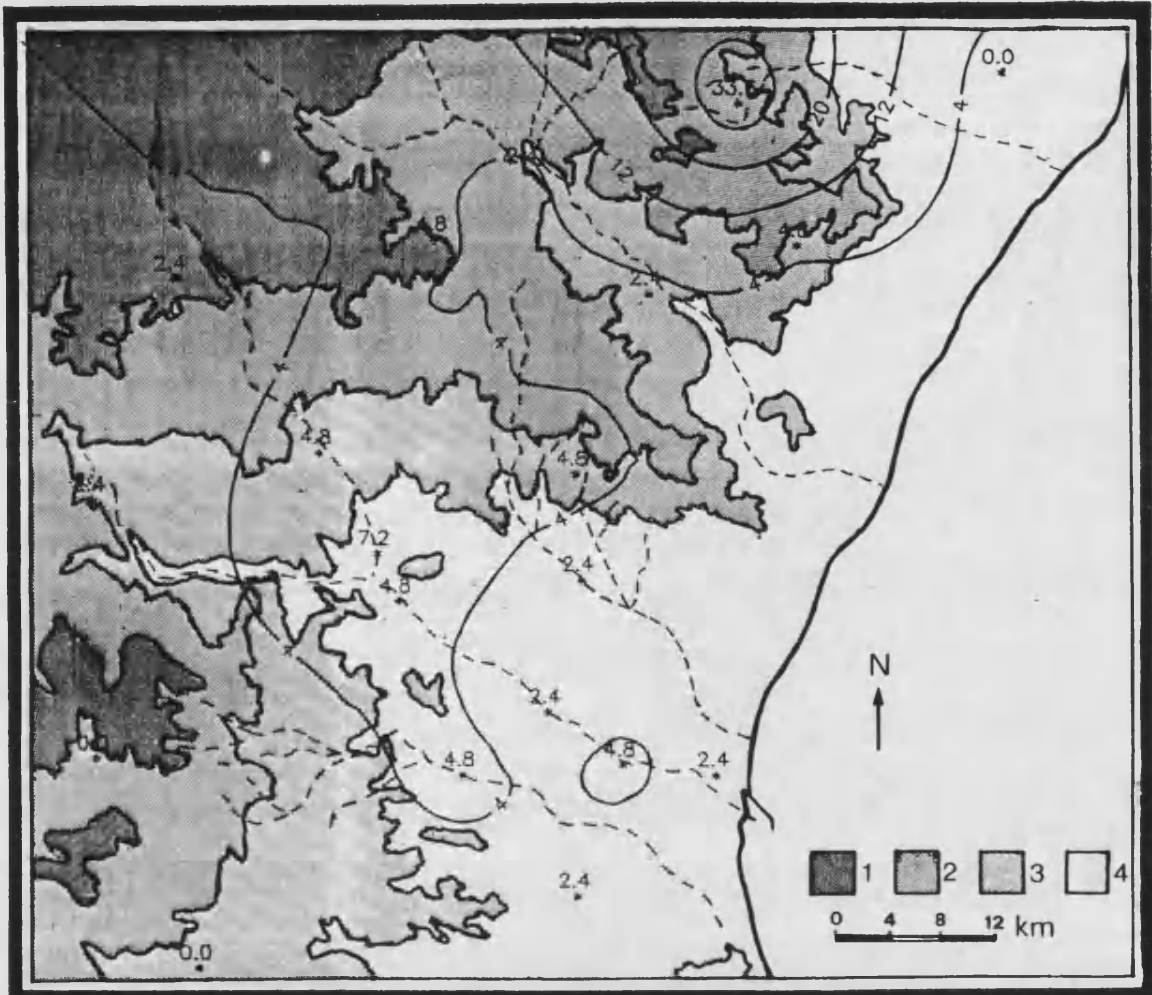


Figura 6.75. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 00:55 del día 17 (Tipo b).

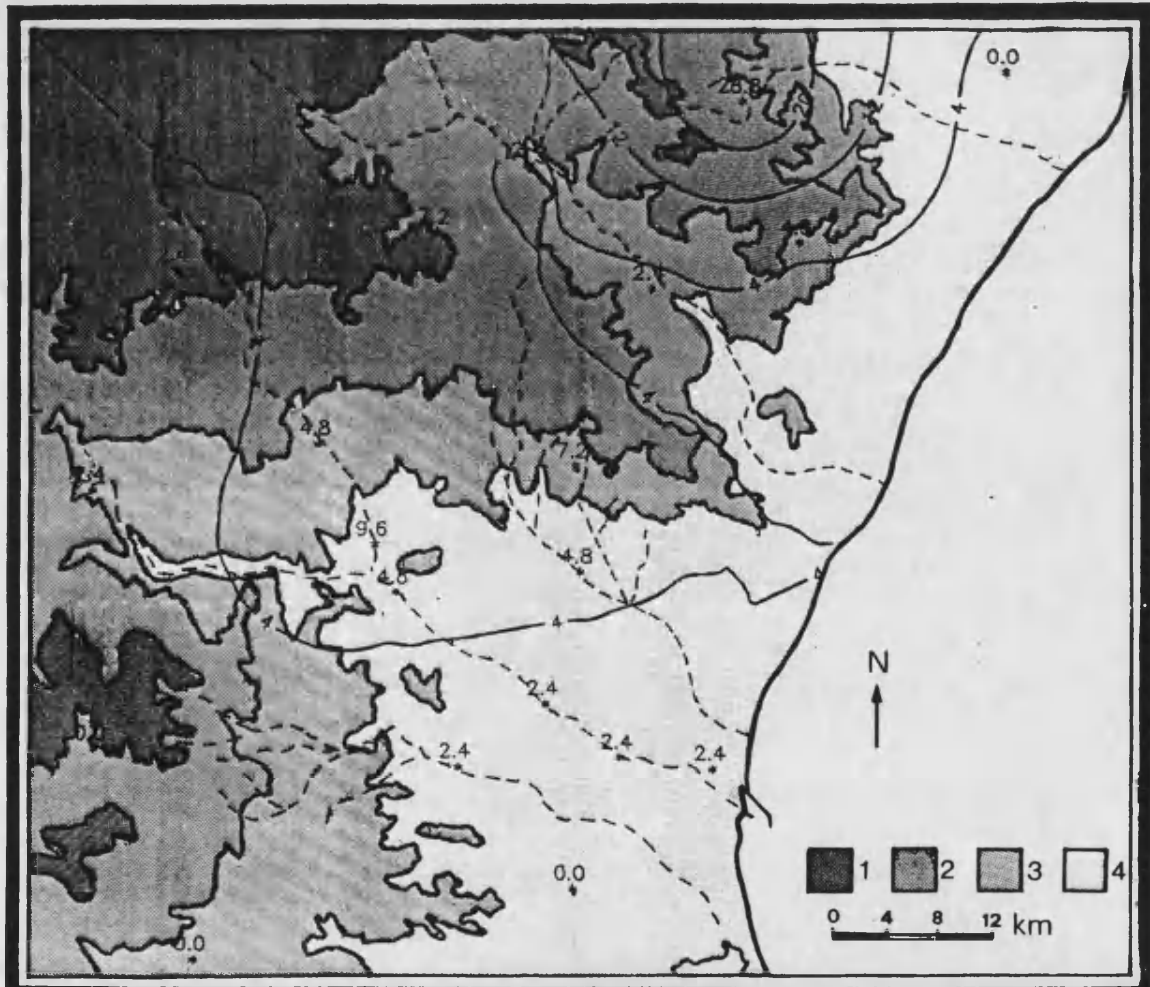


Figura 6.76. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 01:00 del día 17 (Tipo b).

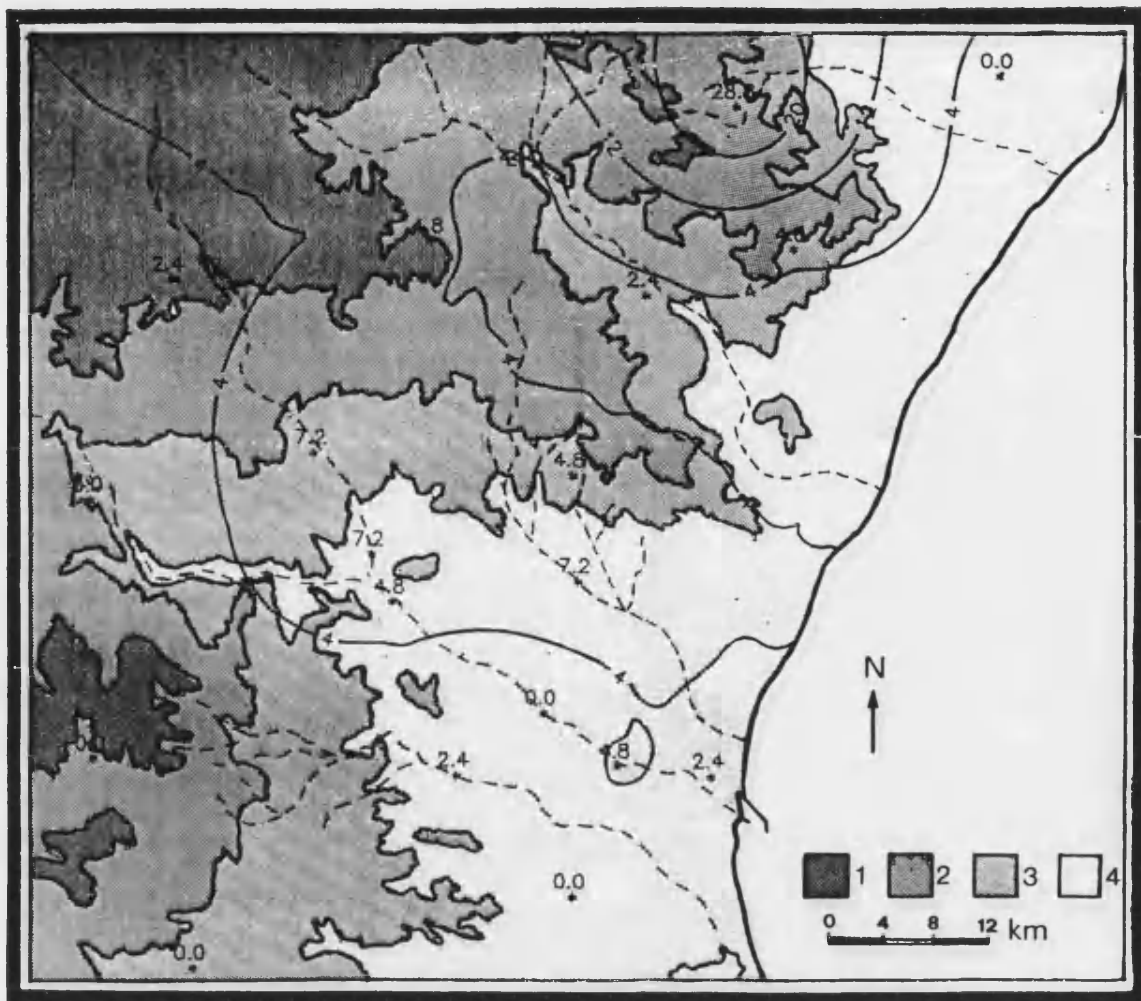


Figura 6.77. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 01:05 del día 17 (Tipo b).

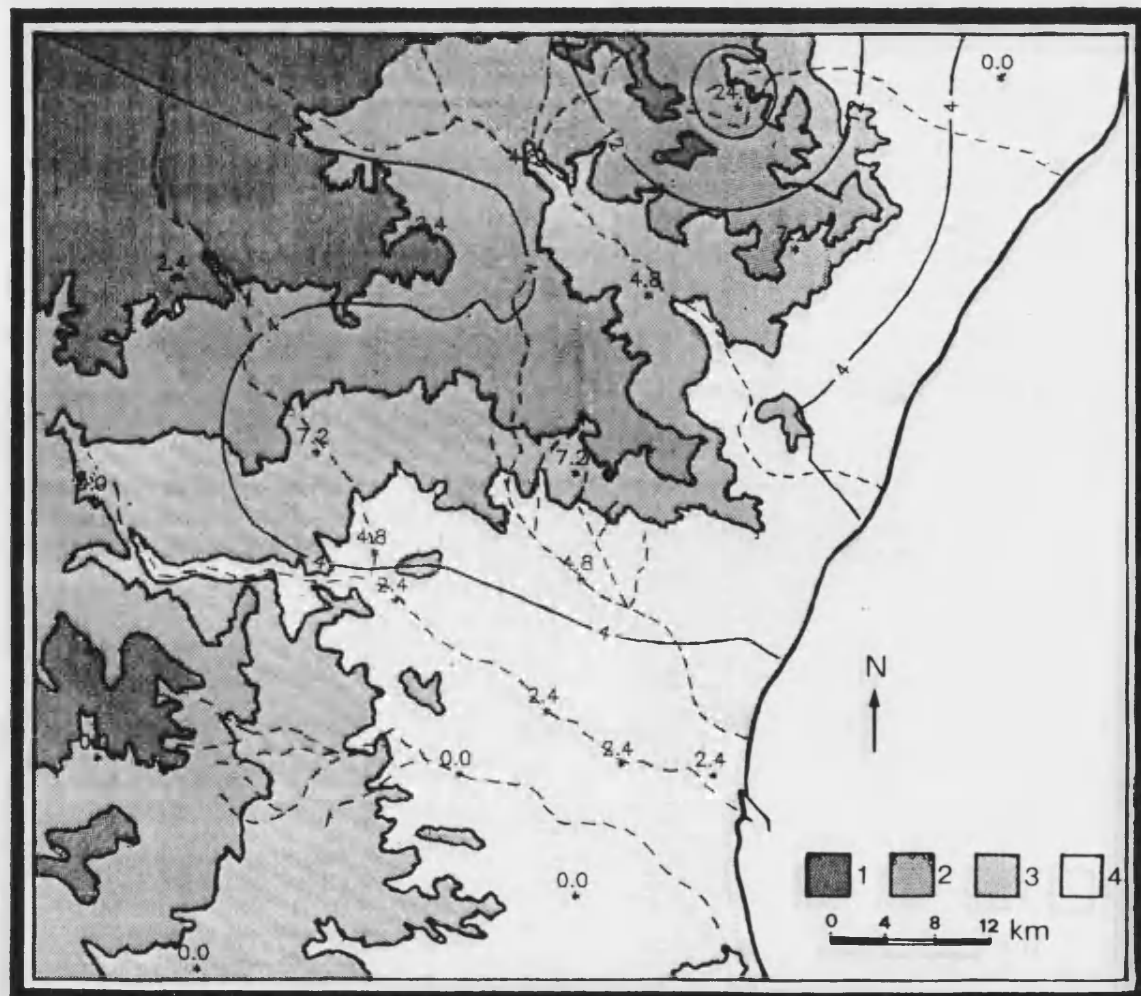


Figura 6.78. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 01:10 del día 17 (Tipo b).

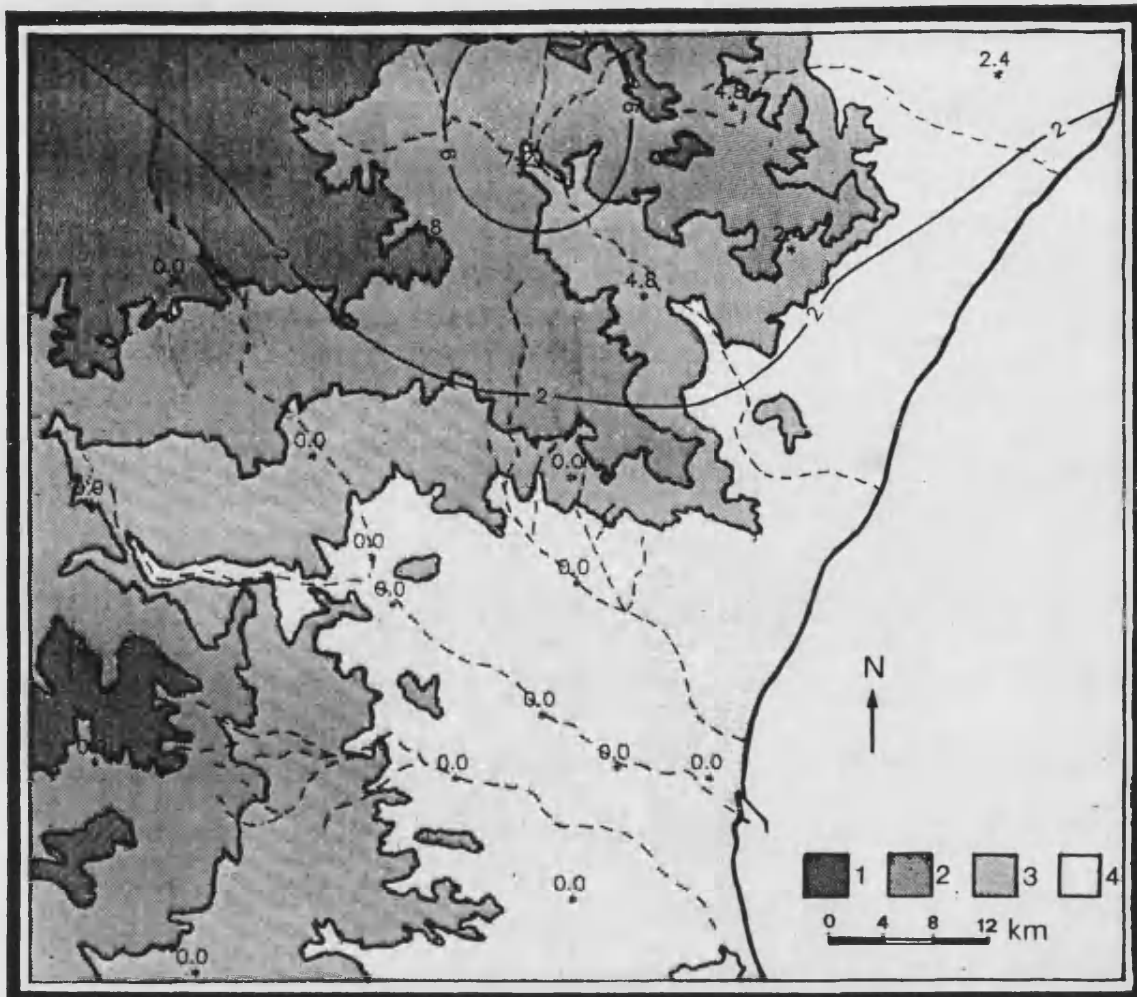


Figura 6.79. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 03:25 del día 17 (Tipo c).

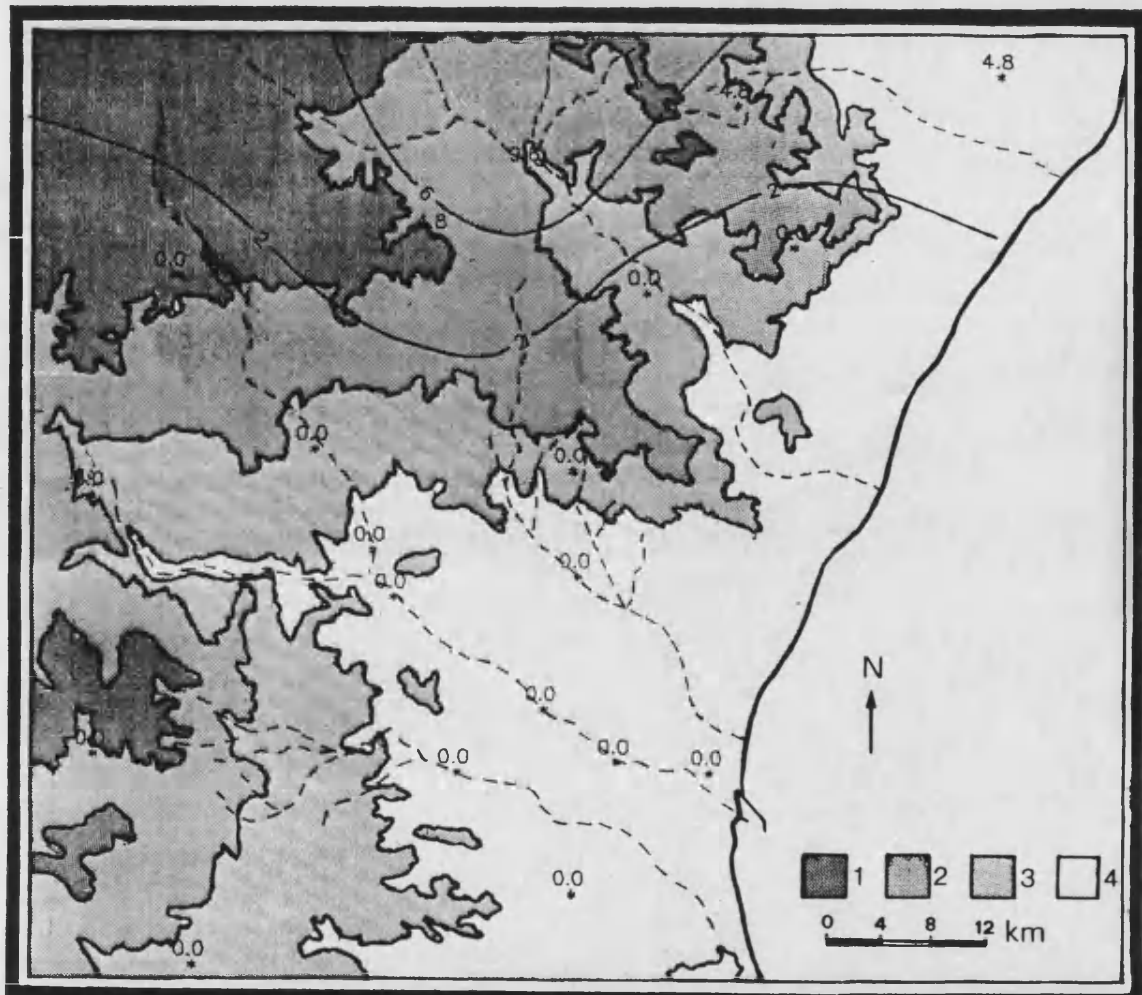


Figura 6.80. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 03:30 del día 17 (Tipo c).

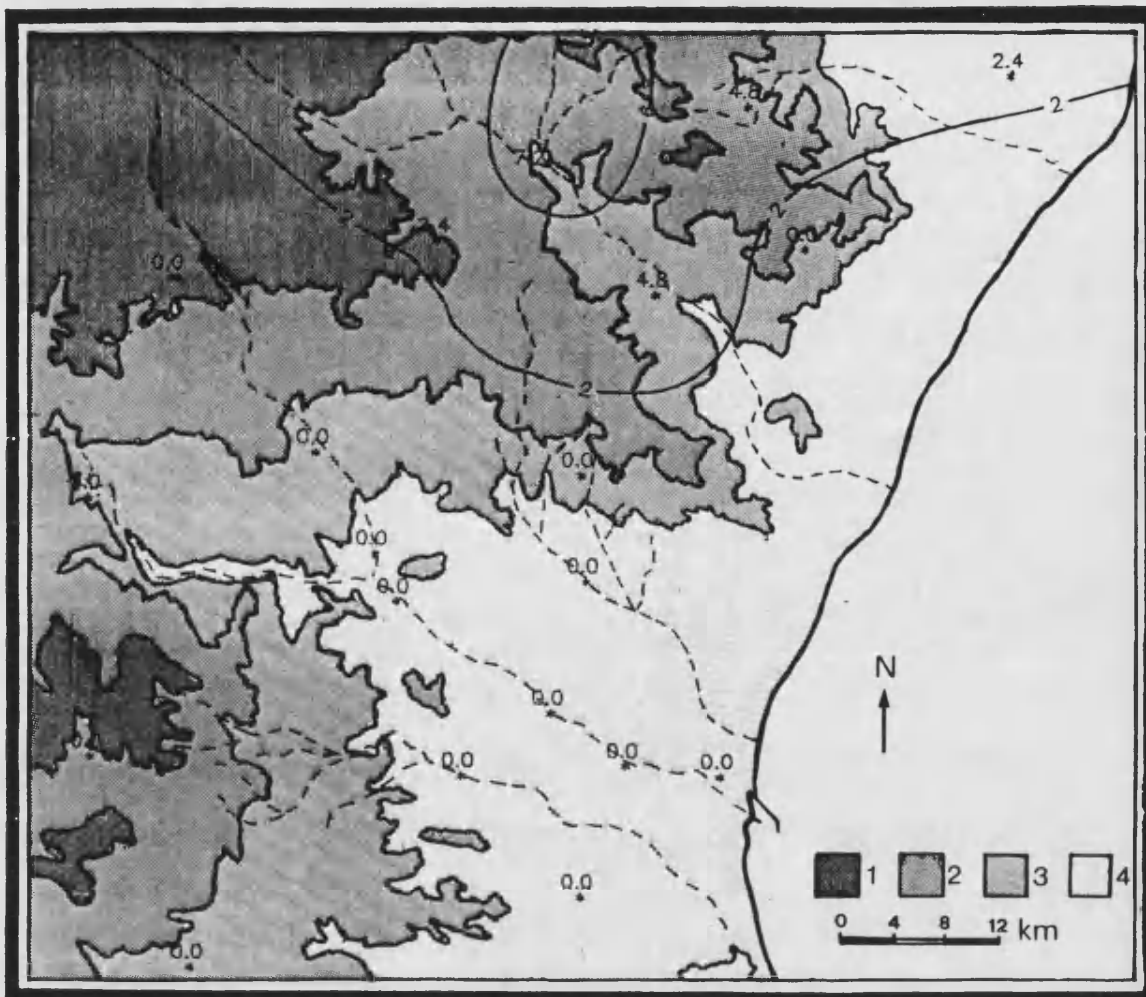


Figura 6.81. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 03:35 del día 17 (Tipo c).

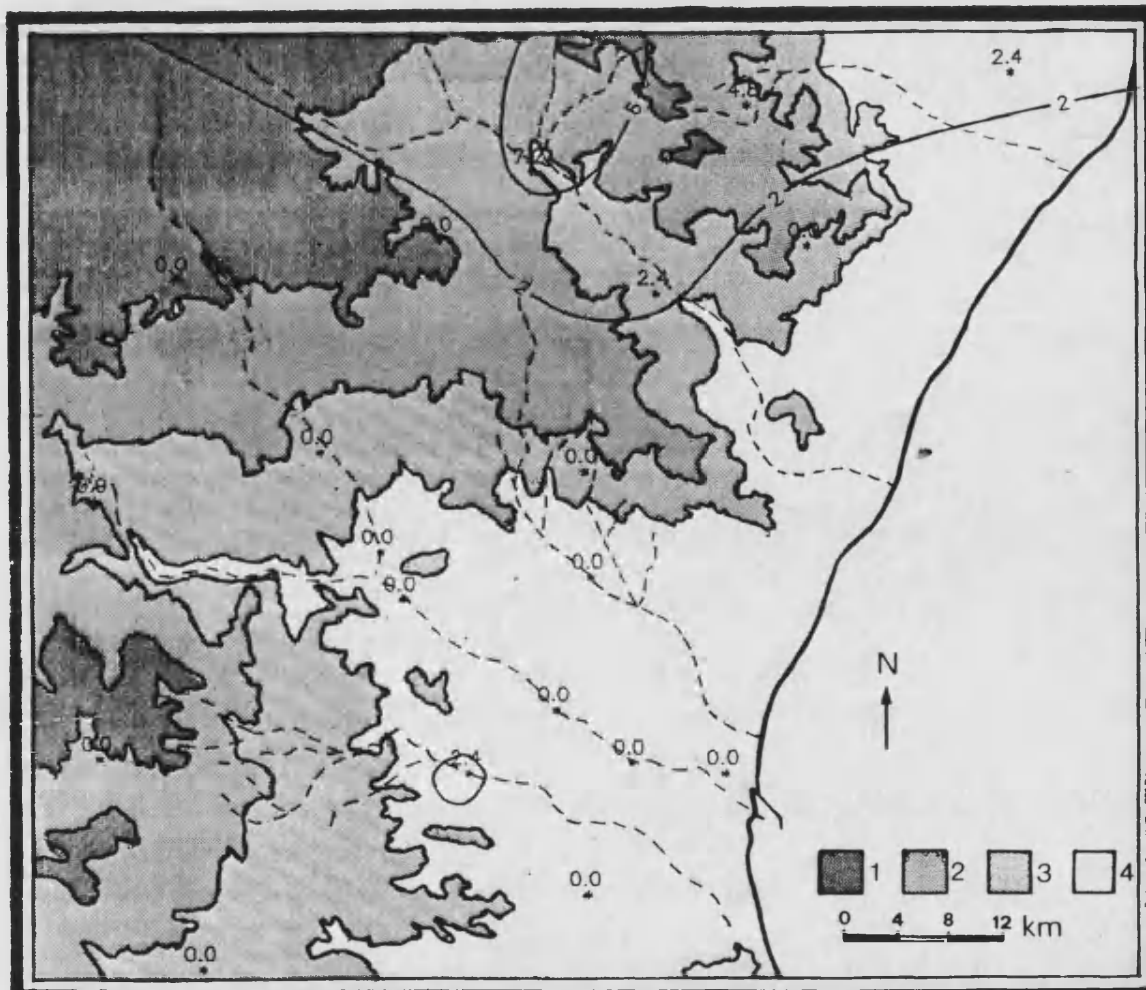


Figura 6.82. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 03:40 del día 17 (Tipo c).

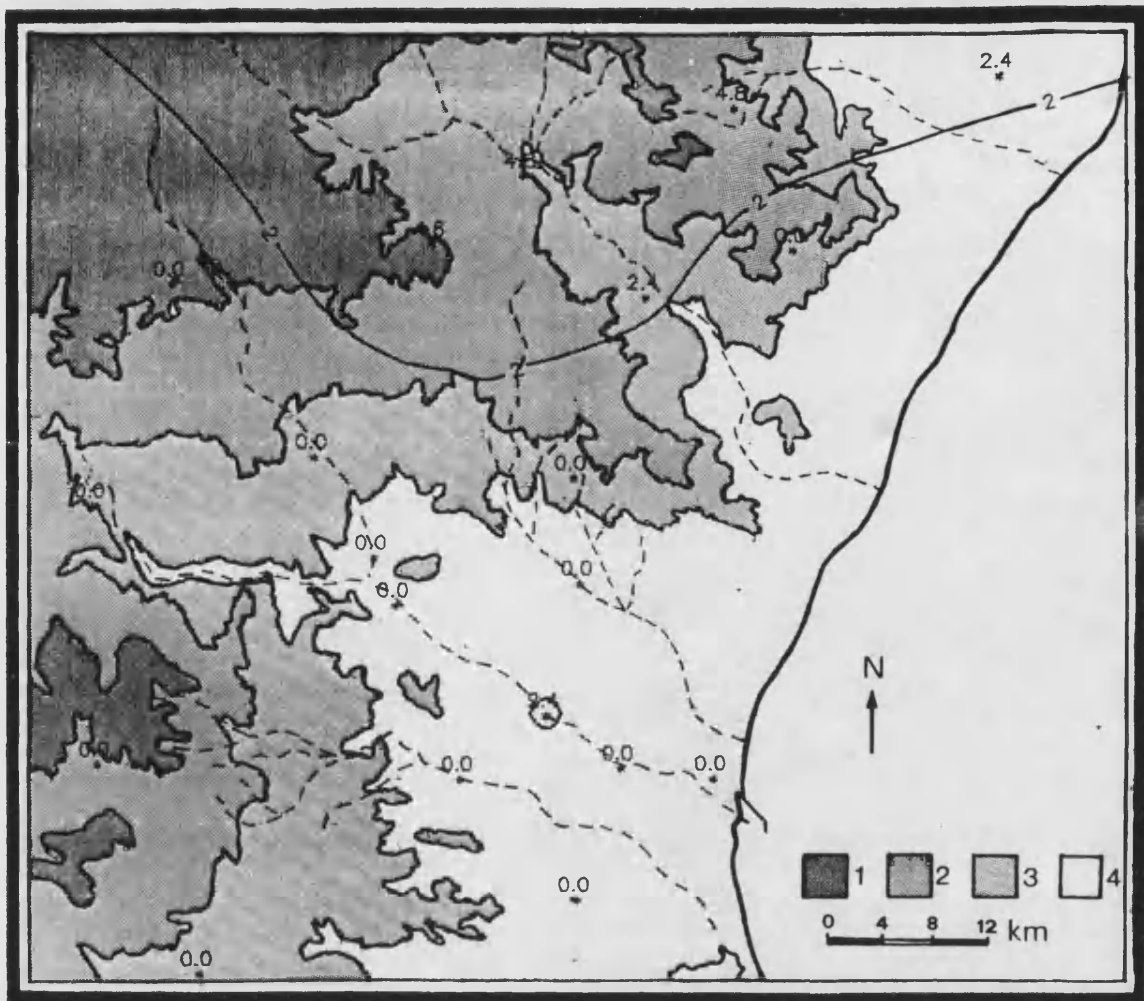


Figura 6.83. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 03:45 del día 17 (Tipo c).

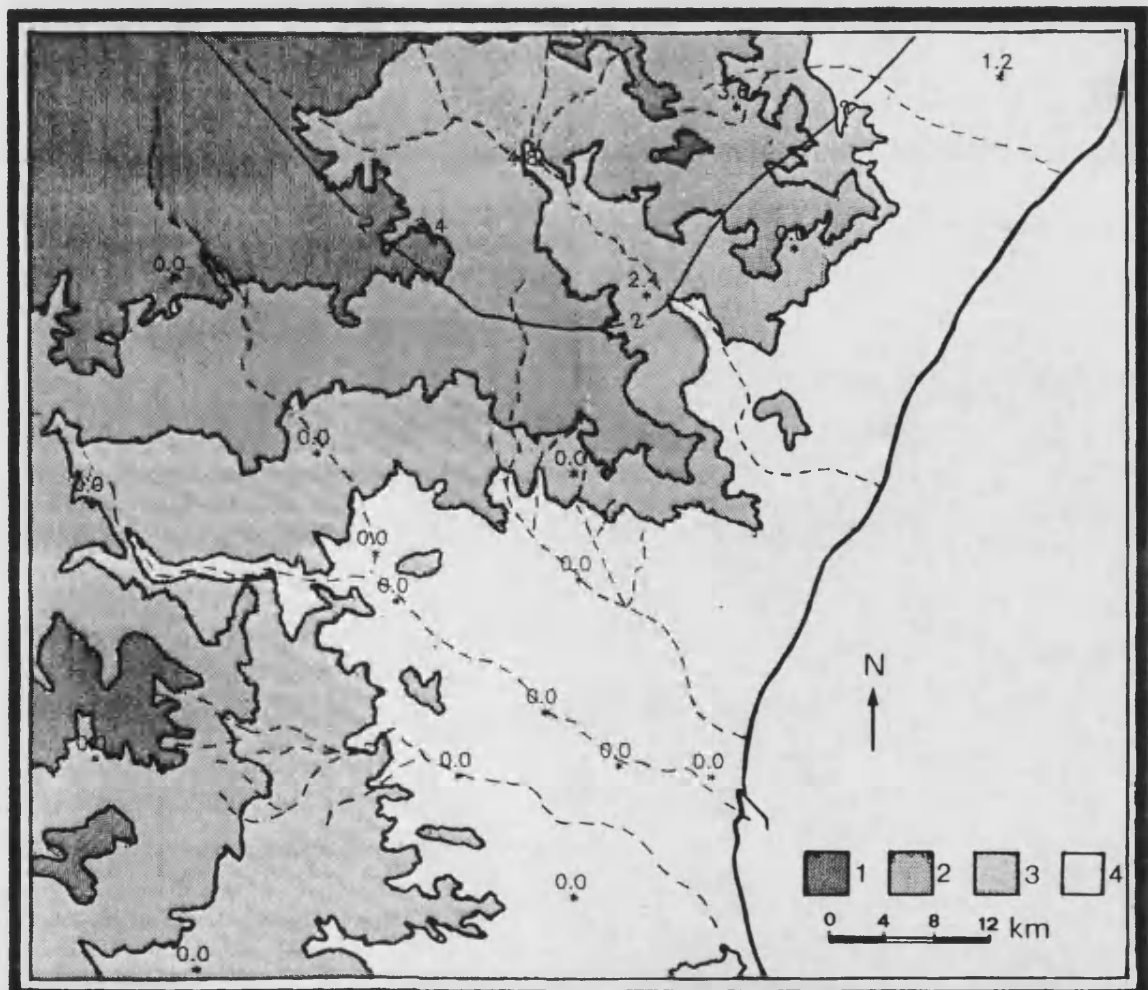


Figura 6.84. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 03:50 del día 17 (Tipo c).

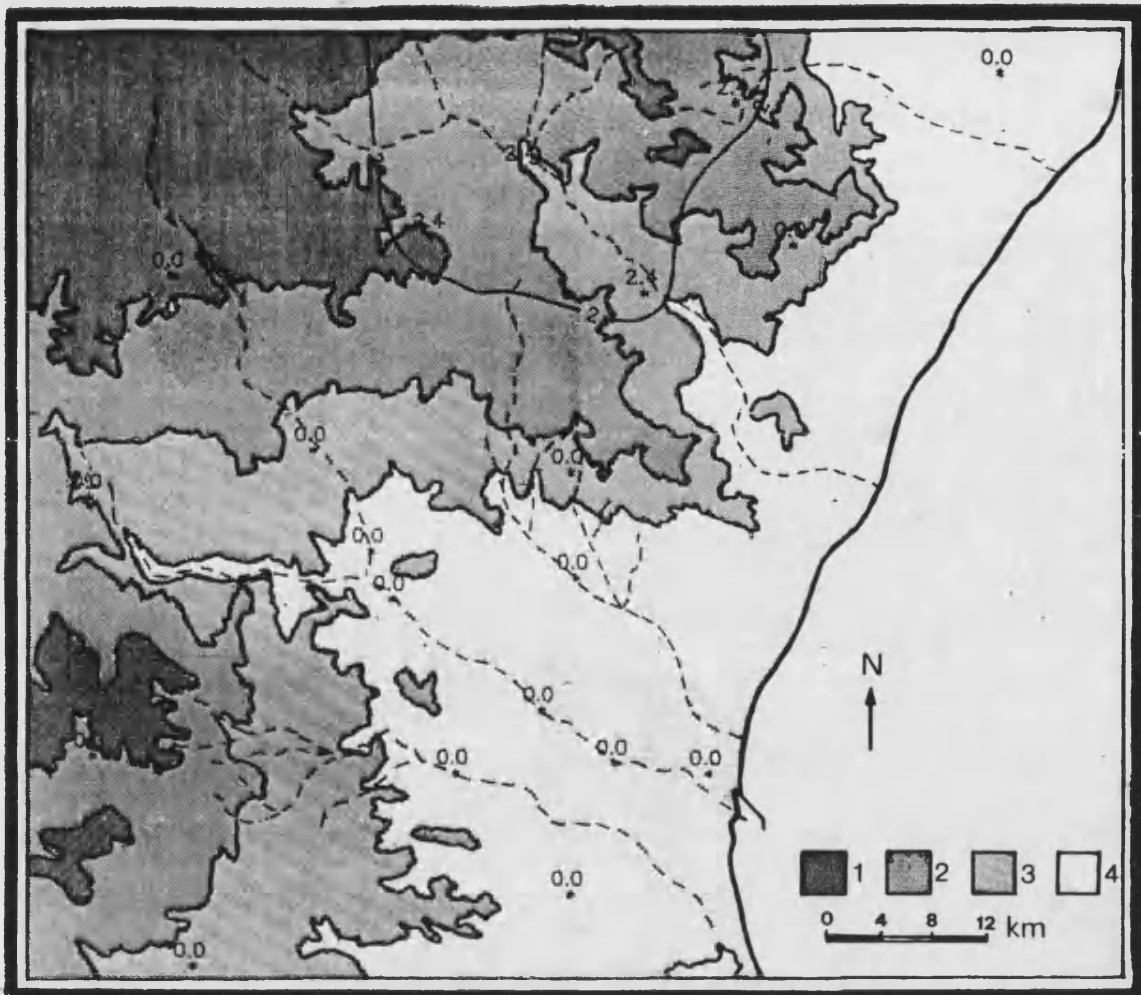


Figura 6.85. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 03:55 del día 17 (Tipo c).

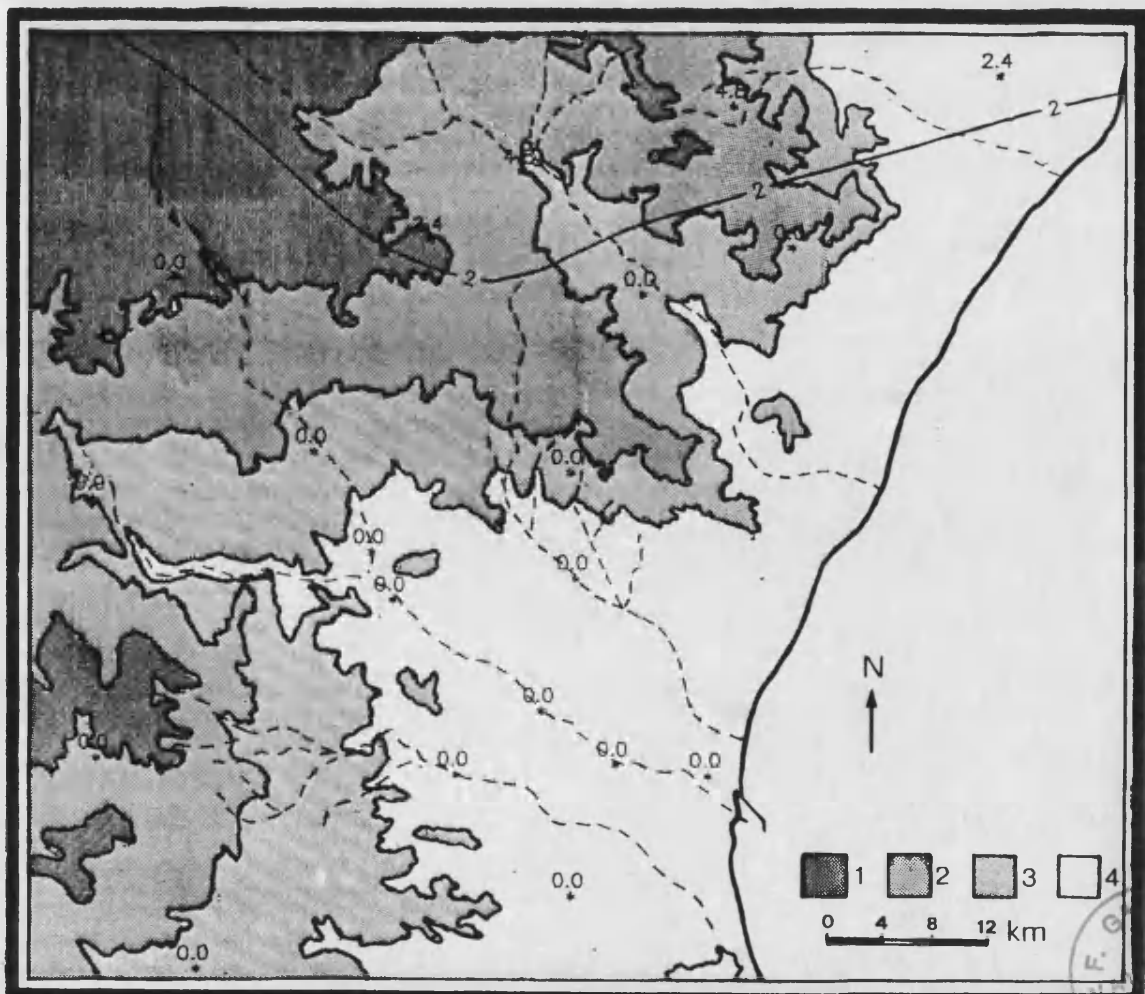


Figura 6.86. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 04:00 del día 17 (Tipo c).

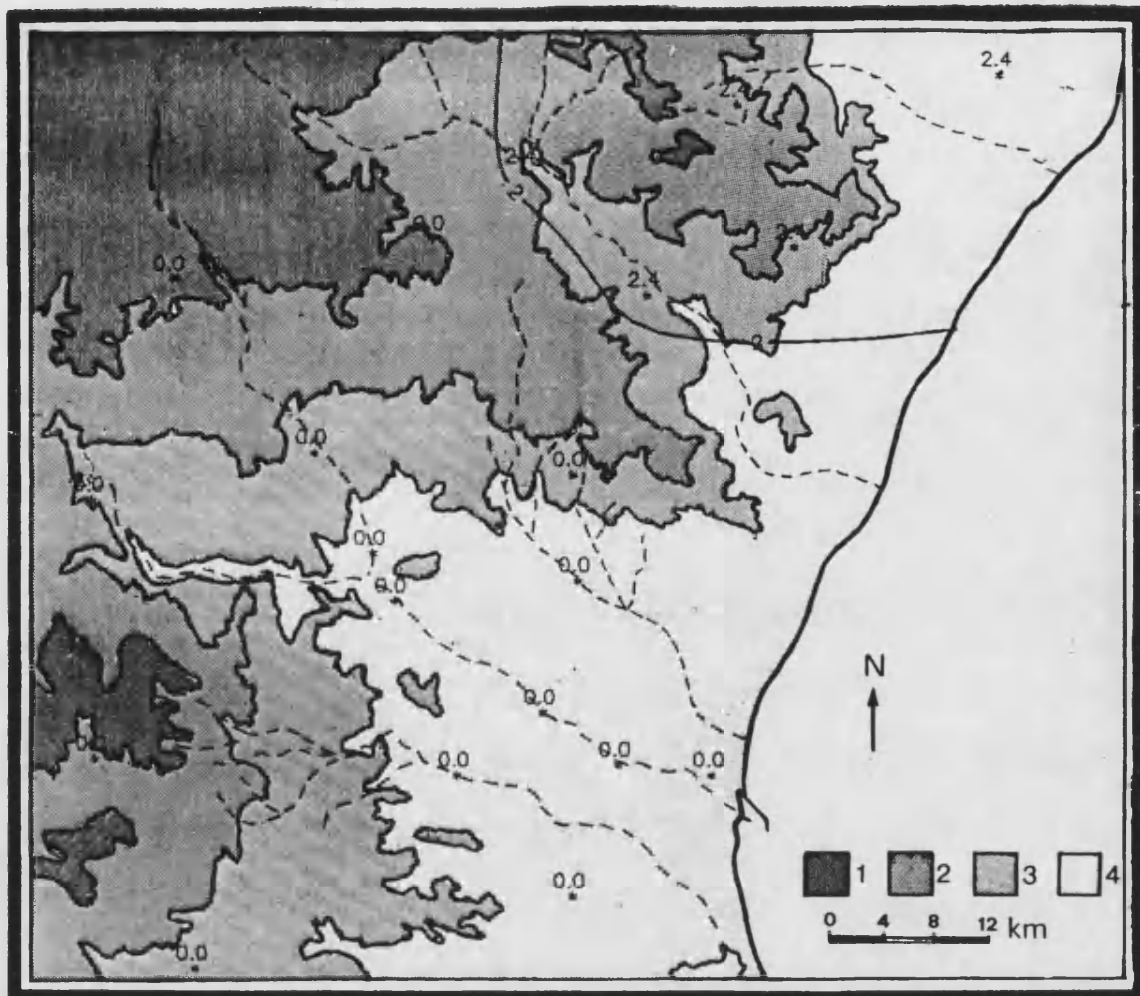


Figura 6.87. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 04:05 del día 17 (Tipo c).

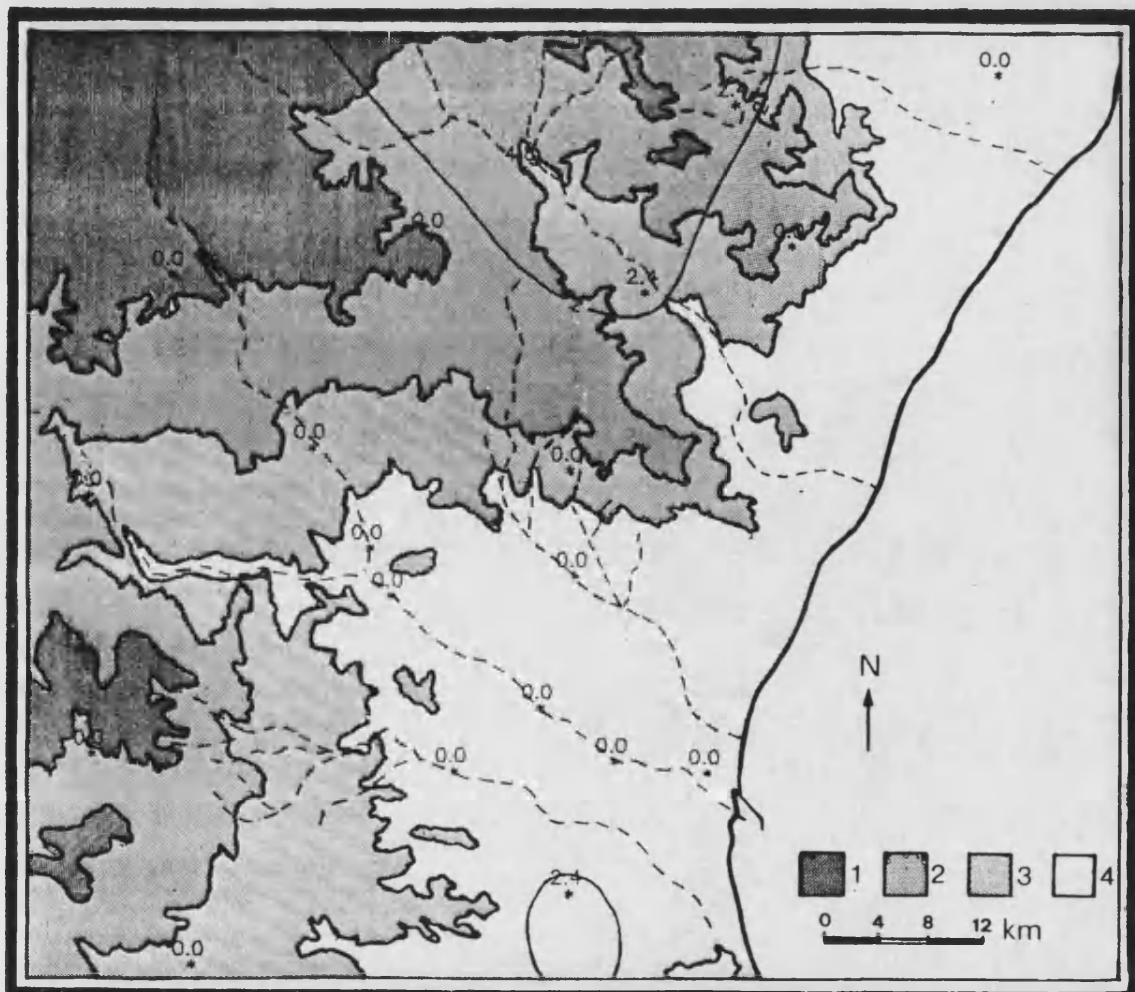


Figura 6.88. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 04:10 del día 17 (Tipo c).



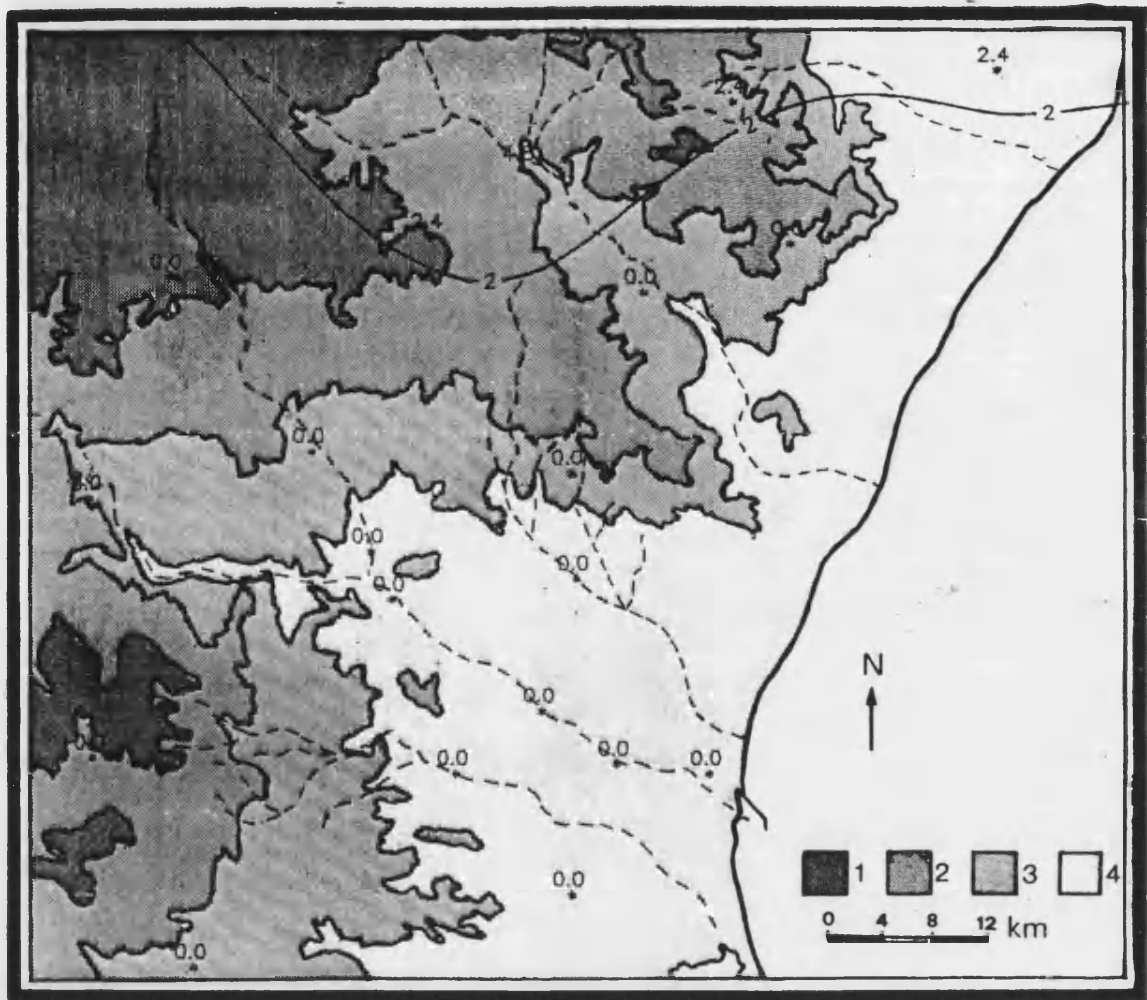


Figura 6.89. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 04:15 del día 17 (Tipo c).

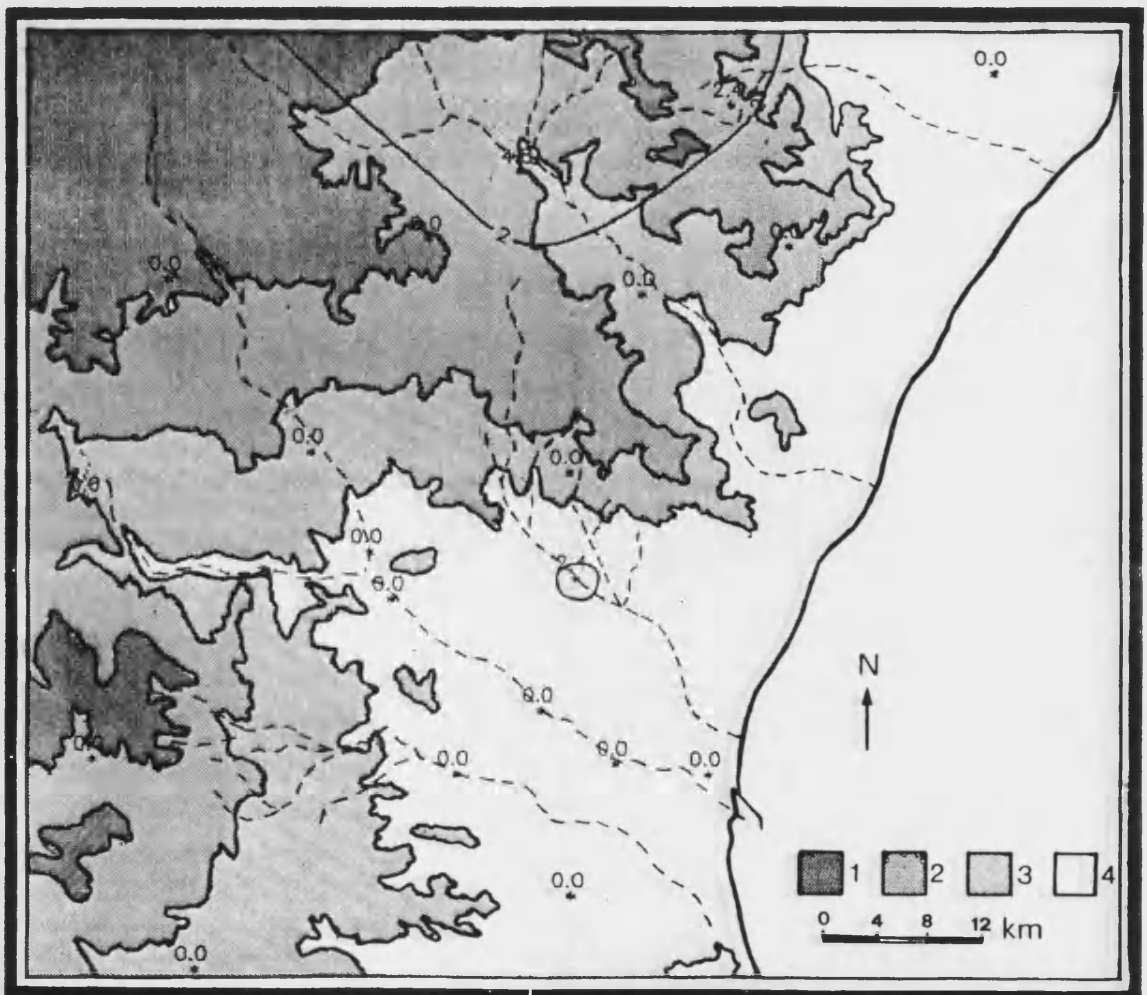


Figura 6.90. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 04:20 del día 17 (Tipo c).

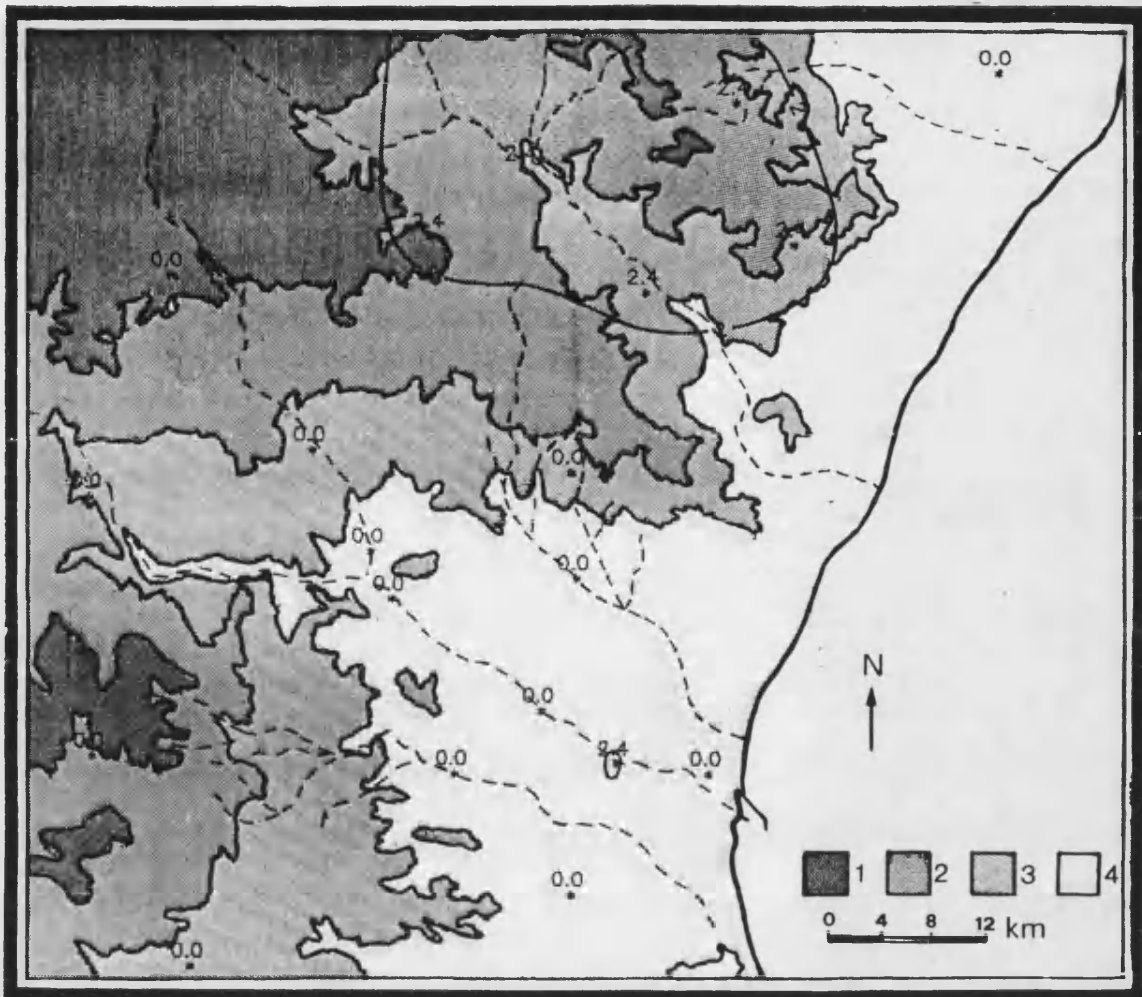


Figura 6.91. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 04:25 del día 17 (Tipo c).

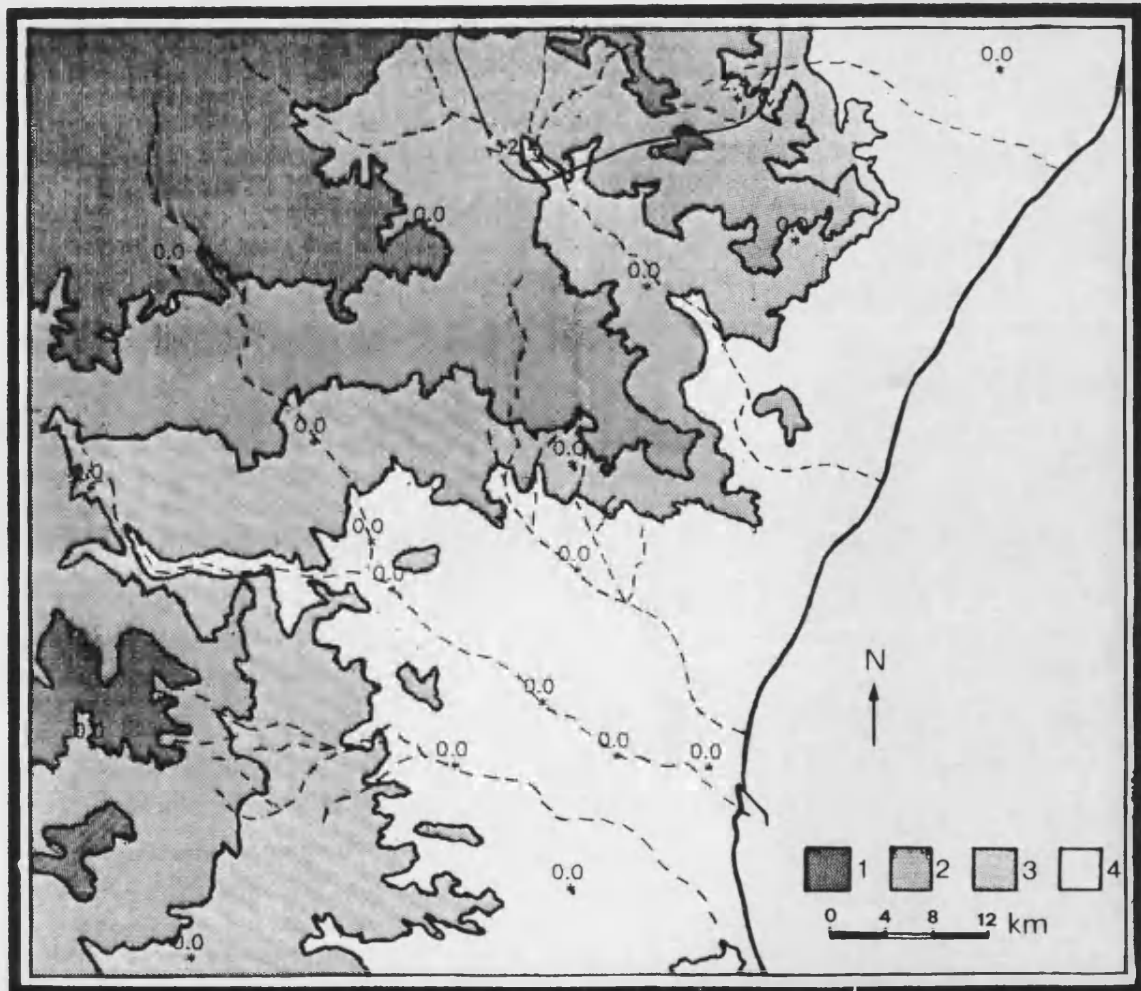


Figura 6.92. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 04:30 del día 17 (Tipo c).

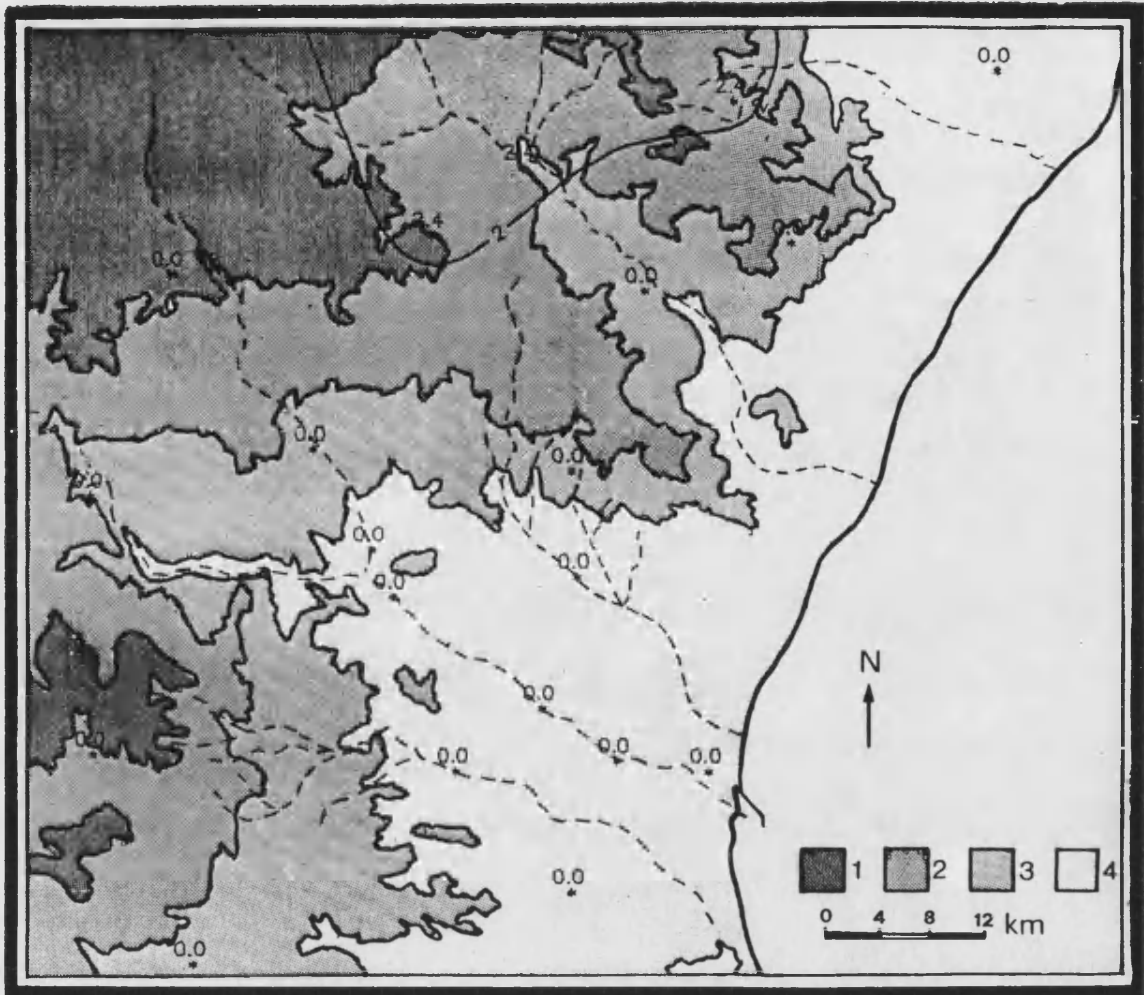


Figura 6.92. Mapa de intensidad de precipitación en mm/h correspondiente a las 04:35 del día 17 (Tipo c).

# CELULAS DE UNA SMSA

ABRIL 1991

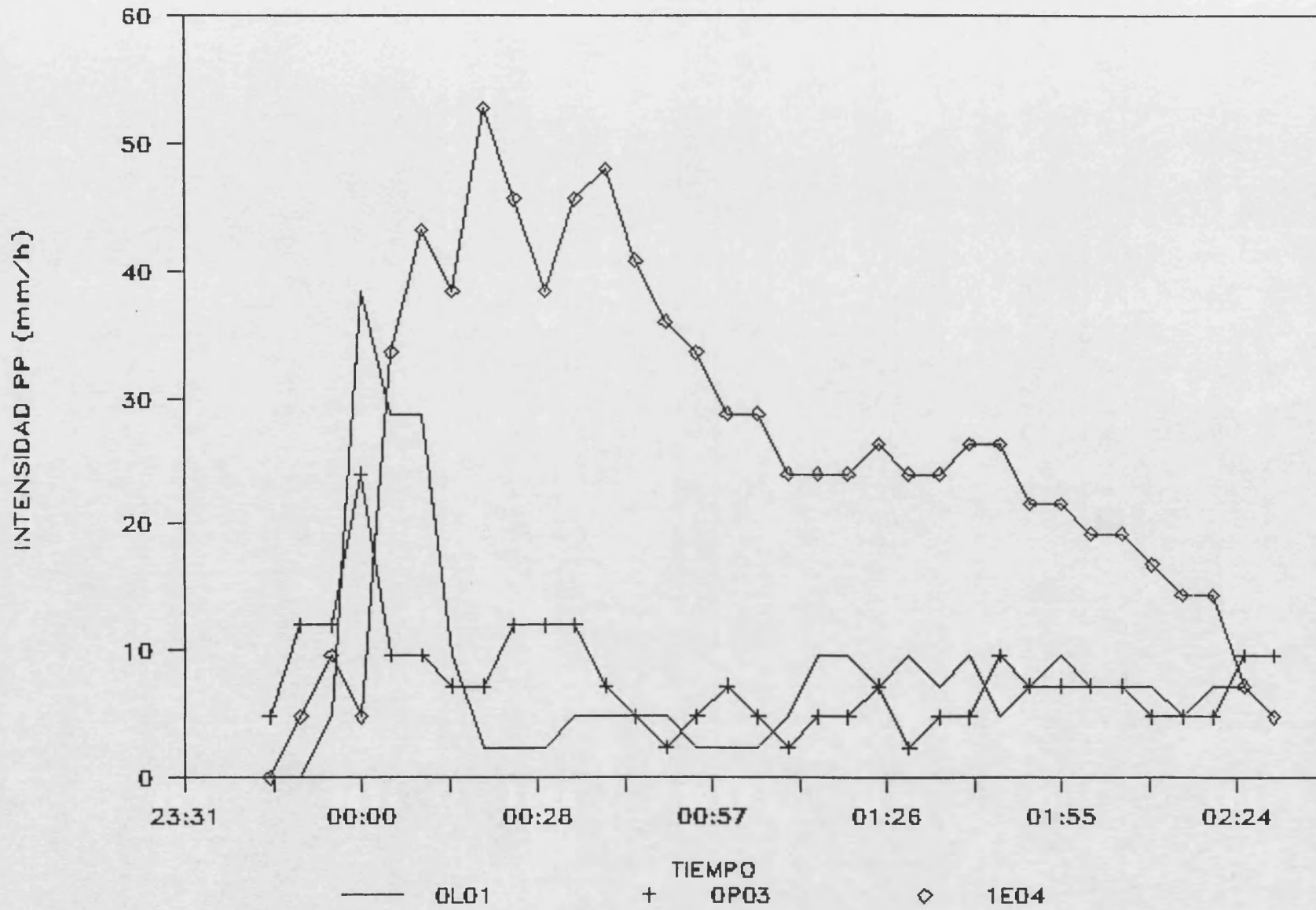


Figura 6.94. Corto periodo en la evolución de una SMSA

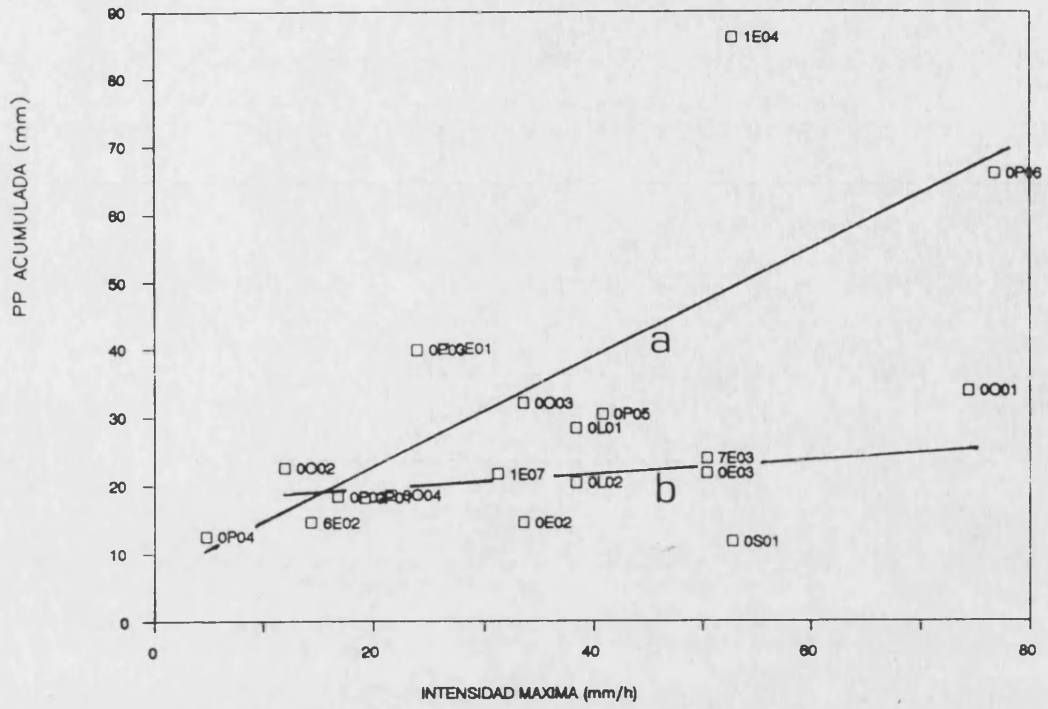


Figura 6.95. Relación precipitación acumulada - intensidad máxima.

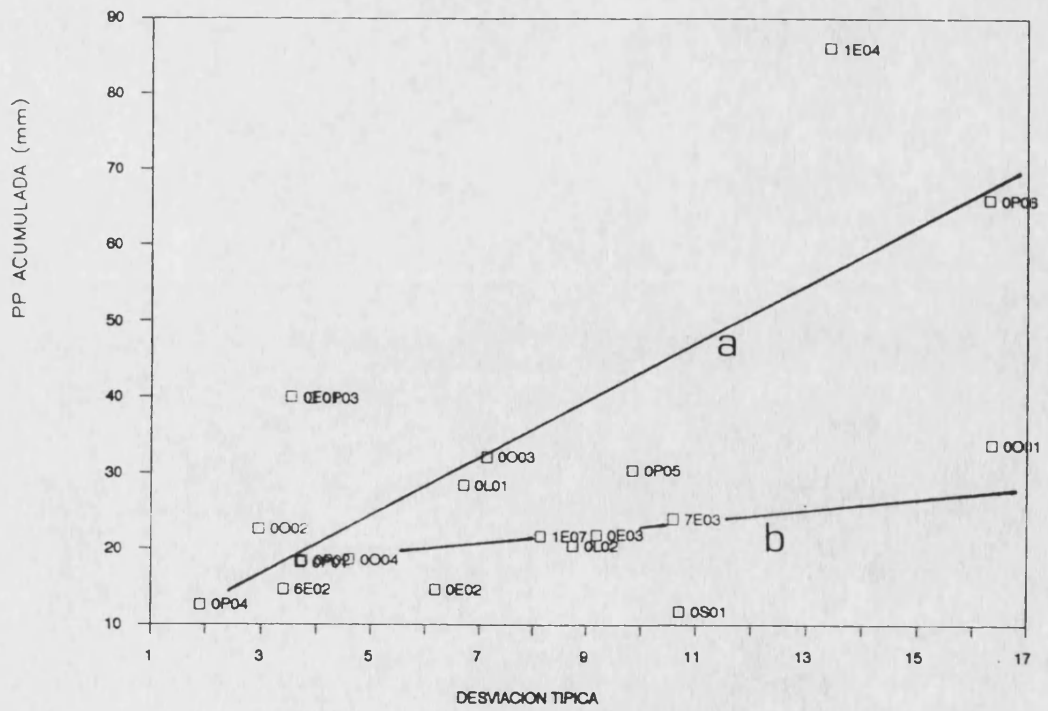


Figura 6.96. Relación precipitación acumulada - desviación típica.

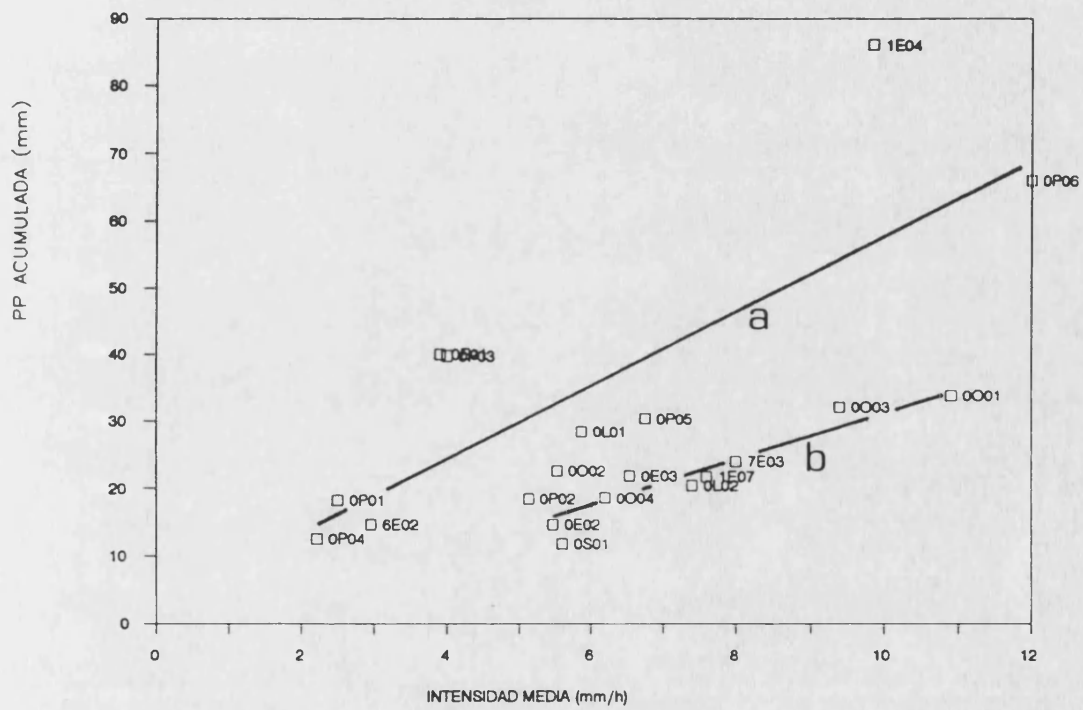


Figura 6.97. Relación precipitación acumulada - intensidad media.



Figura 6.98. Hidrograma registrado en el Barranc del Carraixet.

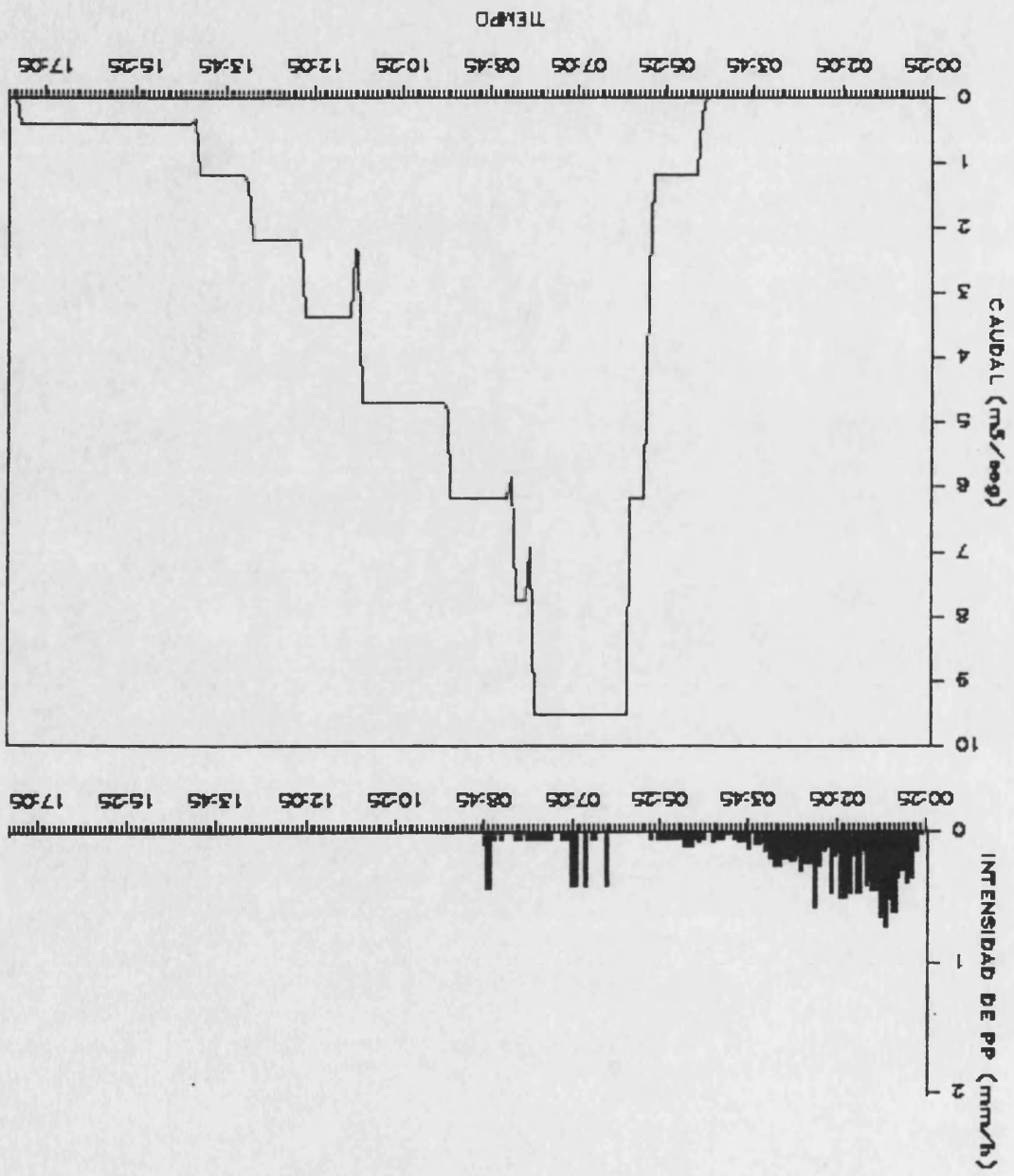
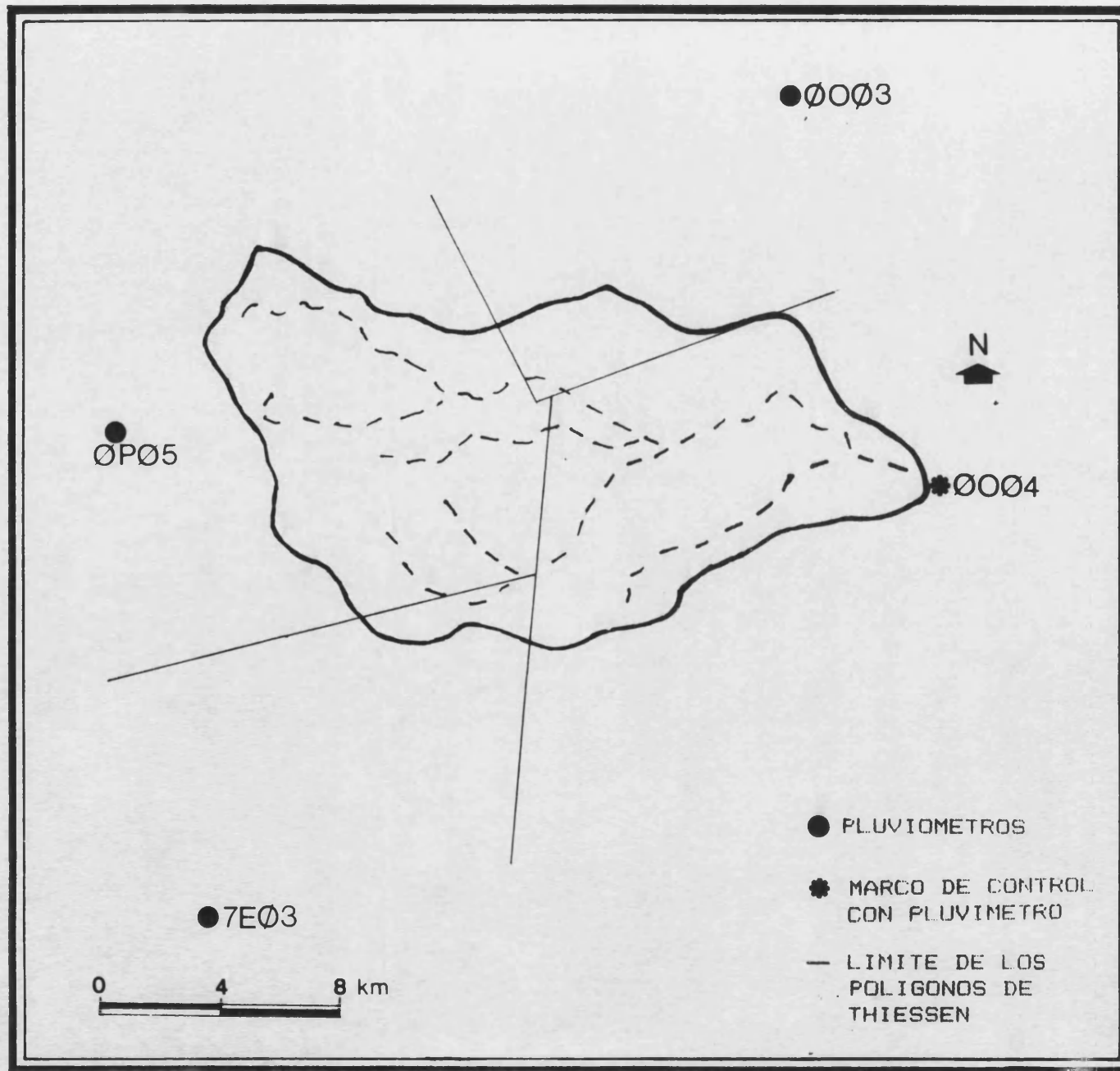


Figura 6.99. Polígonos de Thiessen. Cuenca de Poyo.





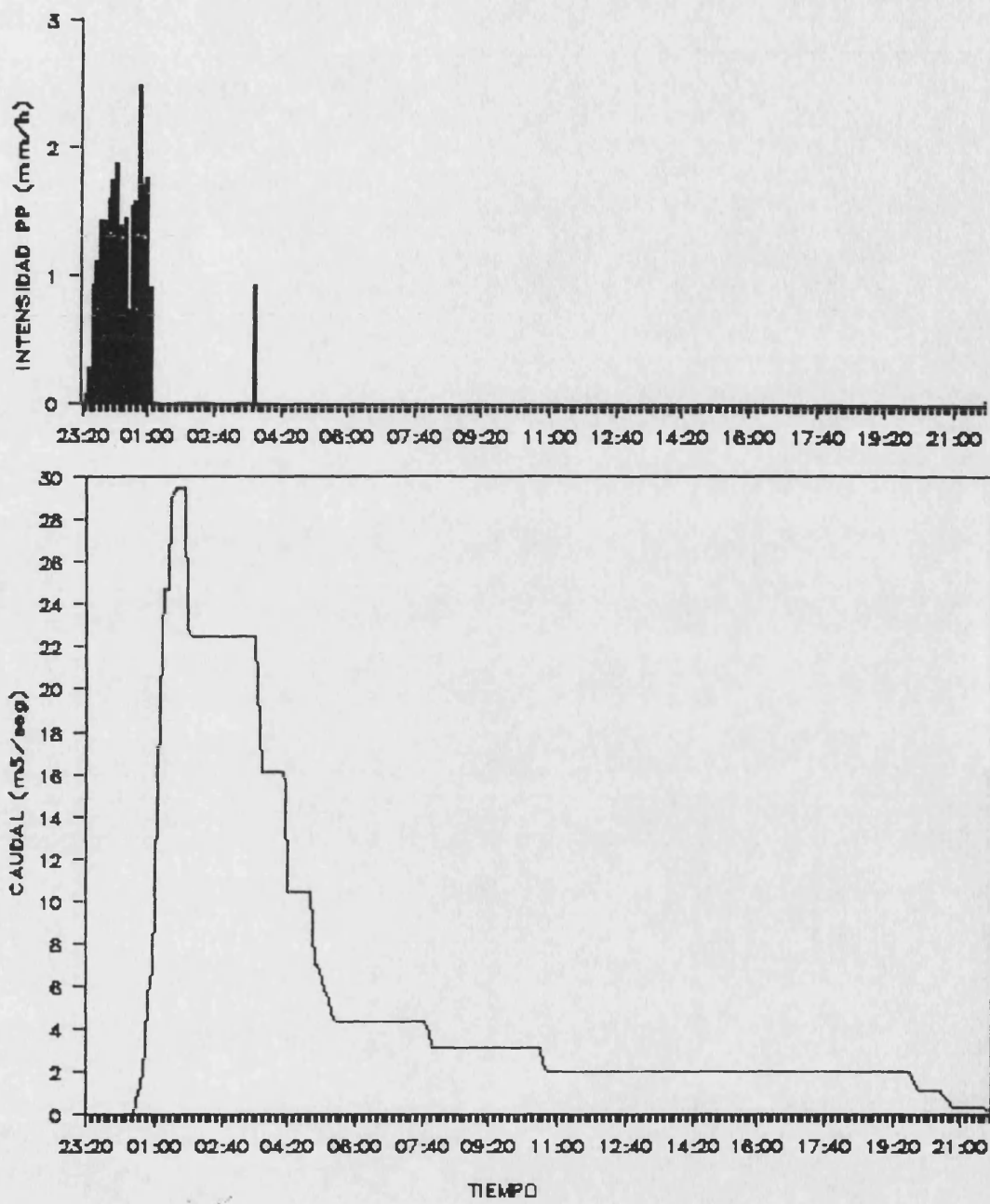
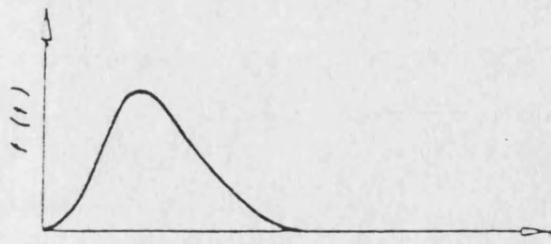
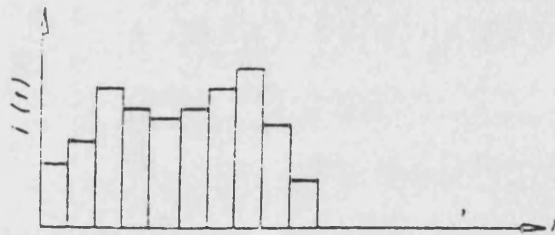


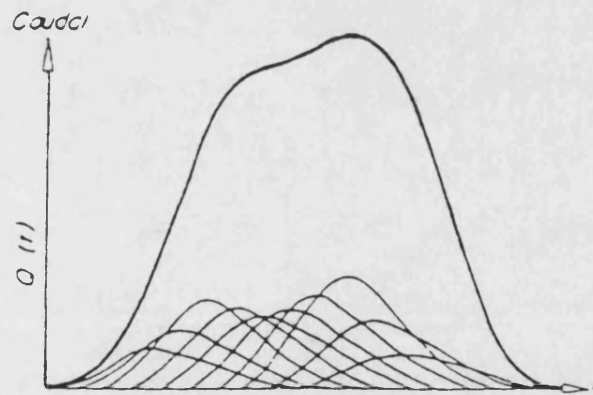
Figura 6.100. Hidrograma registrado en la cuenca de Poyo.



HIDROGRAMA UNITARIO



HIETOGRAMA DE LLUVIA NETA



HIDROGRAMA COMPUESTO PARA EL HIETOGRAMA DADO

Figura 7.1. Síntesis de un hidrograma a partir del hidrograma unitario (Fuente: MARCO y REYES, 1981).

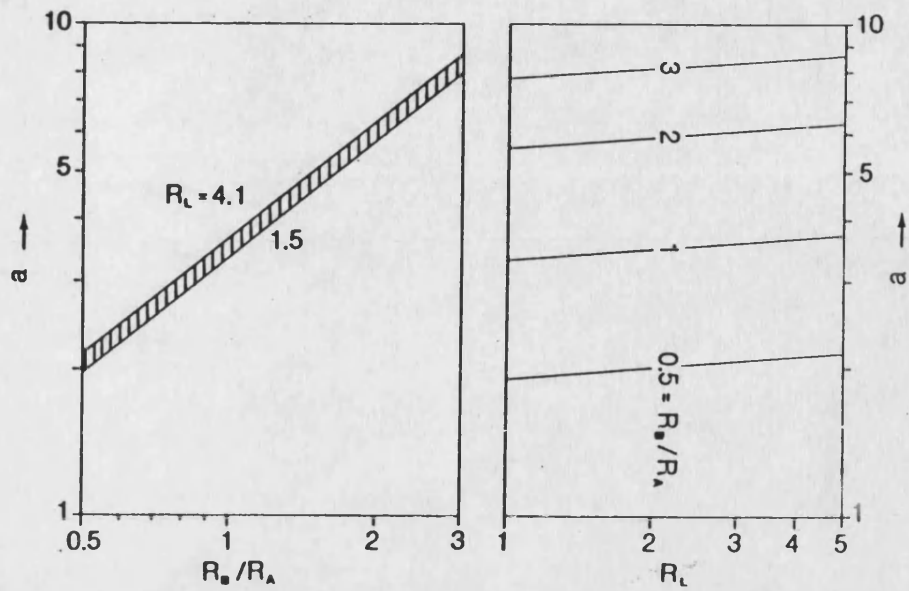


Figura 7.2. Variación del parámetro de forma del IUH debido a la geomorfología (Fuente: ROSSO y CARONI, 1987).

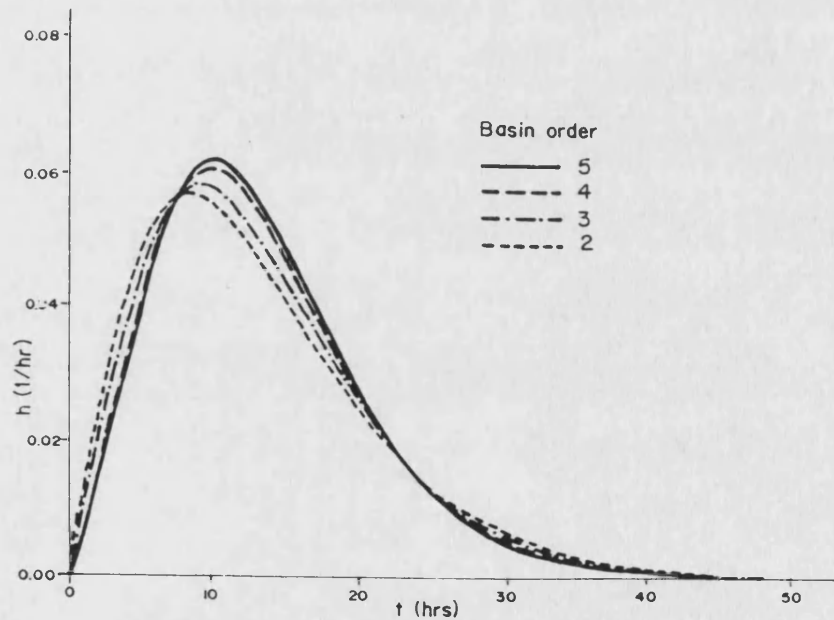


Figura 7.3. Hidrogramas unitarios derivados a partir de la reducción sucesiva del orden de la cuenca del Rio Topino (Fuente: CORRADINI et al., 1986).

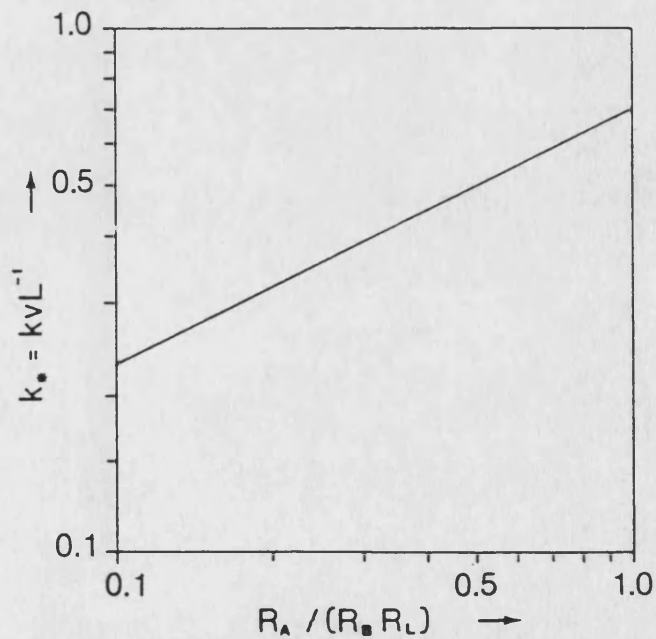


Figura 7.4. Variación del parámetro escalar del modelo de NASH a causa de la geomorfología (Fuente: ROSSO y CARONI, 1987).

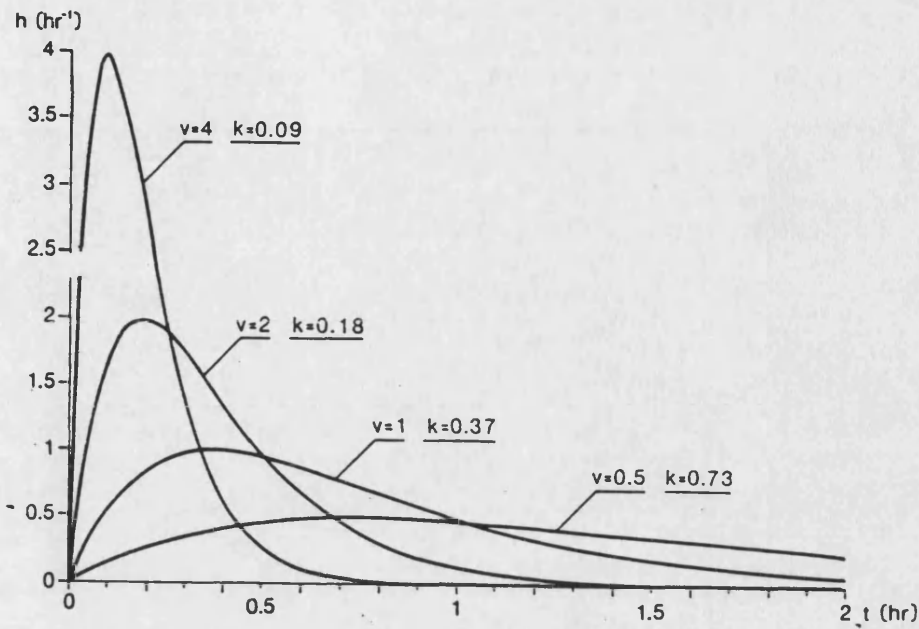


Fig. 3 - IUH for constant geomorphology ( $R_A = 5.2$ ;  $R_B = 2.5$ ;  $R_L = 3$ ;  $L_1 = 250$  m;  $\Omega = 3$ ;  $\alpha = 2.87$ ) and varying velocity.

Figura 7.5. IUH para índices morfométricos constantes y velocidad variable (Fuente: ROSSO y CARONI, 1987).

NOVIEMBRE 1988  
SIMULACIONES EN CARRAIXET

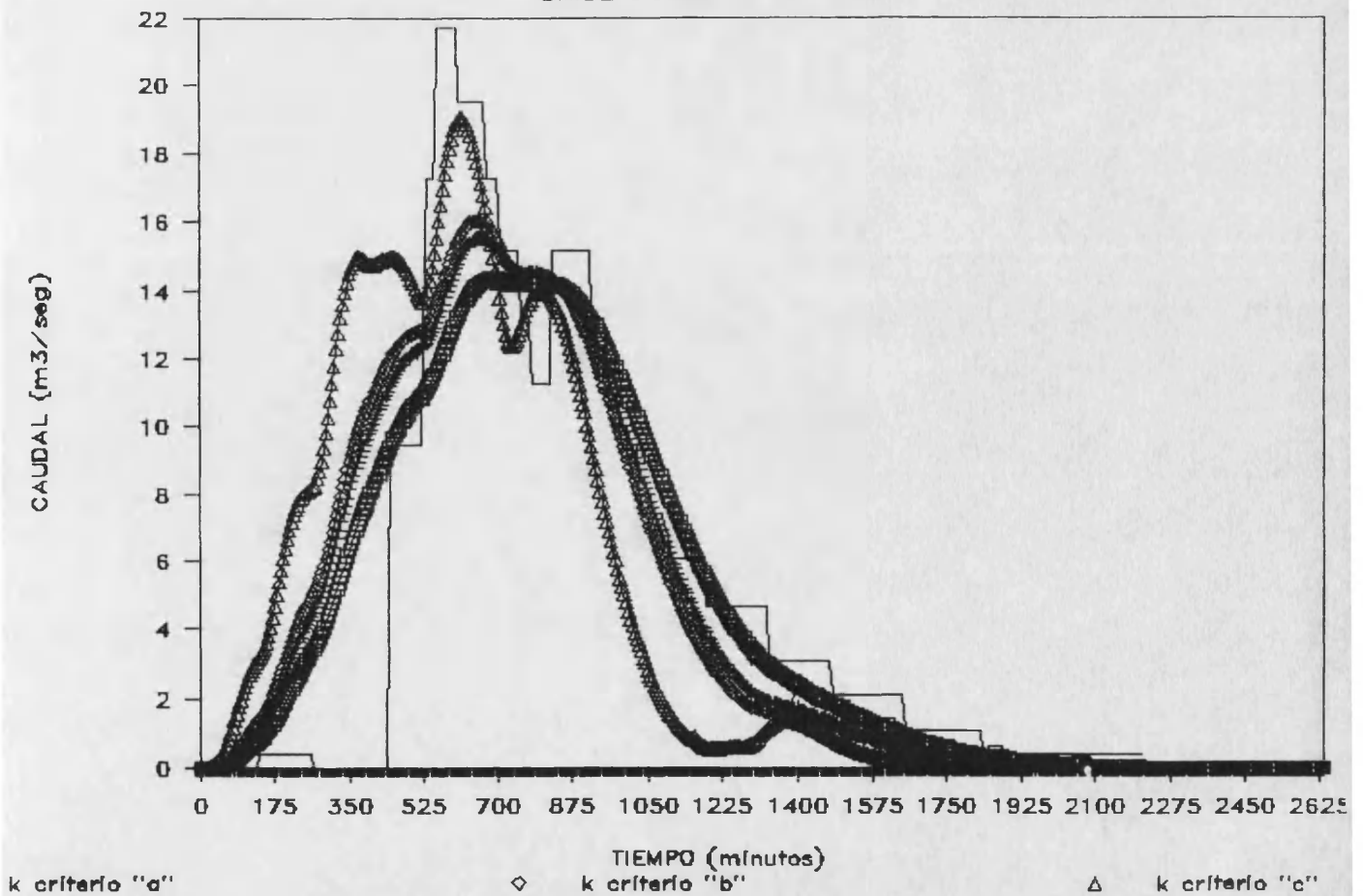


Figura 7.6. Comparación entre el hidrograma observado y los simulados según distintos valores del parámetro  $k$  para la crecida de noviembre de 1988.

# SEPTIEMBRE 1990

SIMULACIONES EN CARRAIXET

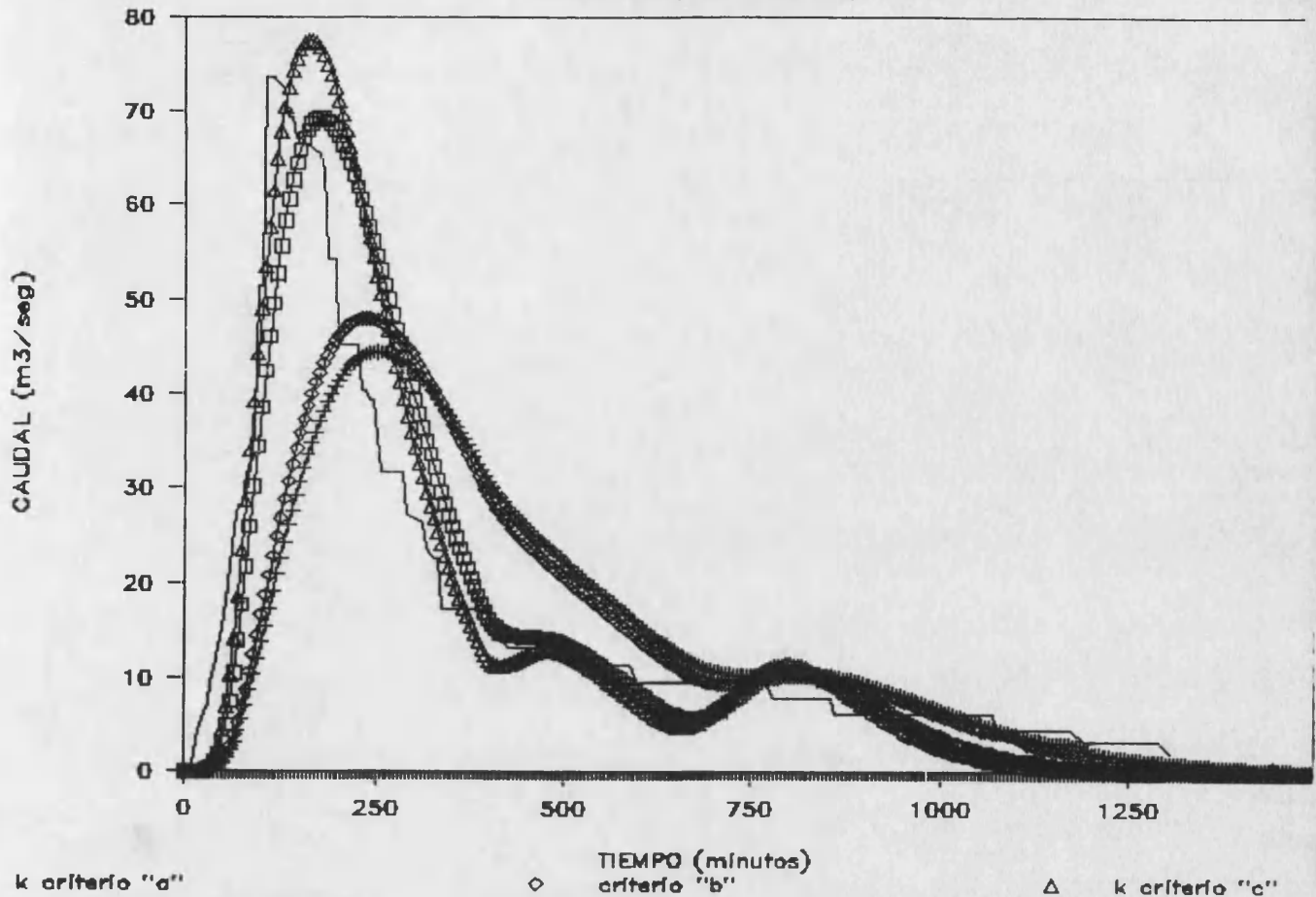


Figura 7.7. Comparación entre el hidrograma observado y los simulados según distintos valores del parámetro k para la crecida de septiembre de 1990.

# ABRIL 1991

SIMULACIONES EN CARRAIXET

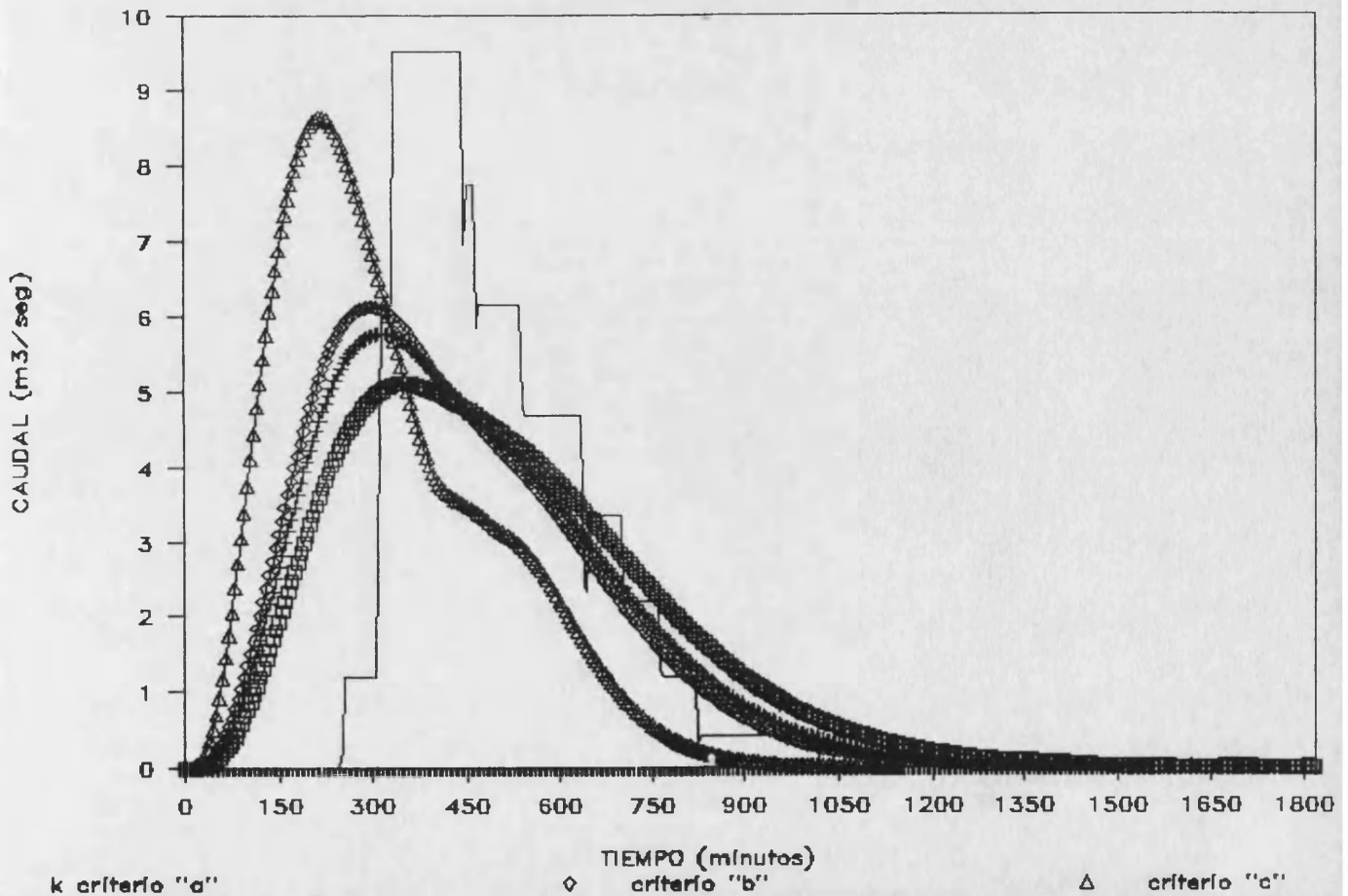
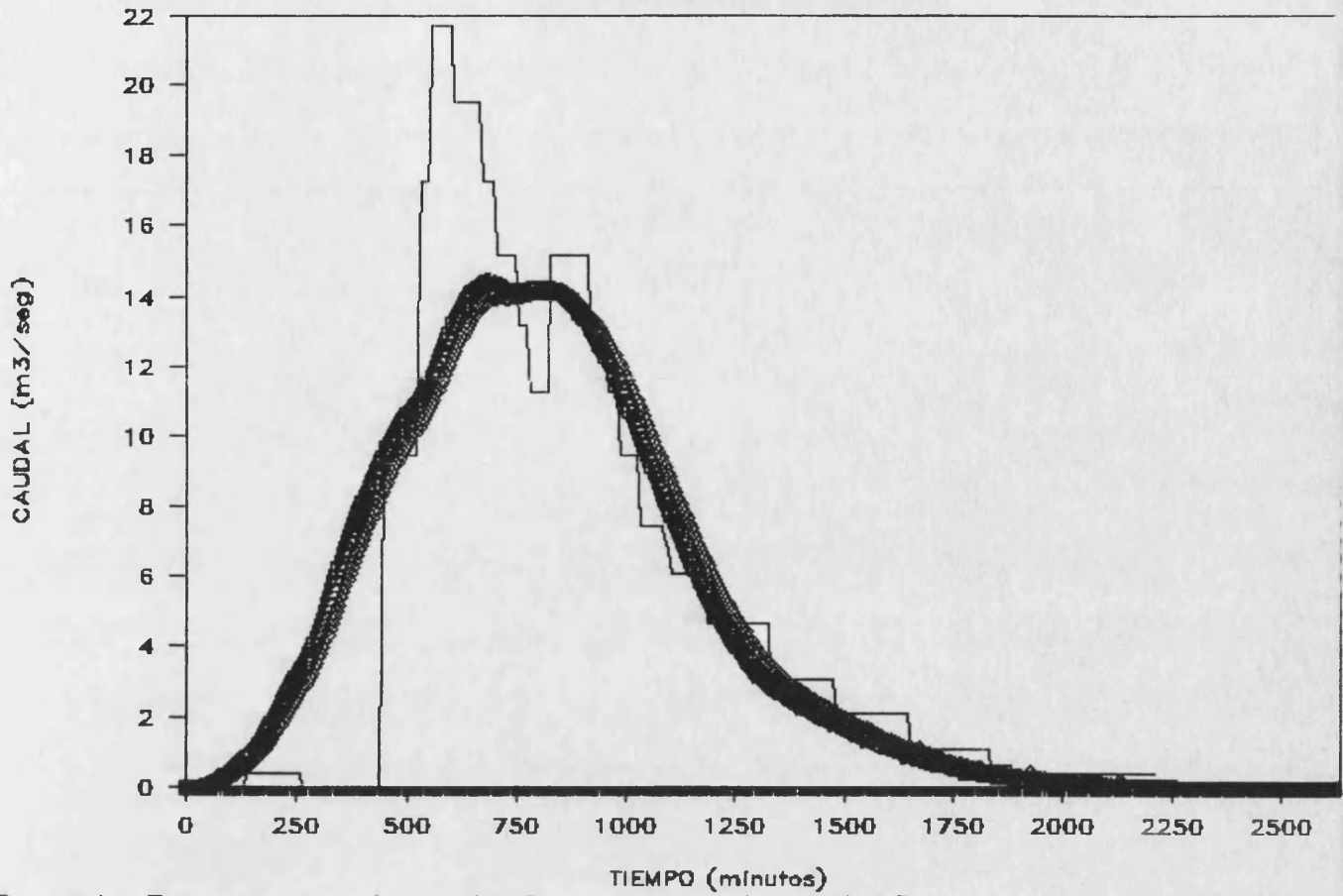


Figura 7.8. Comparación entre el hidrograma observado y los simulados según distintos valores del parámetro k para la crecida de abril de 1991.

# NOVIEMBRE 1988

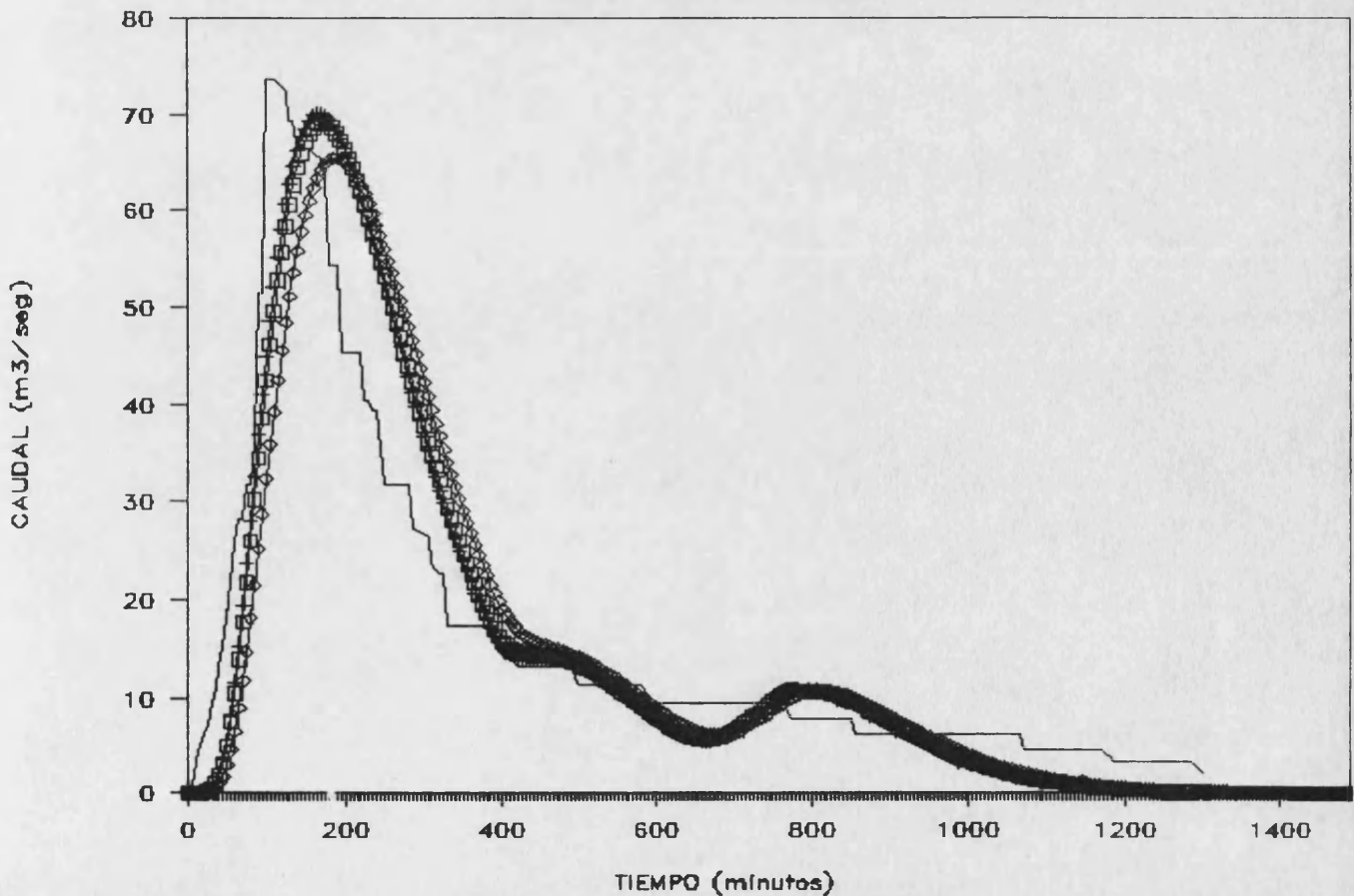
SIMULACIONES EN CARRAIXET



□ orden 7      + orden 6      ◇ orden 5      — observado  
 Figura 7.9. Hidrogramas simulados a partir del GUH variando el parámetro de forma mediante la reducción sucesiva del orden de la cuenca. Crecida de noviembre de 1988.

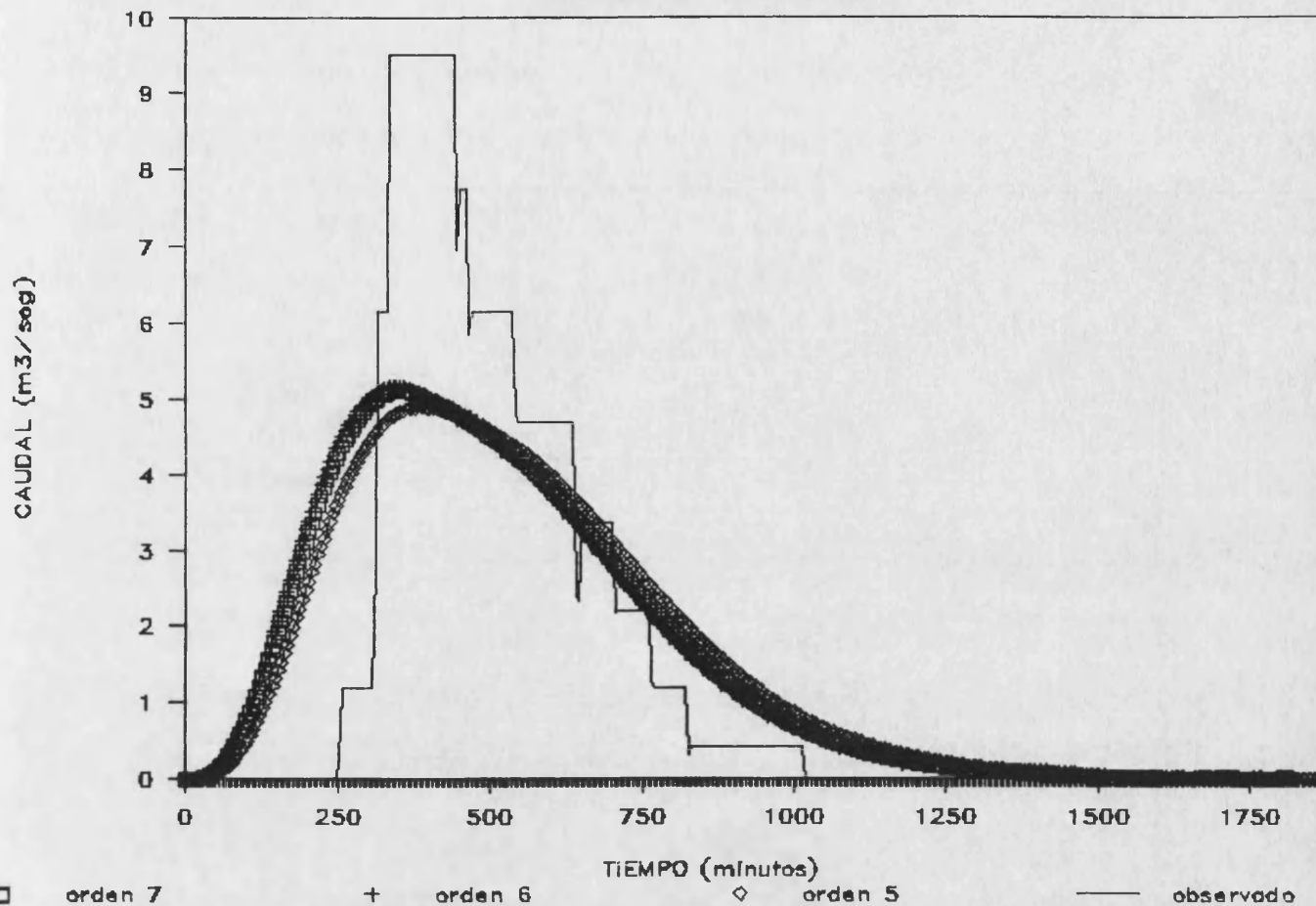
# SEPTIEMBRE 1990

SIMULACIONES EN CARRAIXET



□ orden 7      + orden 6      ◇ orden 5      — observado  
 Figura 7.10. Hidrogramas simulados a partir del GUH variando el parámetro de forma mediante la reducción sucesiva del orden de la cuenca. Crecida de septiembre de 1990.

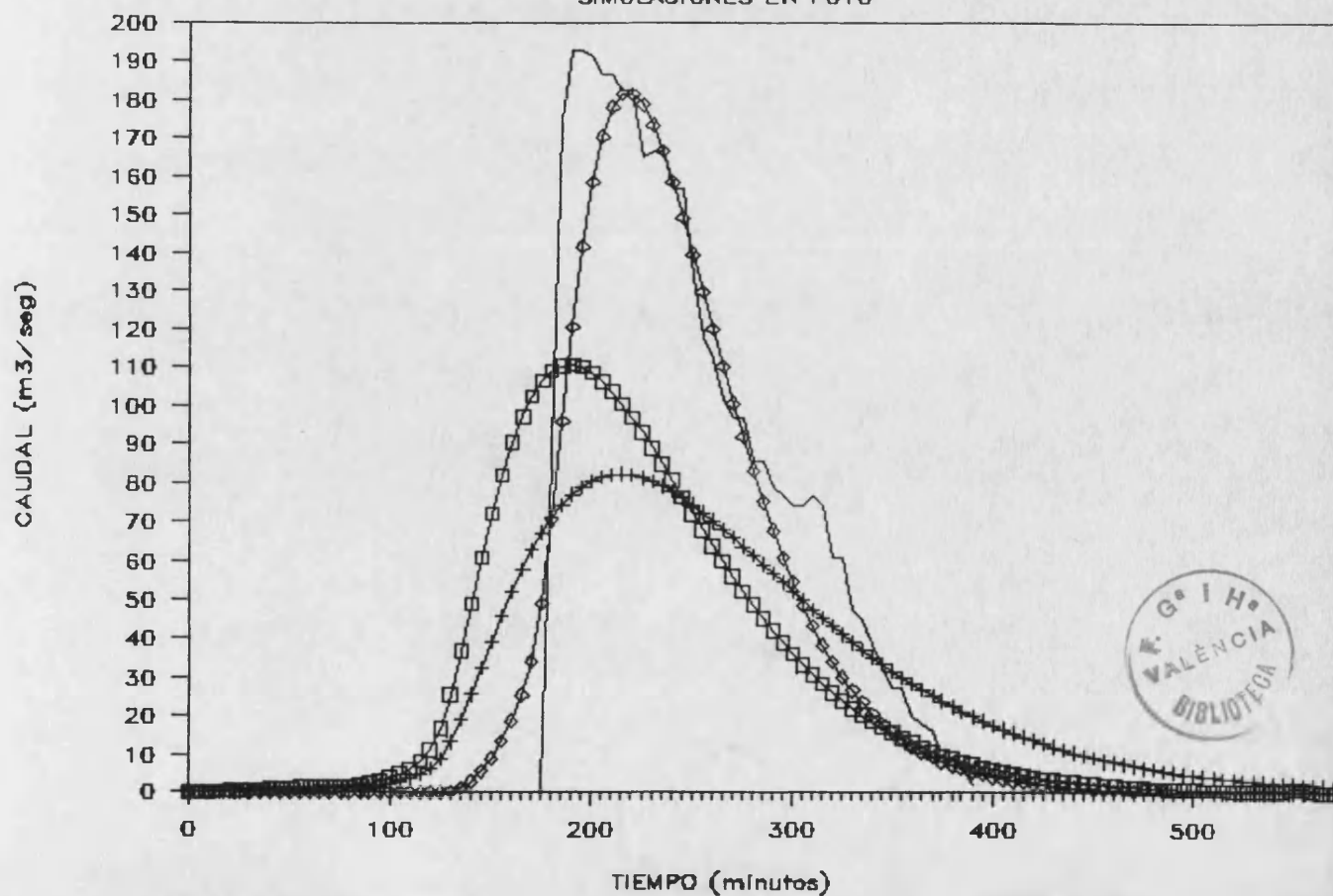
ABRIL 1991  
SIMULACIONES EN CARRAIXET



□ orden 7      + orden 6      ◇ orden 5      — observado

Figura 7.11. Hidrogramas simulados a partir del GUH variando el parámetro de forma mediante la reducción sucesiva del orden de la cuenca. Crecida de abril de 1991.

NOVIEMBRE 1988  
SIMULACIONES EN POYO



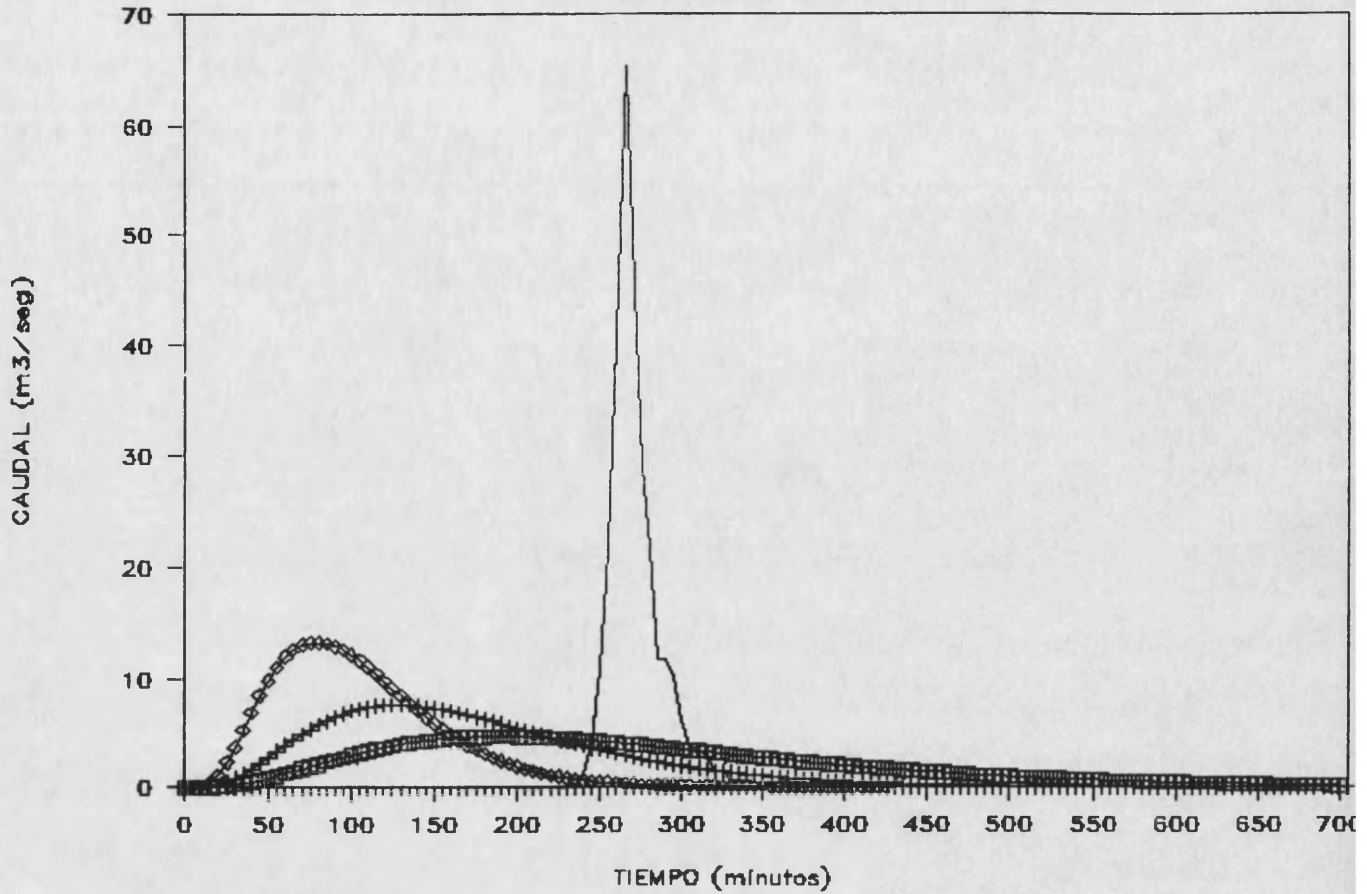
+ k criterios "a y b"      ◇ k criterio "c"

Figura 7.12. Comparación entre el hidrograma observado y los simulados según distintos valores del parámetro k para la crecida de noviembre de 1988.



# SEPTIEMBRE 1990

SIMULACIONES EN POYO



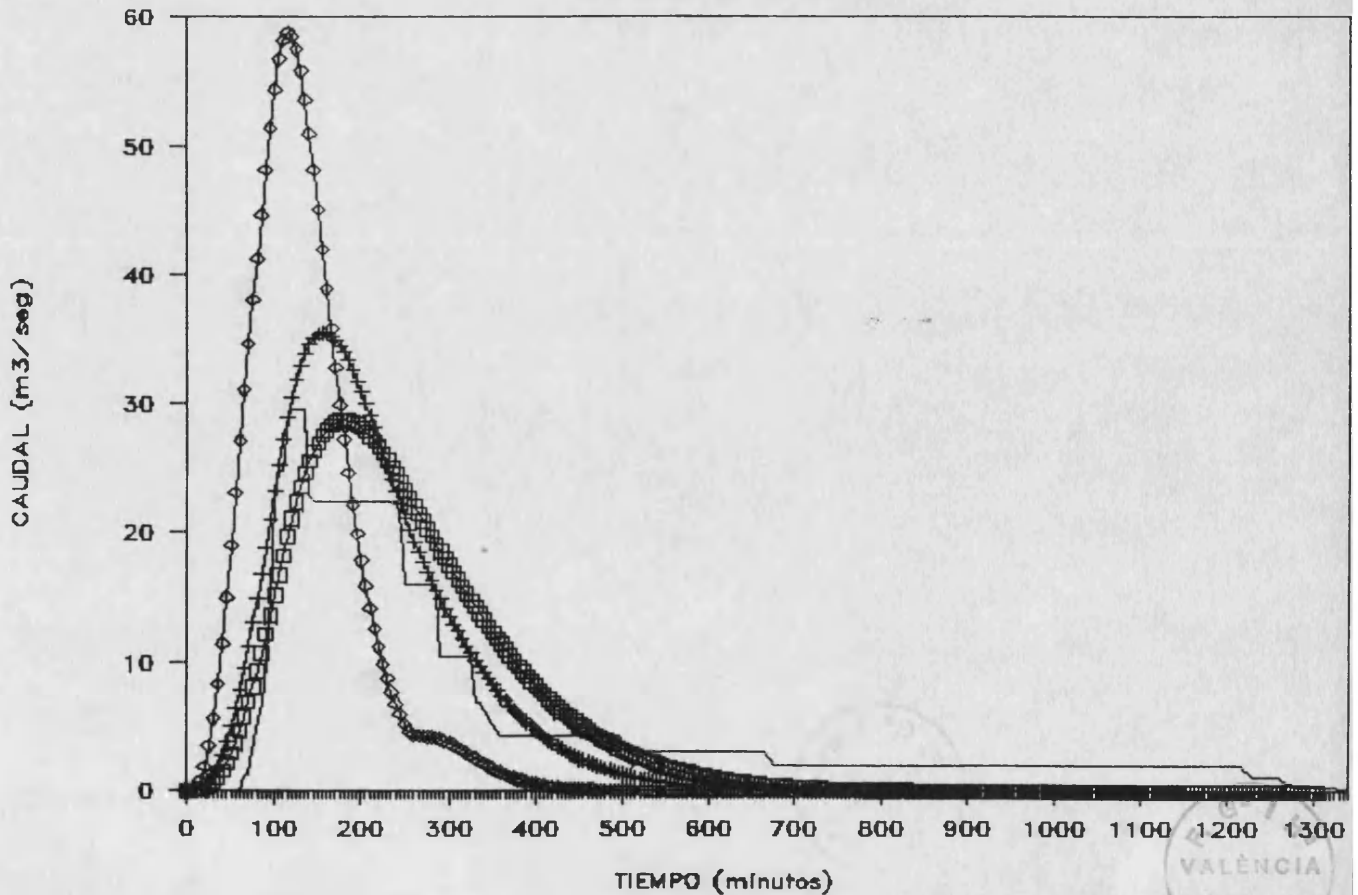
+ k criterios "a y b"

◇ k criterio "c"

Figura 7.13. Comparación entre el hidrograma observado y los simulados según distintos valores del parámetro k para la crecida de septiembre de 1990.

# ABRIL 1991

SIMULACIONES EN POYO



+ k criterios "a y b"

◇ k criterio c

Figura 7.14. Comparación entre el hidrograma observado y los simulados según distintos valores del parámetro k para la crecida de abril de 1991.