



## ESTIMACION DE CAUDALES DE CRECIDA EN PEQUEÑAS CUENCAS DE MONTAÑA: REVISIÓN METODOLÓGICA Y APLICACIÓN A LA CUENCA DE MONTARDIT (PIRINEOS CENTRALES, ESPAÑA)

*Flood discharge estimation in a small mountain stream: methodological review and application in the Montardit basin (Spanish Central Pyrenees)*

M. Rico y G. Benito

*Centro de Ciencias Medioambientales-CSIC. Serrano 115 Bis. 28006 Madrid  
e-mail: mayte@cma.csic.es*

**Resumen:** En este estudio se analiza la magnitud y frecuencia de las crecidas en una pequeña cuenca (15,2 Km<sup>2</sup>) de los Pirineos Centrales españoles (cuenca de Montardit) mediante el uso combinado de diferentes métodos basados en evidencias geológicas, históricas y datos instrumentales. De acuerdo con los datos históricos las mayores crecidas registradas en la cuenca durante el siglo XX se produjeron en 1907, 1924 y 1944. Los caudales estimados mediante técnicas de reconstrucción de paleocrecidas (7 a 46 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) y métodos hidrometeorológicos (8 a 46 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) son similares para eventos considerados de elevada frecuencia y baja magnitud. Por el contrario, las crecidas de elevada magnitud muestran una frecuencia histórica mayor que la predicha por los métodos basados en modelos hidrometeorológicos.

**Palabras clave:** Paleocrecidas; Paleohidrología; riesgos geológicos; modelos precipitación-escorrentía; cauces de montaña; Pirineos.

**Abstract:** This paper is focused on the combination of historical, palaeoflood and instrumental records applied to estimate magnitude and frequency of floods in a high-gradient, small catchment in the Spanish Central Pyrenees: the Montardit basin, 15,2 km<sup>2</sup>. Historical data corresponding to past floods occurring in the Montardit drainage basin during the 20th Century were compiled through interviews with inhabitants of villages located in the basin. The largest floods of the stream were recorded in November 1907, in August 1924 and in 1944. The results of the methods applied in this study suggest that for high-frequency, low-magnitude events there is a good correlation between peak discharges yielded by palaeoflood reconstruction (7 to 46 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) and those estimated through rainfall-runoff modelling (8 to 46 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>). In contrast, high magnitude events show a higher historical frequency than that provided by rainfall-runoff methods.

**Keywords:** Palaeofloods; Palaeohydrology; Geologic hazards; Rainfall-runoff models; Mountain streams; Spanish Pyrenees.



Rico, M. y Benito, G. (2002). Estimación de caudales de crecida en pequeñas cuencas de montaña: revisión metodológica y aplicación a la cuenca de Montardit (Pirineos Centrales, España). *Rev. C. & G.*, 16 (1-4), 127-138.

### 1. Introducción

A lo largo del siglo XX la cuenca de Montardit, situada en los Pirineos Centrales españoles, ha sufrido

reiteradas inundaciones causando daños materiales en las zonas habitadas localizadas en la parte inferior de la cuenca. En los Pirineos las inundaciones relámpago no son infrecuentes y a lo largo del

último siglo han provocado importantes pérdidas materiales y, en algunos casos como el de la cuenca de Arás en 1987, de vidas humanas. El aumento de la presión urbanística en estas regiones así como la falta de espacio disponible ha provocado el aumento de la presencia humana en áreas que hasta mediados del siglo XX se habían considerado improductivas por su ubicación en zonas con alto riesgo de inundación. La necesidad de una adecuada planificación del territorio y la toma de medidas de protección y defensa frente a las crecidas relámpago hacen indispensable la investigación de estos fenómenos. Hasta ahora las investigaciones sobre crecidas en zonas montañosas del Pirineo se han centrado fundamentalmente en el estudio de sus efectos geomorfológicos (Brú et al., 1984a; Brú et al., 1984b; Corominas y Alonso, 1990; Clotet-Perarnau et al., 1989; Gallart y Clotet-Perarnau, 1988; Gutiérrez et al., 1998; Martí Bono y Puigdefábregas, 1983; Puigdefábregas, 1983) y con menos frecuencia en las características hidrológicas de estos sucesos (Alcoverro et al., 1999; Batalla et al., 1999; Benito et al., 1998; García-Ruiz et al., 1996).

En los Pirineos las inundaciones en pequeñas cuencas (<50 km<sup>2</sup>) aparecen asociadas a intensas precipitaciones convectivas que muestran una importante variabilidad espacial y temporal, tal y como muestran los estudios realizados sobre eventos extraordinarios de lluvia ocurridos en la zona durante el siglo XX (Albentosa-Sánchez, 1983; Daumas, 1964; Elías y Ruiz, 1979; García-Ruiz et al., 1983; I.N.M., 1998). Por ello, el análisis de inundaciones requiere de una extensa red de estaciones meteorológicas que permita registrar de forma precisa la distribución espacial y temporal de este tipo de precipitaciones. Sin embargo, rara vez se dispone de redes lo suficientemente densas lo cual supone una importante limitación en la estimación y predicción de crecidas en base exclusivamente a los datos de precipitación.

En los últimos años se han desarrollado nuevas técnicas que permiten estimar los caudales punta en aquellos casos en los que la falta de datos de precipitación y/o caudales no permite aplicar los métodos hidrometeorológicos convencionales. Estas técnicas se basan en la identificación en campo de evidencias del nivel de agua preservadas tras una avenida, que junto con las características geométricas de la sección del canal son usadas en cálculos hidráulicos estándar para estimar los cau-

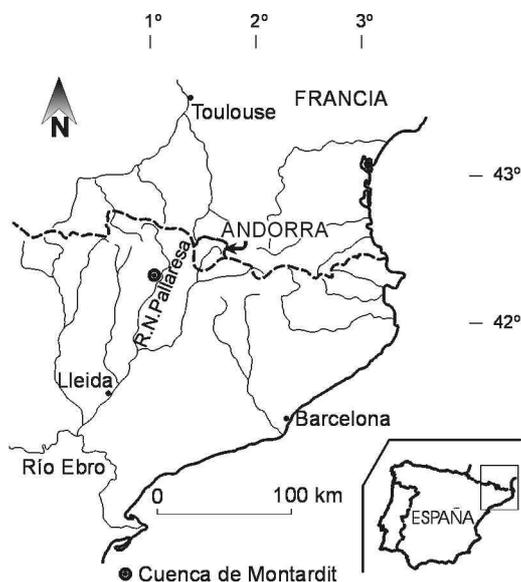


Figura 1. Situación del área de estudio.  
Figure 1. Location of the study area.

dales punta asociados a cada inundación. Una vez obtenidos los caudales correspondientes a las diferentes crecidas que han afectado a una cuenca determinada se dispone de un registro temporal de datos sobre los que realizar el análisis de frecuencia de las inundaciones. Este registro es, además, mucho más amplio que el obtenido a partir de las estaciones instrumentales de medida, por lo que proporciona resultados mucho más fiables (Stedinger & Baker, 1987). Estos métodos de reconstrucción de paleocrecidas han sido empleados con éxito por diversos investigadores (Costa, 1987; Jarrett, 1987, 1990a; House, 1991; Martínez-Goytre et al., 1994) para el estudio de inundaciones en pequeñas cuencas de montaña.

El objetivo de este trabajo es estimar la magnitud y frecuencia de las crecidas en una pequeña cuenca de los Pirineos Centrales españoles, la cuenca de Montardit, que presenta un alto riesgo de inundación debido tanto a sus características físicas como a la actividad humana que se desarrolla en ella. Los resultados obtenidos para esta cuenca se basan en la utilización de diversos métodos y fuentes de información, en la comparación de los resultados obtenidos con cada uno de los métodos y en contrastar estos resultados con la información histórica disponible. Este trabajo persigue avanzar en

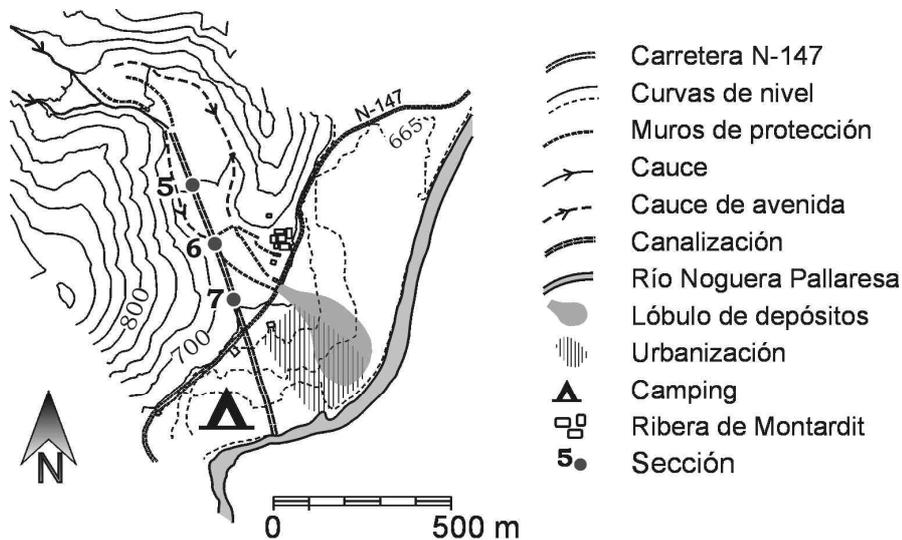


Figura 2. Topografía del tramo final y abanico aluvial del barranco de Montardit.  
 Figure 2. Topography of the final reach and alluvial fan of the Montardit mountain torrent.

el desarrollo metodológico que permite la estimación de caudales de crecida en pequeñas cuencas de montaña donde existe falta de registro foronómico y/o donde la representatividad de los datos de la red pluviométrica es cuestionable.

## 2. Área de estudio

La cuenca de Montardit está situada en el Pirineo Central español, en la cuenca alta del río Noguera Pallaresa (Figura 1). Tiene una superficie de 15,2 km<sup>2</sup> con altitudes que varían entre 2364 y 660 m y una pendiente media del 14,9 %. En su confluencia con el valle principal el barranco desarrolla un amplio abanico aluvial con una pendiente media del 1,8%.

Las partes media y alta de la cuenca están formadas por pizarras, esquistos, calizas, conglomerados y brechas del Paleozoico (Zwart, 1979). En los dos últimos kilómetros el barranco atraviesa tufitas y andesitas del Carbonífero, y yesos, margas y calizas (facies Keuper) del Triásico superior (Zwart, 1979). Estas litologías han favorecido la erosión lateral del cauce principal, dando lugar a un amplio lecho aluvial que en algunos puntos llega a alcanzar 230 m de anchura (Figuras 2 y 3). Este último tramo se comporta desde el punto de vista sedimentario como un medio de transición entre el

barranco y el abanico aluvial. El relleno aluvial en este tramo está formado por sedimentos groseros, generados por una dinámica torrencial, que aparecen cubiertos por sedimentos finos que presentan una potencia variable (0,35-1,45 m).

Entre 1925 y 1929 se construyó un canal de 900 m de longitud (Figuras 2 y 3) con el fin de evitar los frecuentes desbordamientos del cauce durante las crecidas y proteger de las aguas de inundación a la población de Ribera de Montardit, los campos de cultivo y la carretera que cruza sobre su abanico aluvial (División Hidrológico-Forestal, 1<sup>a</sup>, 1925). Durante los años siguientes a su construcción el canal fue periódicamente limpiado de sedimentos y vegetación. Sin embargo, estos trabajos de mantenimiento fueron completamente abandonados a partir los años 40. En la actualidad, como consecuencia de la dinámica natural del barranco, muchos tramos del canal se encuentran parcialmente rellenos de sedimentos (Figura 5). En algunos puntos la vegetación ha colonizado los depósitos reduciendo significativamente la sección del canal y con ello su capacidad de transporte. Por otro lado, el proyecto de canalización se realizó partiendo de las dos mayores crecidas del barranco ocurridas durante los 20 años previos a la elaboración del proyecto. La falta de mantenimiento y los pocos datos en que se basaron los cálculos dieron

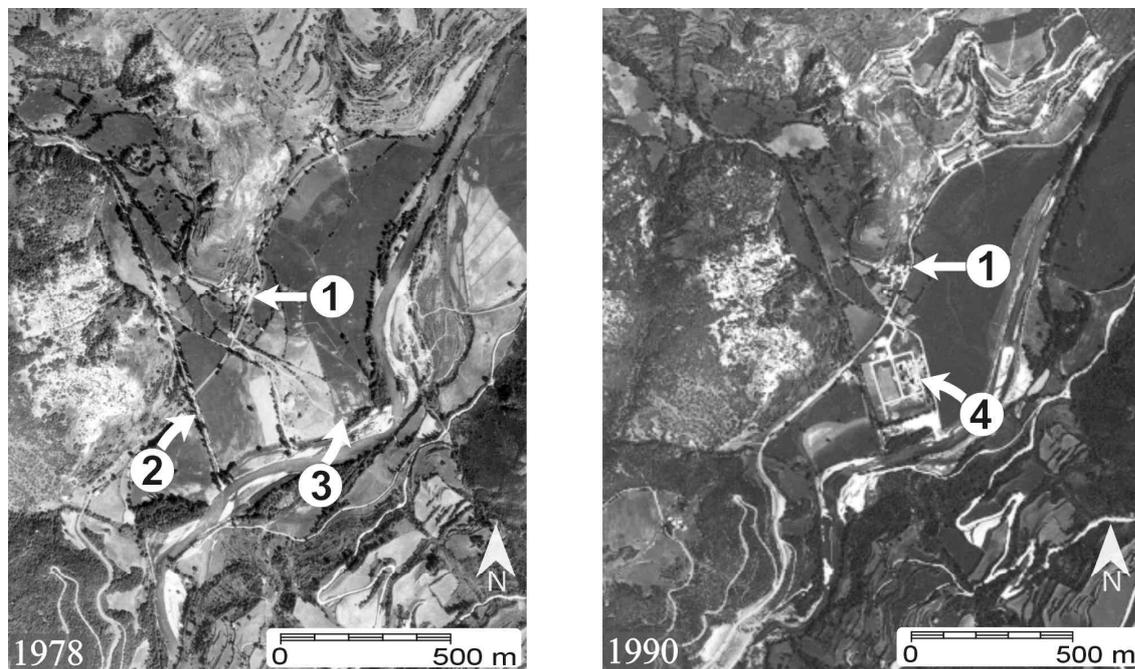


Figura 3. Fotografías aéreas (años 1978 y 1990) del tramo final del barranco y abanico aluvial de Montardit. En la fotografía de la izquierda (1978) se observa (1) el pueblo de Ribera de Montardit, la canalización del barranco (2) y el lóbulo de sedimentos depositado durante la inundación de 1944 (3); en la fotografía de la derecha se puede ver, además, la urbanización situada parcialmente sobre el lóbulo (4).

Figure 3. Aerial photograph (1978 and 1990) of the final reach and alluvial fan of the Montardit stream. The photo on the left (1978) shows (1) the village of Ribera de Montardit, (2) the canal and (3) the 1944 depositional lobe; the photo on the right also shows the housing complex located on part of the depositional lobe (4).

lugar a un incorrecto dimensionado de la estructura, lo cual quedó en evidencia durante el episodio de 1944 que fue la última crecida importante ocurrida en la cuenca.

### 3. Metodología

Se ha recopilado toda la información existente referida a las inundaciones ocurridas en la cuenca de Montardit a lo largo del siglo XX. A partir del estudio de la documentación gráfica y el trabajo realizado en campo se han elaborado una serie de mapas temáticos de la cuenca. Con todos estos datos y las series de precipitación disponibles se han aplicado tres metodologías: dos basadas en registros instrumentales, el método racional modificado (MRM) y el método del hidrograma unitario (UHM), y un tercer método basado en la reconstrucción de paleocrecidas.

#### 3.1. Datos históricos

Se ha revisado la documentación escrita disponible (documentos oficiales y crónicas locales) para el río Noguera Pallaresa en el tramo en el que se encuentra la cuenca de Montardit. A partir de esta documentación se han recopilado las siguientes inundaciones históricas en la cuenca del río Noguera Pallaresa en esta zona: 1348, Enero de 1433, otoño de 1436, 1617, 1637, 1753, 1853, 1894, Octubre de 1907, Octubre de 1937, Agosto 1963, Noviembre de 1963, Noviembre de 1967, Abril de 1971, Noviembre de 1982, Septiembre de 1983 y Noviembre de 1984 (Coy y Cotonat, 1906; Comisión Técnica de Inundaciones, 1985). Según el testimonio de los habitantes de los pueblos situados en las cercanías del barranco de Montardit, en ninguna de las inundaciones importantes ocurridas durante el siglo XX en el río Noguera Pallaresa se produjeron daños de relevancia en la cuenca de Montardit.

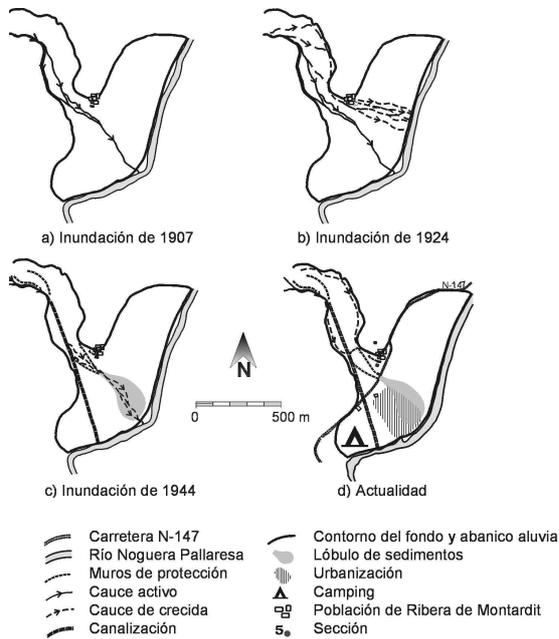


Figura 4. Esquema del tramo final y abanico aluvial de Montardit en el que se muestra las tres inundaciones históricas más relevantes del siglo XX (a, b y c) y la situación actual (d).  
 Figure 4. Diagram of the final reach and alluvial fan of the Montardit stream showing the three most important floods during the 20th century (a, b and c) and the current situation.

Cuando las inundaciones tienen una incidencia local y ocurren en zonas alejadas de poblaciones importantes estos eventos no quedan reflejados en los textos históricos, siendo necesario recurrir a la memoria histórica de los habitantes de las poblaciones próximas a las zonas de estudio. Este es el caso de la cuenca de Montardit donde los datos, recogidos a través de entrevistas personales, reflejan la experiencia directa de los lugareños, o bien se trata de experiencias vividas por la generación anterior que han pasado por tradición oral de padres a hijos. Este método proporciona un registro detallado de las mayores inundaciones que han tenido lugar durante el siglo XX en la cuenca objeto de estudio y las áreas afectadas por éstas. La primera referencia a una crecida del barranco de Montardit es de Noviembre de 1907 (Figura 4a). En Agosto de 1924 (Figura 4b) una inundación provocó el desbordamiento de cauce, las aguas fluyeron hacia la zona norte del tramo con relleno alu-



Figura 5. Vista del tramo canalizado donde se observa el relleno parcial de sedimentos y la vegetación que lo ha colonizado.  
 Figure 5. View of the canal showing the partial infill of sediments and colonised vegetation.

vial situado aguas arriba del abanico aluvial e inundaron la población de Montardit, llegando el agua a alcanzar en algunas casas una altura de dos metros. En 1929 se completaron las obras de canalización del cauce del barranco y, tras su finalización tan sólo se ha registrado una crecida importante, en 1944, que causó muchos daños en toda la zona. Durante la inundación de 1944 (Figura 4c) la fuerza de las aguas y el material transportado rompió el muro de contención lateral de la canalización, el agua recuperó el cauce natural previo a la construcción del canal invadiendo los campos de cultivo que encontró a su paso. El material transportado se depositó en las zonas media y distal del abanico formando el lóbulo de bloques y gravas (Figuras 4c y 4d) que se observa en las fotografías aéreas de 1957 y 1978 (Figura 3). Es interesante reseñar que el evento de 1944 fue causado por una tormenta local que no quedó registrada en las estaciones meteorológicas próximas a la cuenca.

El trabajo se ha completado con el análisis de los documentos gráficos disponibles para la cuenca, fotografías aéreas y mapas históricos, y con la identificación en campo de las diferentes morfologías asociadas a la dinámica del barranco. Dicho análisis nos ha permitido reconstruir los cambios ocurridos en el cauce del barranco a lo largo del siglo XX e identificar las áreas afectadas por las diferentes

inundaciones. La figura 4 muestra una síntesis de toda la información recopilada. En las fotografías aéreas (1957, 1978 y 1990) se observa el sistema de protección de muros contra avenidas construido por los habitantes de la zona, y el lóbulo de depósitos que dejó la inundación de 1944 (Figura 3). Al norte y sur de este lóbulo la superficie del abanico aparece cubierta por campos de cultivo en todos los documentos gráficos consultados, no reconociéndose actividad sedimentológica posterior a 1957. A finales de 1990 se comenzó a construir una urbanización sobre el abanico aluvial, ocupando la zona más recientemente activa del abanico (Figuras 2 y 3). Actualmente hay un camping situado en los campos más al sur del abanico que queda delimitado al oeste por la canalización construida sobre el barranco de Montardit, al noreste por la carretera N-147 y al sur por el río Noguera Pallaresa y un pequeño torrente (Figuras 2 y 3).

### 3.2. Reconstrucción de paleocrecidas

Los métodos de reconstrucción de paleocrecidas se basan en la identificación en campo de indicadores de altura de agua durante la inundación que, junto con las características geométricas de la sección del canal, son usados en cálculos hidráulicos estándar para estimar los picos de caudal. En este trabajo se han aplicado dos métodos de cálculo, según las condiciones hidráulicas del tramo a estudiar: (1) el método del calado crítico (*critical-depth method*) en aquellas secciones que presentan un cambio abrupto en la pendiente y, por tanto, se asume que en ellas se producen condiciones de flujo crítico durante las inundaciones, y (2) la ecuación de Manning usando la aproximación propuesta por Jarrett (1984, 1985) para estimar el coeficiente de rugosidad en cauces de montaña de alto gradiente. En el presente trabajo estas ecuaciones se han aplicado en secciones con rangos de pendiente entre 0,028 y 0,046 ( $\text{m m}^{-1}$ ).

El método más preciso de estimación de caudales punta en cauces con pendientes altas ( $> 0,002 \text{ m m}^{-1}$ ) es el método de calado crítico (Jarrett, 1987). Este método se basa en las características del flujo crítico (Chow, 1959) y requiere de la selección previa en campo de aquellas secciones en las cuales se cumplen las condiciones de flujo crítico durante una inundación dada. Sin embargo, presenta la ven-

taja de no depender de la estimación arbitraria de variables tales como rugosidad o pendiente (O'Connor & Costa, 1993; Benito et al., 1998). En cauces de sección no rectangular, la velocidad crítica ( $V_c$ ) se define como la raíz cuadrada del calado crítico ( $y_c$ ) multiplicado por la aceleración de la gravedad ( $g = 9,8 \text{ m s}^{-2}$ ). El caudal ( $Q$ ) que circula a través de la sección es calculado usando la ecuación:  $Q = A_c V_c$  ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), donde  $A_c$  es el área de la sección.

A partir de los datos empíricos de numerosos cauces con pendientes superiores a  $0,002 \text{ m m}^{-1}$ , Jarrett (1984, 1985, 1987) ha desarrollado una ecuación que permite predecir el valor de  $n$  usando el gradiente de energía  $S$  ( $\text{m m}^{-1}$ ) y el radio hidráulico  $R$  en metros,  $n = 0,32R^{0,38}S^{-0,16}$ . Así la ecuación de Manning puede ser reformulada para calcular la velocidad del flujo y el caudal en cauces naturales con pendientes altas adquiriendo la siguiente forma:

$$(1) \quad V = 3,17R^{0,83}S^{0,12}$$

$$(2) \quad Q = 3,17AR^{0,83}S^{0,12}$$

donde  $V$  es la velocidad media del flujo ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $Q$  el caudal punta ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ),  $A$  el área de la sección mojada ( $\text{m}^2$ ). El gradiente de energía puede ser sustituido por la pendiente de la superficie del agua o la pendiente del lecho siempre y cuando el canal sea relativamente uniforme (Jarrett, 1990b). En este trabajo los cálculos se han realizado utilizando la pendiente del lecho.

Para la cuenca de Montardit se han seleccionado y estudiado siete secciones a lo largo del cauce del barranco (Figura 6) en las cuales se han identificado en campo indicadores de nivel de flujo durante las avenidas. Estos indicadores pueden ser señalar bien la altura que alcanzó el flujo durante la crecida (HWM o '*high-water marks*'), bien la altura mínima del agua durante el caudal punta (PSI o '*palaestage indicators*') asociado a una avenida. Las cuatro primeras (1-4) se han escogido por su geometría relativamente estable y por su localización aguas arriba de un salto de agua, situación en la que se asume que el flujo circula en crítico durante las crecidas. Los HWM más frecuentes en estas secciones son pequeñas acumulaciones de

restos vegetales, que se depositan muy cerca de la superficie del agua durante los momentos de caudal máximo. Estos *debris* o acumulaciones pueden conservarse hasta dos o tres décadas en el lugar en el cual fueron depositados. Los PSI encontrados han sido marcas de impacto en troncos de árboles, y barras de gravas que indican el nivel mínimo alcanzado por las aguas durante una inundación. Estos indicadores tienen una preservación potencial que supera los 100 años.

Las restantes secciones (5-7) están situadas en la parte más baja de la cuenca (Figura 2) y fueron seleccionadas por su alto riesgo de desbordamiento y, en el caso de la sección 6, también por estar situada en el tramo que desbordó durante la inundación de 1944. En estos tramos se han estimado el caudal punta para los indicadores de paleonivel encontrados (sección 7) y los caudales a canal lleno que nos indicará del caudal máximo que podría circular por la canalización sin producir su desbordamiento. Para ello se han usando dos métodos de estimación de caudales: la ecuación de Manning, según la modificación propuesta por Jarrett (1984, 1985) para cauces de alto gradiente (Ecs. (1) y (2)), y la ecuación de flujo crítico. Por otro lado, las secciones 5 a 7 se encuentran situadas en tramos del canal parcialmente rellenos por sedimentos y la vegetación que ha crecido en ellos, con una capacidad inferior a la que tenían en 1929 y, por tanto, presentan un riesgo alto de desbordamiento durante una crecida. Por esta razón para cada sección se han considerado dos situaciones posibles: (1) el caudal máximo que puede pasar a través del canal limpio, sin depósitos, y (2) el caudal máximo que circularía en las condiciones actuales de la canalización, es decir, con relleno parcial de sedimentos y vegetación.

### 3.3. Métodos hidrometeorológicos

Se han aplicado dos métodos basados en la modelización del proceso lluvia-escorrentía: (1) el método racional (RM) que proporciona el caudal punta para diferentes periodos de retorno y (2) el método del hidrograma unitario (UHM) que permite además la completa reconstrucción del hidrograma.

El método racional aplicado en este trabajo sigue la formulación propuesta por Témez (1987, 1991) adaptada para las condiciones climáticas de

España. Este método, ampliamente usado en España, es conocido como método racional modificado (MRM) y permite estimar de forma sencilla caudales punta en cuencas de drenaje naturales con áreas superiores a 3000 km<sup>2</sup> y con tiempos de concentración (*T<sub>c</sub>*) de entre 0,25 y 24 horas (Témez, 1991; MOPU, 1990). La fórmula propuesta por Témez para estimar el caudal punta con el MRM es:

$$(3) \quad Q = (I/3,6) CIAK$$

donde  $Q$  (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) es el caudal punta,  $I$  (mm h<sup>-1</sup>) la máxima intensidad media para un intervalo de duración igual al tiempo de concentración,  $C$  el coeficiente de escorrentía para el intervalo en el que se produce  $I$ ,  $A$  el área de la cuenca de drenaje (km<sup>2</sup>) y  $K$  el coeficiente de uniformidad. La formulación necesaria para estimar todos estos parámetros puede encontrarse en Ferrer (1993) y MOPU (1990). El tiempo característico recomendado es el tiempo de concentración (*T<sub>c</sub>*).

Los análisis pluviométricos se han realizado a partir de los valores máximos anuales de lluvia recogida en 24 horas en las 11 estaciones pluviométricas más cercanas a la cuenca (Figura 6). Para el análisis estadístico de las series de precipitación se ha utilizado una ley de distribución de dos parámetros, SQRT-ETmax (SQRT-Exponential Type Distribution of Maximum). Los parámetros se han estimado usando el método de máxima verosimilitud (ML). Para periodos de retorno altos este método proporciona resultados más realistas y conservadores que otras leyes de distribución de dos parámetros como Gumbel (Ferrer, 1993). El factor reductor por área ( $K_A$ ) ha sido estimado de acuerdo con la ecuación:  $K_A = 1 - (\text{Log}_{10} A/15)$  (Témez, 1991), donde  $A$  es el área de la cuenca (km<sup>2</sup>), y para el que se ha obtenido el valor de 0,92. La precipitación areal ( $P_A$ ) ha sido calculada usando el método de los polígonos de Thiessen (Thiessen & Alter, 1911).

Para estimar el volumen de lluvia que pasa a generar escorrentía superficial el método racional modificado define el parámetro umbral de escorrentía ( $P_o$ ). Este parámetro se relaciona con el número de curva (*CN*), tal y como fue propuesto por el SCS (U.S. Soil Conservation Service, 1972), a través de la ecuación:  $CN = 1000 / (10 + 0,2 P_o)$ . El valor del parámetro umbral de escorrentía,  $P_o$ , al

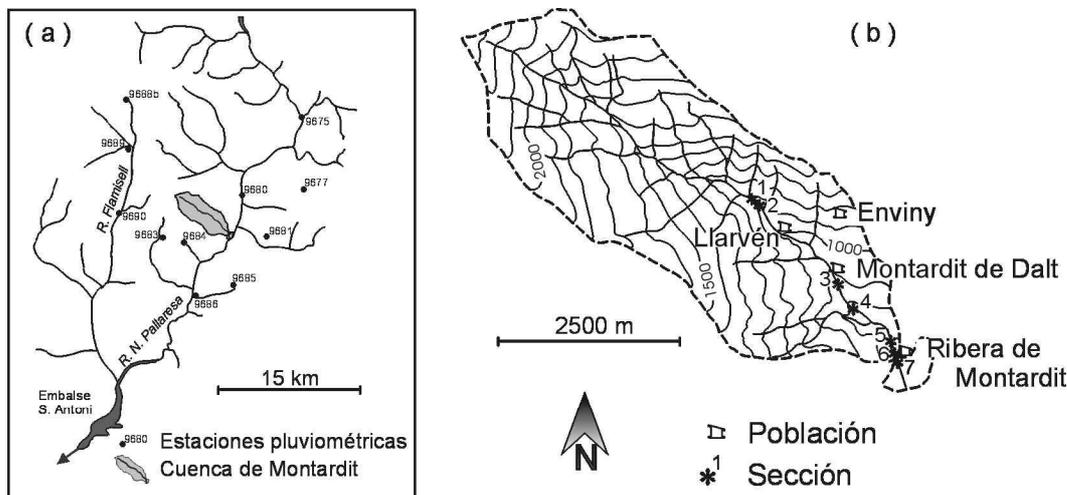


Figura 6. (a) Mapa de situación de las 11 estaciones pluviométricas utilizadas; (b) cuenca de Montardit y localización de las secciones estudiadas.

Figure 6. (a) Location map of the 11 precipitation gauges used in this study; (b) detailed map of the Montardit catchment illustrating the location of the cross-sections.

igual que el CN, es función de algunas características físicas de la cuenca y, por ello, para su estimación se han realizado diversos mapas siguiendo las diferentes categorías de uso del suelo, pendiente y características hidrológicas establecidas para el cálculo del CN (U.S. Soil Conservation Service, 1972). Los mapas se han elaborado utilizando fotografías aéreas 1:22.000 y 1:33.000, ortofotos 1:25.000 y mapas de usos del suelo a escala 1:250.000, y se han completado con el trabajo de campo. En España, es necesario aplicar un coeficiente de corrección al umbral de escorrentía con el fin de adaptarlo a las características climáticas de la zona de estudio y que ha sido regionalizado a escala nacional (Témez, 1991). Estos coeficientes reflejan la variación de las condiciones de humedad del suelo previas a la precipitación generadora de la inundación que en la zona del Pirineo en la que se encuentra la cuenca de Montardit adquiere el valor de 1,8 (Témez, 1991). Tras aplicar el factor de corrección el umbral de escorrentía resultante es de 26,2 mm.

El método del hidrograma unitario se ha aplicado sobre un modelo de cuenca agregado, ya que la cuenca no presenta subdivisiones importantes. Como los datos de precipitación proceden de estaciones que registran una única medida cada 24

horas, no disponemos de datos para definir una tormenta histórica. Por esta razón ha sido necesario obtener hietogramas sintéticos a partir de las curvas intensidad-duración que han sido aplicados en ambos métodos (MRM y UHM). El tiempo característico usado para el UHM es el tiempo de desfase de punta ( $T_{dp}$ ) que se ha calculado siguiendo la fórmula propuesta por el SCS para pequeñas cuencas en las que domina el flujo en ladera (*land-flow*). La transformación del hietograma en hidrograma se ha realizado con el programa HEC-1 desarrollado por el U.S. Army Corps of Engineers (1990).

#### 4. Resultados y conclusiones

Las tablas 1 y 2 recogen los resultados obtenidos con los diferentes métodos aplicados. Los caudales estimados en las secciones 1 a 4 para los distintos indicadores de nivel, HWM y PSI oscilan entre 7 y 46  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  y corresponden a las crecidas ocurridas en las últimas décadas. Estos resultados son muy similares a los obtenidos a partir de los datos de precipitación para periodos de retorno de 2 a 25 años. El caudal más alto, 112  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ , fue obtenido en la sección 3 usando una marca de

Tabla 1. Parámetros hidráulicos medidos y estimados para los diversos indicadores de altura de agua durante las crecidas encontrados en las diferentes secciones estudiadas.

Table 1. Measured and estimated hydraulic parameters for the several PSI and HWM obtained at the different cross-sections studied.

Sección	Indicador*	Método**	A (m <sup>2</sup> )	R (m m <sup>-1</sup> )	S (m s <sup>-1</sup> )	Vc*** (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Qc	n (m s <sup>-1</sup> )	V**** (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Q
1	HWM	CF	14,4	0,58	0,075	4,2	60	----	----	----
	HWM	CF	23,6	0,87	0,075	4,6	108	----	----	----
2	HWM	CF	7,6	0,84	0,152	4,1	31	----	----	----
	HWM	CF	5,7	0,72	0,152	3,8	21	----	----	----
3	HWM	CF	9,5	0,45	0,123	3,3	31	----	----	----
	HWM	CF	5,4	0,28	0,123	2,9	16	----	----	----
	HWM	CF	2,6	0,37	0,123	2,5	7	----	----	----
3	PSI	CF	9,5	0,45	0,123	3,3	31	----	----	----
	HWM	CF	13,1	0,60	0,123	3,5	46	----	----	----
	PSI	CF	26,0	1,12	0,123	4,3	112	----	----	----
	HWM	CF	2,6	0,33	0,144	2,5	7	----	----	----
4	HWM	CF	6,6	0,72	0,144	3,4	22	----	----	----
	HWM	CF	6,6	0,72	0,144	3,4	22	----	----	----
5	B (1)	CF/M	19,1	1,36	0,046	5,2	99	0,095	2,8	54
	B (2)	CF/M	24,4	1,70	0,046	5,2	127	0,091	3,4	83
6	B (1)	CF/M	12,7	1,14	0,046	4,6	59	0,097	2,4	31
	B (2)	CF/M	17,0	1,32	0,046	4,6	79	0,095	2,8	47
7	PSI	CF/M	4,6	0,46	0,028	2,4	11	0,093	1,1	5
	B (1)	CF/M	14,7	1,20	0,028	4,0	59	0,080	2,4	35
	B (2)	CF/M	15,1	1,21	0,028	4,0	61	0,080	2,4	37

A: Área de la sección mojada; R: Radio Hidráulico; S: Pendiente del Canal; n: Coeficiente de Manning según la ecuación de Jarrett para cauces de alto gradiente (n=0,32R0,38S-0,16)

\* HWM: Marcas de aguas altas; PSI: Indicadores de nivel mínimo durante el caudal punta;

B: Sección a canal lleno (1: con sedimentos; 2: sin sedimentos)

\*\* Métodos: M: Ecuación de Manning; CF: Ecuación de Flujo Crítico

\*\*\* Vc y Qc: Velocidad y caudal asumiendo flujo crítico

\*\*\*\* V y Q: Velocidad y caudal usando la ecuación de Manning

impacto en un árbol y podría corresponder a inundaciones con periodos de retorno superiores a 100 años según los resultados obtenidos con métodos hidrometeorológicos.

En las secciones 5 a 7 se han aplicado dos métodos de estimación de caudales: el método de flujo crítico y la ecuación de Manning según la modificación propuesta por Jarrett (1984, 1985) para cauces de alto gradiente (>0.002 m m<sup>-1</sup>). En estas secciones los valores de velocidad y caudal obtenidos aplicando el método de flujo crítico son superiores a los proporcionados por la ecuación de Manning. Las elevadas pendientes del canal, 0.028-0.046 m m<sup>-1</sup> y los continuos cambios en dicha pendiente pueden ser la causa de estas discrepancias en los resultados. Por otro lado, comparando los valores de caudal obtenidos por ambos métodos en estas secciones (5-7) con los estimados en las otras secciones (1-4), se observa que los

caudales resultantes de la aplicación del método de flujo crítico en las secciones inferiores (5-7) son más próximos a los obtenidos en las secciones situadas aguas arriba del canal (1-4). Por ello en el resto de las conclusiones, a la hora de evaluar las crecidas históricas en dichas secciones y los posibles riesgos de desbordamiento futuro, se considerarán exclusivamente los valores de caudal estimados a través del método del flujo crítico.

En la sección 6, situada en el tramo que desbordó durante la inundación de 1944, el máximo caudal punta a circular es de 79 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, lo cual indica que al menos una vez en los últimos 72 años (desde 1929 a 2001) se ha alcanzado este caudal. En la sección 1, aguas arriba del tramo canalizado, uno de los indicadores de aguas altas proporciona un valor de caudal de 108 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. Este indicador podrían corresponder a la inundación de 1944 que no llegó a desbordar en la sección 5, donde el cau-

dal a canal lleno estimado es de  $127 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , pero sí en la sección 6 donde, como ya se ha indicado, el caudal a canal lleno es de  $79 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Los caudales estimados para la sección 3 ( $112 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) podrían corresponder a inundaciones previas como las de 1907 ó 1924. Si bien, el rango de magnitud de las inundaciones del siglo XX en esta cuenca es difícil de establecer ya que los efectos potenciales de las inundaciones y con ello el nivel de percepción de los habitantes de la zona, han sido modificados por la construcción del canal en 1929. Sin embargo, de acuerdo con los datos recopilados a través de las entrevistas con los habitantes de Ribera de Montardit parece indudable que la inundación de 1924 fue mayor que la de 1944. Por lo tanto, podemos afirmar que al menos se han producido dos inundaciones, en un intervalo de 21 años, que han superado caudales de  $79 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , valores que de acuerdo con los métodos hidrometeorológicos corresponderían a eventos con periodos de recurrencia superiores a 100 años.

Por otro lado, si consideramos la situación actual de relleno parcial de sedimentos en el tramo final de la canalización (secciones 6 y 7), el caudal a canal lleno es de  $59 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Esto significa que, en el futuro, para caudales que superen estos valores el canal desbordaría e inundaría las áreas topográficamente más bajas, que actualmente se encuentran ocupadas por campos de cultivo, una urbanización y la población de Ribera de Montardit.

Los resultados (Tablas 1 y 2) indican que para precipitaciones de baja magnitud y alta frecuencia hay una buena correlación entre caudales punta estimados por reconstrucción de palecrecidas (7 y  $46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) y los obtenidos a partir de los métodos

basados en la modelización del proceso precipitación-escorrentía (8 y  $46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Por el contrario, para eventos de elevada magnitud la frecuencia histórica demuestra ser superior a la que predicen los métodos hidrometeorológicos en esta cuenca. La principal razón para explicar esta discrepancia es que los sucesos extremos de lluvia generadores de inundaciones en pequeñas cuencas difícilmente quedan registrados en las estaciones de medida. Esto es debido por un lado, a que dichos eventos extremos tienen una incidencia muy local y, por otro, a la falta de una extensa red de estaciones meteorológicas y, por tanto, de series de precipitación continuas y fiables.

De este trabajo se infiere que sólo el uso combinado de información histórica y métodos basados tanto en la reconstrucción de inundaciones como en la modelización del proceso precipitación-escorrentía proporcionan la información necesaria para predecir espacial y temporalmente la ocurrencia de sucesos extremos de inundación en pequeñas cuencas en áreas de montaña.

### Agradecimientos

Al Consell Comarcal del Pallars Sobirà (Lleida) por las facilidades dadas para realizar los trabajos de campo. A Pablo Canals, vecino de Ribera de Montardit, por su indispensable colaboración para recopilar los datos de inundaciones históricas en la cuenca de Montardit. Este trabajo ha sido financiado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Comisión Europea (DGXII) a través del proyecto EVG1-CT-1999-00010 (Systematic,

Tabla 2. Caudales punta calculados para diferentes periodos de retorno en la cuenca de Montardit utilizando el método racional modificado (Témez, 1991) y el método del hidrograma unitario.

Table 2. Peak discharges estimated for different recurrence periods using the modified rational method (Témez, 1991) and the unit hydrograph method.

Método*	$P_0$ (mm)	$T^{**}$ (h)	$Q_2^{***}$ ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ )	$Q_5$ ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ )	$Q_{10}$ ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ )	$Q_{25}$ ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ )	$Q_{50}$ ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ )	$Q_{100}$ ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ )
UHM	26	Tdp	8	19	29	44	58	72
MRM	26	$T_C$	13	24	32	46	58	70

$P_0$ : Umbral de escorrentía (mm)

\* Métodos de cálculo: UHM: Método del Hidrograma Unitario; MRM: Método Racional Modificado

\*\* T: Parámetros de tiempo (en horas): Tdp: Tiempo de desfase de punta;  $T_C$ : Tiempo de concentración

\*\*\*  $Q_2, Q_5, \dots$ : Caudal punta para periodos de retorno de: 2, 5, ... años

Palaeoflood and Historical data for the improvement of flood Risk Estimation "SPHERE" Project).

## Referencias Bibliográficas

- Albentosa-Sánchez, L. (1983). Precipitaciones excepcionales e inundaciones durante los días 6 al 8 de Noviembre de 1982 en Cataluña. *Estud. Geogr.*, 170-171: 229-273
- Alcoverro, J.; Corominas, J. & Gómez, M. (1999). The Barranco de Arás flood of 7 August 1996, Biescas, Central Pyrenees, Spain). *Eng. Geol.*, 51: 237-255.
- Batalla, R.J.; Jong, C.; Ergenzinger, P. & Sala, M. (1999). Field observations on hyperconcentrated flows in mountain torrents. *Earth Surf. Process. Landforms* 24: 247-253.
- Benito, G.; Grodek, T. & Enzel, Y. (1998). The geomorphic and hydrologic impacts of the catastrophic failure of flood-control-dams during the 1996-Biescas flood (Central Pyrenees, Spain). *Z. Geomorph. N. F.*, 42 (4): 417-437.
- Brú, J.; Julià, R. & Marqués, M.A. (1984a). El movimiento de masa de Pont de Bar. *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Barcelona, pp. I.2.1-I.2.10.
- Brú, J.; Serrat, D. & Vilaplana, J.M. (1984b). La dinámica geomorfológica de la cuenca del torrente de Jou-La Guingueta (Noguera Pallaresa). *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Barcelona, pp. I.2.1-I.2.10.
- Chow, V.T. (1959). *Open-channel hydraulics*. McGraw Hill, New York.
- Clotet-Perarnau, N.; García-Ruiz, J.M. & Gallart, F. (1989). High magnitude geomorphic work in Pyrenees range: unusual rainfall event, November 1982. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 23: 69-90.
- Comisión Técnica de Inundaciones (1985). *Estudio de inundaciones históricas: mapa de riesgos potenciales*, Comisión Nacional de Protección Civil, IV-VIII.
- Corominas, J. & Alonso, E. (1990). Geomorphological effects of extreme floods (November 1982) in the Southern Pyrenees. Proceedings of two Lausanne Symposia, August, 1990. *Hydrology in Mountains Regions: II. Artificial Reservoirs*; Water and Slopes 194 I.A.H.S. Publication, pp. 295-302.
- Costa, J.E. (1987). Hydraulics and basin morphometry of the largest flash flood in the conterminous United States. *J. Hydrol.*, 93: 313-338.
- Coy y Cotonat, A. (1906). *Sort y comarca Noguera-Pallaresa*. Imprenta y Litografía de la Viuda de José Cunill, Barcelona. (Reimpreso en 1974, Romargraf, S.A. Barcelona).
- Daumas, M. (1964). Les crues du 3 Août 1963 dans les hautes vallées aragónaises et catalanes. *Rev. Geogr. et S.O.*, 35: 305-310.
- División Hidrológico-Forestal, 1ª. (1925). *Proyecto de corrección del Torrente de Montardit. Encauzamiento. Memoria. Informe Técnico*. División Hidrológico-Forestal, ICONA, Madrid.
- Elías, F. & Ruiz, L. (1979). *Precipitaciones máximas en España*. ICONAMonografías nº 21, Madrid.
- Ferrer, J. (1993). *Recomendaciones para el cálculo hidrometeorológico de avenidas*. CEDEX M-37, Madrid.
- Gallart, F. & Clotet-Perarnau, N. (1988). Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event: the November 1982 flood in the Eastern Pyrenees. *Catena Suppl.* 13: 79-95.
- García-Ruiz, J.M.; Puigdefábregas, J. & Martín, M.C. (1983). Diferencias espaciales en la respuesta hidrológica a las precipitaciones torrenciales de Noviembre de 1982 en el Pirineo Central. *Estud. Geogr.*, 170-171: 291-310.
- García-Ruiz, J.M.; White, S.M.; Martí, C.; Valero, B.; Errea, M.P. & Gómez Villar, A. (1996). *La catástrofe del barranco de Arás (Biescas, Pirineo Aragonés) y su contexto espacio-temporal*. CSIC-IPE, Zaragoza.
- Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M. & Sancho, C. (1998). Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 22: 265-283.
- House, P.K. (1991). *Paleoflood hydrology of the principal canyons of the southern Tortolita Mountains, southeastern Arizona*. Arizona Geological Survey Open File Report, 91-6: 22 pp.
- I.N.M. (1998). *Estudio meteorológico de la situación del 7 de Agosto de 1997 (Biescas)*. Nota Técnica STAP nº 26. Nota Técnica CMT de Aragón, La Rioja y Navarra nº 1., Madrid.
- Jarrett, R.D. (1984). Hydraulics of high-gradient streams. *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 110: 1519-1539.
- Jarrett, R.D. (1985). *Determination of roughness coefficient for streams in Colorado*. U.S. Geol. Surv. Water Resour. Invest., Report 85-4004.
- Jarrett, R.D. (1987). Errors in slope-area computations of peak discharges in mountain streams. *J. Hydrol. Amsterdam*, 96:53-67.
- Jarrett, R.D. (1990a). Paleohydrologic techniques used to define the spatial occurrence of floods. *Geomorphology*, 3: 181-195.
- Jarrett, R.D. (1990b). Hydrologic and hydraulic research in mountain rivers. *Water Resources Bulletin*, 26 (3): 419-429.
- Martí Bono, C. & Puigdefábregas, J. (1983). Consecuencias geomorfológicas de las lluvias de Noviembre de 1982 en las cabeceras de algunos valles pirenaicos. *Estud. Geogr.*, 170-171: 275-290.
- Martínez-Goytre, J.; House, P.K. & Baker, V.R. (1994). Spatial variability of small-basin paleoflood magnitudes for a southeastern Arizona mountain range. *Water Resour. Res.*, 30 (5): 1491-1501.
- M.O.P.U. (1990). *Instrucción 5.2-IC. Drenaje superficial*. Dirección General de Carreteras. M.O.P.U., Madrid.

- O'Connor, J.E. & Costa, J.E. (1993). Geologic and hydrologic hazards in glacierized basins in North America resulting from 19<sup>th</sup> and 20<sup>th</sup> Century global warming. *Natural Hazards*, 8: 121-140.
- Puigdefàbregas, C. (1983). *Efectes geomorfològics dels aiguats del Novembre de 1982*. Informes 1. Servei Geològic de Catalunya, Barcelona.
- Stedinger, J.R. & Baker, V.R. (1987). Surface water hydrology: historical and paleoflood information. *Reviews of Geophysics*, 25: 119-124.
- Témez, J.R. (1987). *Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales*. Dirección General de Carreteras, M.O.P.U., Madrid.
- Témez, J.R. (1991). Extended and Improved Rational Method. Version of the Highways Administration of Spain. *Proc. XXIV Congress*. Madrid, Spain., Vol A., pp. 33-40.
- Thiessen, A.H., & Alter, J.C. (1911). Climatological Data for July, 1911: District No. 10, Great Basin. *Monthly Weather Review*, July 1911: 1082-1089.
- U.S. Army Corps of Engineers. (1990). *HEC-1: Flood Hydrograph Package*, User's manual. U.S. Hydrologic Engineering Center, Davis, California
- U.S. Soil Conservation Service. (1972). *National Engineering Handbook*, Sec. 4, Hydrology, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C.
- Zwart, H.J. (1979). *The Geology of the Central Pyrenees*. Leidse Geologische Mededelingen, Leiden.

Recibido 20 de febrero de 2002

Aceptado 22 de mayo 2002