

José M. García Ruiz⁽¹⁾, Sue M. White⁽¹⁾, Carlos Martí⁽¹⁾, Blas Valero⁽¹⁾,
M. Paz Errea⁽¹⁾ & Amelia Gómez Villar⁽²⁾

(1) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, Apartado 202, 50080-Zaragoza.

(2) Departamento de Geografía, Campus de La Vegazana, Universidad de León, 24071-León.

**LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS
(BIESCAS, PIRINEO ARAGONÉS) Y SU CONTEXTO
ESPACIO-TEMPORAL**

Stood with my kid on the lonely windswept beach
The winter sun was on the horizon
And we were both out of reach
She ran ahead of me looking for the next surprise
Our souls were wet, yes Lord
From the incoming tide

She stopped and turned and looked at me
Lord, tears in her eyes
It's only a dead bird
And its soul has gone to the sky

Don't you know he's free
Not like you and me
That bird is free
Not like you and me

...

And I told her, look baby
Even if he was living
And you could hold him in your hands
You'd still have to open up one of these days
And let that bird fly, free.

Eric Burdon, *Bird on the beach* (1980, 1983)

© C.S.I.C.

© Instituto Pirenaico de Ecología
Campus de Aula Dei
Apartado 202
50080-Zaragoza, España

Fotos de portada: En la parte superior, bloques morrénicos y árboles desplazados durante la avenida. En la parte inferior, contraste entre los sedimentos depositados en las presas durante los últimos cincuenta años y los arrastrados por la avenida del día 7 de agosto de 1996. Fotos: José M. García Ruiz.

I.S.B.N. 84-921842-1-3

Depósito legal: Z. 3.257—1996

Imprime:

Sdad. Coop. de Artes Gráficas
LIBRERÍA GENERAL
Pedro Cerbuna, 23
50009 Zaragoza

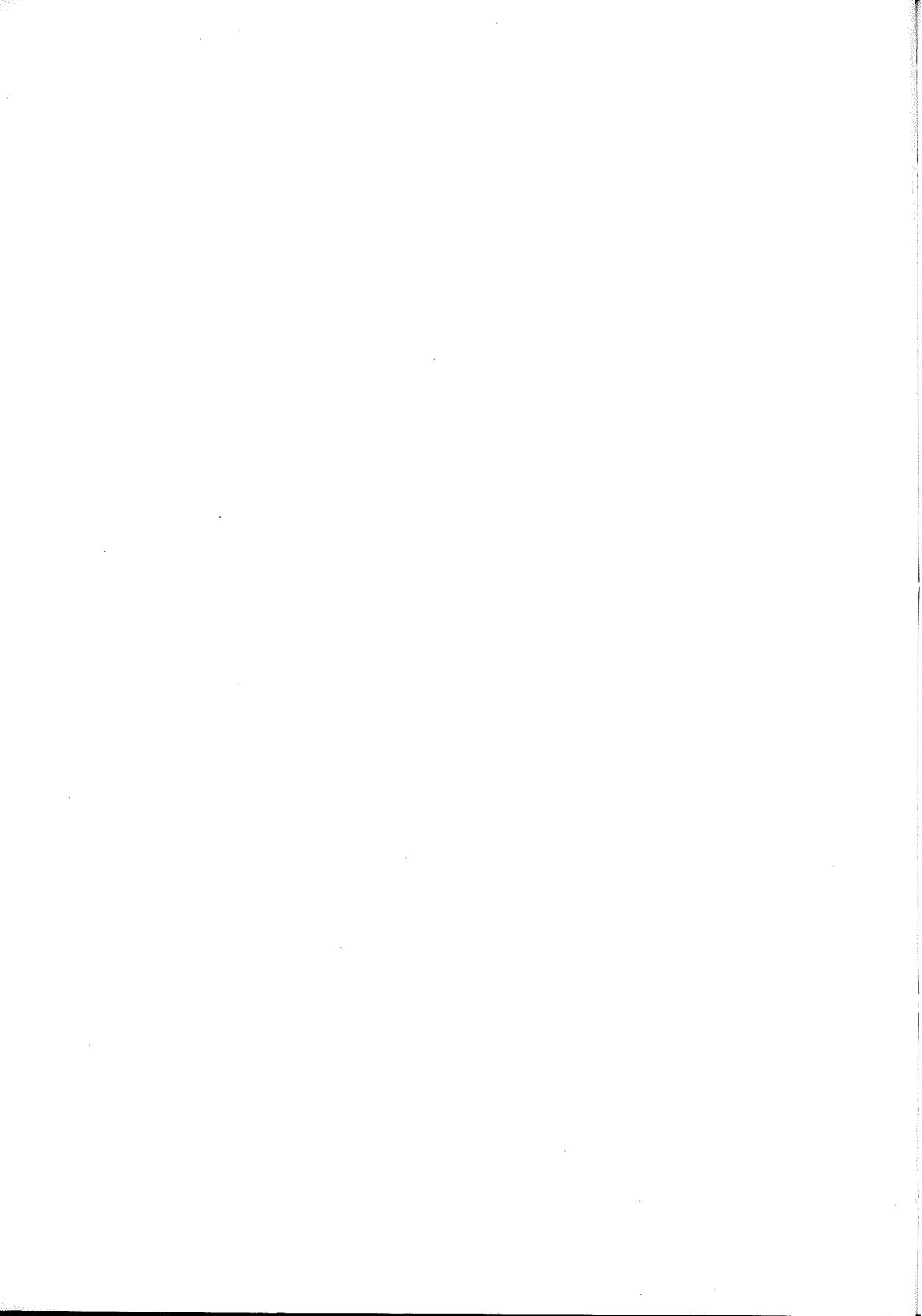
INDICE

	Página
1. Introducción.....	10
2. Método.....	10
3. El área de estudio	13
4. Las características de la lluvia y del pico de crecida.....	20
5. Efectos geomorfológicos.....	29
6. Discusión y conclusiones	37
7. Consideraciones finales.....	52
Referencias bibliográficas	53



When the flood calls you have no home, you have no warmth
In that thundercrash a thousand lives
within a flash
Don't be afraid to cry at what you see
Peter Gabriel (1977), *Here comes the flood*.

Este trabajo ha sido elaborado en el Departamento de Erosión y Usos del Suelo del Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC). Sus autores consideran que el estudio de una catástrofe como la de Biescas, con profundas implicaciones ambientales y humanas, debe ser objeto prioritario de análisis de todo equipo de investigación con experiencia en el área afectada, lo que justifica el interés social de su actividad científica. El grupo de trabajo ha estado integrado por tres geógrafos, dos geólogos y una ingeniera civil especializada en el campo de la Hidrología. Los autores quieren agradecer la colaboración del Instituto Nacional de Meteorología y las sugerencias recibidas por parte de los revisores del trabajo, los doctores Juan Puigdefábregas (Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC) y Joan Manuel Vilaplana (Departament de Geodinàmica, Universitat de Barcelona). Asimismo agradecen el unánime apoyo recibido desde la comunidad científica, especialmente desde la Sociedad Española de Geomorfología, para elaborar y publicar los resultados de este estudio.



Resumen

Se estudian las características de la precipitación y del pico de crecida durante la catástrofe ocurrida en el barranco de Arás en la tarde del 7 de agosto de 1996. Se ha podido comprobar que aunque la tormenta fue muy intensa en toda la cuenca, su violencia alcanzó mayor magnitud en un pequeño sector de la subcuenca de Betés, en el que se ha estimado una intensidad superior a 500 mm.hr-1 y una precipitación total algo superior a 250 mm. En el tramo final del barranco de Arás debieron registrarse unos 500 m³.s-1 incluyendo los sedimentos transportados, para una cuenca de 18.8 km². Las evaluaciones realizadas permiten estimar que el 75 % del caudal procedió de la subcuenca de Betés, que representa sólo el 28.7 % de la superficie total de la cuenca. Se ha evaluado el volumen de sedimentos movilizados en el sector final del barranco de Arás. Finalmente, el evento tormentoso ha sido situado en un contexto espacial y temporal más amplio. La catástrofe del barranco de Arás confirma las limitaciones de los actuales sistemas de análisis probabilístico de riesgos, dada su gran irregularidad espacial y temporal.

Palabras clave: Eventos extraordina-

rios, transporte de sedimento, estimación de caudales, catástrofe hidromorfológica, conos de deyección, Pirineo Aragonés.

Abstract

The characteristics of precipitation and peak flow during the Arás catastrophe in the evening of August, 7, 1996, are studied. The storm was very intense over the whole basin, and especially in a small area of the Betés subbasin, in which intensities greater than 500 mm.hr-1 have been estimated, with a total amount of precipitation somewhat higher than 250 mm. In the final stretch of the Arás ravine a discharge of 500 m³.s-1, including the sediments, have been estimated for a basin of 18.8 km². Seventy five per cent of the discharge came from the Betés subbasin, which represents only 28.7 per cent of the basin. The volume of sediments mobilized in the final stretch of the Arás ravine has also been evaluated. Finally, the rainstorm event has been placed in a larger spatial and temporal context. The catastrophe of the Arás ravine confirms the limitations of existing systems of probabilistic analysis, due to the spatial and temporal irregularity of storm events.

Key words: Extreme events, sediment transport, discharge estimation, hydro-morphological disaster, alluvial fan, Central Pyrenees.

1. Introducción

En la tarde del 7 de agosto de 1996 una tormenta muy violenta afectó a la cuenca del barranco de Arás, en el valle del Gállego, Pirineo aragonés (Fig. 1). En el plazo de una hora la intensidad de la precipitación fue suficiente para provocar una crecida excepcional en el barranco cuyas consecuencias fueron catastróficas para los residentes en un camping localizado en el cono de deyección (86 personas muertas y 1 desaparecida). Paralelamente se movilizó un enorme volumen de sedimentos en el curso inferior del barranco, transformando la morfología del cauce y de los taludes inmediatos, haciendo inútiles las obras de corrección que se habían construido, en su mayoría, en los años cuarenta. Una prospección inmediatamente posterior al evento permitió constatar que la tormenta afectó especialmente a una de las subcuencas (barranco de Betés), donde localmente la intensidad de la lluvia alcanzó valores excepcionales, invalidando las predicciones estadísticas que hubieran podido realizarse hasta entonces.

Un estudio detallado de esta crecida se hace imprescindible por sus dramáticas consecuencias y por las lec-

ciones que pueden deducirse para la planificación territorial y la localización de instalaciones en áreas de montaña expuestas a peligros naturales. La gran crecida del barranco de Arás demuestra que en ambientes geomorfológicamente inestables, con fuertes pendientes en laderas y cauces, una tormenta de gran intensidad es capaz de reactivar estructuras de erosión y sedimentación aparentemente estabilizadas, incluso si han sido reforzadas con potentes obras de defensa. En este caso, la utilización de series pluviométricas relativamente cortas (menos de 30 años) resulta muy poco eficaz y contribuye a la asunción de riesgos que podrían evitarse o por lo menos minimizarse con un análisis geomorfológico.

En este trabajo se realiza en primer lugar una estimación de los caudales y de la variabilidad espacial de la lluvia en la cuenca de Arás. En segundo lugar, se estudian los efectos geomorfológicos de la crecida y las razones que explican sus devastadoras consecuencias en el cono de deyección. Finalmente se discuten los resultados y se sitúan en un contexto espacial y temporal más amplio.

2. Métodos

Para estimar el caudal máximo del día 7 de agosto de 1996 se tomaron medidas del nivel máximo alcanzado por las aguas en diferentes secciones

del cauce, utilizando señales de daños en los árboles, erosión y sedimentación en las orillas o localización de restos de basura y ramas. Se midió asimismo la anchura del cauce en cada una de estas secciones y la pendiente.

Las medidas se tomaron sobre las presas que resistieron el empuje de la crecida o sobre el nivel del cauce previo al paso de la crecida (es decir, sobre el nivel de sedimentos acumulados sobre las presas).

En las presas se asume que éstas funcionaron como una serie de vertederos, aplicando la fórmula

$$q = 0.433 \sqrt{2g} \left(\frac{y_1}{y_1 + h} \right)^{1/2} H^{3/2}$$

Siendo q = caudal por metro de vertedero ($m^2.s^{-1}$)

$g = 9.81 m.s^{-2}$, es decir, la aceleración por la acción de la gravedad

y = altura del agua respecto a los sedimentos acumulados en la presa (m)

H = altura del agua respecto al borde externo de la presa (m)

h = altura del borde de la presa respecto al nivel de sedimentos acumulados (m)

Cuando el valor de h es muy pequeño, entonces puede eliminarse el término

$$\left(\frac{y_1}{y_1 + h} \right)^{1/2}$$

El resultado se multiplica por la anchura de la presa en metros y se obtiene un valor de Q en $m^3.s^{-1}$.

Para estimar el caudal sobre el cauce natural se tiene que calcular la velocidad del agua utilizando

$$V = \frac{R^{2/3} \cdot S^{1/2}}{n}$$

Siendo V = Velocidad en $m.s^{-1}$

$R = A/P$ (m)

A = Area de la sección mojada por la crecida (m^2)

P = Perímetro de la sección húmeda del cauce (m)

S = Seno (Pendiente en grados)

n = Coeficiente de rugosidad de Manning.

La estimación del valor de n se ha realizado de dos maneras. En primer lugar con la tabla de Cowan (Chow, 1973, pag. 109), sumando los máximos de los componentes de n (n^1 , n^2 , n^3 , etc.), lo que da un valor de 0.223. En segundo lugar, por medio de medidas del caudal y velocidades actuales en diversos puntos del barranco, obteniendo así valores mínimos para n (0.1154, 0.183, 0.143). En este trabajo, con cauces dominados por grandes bloques de origen morrénico, se han utilizado valores entre 0.2 y 0.3. Con ello se puede calcular la velocidad del agua y a partir de ahí el caudal ($Q = A \cdot V$).

Una vez estimado el caudal y conocido su tiempo de concentración puede calcularse la intensidad mínima de la lluvia para producir el pico de crecida por medio del método racional, para lo cual es necesario estimar un coeficiente de escorrentía.

La fórmula aplicada en el método racional es la siguiente:

$$Q = \frac{C \cdot I \cdot A}{360}$$

donde Q = Caudal máximo instantáneo o pico de crecida ($m^3 \cdot s^{-1}$)

C = Coeficiente de escorrentía

I = Intensidad de la lluvia durante el tiempo de concentración de la cuenca ($mm \cdot hr^{-1}$)

A = Superficie de la cuenca (km^2)

Dos de los factores de la ecuación son desconocidos (C, I), pero es posible calcular valores de I para distintos coeficientes de escorrentía (véase la Fig. 9), que pueden deducirse a partir de las condiciones físicas y antecedentes de la cuenca, así como de las características de la tormenta. Los valores de C serán elevados en cuencas pequeñas, con fuertes pendientes y tiempos de concentración muy bajos, precipitaciones muy intensas y condiciones antecedentes de gran humedad en el suelo. Todas estas condiciones se cumplieron en la subcuenca de Betés y de ahí puede deducirse que en ella el valor de C fue muy alto, muy probablemente más elevado que en el resto de la cuenca.

Para el cálculo del periodo de retorno a que corresponde la lluvia registrada en Biescas y en otras estaciones pirenaicas se han ordenado de mayor a menor los registros máximos anuales y se ha utilizado el método de Gumbel aplicando la fórmula de Gringorten

$$P(x) = \frac{r - 0.44}{N + 0.12}$$

Siendo N = Número de datos (56 en el caso de Biescas)

r = Número en la lista ordenada de precipitaciones máximas

P(X) = Probabilidad de una máxima > X mm

X = Lluvia máxima diaria anual (mm)

Para calcular el volumen de sedimentos removidos desde las presas - en el tramo final del barranco de Arás- se ha partido de la hipótesis razonable de que tales presas estaban completamente colmatadas por el sedimento en el momento de la catástrofe, como lo prueba la presencia de numerosos troncos de árboles enraizados sobre el techo de sedimentación de las presas. También se ha supuesto que el perfil longitudinal de la superficie del material de relleno era horizontal, mientras que la base presentaba una pendiente análoga a la general del valle ($10-11^\circ$). Por ello se ha calculado el volumen de sedimentos como si el relleno tuviera forma de cuña, excepto en los casos de muros de recrecimiento asentados sobre sedimentos previamente retenido, y que hemos considerado como volúmenes paralelepípedicos.

La fórmula generalmente empleada ha sido:

$$V = 1/2 \cdot h \cdot a \cdot l \cdot \cos \alpha$$

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

Siendo V = Volumen de sedimentos (m^3)

h = Altura de la presa

a = Anchura del valle

l = Distancia desde el muro hasta el final del relleno (que en caso de no ser visible se ha calculado teniendo en cuenta la altura del muro y la pendiente general de ese tramo del valle, expresada por α)

La cantidad procedente de la erosión de la morrena se ha calculado también considerando el área de la sección incidida ($125 m^2$) y su longitud ($150 m$).

Se partió además de la idea de que la presencia de árboles adultos sobre el relleno sedimentario sería un buen indicador del momento en que se produjo dicho relleno. Para ello se tomaron, a $130 cm$ del inicio de las raíces, muestras de madera de diez árboles, por medio de una barrena Pressler. Posteriormente se contó el número de anillos para determinar su edad, que puede indicar una fecha máxima para datar la colmatación de la presa sobre la que se asienta cada árbol muestreado.

3. El área de estudio

El barranco de Arás se localiza en la llamada Ribera de Biescas, en el curso superior del río Gállego, Pirineo aragonés (Fig.1). Su cuenca ocupa una superficie de $18.8 km^2$ alcanzando su punto más alto en el pico Peñas de

Aso, a $2.189 m$ s.n.m., y el más bajo en el extremo distal de su cono de deyección, a $940 m$ s.n.m. La cuenca se divide en dos subcuencas, la de Aso, con $10.4 km^2$ y la de Betés, con $4.2 km^2$. Un tercer barranco, La Selva, de menor entidad y con límites peor definidos, drena $3.1 km^2$. Los tres se unen muy cerca de la localidad de Yosa, precipitándose como barranco de Arás hacia el fondo del valle del Gállego (Fig. 2).

Geología y geomorfología. La cuenca de Arás está situada en el flysch eoceno surpirenaico, compuesto por estratos delgados de areniscas y margas alternantes, a veces con algún banco más potente de calizas que per-

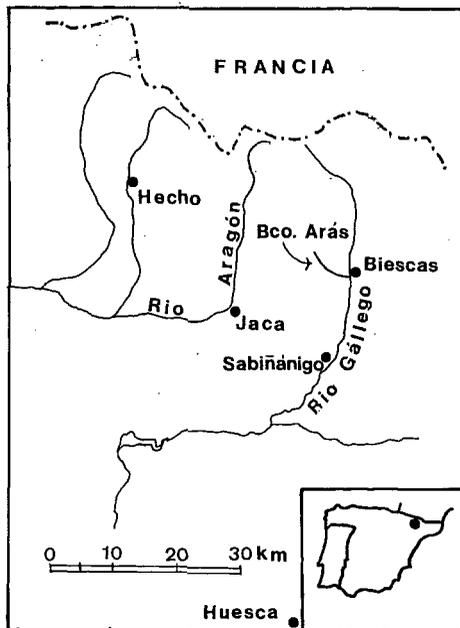


Fig. 1. Localización del barranco de Arás.

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

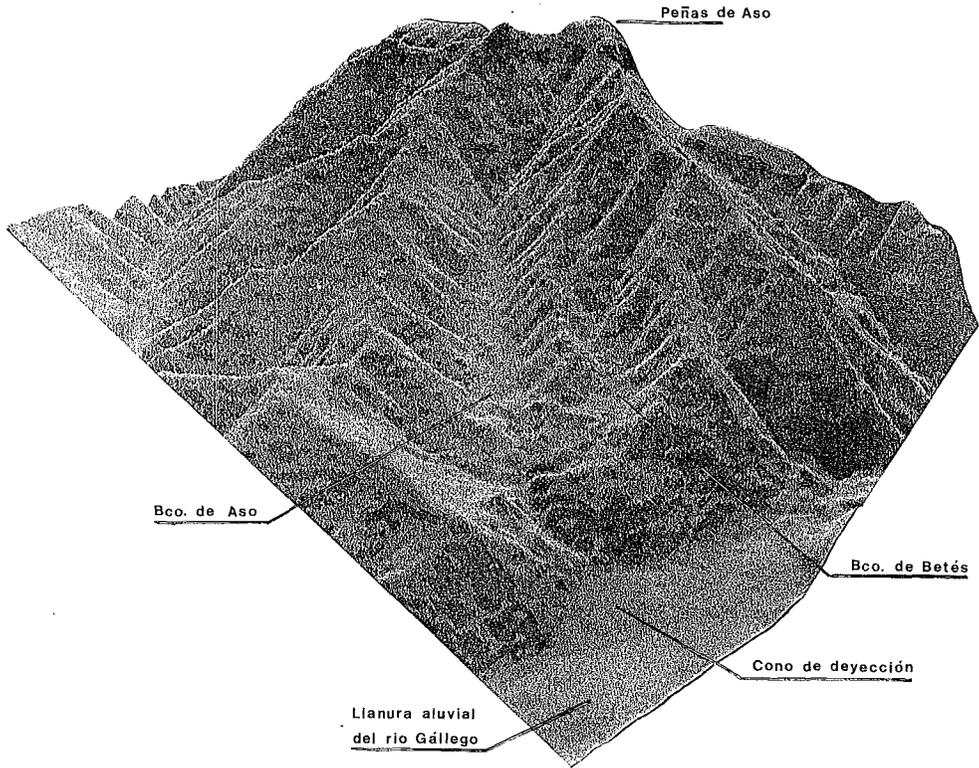


Fig. 2. Perspectiva de la cuenca de Arás a partir del Modelo Digital del Terreno.

miten seguir el sentido de la complicada estructura. El flysch se encuentra intensamente plegado y fracturado, pero la estructura apenas tiene influencia en las formas de relieve. Este último se caracteriza por divisorias amplias y alomadas, restos de antiguos niveles de erosión (Fontboté, 1948; Serrano, 1991). Las laderas, en parte regularizadas, muestran el predominio de pendientes entre 40 y 60 por ciento. Gran parte de la cuenca se localiza entre 1200 y 1600 m s.n.m. (Fig. 3). Un análisis más detallado de la distri-

bución de pendientes por subcuencas no muestra grandes diferencias de unos sectores a otros (Fig. 4), de manera que las pendientes no explican el distinto comportamiento hidrológico observado en el interior de la cuenca de Arás. Solamente la llamada Subcuenca 3, que corresponde a un pequeño sector de la cuenca media del barranco de Betés, presenta un distribución de pendientes algo distinta, con mayor proporción de laderas con menos del 20 % de pendiente, lo que no ha tenido ninguna influencia hidro-

lógica apreciable, como se verá en el apartado 4.

La Fig.5 muestra los rasgos geomorfológicos más importantes de la cuenca de Arás. Lo más destacado es la presencia de dos grandes cordones morrénicos laterales depositados por el glaciar del valle del Gállego durante la última glaciación. El cordón superior se formó en el momento del máximo, y bloqueó la salida natural de los barrancos de Aso y Betés, dando lugar a dos lagos. El cordón inferior se formó cuando el glaciar del Gállego había experimentado una fuerte contracción volumétrica; también generó un lago situado a menor altitud. Los tres lagos fueron posteriormente rellenados por depósitos glaciolacustres y glaciotorrenciales. Su presencia había sido cartografiada por Barrère (1966) y han sido estudiados en detalle por Serrano (1991) y Martí Bono (1996). Una vez retirado definitivamente el glaciar, el barranco tuvo que saltar un gran desnivel hasta el fondo del valle, lo que favoreció el fuerte encajamiento de su tramo final, donde atraviesa sedimentos morrénicos y glaciolacustres fácilmente erosionables y con tendencia a la formación de movimientos en masa del tipo flujos de tierras. Esta actividad geomorfológica explica el desarrollo de un cono de deyección de 52.4 ha. El resto de la cuenca es mucho más estable, afectada en la parte más alta por deslizamientos planares y soliflucción, mal conectados con la red fluvial.

Clima. El clima es mediterráneo de montaña, con inviernos fríos y veranos frescos, La temperatura media anual oscila entre 10.3° en el fondo del valle del Gállego (Biescas, 880 m) y 8.8° en Aso de Sobremonte, a 1260 m de altitud. La precipitación media anual supera los 1100 mm en toda la cuenca del barranco de Arás (Fig. 6), con tendencia a caer durante la estación fría (noviembre-abril). Sin embargo, el verano no es tan seco como en los ambientes típicamente mediterráneos y son frecuentes las lluvias frontales a principios de julio y las tormentas de julio y agosto.

Vegetación y usos del suelo. La cuenca de Arás muestra la típica distribución altitudinal de los ambientes de montaña. Por encima de 1600-1700 m se localizan los pastos supraforestales, que en realidad ocupan áreas que originalmente fueron bosque, posteriormente transformadas en pastos por medio de incendios durante los siglos X-XII para favorecer la expansión de la ganadería (Montserrat, 1992). Por debajo se sitúan extensos bosques dominados por *Pinus sylvestris* acompañado por *Fagus sylvatica* en áreas cóncavas de la umbría y por *Quercus gr. faginea* en la solana. Los rellanos glaciolacustres de Aso, Betés y Yosa son asiento de prados de siega y de diente. En los últimos treinta años el bosque ha experimentado un aumento de superficie a costa de pastos supraforestales y de sectores cultivados.

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

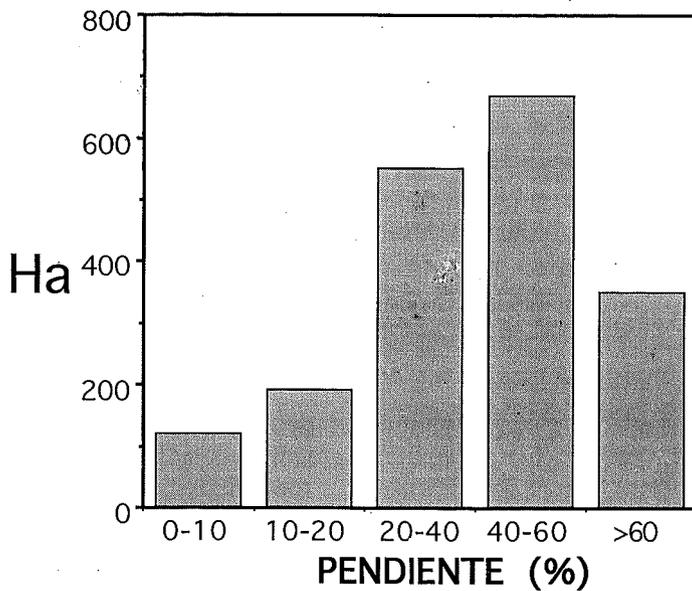
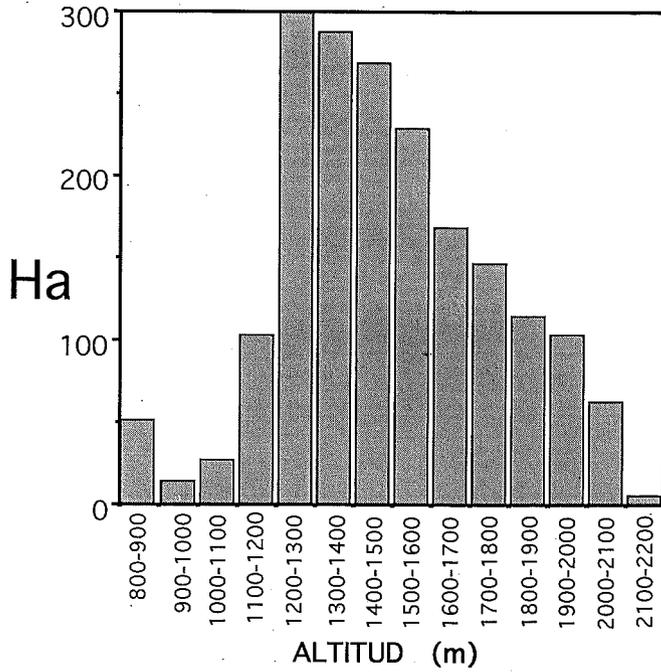


Fig. 3. Distribución de pendientes y altitudes en la cuenca de Arás.

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

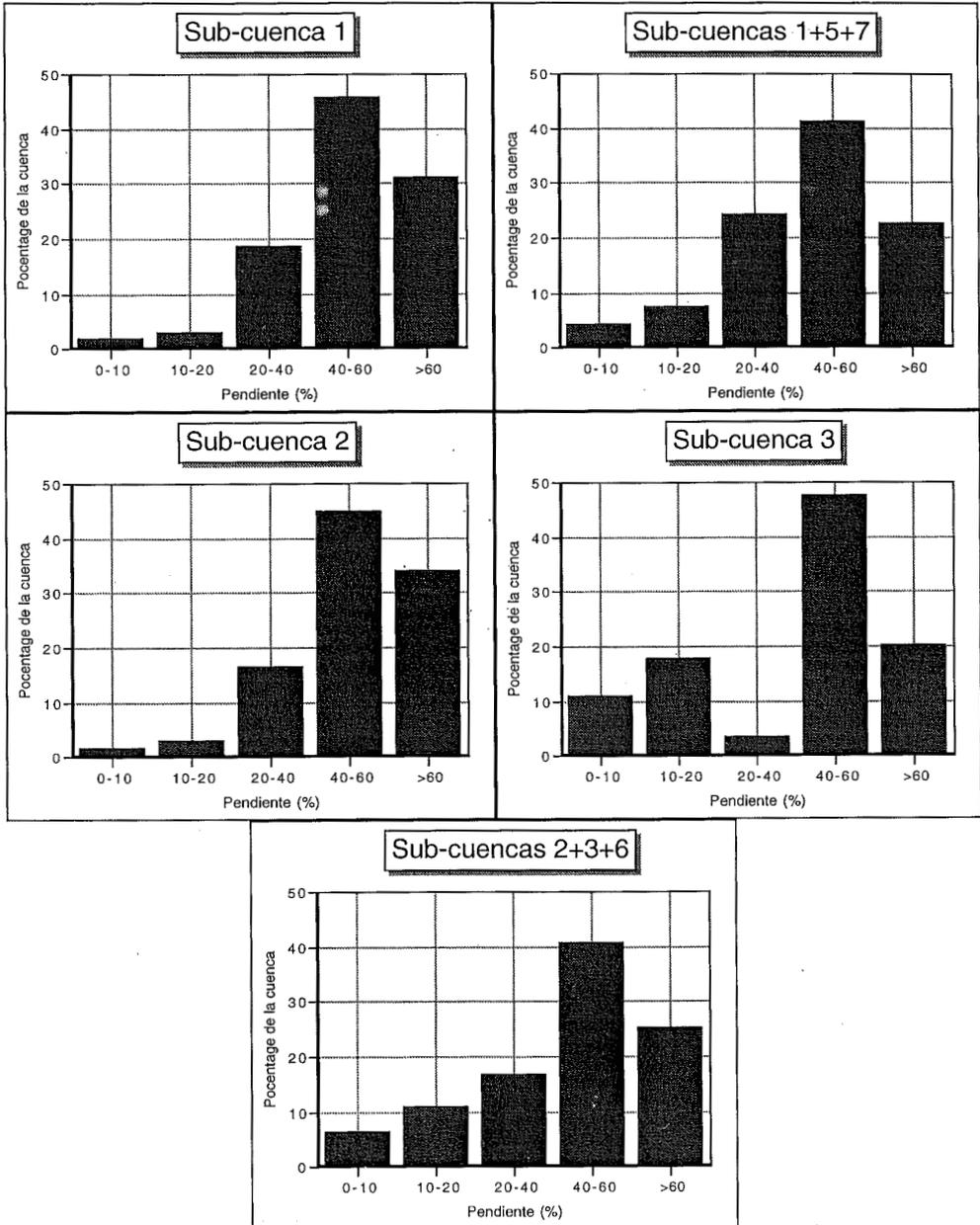


Fig. 4. Distribución de pendientes en distintas subcuencas del barranco de Arás. La Subcuenca 1 corresponde a la cabecera del barranco de Aso. La Subcuenca 1+5+7 corresponde a la totalidad del barranco de Aso hasta la confluencia con el barranco de Betés. La Subcuenca 2 es la cabecera de Betés. La Subcuenca 3 corresponde a un pequeño sector localizado en la cuenca media del barranco de Betés, donde se comprobó que se había centrado el núcleo más intenso de la tormenta. La Subcuenca 2+3+6 coincide con toda la cuenca de Betés.

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

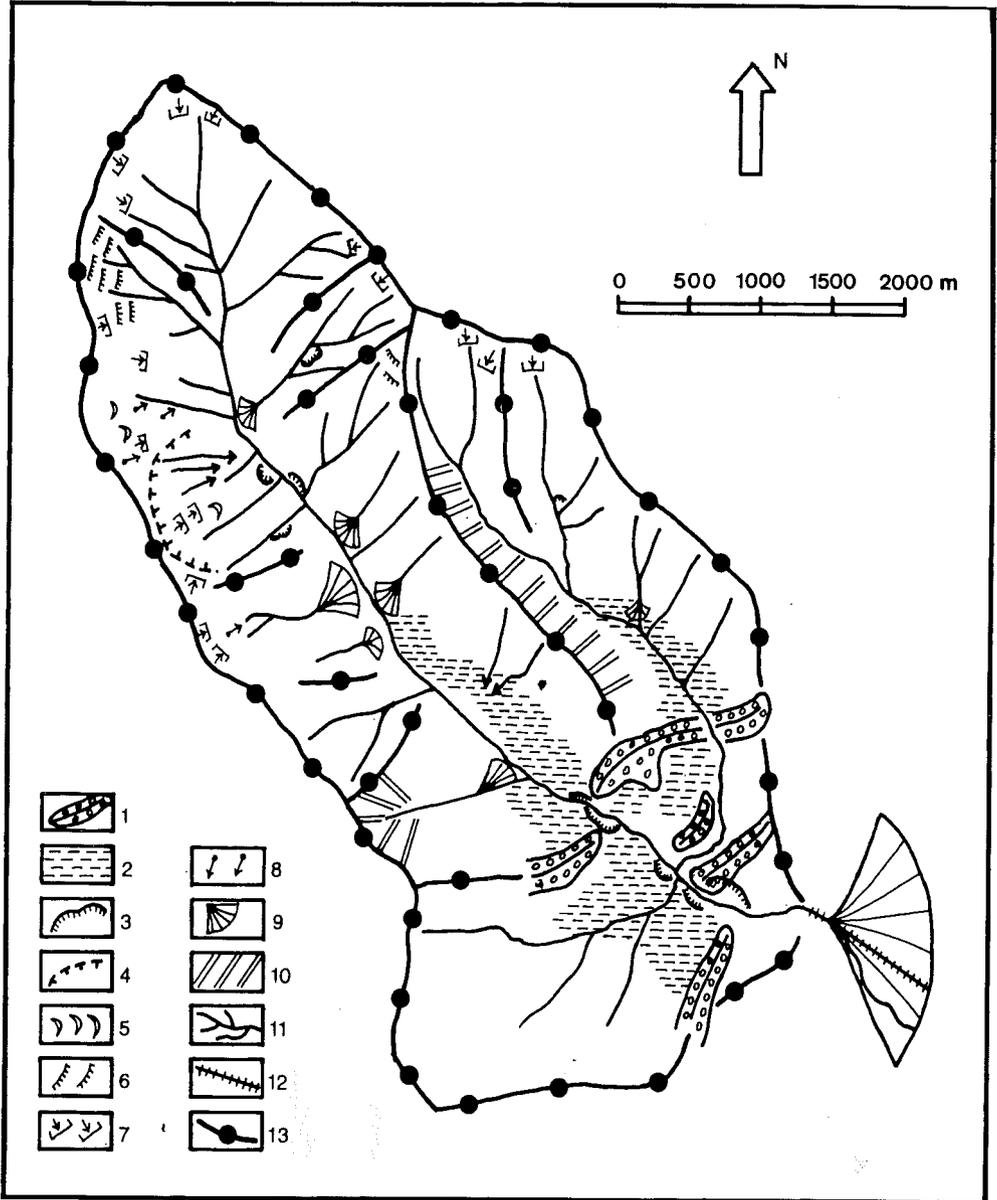


Fig. 5. Mapa geomorfológico de la cuenca del barranco de Arás. 1. Cordones morrénicos laterales. 2. Depósitos glaciolacustres. 3. Cicatrices de movimientos en masa. 4. Cicatriz supuesta de movimiento en masa. 5. Lóbulos de solifluxión. 6. Terracillas. 7. Deslizamientos planares. 8. Coladas de piedras. 9. Conos de deyección. 10. Vertientes regularizadas. 11. Red fluvial. 12. Canal artificial. 13. Divisorias de aguas.

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

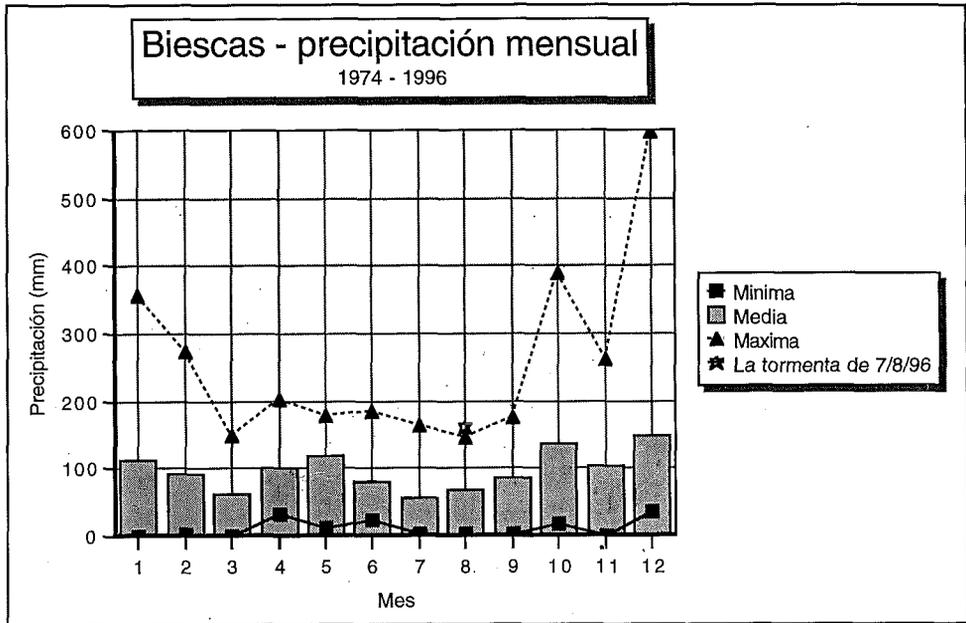


Fig. 6. Distribución mensual de las precipitaciones en Biescas.

El cono de deyección y las obras de corrección del barranco. El barranco de Arás había mostrado una notable actividad torrencial, con fuertes avenidas, transporte de bloques y cambios recurrentes en el trazado del canal, con daños materiales y alguna víctima a principios de siglo. Durante la década de los cuarenta los servicios forestales procedieron a la corrección del torrente y del cono, si bien ya se había construido alguna presa de retención de sedimentos a principios de siglo. Para ello, en el cono de deyección construyó un canal artificial y escalonado, trazado rectilíneamente desde el ápice a la base, siguiendo casi la bisectriz del cono y abandonando el canal natural que en décadas precedentes fluía hacia

el lateral derecho. El canal artificial se prolonga hacia aguas arriba por medio de tramos canalizados y una sucesión de 22 presas de retención de sedimentos (*check dams*), las más importantes de las cuales (de hasta 11-m de altura y 40 m de anchura) se asientan en su mayoría directamente sobre material morrénico, apoyándose a veces sobre bloques decamétricos transportados por el glaciario; otras, más tardías, son pequeños muros construidos sobre sedimentos de relleno de las presas anteriores, con el fin de aumentar su capacidad. Se trata de obra de mampostería con aspecto exterior de gran solidez, mucho menos evidente cuando se ha podido observar su estructura interna.

La fotografía aérea de 1957, fecha en que la corrección del torrente había finalizado, confirma que el cono de deyección había sido activo en fechas recientes, especialmente en su sector central y meridional, donde se conservaba bien visible el trazado del cauce natural. Las fotografías de finales de los setenta muestran en el cono los efectos de la corrección del torrente -y de la ausencia de grandes eventos pluviométricos-, de manera que el sector activo en 1957 había sido colonizado por la vegetación (sauces, bojés) que enmascaraba el canal natural, proporcionando una imagen de estabilidad del torrente. En 1987 un camping se instaló entre el canal artificial y el anterior cauce natural, sobre el sector del cono que unas pocas décadas antes se había mostrado muy activo.

4. Las características de la lluvia y del pico de crecida

Durante la tarde del día 7 de agosto de 1996 se formó un conjunto de tormentas en el Pirineo Central y en la Depresión del Ebro como consecuencia de la penetración de una masa de aire muy cálida y húmeda, prácticamente subtropical, desde el Mediterráneo. Paralelamente, la llegada de masas de aire frío en altitud provocó una situación de acentuada inestabilidad, muy similar a la de una gota fría, que desembocó en el desarrollo de tormentas, distribuidas de manera muy

irregular, algunas de ellas de gran intensidad.

En Biescas, localidad situada en el fondo del valle del Gállego, a la salida del barranco de Arás, la lluvia del día 7 de agosto alcanzó una cifra de 160 mm. No hay ningún registro directo en la cuenca de Arás, pues el único observatorio meteorológico -en Aso de Sobremonte- llevaba ya dos años sin funcionar. Los datos de precipitación en la cuenca deberán ser, pues, deducidos de las estimaciones efectuadas sobre el caudal en distintas secciones del cauce.

Aunque la lluvia afectó a gran parte del Pirineo Central, la mayor intensidad se registró en la cuenca del río Arás y en el fondo del valle del Gállego, en torno a la localidad de Biescas. Otros torrentes importantes y aparentemente más activos que el de Arás, localizados en la Ribera de Biescas, no experimentaron apenas un aumento de caudal.

La Fig. 7 muestra la precipitación registrada en localidades próximas, destacando 56.5 mm en Yésero, 51 en Lanuza, 48 en Castiello de Jaca, 47.7 en Villanúa, 37.5 en Sabiñánigo, tan sólo 8 Km al sur de Biescas, y 30 en Jaca. En Hecho, más al oeste, la precipitación del día 7 de agosto sólo alcanzó un valor de 5.7 mm. Con alguna notable excepción -causada quizás por núcleos tormentosos menores- los valores tienden a disminuir claramente desde Biescas hacia la periferia del mapa. La altitud no desempeñó un

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

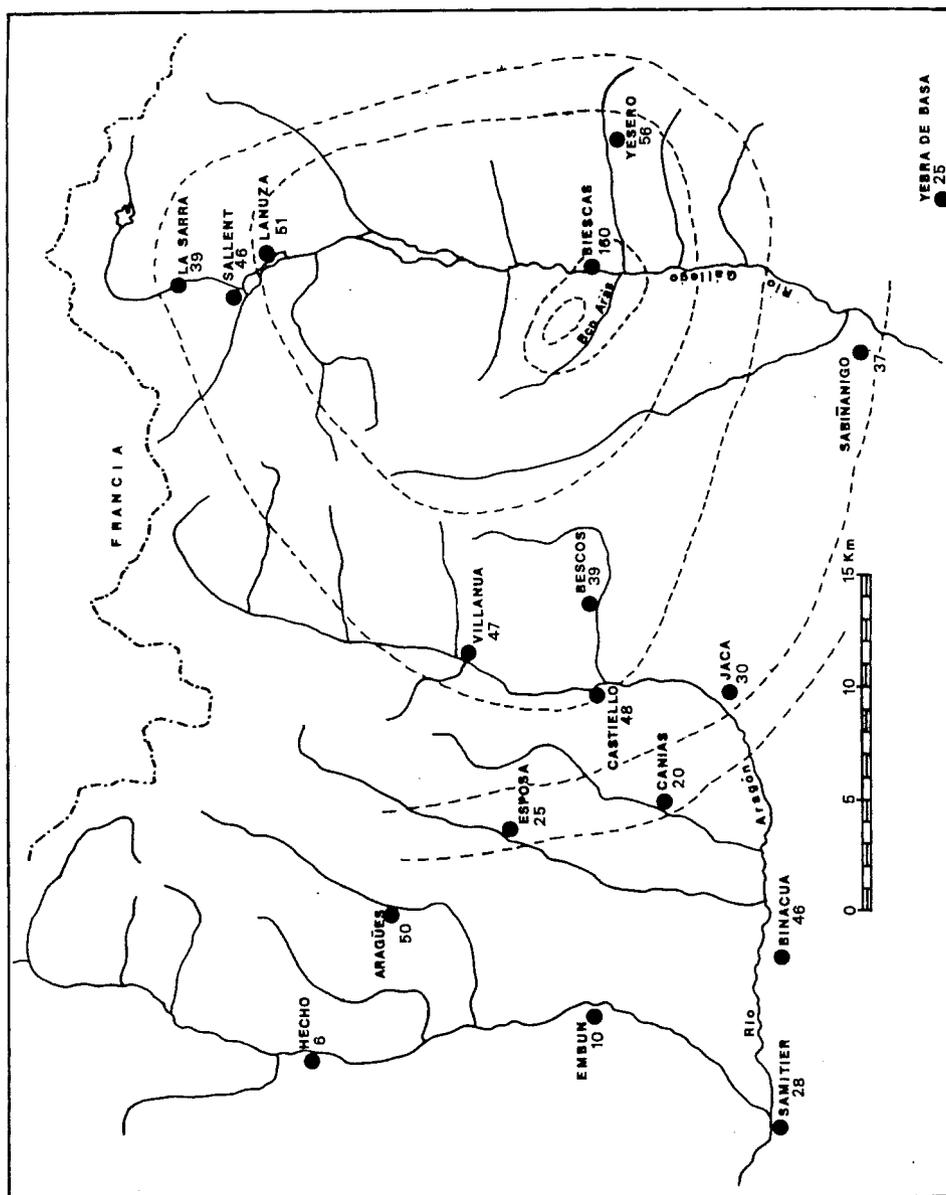


Fig. 7. Precipitaciones en los valles del Gállego y del Aragón en la tormenta del 7-8-96 (en mm).

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

Tabla 1. Caudales estimados en diferentes puntos de la cuenca del barranco de Arás.

Punto de aforo	Superf. de cuenca (km ²)	Caudal (m ³ .s ⁻¹)	Caudal específico (m ³ .s ⁻¹ .km ²)
Aso 1	6.68	37	5.5
Aso 2	9.91	130	13.1
Aso 3	10.4	100	9.6
Betés 1	2.24	80	35.7
Betés 2	3.56	250	70.2
Betés 2-1	1.32	170	129.0
Betés 3	4.19	300	71.6
Arás 1	17.77	400	22.5
Arás 2	18.06	500	27.7

papel determinante en la distribución de la precipitación.

Es muy importante tener en cuenta que la tormenta cayó sobre un suelo bastante húmedo. El periodo enero-julio de 1996 había registrado un total de 862 mm en Biescas, cuando la media de ese mismo periodo es de 624 mm. Los meses de junio y julio fueron especialmente húmedos, con un total de 110 y 130 mm respectivamente, cuando los valores medios de esos meses son 81.5 y 56.1 mm. Durante la segunda quincena de julio se registraron cinco lluvias, tres de ellas en forma de tormenta (día 25: 20 mm; día 26: 30 mm; día 27: 19 mm). Los días 2 y 3 de agosto volvió a llover, aunque en este caso las cifras fueron insignificantes (2 mm el día 2). Estos datos revelan que el suelo contenía abundante agua y que muy probablemente su capacidad de

infiltración era muy limitada, aunque no fue éste el factor más importante para explicar el gran pico de crecida del barranco de Arás.

La estimación de los caudales del barranco de Arás durante el evento extraordinario estudiado contribuye a mejorar la calidad de la información pluviométrica y facilita una interpretación más espacial de los hechos. Lamentablemente, no existe ningún aforo en el barranco de Arás, de manera que los datos de caudal sólo pueden ser estimados de manera indirecta a partir de la altura alcanzada por las aguas. La Fig. 8 muestra los puntos del cauce en que se han tomado las medidas y los caudales estimados en m³.s⁻¹ (ver también Tabla 1). Es evidente que, dadas las características de la crecida y las alteraciones producidas en el cauce por erosión y sedimentación, las cifras que se

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

incluyen en la Fig. 8 son sólo indicativas de un orden de magnitud de lo sucedido.

En una primera aproximación puede afirmarse que el barranco de Aso, hasta su confluencia con el barranco de Betés tuvo una fuerte crecida pero muy inferior a la experimentada por

este último. En cabecera, con una cuenca de drenaje de 6.6 km², el barranco de Aso registró un pico de crecida de 37 m³.s⁻¹, es decir, 5.6 m³.s⁻¹. km². Este pico ocupó estrictamente el canal en su estado de *bankfull*, lo que sería indicativo de una crecida previsi-

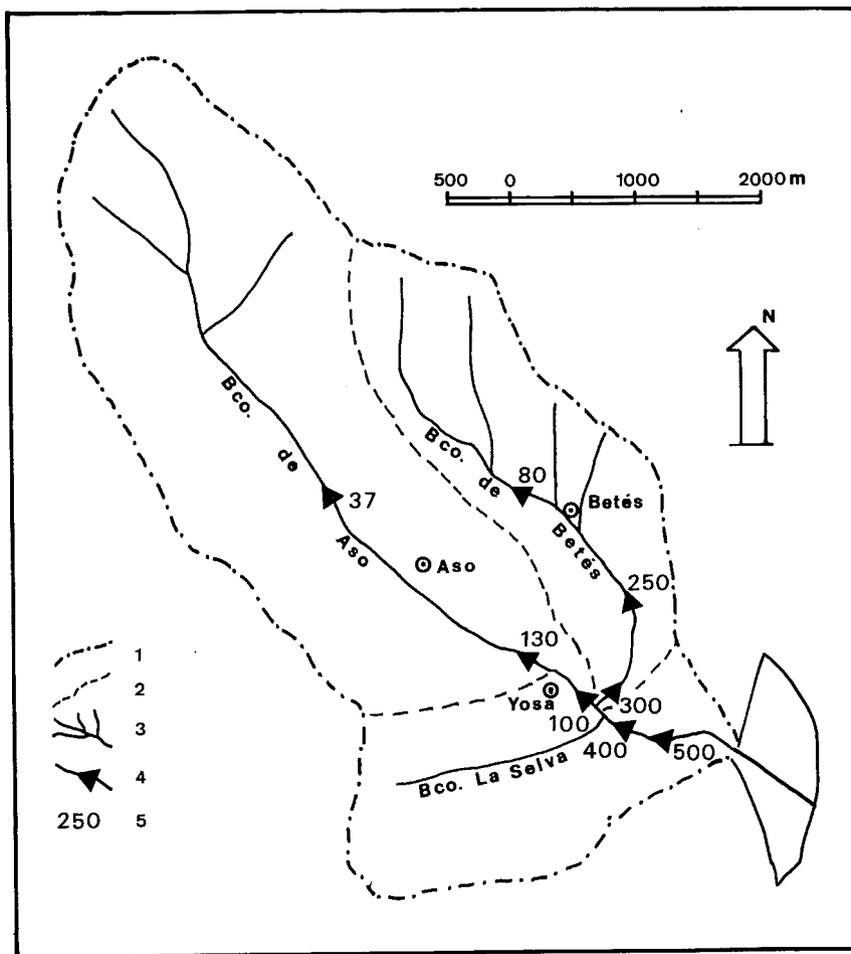


Fig. 8. Puntos de muestreo y estimaciones de caudal en la cuenca del barranco de Arás. 1. Divisoria de cuenca. 2. Divisoria de sub-cuenca. 3. Red fluvial. 4. Puntos de aforado. 5. Estimación del caudal en m³. s⁻¹. Los puntos de muestreo coinciden con los incluidos en la tabla 1.

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

ble para un periodo de retorno de entre 1 y 2 años. Después de pasar por la localidad de Aso de Sobremonte, el pico de crecida calculado asciende a $130 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y, aguas abajo de Yosa, a $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($10.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$). Esta evolución del caudal en el barranco de Aso sugiere, en primer lugar, un fuerte incremento de la intensidad de la tormenta hacia el este y, en segundo lugar, el ligero embalsamiento producido por el puente de Yosa antes de su derrumbe, provocando un aumento anómalo del nivel de las aguas que, hacia abajo, recuperaría su tendencia normal.

Sin embargo, lo más destacado de las estimaciones realizadas es la extraordinaria intensidad de la crecida en el barranco de Betés, con origen especialmente concentrado en un sector muy pequeño de su cuenca. Aguas arriba de Betés el caudal estimado asciende a $80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para una superficie de cuenca de 2.24 km^2 . Aguas abajo de Betés el caudal correspondiente al pico de crecida ascendió a $250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (3.56 km^2 de superficie de cuenca, lo que representa $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$). Un pequeño sector de la cuenca -con un total de 1.32 km^2 de cuenca de drenaje- y especialmente dos barrancos incorporados por la izquierda aportaron un caudal de unos $170 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($129 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$), confirmando la extrema violencia de la tormenta y de la escorrentía superficial en un espacio muy reducido inmediatamente al norte de la localidad de Betés. En la desemboca-

dura el caudal punta estimado fue de $300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, lo que indica que la fuerte intensidad de la tormenta se extendió también al tramo inferior del barranco de Betés.

Una vez incorporado el barranco de Betés al de Aso, el caudal punta del barranco de Arás fue de $400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, es decir la suma de los caudales de los dos barrancos, experimentando un incremento progresivo hasta al menos $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ya cerca del ápice del cono de deyección. La Tabla 1 muestra que en su último tramo el barranco de Arás aumentó notablemente su caudal con un pequeño incremento de la superficie de drenaje, lo que provoca un nuevo repunte del caudal específico. Sin embargo, este incremento final debe atribuirse más al gran volumen de sedimentos transportados en el tramo final del barranco de Arás durante el momento del máximo (ver apartado 5). En todo caso, el caudal estimado está muy por encima de la capacidad del canal artificial construido en el cono de deyección, que se ha calculado en unos $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

De la distribución espacial de los datos de caudal puede deducirse la concentración del núcleo más activo de la tormenta en el barranco de Betés y, más aún, en un pequeño sector del mismo. De hecho, en la confluencia de los Barrancos de Aso y Betés este último aportó el 75 por ciento del caudal, cuando su cuenca vertiente representa en ese punto sólo el 28.7 por ciento del total.

La aplicación del método racional

permite calcular la intensidad de la precipitación durante el tiempo de concentración de cada subcuenca, para lo que es necesario estimar los coeficientes de escorrentía (véase el apartado 2).

La distribución de las pendientes en las subcuencas de Aso y Betés (Fig. 4) y sus usos del suelo no difieren sustancialmente. Aso cuenta con una mayor superficie y a partir de los picos de crecida estimados está claro que la precipitación en la subcuenca de Aso fue menos intensa que en la de Betés. De esta forma puede deducirse que en la subcuenca de Aso se almacenaría una mayor proporción de precipitación, por intercepción, infiltración o retención en superficie. Esto significa que el coeficiente de escorrentía en Aso debe ser sustancialmente menor que en Betés. Es bien conocido el hecho de que en eventos de alta intensidad y en cuencas pendientes el coeficiente de escorrentía puede alcanzar el 80 o incluso el 90 % (ver, por ejemplo, White, 1992). Esta sería una estimación razonable de C en la subcuenca de Betés. En Aso, un valor del 50-60 % es más apropiado.

A partir de aquí pueden estimarse (ver Tabla 2 y Fig. 9) las intensidades de precipitación para diferentes subcuencas durante el tiempo de concentración. El valor más elevado corresponde al sector situado entre los aforos 1 y 2 de la subcuenca de Betés, donde se estima una intensidad de 515 mm.hr⁻¹, mientras que en Aso la intensidad estaría alrededor de 69 mm.hr⁻¹.

Este último valor corresponde a la precipitación esperable para un periodo de retorno de 1 a 2 años en Biescas, lo que concuerda además con las estimaciones efectuadas para el pico de crecida en el aforo de Aso 1.

La selección de los coeficientes de escorrentía es una labor subjetiva, pero puede llegarse a estimaciones razonables utilizando la información disponible. Si se considera que el coeficiente de escorrentía de Betés es menor del calculado, entonces las intensidades de la lluvia serían necesariamente mayores; y de igual forma, un valor de C más elevado en Aso significaría una menor intensidad de lluvia.

Estas estimaciones de la intensidad de la lluvia corresponden a la lluvia caída durante el tiempo de concentración y no durante toda la tormenta. El cálculo del tiempo de concentración es igualmente difícil cuando no hay datos directos de campo, pudiendo aplicarse varias fórmulas (ver Hudson, 1981). Así la fórmula de Kirpich:

$$T = 0.02.L^{0.77}.S^{-0.385}$$

Siendo T = Tiempo de concentración en minutos

L = Longitud máxima de la cuenca en m

S = Pendiente media del curso de agua (en m por m)

proporciona valores de 15 y 20 minutos para Betés y Aso respectivamente, que son muy cortos y poco fidedignos

Tabla 2. Intensidad estimada de la lluvia mediante el método racional en función de diferentes coeficientes de escorrentía y para distintas subcuencas.

	Aso 1	Aso 2	Aso 3	Betés 1	Betés 2	Betés (2-1)	Betés 3	Arás 1	Arás 2
Caudal Max. (m3/s)	37	130	100	80	250	170	300	400	500
Area (km2)	6,68	9,91	10,44	2,24	3,56	1,32	4,19	17,77	18,06
Coef. escorr. (%)	i (mm/hr)	i (mm/hr)	i (mm/hr)	i (mm/hr)					
10	199	472	345	1286	2528	4636	2578	810	997
20	100	236	172	643	1264	2318	1289	405	498
30	66	157	115	429	843	1545	859	270	332
40	50	118	86	321	632	1159	644	203	249
50	40	94	69	257	506	927	516	162	199
60	33	79	57	214	421	773	430	135	166
70	28	67	49	184	361	662	368	116	142
80	25	59	43	161	316	580	322	101	125
90	22	52	38	143	281	515	286	90	111
100	20	47	34	129	253	464	258	81	100

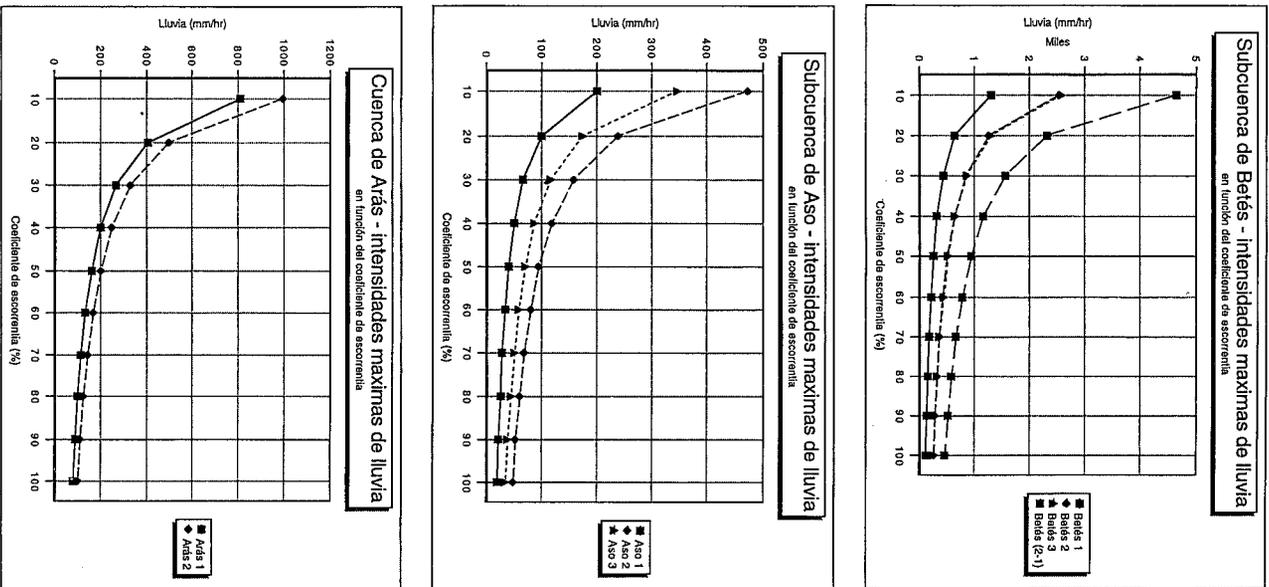


Fig. 9. Curvas de precipitación derivadas del método racional en función de distintos coeficientes de escorrentía. Cada gráfico incluye diferentes puntos aforados en la cuenca de Arás. El método racional consiste en que, una vez conocidos el caudal y la superficie de drenaje, puede estimarse un coeficiente de escorrentía a partir del cual se deduce la intensidad de la precipitación. Las curvas demuestran que con coeficientes de escorrentía muy bajos la precipitación ha de ser muy alta para explicar el caudal calculado, pues gran parte de la lluvia caída queda interceptada por la vegetación o se infiltra. Por el contrario, con coeficientes muy altos la lluvia estimada es más baja, pues casi toda ella se convierte en caudal inmediato.

debido a que la fórmula no está diseñada para cabeceras de cuencas extremadamente pendientes. Utilizando el método de la curva de escurrimiento del Servicio Americano de Conservación de Suelos, los tiempos de concentración para Betés y Aso son de 30 y 40 minutos respectivamente, incluyendo el recorrido de la lámina de agua no concentrada en la parte alta y media de las laderas. Parece verosímil que la duración de la tormenta, al menos el periodo más intenso de la misma, fue muy similar o superior a los tiempos de concentración de las subcuencas, causando los máximos picos de crecida teóricamente posibles.

No es posible aportar un dato preciso sobre la cantidad total de lluvia caída en el conjunto de la cuenca o en partes de la misma. A partir de los tiempos de concentración y de la intensidad calculada con el método racional pueden realizarse algunas estimaciones que sitúan al evento tormentoso de Arás en un orden de magnitud.

En la cuenca de Betés, con un tiempo de concentración de 30 minutos y una intensidad de lluvia de 322 mm.hr⁻¹, puede hablarse de 161 mm recogidos en media hora. Si se tiene en cuenta que la lluvia duró otra media hora, pero en ese caso con una intensidad muy inferior (lo que explicaría la corta duración del pico de crecida y su rápido descenso), estaríamos ante una precipitación total entre 200 y 250 mm.

En el caso del pequeño sector de la

cuenca media de Betés, donde el tiempo de concentración es de unos 8 minutos, durante los cuales la precipitación tuvo una intensidad de 515 mm.hr⁻¹, se pudieron recoger 69 mm en 8 minutos. A esta cifra es necesario añadir otros 118 mm en 22 minutos, durante los cuales la precipitación fue al menos similar a la estimada para la cuenca de Betés en su tiempo de concentración (30 minutos). Ello daría como mínimo 187 mm en media hora y más de 250 mm en una hora.

Finalmente, en el conjunto de la cuenca de Aso se estima una intensidad de 69 mm.hr⁻¹ durante el tiempo de concentración (40 minutos), es decir, 46 mm y quizás en torno a 60 mm en una hora.

Es interesante situar estas estimaciones de intensidad de lluvia en el contexto de los máximos calculados y/o registrados en el mundo. Shaw (1994, pág. 233) incluye un gráfico con los máximos pluviométricos mundiales. Los puntos se hallan limitados por una recta:

$$R = 425.Dh^{0.47}$$

Siendo R = Precipitación (mm)

Dh = tiempo en horas durante el cual se produce la lluvia

Así, los máximos mundiales en 15, 20 y 30 minutos son 221.5 mm (886 mm.hr⁻¹), 253.6 mm (761 mm.hr⁻¹) y 306.8 mm (613.7 mm.hr⁻¹), respectivamente, en todo caso muy por encima

de lo estimado para el barranco de Arás.

5. Efectos geomorfológicos

Además de víctimas personales, la tormenta del día 7 de agosto de 1996 provocó importantes destrozos y cambios geomorfológicos. El puente de Yosa, en el barranco de Aso, fue derribado por socavamiento de su base mientras que el puente que atraviesa el barranco de Betés soportó bien la fuerza de la crecida. Normalmente en el Pirineo lluvias de menor entidad (del orden de 100 mm) son suficientes para provocar deslizamientos de orden decamétrico o incluso hectométrico en el área del flysch, donde se localiza la cuenca de Arás. Sin embargo, en este caso, a pesar del gran volumen de precipitaciones, no puede hablarse de grandes deslizamientos debido a que la lluvia fue muy intensa y relativamente breve, convirtiéndose sobre todo en escorrentía superficial, sin llegar a infiltrarse en grandes cantidades en profundidad. Gracias a esta circunstancia, los únicos movimientos en masa observables en las laderas afectaron a los bordes de las bancas -sobre todo en los alrededores de Betés-, donde se formaron pequeñas cicatrices de tamaño métrico. El fenómeno es similar al observado durante las lluvias de noviembre de 1982 en el Pirineo Central y Oriental (Clotet *et al.*, 1989).

La mayor actividad geomorfológica

tuvo lugar en los cauces, incapaces de acoger todo el volumen de agua procedente de las laderas. En la parte media y alta de la cuenca, los barrancos de Aso y de Betés se ensancharon varios metros por erosión lateral, provocando perturbaciones importantes en parcelas de cultivo próximas al cauce. Poco antes de su incorporación al barranco de Aso, el barranco de Betés amplió las dimensiones de su cauce, que alcanzó el nivel de los depósitos morrénicos y limpió el canal del arbolado denso que se había instalado en él. Grandes bloques de origen morrénico fueron desplazados hasta cerca de la confluencia con el barranco de Aso, propiciando la formación de una acumulación caótica a modo de un *boulder fan*. Desde ese punto hacia aguas abajo el evento hidrológico tuvo un carácter catastrófico, entendiéndose por tal un fenómeno de elevada recurrencia. Al gran caudal procedente del barranco de Betés se unió la crecida -más modesta pero también muy importante- del barranco de Aso. A la vez debe tenerse en cuenta el fuerte incremento en la pendiente del cauce, para salvar el desnivel hasta el fondo del valle del Gállego. Desde poco antes de la confluencia la pendiente pasa a ser de 11-12°. La consecuencia más importante fue el desplome súbito de la mayor parte de las 22 presas de retención de sedimentos localizadas en el barranco de Arás, destruidas en parte por socavamiento de la parte exterior de su base, en parte por la gigan-

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

tesca fricción ejercida por la crecida en el borde superior de cada presa y también por la presión hidrostática del agua infiltrada en los sedimentos.

La mayor parte de los sedimentos acumulados en las presas fueron desplazados aguas abajo en muy pocos minutos. En una de las presas superiores la presencia de arbolado denso y de un gran bloque de unos 10 m de eje mayor facilitó el desvío de las aguas hacia la orilla derecha, donde se abrió un nuevo cauce entre las obras de regulación y la morrena, con una anchura entre 15 y 20 m, una profundidad de 11 m y una longitud de unos 150 m. Aguas abajo los mayores destrozos afectaron a la orilla izquierda. En conjunto, los materiales transportados estaban constituidos por una mezcla de gravas y arenas junto a grandes bloques de origen morrénico, procedentes en su mayor parte del material de relleno de las presas, y arcillas y limos procedentes de la erosión de la morrena durante la crecida. Gran parte de los sedimentos desplazados formó una gran colada de piedras que se detuvo en el ápice del cono de deyección -coincidiendo con un descenso en la pendiente longitudinal-, bloqueando la salida hacia el canal artificial, lo que obligó a las aguas a desviarse hacia su derecha para retomar el sector del cono que había sido más activo hasta las obras de canalización. Es importante señalar que los sedimentos más gruesos no llegaron hasta el camping al moverse como una gran colada de

piedras muy viscosa cuyo avance queda frenado al reducirse la pendiente y abriese el cauce. Un desplazamiento menos masivo y más fluido hubiera permitido una transferencia de sedimentos más fácil hacia aguas abajo. La presencia de arbolado en la zona del camping actuó de filtro y redujo las dimensiones del desastre, como lo prueba el que una onda de sedimentos frenase su avance y se desviase hacia el norte al topar con los árboles.

No ha sido posible estimar los sedimentos transportados desde la cabecera y parte media de la cuenca, dado que los cauces han sido alterados por obras de restauración inmediatamente después de la crecida. No obstante, puede considerarse que su influencia en el aporte total de sedimentos hacia el cono de deyección fue pequeña, al quedar en gran parte atrapados en el boulder fan del barranco de Betés. La fuente más importante de sedimentos estuvo en las presas, que al derrumbarse se vaciaron casi completamente de los sedimentos que retenían. Muchos de sus sedimentos más gruesos quedaron en el tramo final del barranco de Arás, pero la mayor parte llegó hasta la colada de piedras. Una estimación del volumen desplazado desde las presas -teniendo en cuenta su altura, su anchura y la pendiente- proporciona una cifra en torno a 50,000 m³, a los que habría que añadir otros 18,000 procedentes de la apertura de un nuevo cauce a expensas de los depósitos morrénicos. En total, pues, unos 68,000 m³.

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

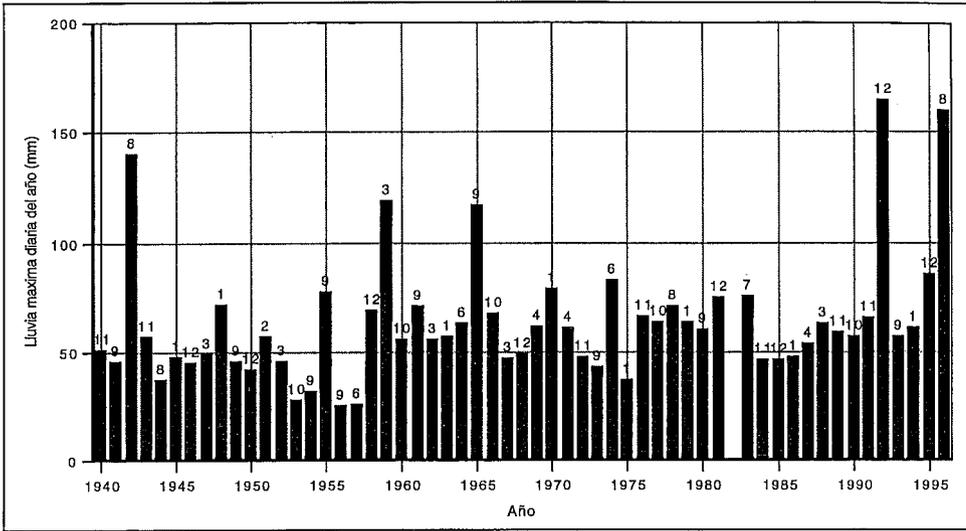


Fig. 10. Valor de las precipitaciones máximas en Biescas. La cifra colocada sobre cada columna se refiere al mes en que se ha producido la lluvia máxima (1940-1995).

Si atribuimos a los sedimentos de las presas una densidad entre 1.8 y 2, entonces el transporte de sedimentos procedentes de las presas puede valorarse entre 122,000 y 136,000 toneladas. Casi una quinta parte de los sedimentos movilizados procede de la segunda presa inferior, de 11 m de altura y 40 m de anchura, con un aporte total de unos 12,500 m³. Muchas otras presas aportaron en torno a 2,000 m³ cada una.

Es importante tener en cuenta que las presas debieron de rellenarse muy pronto de sedimentos. Troncos y restos de árboles muertos que habían enraizado sobre los sedimentos que rellenaban las presas han permitido un estudio dendrocronológico que da una idea aproximada de la fecha de colmatación. Algunos árboles (sobre la segun-

da presa comenzando por la parte baja) alcanzan 60 años de edad, lo que indica que las presas más antiguas se construyeron antes de la década de los treinta. La mayoría, sin embargo, se levantaron en los años cuarenta e incluso después, y la edad de los árboles que se asientan sobre sus sedimentos oscila entre 30 y 50 años. Esto sugiere que el relleno se completó en algunas presas en un plazo muy breve, inferior a 10 años. Debe considerarse además que entre 1943 y 1958 las precipitaciones máximas no alcanzaron valores muy elevados (Fig. 10), sugiriendo que la capacidad de producción de sedimentos y la torrencialidad de la cuenca son altos incluso con valores mediocres de intensidad de precipitación.

Son pocos los lugares en que se

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

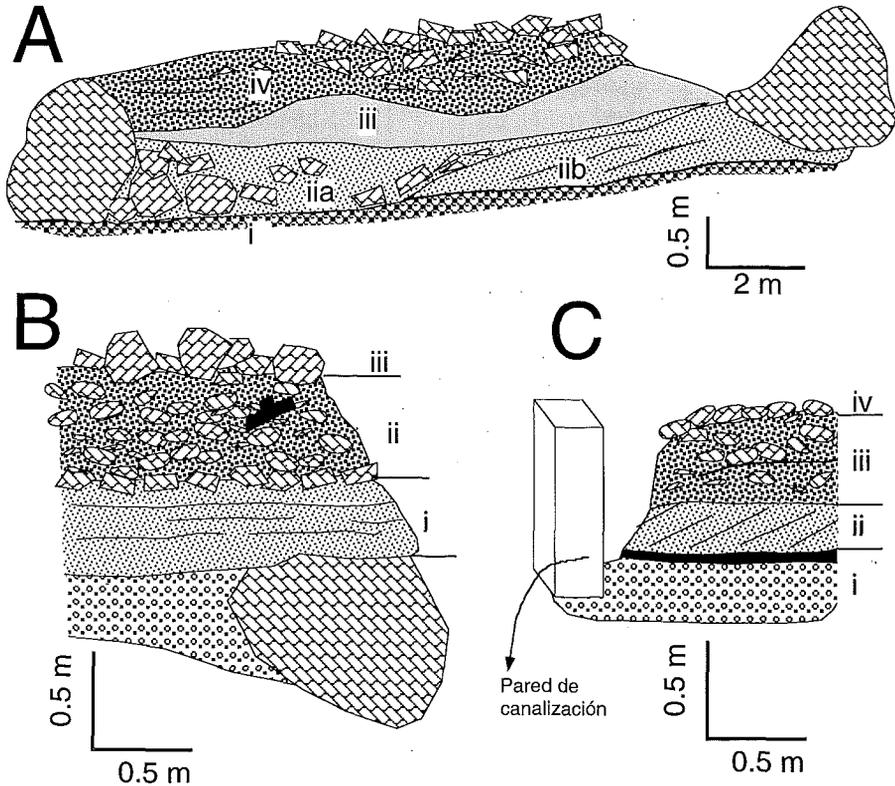


Fig.11 A, B y C. Distintos cortes de sedimentos acumulados durante la avenida del barranco de Arás (ver texto).

preservan restos de los sedimentos transportados por la crecida. En el cono de deyección y en la parte inferior del canal de desagüe una semana después del evento habían sido completamente removilizados por las obras de acondicionamiento y limpieza del tramo canalizado del cauce y el Camping Las Nieves. En el transecto entre el ápice del cono y la primera presa destruida se han conservado algunos sedimentos que permiten describir e interpretar distintos ambientes torrenciales. En general, cabe hablar

de una gran colada de bloques coetánea del pico de crecida y parcialmente destruida después por la fase de recesión de la avenida.

El frente de la colada muestra una acumulación de bloques muy heterométricos (diámetro máximo 3.5 m), mal clasificada y masiva. La textura es abierta, de bloques sueltos que se tocan ('bloque'-soportada) y sin apenas matriz de gravas. El espesor del depósito es muy variable, aunque sobrepasa los 2.5 m. Por debajo de los bloques se dispone un cuerpo de gravas con

bloques. Esta disposición es característica de flujos masivos de fanglomerados con una relación sedimento/agua muy elevada.

Aguas arriba, entre dos bloques de 2 m de diámetro, se diferencian de base a techo cuatro cuerpos sedimentarios (Fig. 11A):

i) Cuerpo subtabular de bloques y gravas de aproximadamente 1 m de potencia. Está constituido en la parte inferior por un depósito de bloques (tamaño máximo 30 cm) con escasa matriz de gravas y textura bloque-soportada. A techo gradúa a un depósito de gravas con cantos.

ii) Asociación lateral de un cuerpo lentiforme (iia) y uno subtabular (iib). Adosado aguas arriba a uno de los bloques se dispone un cuerpo canaliforme de unos 5 m de largo y 1.5 m de potencia relleno de bloques con escasa matriz de gravas. Los bloques de mayor tamaño se localizan en las cercanías del bloque mayor, donde la textura es masiva; en la parte trasera los bloques de hasta 30 cm de diámetro tapizan la superficie erosiva del canal y se disponen en *sets* de estratificación cruzada planar. Aguas arriba del canal se dispone un cuerpo subtabular de gravas con estratificación cruzada planar. A techo de ambos cuerpos el tamaño de las gravas disminuye y marca una clara división con el cuerpo suprayacente.

iii) Cuerpo lentiforme de gravas de unos 30 cm de potencia que se acuña aguas abajo. El tamaño medio de los

clastos es de 5 cm. La textura es matriz-soportada, granodecreciente.

iv) Cuerpo subtabular de 70-80 cm de potencia constituido por un núcleo de bloques de 40 x 20 cm de tamaño máximo y matriz de gravas y textura masiva que gradúa aguas abajo a gravas con laminación paralela. El techo está tapizado por bloques sueltos de 50-60 cm de diámetro máximo.

El cuerpo (i) se interpreta como depósito de una riada precedente. El conjunto superior representa el depósito complejo de la riada del 7 de agosto de 1996 en el que aparecen materiales transportados por corrientes acuosas y materiales de transporte masivo. La estabilización del bloque de aguas abajo canalizó el flujo entre ambos bloques provocando el relleno del canal activo con bloques (iia) y gravas (iib) y posteriormente con gravas masivas (iii). El paquete sedimentario superior (iv) sugiere transporte por corrientes acuosas tractivas muy energéticas con gran cantidad de carga y un flujo de características más cercanas al tipo *stream flood deposit*. El depósito es monoepisódico y corresponde a la rápida descarga provocada por la tormenta (*flash flood*).

En la base de la primera presa de retención de sedimentos los materiales depositados por la última riada se conservan entre dos bloques de varios metros de diámetro, por encima de un nivel de gravas con bloques. Se distinguen tres niveles de base a techo (Fig. 11B):

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

i) Cuerpo tabular de 50 cm de potencia de gravas (diámetro máximo 10 cm, diámetro medio 5 cm) con abundante matriz arenosa y textura clastosoportada. El depósito se organiza en *sets* de estratificación planar de unos 15 cm de potencia con cantos imbricados y laminación paralela.

ii) Cuerpo tabular de unos 50 cm de potencia constituido por bloques heterométricos (diámetro medio 15 cm; máximo 60 cm) y abundante matriz de gravas. El depósito es masivo, sin imbricación de cantos, con predominio de textura matriz soportada. Los bloques de mayor tamaño se sitúan a techo. Aparecen fragmentos de raíces de pino.

iii) Bloques sueltos de tamaños variables (máximo 1 m) sin matriz de gravas.

Las gravas con bloques se interpretan como depósitos de una riada precedente. Los primeros depósitos de la riada de agosto de 1996 (i) tienen las características de transporte acuoso; granoselección, estratificación cruzada, morfologías planares. Los cuerpos (ii) y (iii) suponen un cambio brusco en las condiciones de flujo con incremento de la energía y de la carga de sedimento y se interpreta como un depósito de tipo *flash flood*.

Aguas arriba de la primera presa, en la margen derecha del barranco y entre el cauce artificial y la pared del cauce natural, se distingue la siguiente secuencia (Fig. 11C):

i) Gravas masivas coronadas por un

nivel decimétrico de limos. Sobre este depósito se construyó la pared del cauce artificial.

ii) Cuerpo tabular de gravas finas con matriz de arenas organizado en *sets* de estratificación cruzada planar.

iii) Cuerpo subtabular de gravas con laminación paralela. Está separado del cuerpo infrayacente por una superficie erosiva.

iv) Bloques con menor proporción de matriz de gravas.

Las gravas masivas (i) se interpretan como depósitos del cauce activo durante riadas previas al encauzamiento del barranco. Tras la construcción de dicho cauce el área dejó de ser activa y sólo se depositaron limos transportados por flujos laterales secundarios. El barranco se desbordó durante la última riada y construyó una barra de gravas bien ordenada entre el cauce artificial y la pared del cauce natural (ii). Las condiciones del flujo cambiaron con el gran aumento del contenido en sedimento transportado y de la energía de la crecida, y como consecuencia de ello se depositó el conjunto (iii) y (iv): gravas masivas, fanglomerados y colada de bloques que se interpretan como un *flash flood*.

En definitiva, los restos de materiales depositados en el tramo inferior del barranco de Arás, antes de llegar al ápice de su cono de deyección, sugieren que la riada del día 7 de agosto de 1996 se compuso de dos episodios distintos:

- Un primer episodio dominado por corrientes acuosas que desbordaron el cauce canalizado y depositaron barras de gravas y bloques. La similitud de estos depósitos con los retazos de materiales sedimentados por crecidas previas permite conjeturar que la energía de este flujo acuoso fue similar al de anteriores eventos.

- Un segundo episodio dominado por flujos de alta densidad muy energéticos que depositaron un cuerpo de bloques heterométricos con matriz de gravas masivas no seleccionadas, coronada a techo por una colada de bloques con escasa matriz. Este tipo de flujos de alta densidad se caracteriza por rápidos cambios espacio-temporales en la dinámica sedimentaria y de ahí la presencia de depósitos con rasgos diferenciados (*sieve, flash flood, stream flood*). Sin embargo, los afloramientos descritos presentan similar evolución y se interpretan como depositados por corrientes acuosas de elevada carga sedimentaria. Aguas arriba, en el barranco de Betés se localiza una colada de bloques de gran tamaño que también correspondería a esta dinámica torrencial.

El cambio brusco de las condiciones hidrodinámicas se produjo por un aumento espectacular de la carga de sedimentos. Aunque la avenida incorporó sedimentos del cauce del torrente, fue la rotura instantánea de las presas la única causa capaz de proporcionar suficiente sedimento para transfor-

mar el flujo acuoso en una corriente catastrófica de alta densidad.

No ha sido posible comparar las características del sedimento depositado durante la gran avenida del 7 de agosto de 1996 con los depósitos típicos del cono de deyección de Arás. Sin embargo, algunas evidencias permiten situar al evento estudiado en un contexto más amplio.

En primer lugar, como se ha señalado anteriormente, los sedimentos acumulados en las presas del curso inferior del barranco de Arás responden a avenidas de menor intensidad, predominando gravas y bloques inferiores, en general, a 50 cm de eje mayor, lo que indica que al menos en los últimos 50 años no había habido una avenida de características similares a la de agosto de 1996.

En segundo lugar, el estudio de otros conos de deyección en la Ribera de Biescas aporta información suplementaria que, aunque todavía insuficiente, arroja luz sobre los modelos de sedimentación dominantes durante el Holoceno. Gómez Villar (1996) estudia los conos de Orós, Oliván y Escuer, dejando a un lado el de Arás por la imposibilidad de estudiar sus estructuras sedimentarias en superficie y en profundidad después de haber sido canalizado y tras la densa colonización vegetal en la zona que había sido activa hasta los años sesenta. A pesar de este problema, los conos de Orós, Oliván y Escuer son suficientemente parecidos al de Arás como para

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

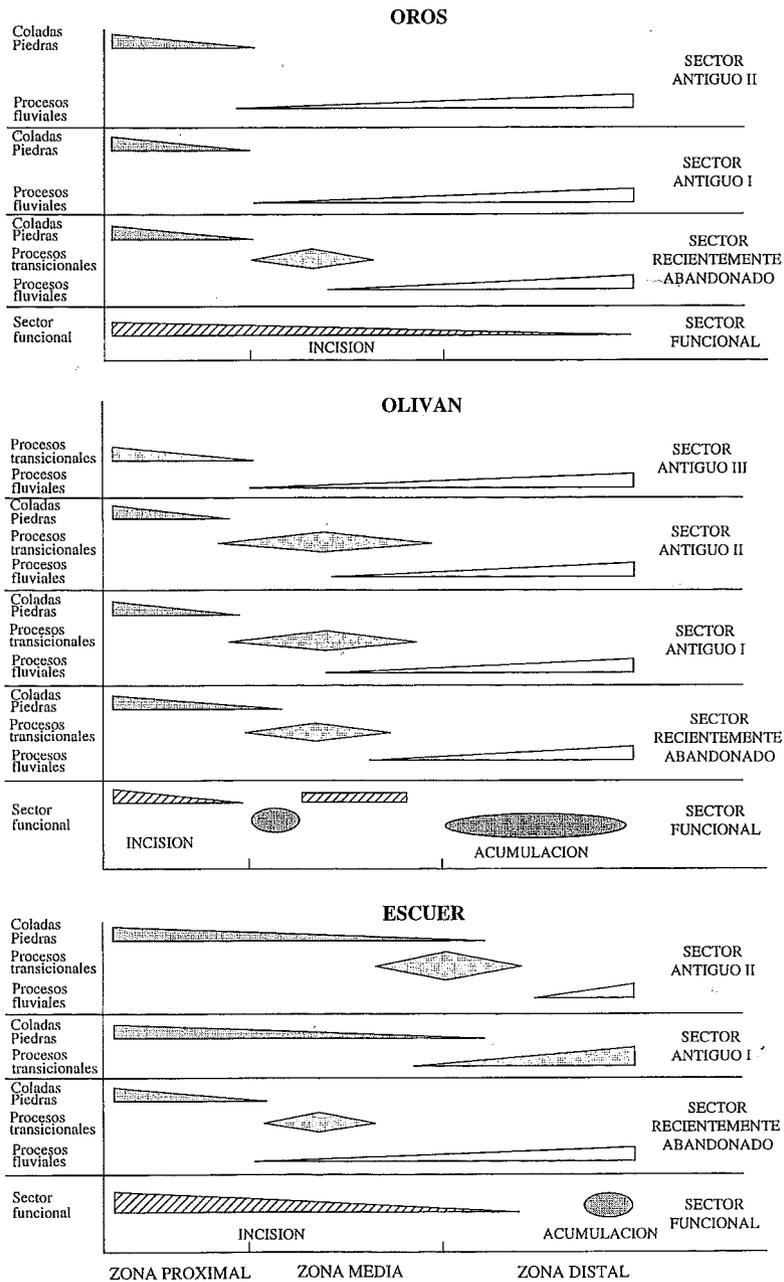


Fig. 12. Modelo esquemático de la distribución de procesos deposicionales en conos aluviales pirenaicos (C. P. = coladas de piedras; P. T. = procesos transicionales; P. F. = procesos fluviales; S. F. = sector funcional). Tomado de Gómez Villar (1996, pag. 120).

que los resultados obtenidos en los primeros sean extrapolables al último. Debe tenerse en cuenta en todo caso que el factor que mejor determina las características del cono de deyección es la litología (Gómez Villar, 1996) y que ésta es similar en las cuencas que drenan hacia los conos de deyección de la Ribera de Biescas.

En superficie los tres conos muestran un predominio de coladas de piedras en su zona apical, compuestas por grandes bolos morrénicos y bloques procedentes del flysch, dando lugar a depósitos caóticos con márgenes y frentes muy pendientes que indican que el flujo fue muy viscoso (Bull, 1977). Este fenómeno es aún más evidente en el cono de Escuer, donde las coladas de piedras dominan en superficie hasta la zona central del cono. Hacia aguas abajo las coladas son sustituidas por depósitos transicionales y, finalmente, fluviales, en un proceso de fuerte selección de tamaño típico de ambientes con fuerte heterometría en los sedimentos transportados (Fig. 12). El crecimiento de los conos por medio de coladas de piedras es responsable de que su pendiente y su superficie sean mayores que las predichas por las ecuaciones de las regresiones generales (Gómez Villar, 1996).

En profundidad es mucho más difícil estudiar la estructura sedimentaria de los conos de deyección. Algunos cortes próximos al ápice permiten comprobar, sin embargo, el predominio de clastos gruesos empastados en

matriz fina, con una estratificación tosca típica de flujos viscosos, con pequeñas crestas de empuje. La ausencia de grandes bloques morrénicos (de más de 1 m de eje mayor) en los perfiles y su concentración en superficie refleja la estructura habitual de las coladas de piedras, en las que los materiales más gruesos tienden a desplazarse en la parte superior del depósito.

La disposición de los sedimentos en los conos de deyección de la Ribera de Biescas sugiere que las coladas de piedras y bloques tienen una notable importancia para explicar el crecimiento de los abanicos, sustituidas longitudinalmente por depósitos mejor clasificados hacia aguas abajo. El periodo de recurrencia de tales coladas es imposible de deducir con la información disponible, pero parece bastante largo a la vista del comportamiento del barranco de Arás en los últimos 50 años. En el ápice del cono la acumulación de sedimentos tiene un espesor de 50 m, en gran parte constituidos por coladas de bloques, pero se desconoce la potencia de cada colada y el momento en que se inicia la formación del cono, necesariamente después de la retirada de los glaciares (hace unos 30,000 años: Martí Bono, 1996).

6. Discusión y conclusiones

La tormenta del día 7 de agosto de 1996 en la cuenca del barranco de Arás dió lugar a un gran pico de creci-

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

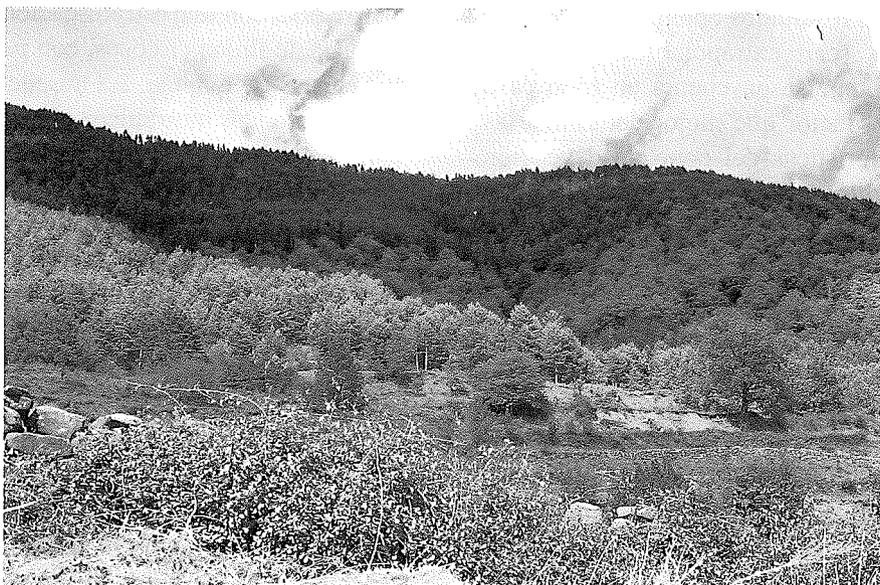


Foto 1. Cuanca de Betés. Area donde se concentró la mayor intensidad de la precipitación. (Foto: García Ruiz).



Foto 2. Perspectiva del cono de Arás mostrando en primer plano la gran acumulación de sedimentos detenidos en el ápice del cono y el canal artificial siguiendo la bisectriz del mismo. (Foto: García Ruiz).

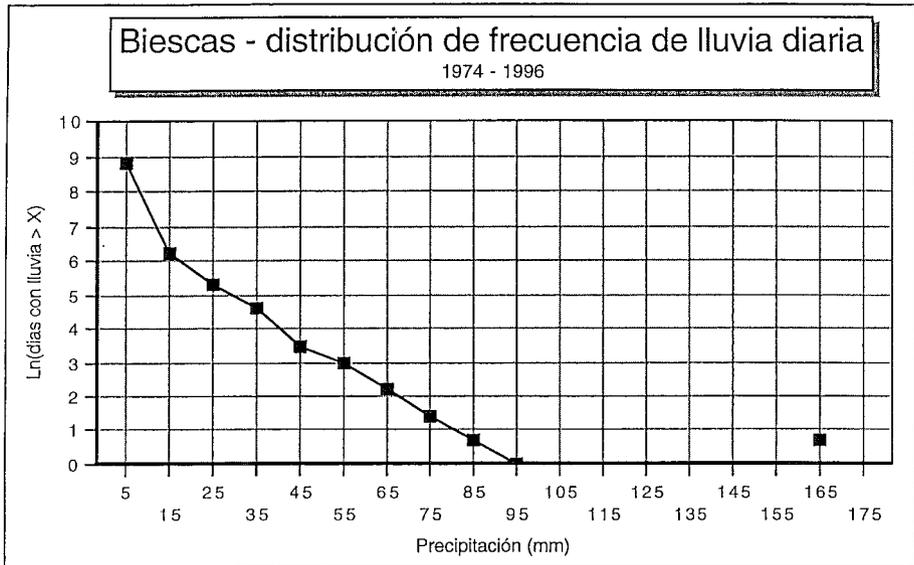


Fig.13. Distribución de frecuencias de las precipitaciones diarias en Biescas.

da de unos $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, equivalentes a $27.7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. No obstante, aun siendo esta cifra muy elevada, es frecuentemente superada en diferentes puntos del mundo mediterráneo: así, Pérez Cueva & Calvo (1984) señalan en Valencia caudales entre 11 y $38 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ durante las crecidas de octubre de 1982. Asimismo, García Ruiz *et al.* (1988) estimaron un caudal específico de $58 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ en un pequeño barranco de la cuenca del Najerilla, Sistema Ibérico, en septiembre de 1986, durante una tormenta muy local quince días después de un incendio forestal, en una cuenca de 2.7 km^2 y pendientes muy fuertes.

La intensidad de la crecida provocó destrozos en campos de cultivo, erosión lateral y lineal en los cauces, el derrumbamiento de casi todas las pre-

sas de retención de sedimentos en el tramo final del barranco y el arrasamiento de un camping localizado en el cono de deyección. Dos son los factores fundamentales para explicar la magnitud del evento: en primer lugar la gran intensidad de la precipitación y, en segundo lugar, el gran arrastre de sedimentos procedentes del desmantelamiento de las presas.

A) La lluvia caída en una hora alcanzó valores de 160 mm en Biescas, fuera del ámbito de la cuenca de Arás. Los caudales punta estimados en el barranco sugieren que en algunos sectores de su cuenca la intensidad fue muy superior, especialmente en la subcuenca de Betés, en donde muy localmente pudieron registrarse valores de más de $500 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$.

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS



Foto 3. Señales de impactos en tronco ubicado en el cauce del barranco de Arás. (Foto: García Ruiz).



Foto 4. Árboles derribados (con el tronco descortezado) por el paso de la avenida. Puede observarse también el tamaño de los

Al estudiar la intensidad de las precipitaciones en el Pirineo Central, Creus & Puigdefábregas (1978) habían comprobado que el valle del Gállego y la cabecera del valle del Aragón podían verse afectados por intensidades muy altas. De hecho, en Biescas se habían registrado 140 mm en un día en agosto de 1942, y otras lluvias habían superado los 100 mm en 24 horas. Incluso el 8 de diciembre de 1992 se había llegado a 165 mm, de manera que las lluvias muy voluminosas no son anómalas en Biescas. Otro rasgo a tener en cuenta es que el río Gállego es, junto al río Ara, el que muestra mayor frecuencia de avenidas de entre los grandes ríos pirenaicos (García Ruiz *et al.*, 1985), confirmando la existencia de un sector pirenaico dado a registrar una mayor probabilidad de lluvias intensas. Creus & Puigdefábregas (1978), por otra parte, señalan que las lluvias más intensas en la Ribera de Biescas y en las sierras prepirenaicas tienden a presentarse en verano.

La distribución de las precipitaciones diarias en Biescas (Fig. 13) pone de manifiesto que, como sucede habitualmente, existe una marcada tendencia a que la frecuencia disminuya exponencialmente hacia las lluvias más intensas; sin embargo -y ésta es una característica típica de las lluvias mediterráneas- aparecen registros claramente desmarcados de la tendencia general, con valores mucho más altos de lo que cabría esperar. Estos valores

(registros desclasificados o *outliers*) son los más importantes a la hora de realizar cálculos probabilísticos y de predecir el comportamiento hidrológico de cuencas a diferentes escalas espaciales y temporales. La Tabla 3 refleja los periodos de retorno correspondientes a diferentes lluvias en 24 horas para diferentes estaciones pirenaicas. En Biescas una lluvia de 100 mm puede esperarse al menos una vez en 9 años, y una lluvia de 160 mm -valor alcanzado en el evento del día 7 de agosto de 1996- al menos una vez en 144 años. Periodos de retorno incluso más bajos fueron calculados por Elías & Ruiz (1979) para el periodo 1941-70 en su estudio sobre las precipitaciones máximas en España. Es importante recordar, sin embargo, que los periodos de retorno calculados se refieren a lluvias medidas en 24 horas y no en una hora, lo que es un problema añadido a la hora de calcular los periodos de retorno y de su utilización en la estimación de riesgos naturales. La ausencia de registros continuos de precipitación limita aún más la eficacia de los modelos estadísticos de predicción de riesgos.

El estudio de las precipitaciones máximas en el Pirineo Central demuestra que la utilización de periodos de retorno en áreas de montaña tiene unas marcadas limitaciones. Por ejemplo, para una lluvia de 150 mm el periodo de retorno puede variar entre menos de 20 años y más de 60,000 años, incluso entre localidades muy

Tabla 3. Periodos de retorno (años) para lluvias de distinta intensidad en 24 horas, en diferentes estaciones pirenaicas.

Estación	Altitud (m)	Lluvia anual (mm)	Lluvia máx. (mm)	Años de datos	Períodos de retorno (años) para una lluvia de:			
					50 mm	100mm	150mm	200mm
Agüero	696	1093.2	146.7	19	1.8	9	58	398
Ainsa	589	903.2	106.3	22	1.5	29	886	26631
Aisa	1043	1010.3	72.2	7	2.3	100	5583	310689
Ansó	860	1197.3	105	25	1.2	15	363	8934
Aragües del Puerto	970	1315.0	102.5	24	1.5	18	335	6300
Artieda	652	739.6	85	22	2.3	229	29799	4194304
Aso de Sobremonte	1264	1259.6	98	24	1.1	51	5482	578525
Bescós de la Garcipollera	932	1074.3	82.1	21	1.4	109	13573	1677721
Biel	760	874.1	103	23	1.4	12	184	2719
Biescas	890	1166.3	165	21	1.5	9	91	883
Boltaña	643	1038.4	146.5	27	1.2	8	84	926
Broto	1005	1188.8	133.3	30	1.1	8	151	2729
Búbal	1100	1416.4	118.7	15	1.0	9	232	5893
Candanchú	1600	1774.9	118.5	6	1.0	4	87	2199
Capdella	1270	1212.9	252	30	1.2	4	23	145
Fiscal	770	1074.9	135.3	22	1.2	7	74	792
Gistain	1422	1410.3	214.8	21	1.1	3	18	100
Graus Sta. Lucia	498	689.3	78	24	2.8	374	59918	8388608
Hecho	833	1271.9	116.6	21	1.2	11	213	4055
Jaca	818	905.0	84	21	1.8	104	8050	621378
Javierrelatre	709	695.1	140	19	1.5	10	103	1038
Lasarra	1450	1348.4	167	19	1.0	3	21	162
Pineta "presa"	1150	1399.1	160.5	30	1.0	3	21	166
Sabiñánigo	790	842.0	124	28	2.2	37	805	17623
Sarvisé	863	1178.6	158.1	21	1.2	5	49	446
Sin	1218	1247.9	517.4	21	1.7	2	5	11
Sta. Cruz de la Serós	780	662.8	180	12	1.6	6	31	164
Urdiceto "central"	1920	1182.1	307.2	23	1.4	3	10	33

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS



Foto 5. Presa de retención de sedimentos destruida por la avenida. Sobre los sedimentos crecieron árboles que fueron derribados



Foto 6. Sucesión de presas rotas en el barranco de Arás, con restos de los sedimentos acumulados. En primer plano, grandes bloques arrastrados durante la avenida del 7 de agosto de 1996. (Foto: García Ruiz).

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS

próximas. El análisis es altamente dependiente de la ocurrencia de lluvias intensas durante el periodo de medidas. Como tales eventos se dan muy poco frecuentemente, algunos puntos no cuentan con registros tormentosos de alta intensidad en, por ejemplo, una serie de 30 años. Esto confirma la gran irregularidad espacial de las lluvias más intensas y su carácter tormentoso. La ausencia de una fuerte correlación entre precipitaciones máximas y altitud (Fig. 14) (aunque sí entre precipitaciones y altitud) es una prueba más del carácter caótico de las lluvias intensas, lo que hace muy difícil el empleo de los habituales análisis probabilísticos para el control de riesgos naturales.

En los Pirineos, por ejemplo, las lluvias torrenciales de noviembre de 1982 dieron valores de más de 600 mm en 24 horas en la estación meteorológica de Góriz, situada a 2.200 m s.n.m. (Martí Bono & Puigdefábregas, 1983; García Ruiz *et al.*, 1983). Durante esas lluvias el cono de deyección del barranco Remáscaro (afuente del Esera) fue en gran parte removilizado con un pico de crecida de 108 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Martí Bono & Puigdefábregas, 1983), en un contexto topográfico y geomorfológico que guarda muchas similitudes con el barranco de Arás. En una situación muy parecida a este último, el cono de deyección de la Guingueta fue invadido por sucesivas coladas de piedra y barro durante las

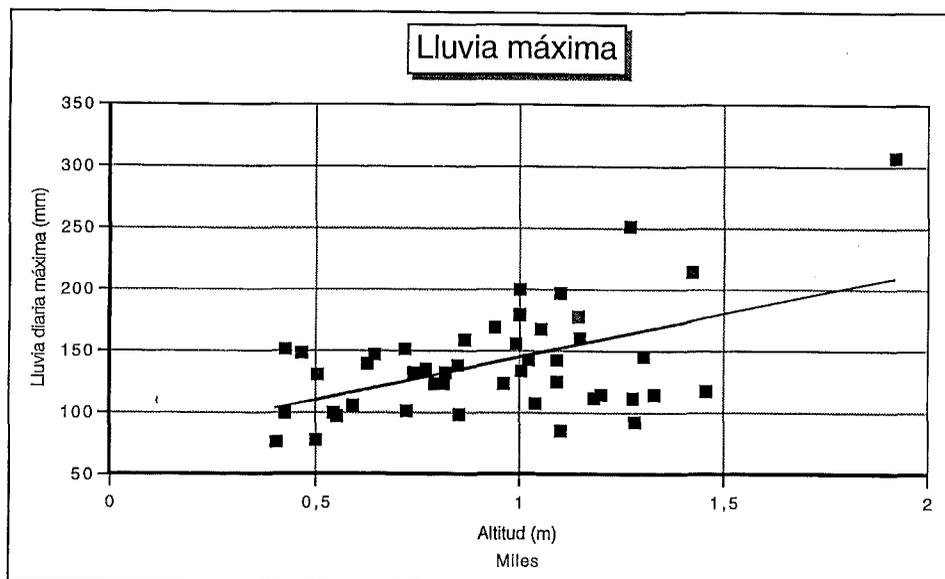


Fig. 14. Correlación entre precipitaciones máximas y altitud en diferentes estaciones pirenaicas ($r^2 = 26.3$; $p = 0.0003$).

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS



Foto 7. Nuevo cauce abierto entre el estribo derecho de una presa y los sedimentos morrénicos. (Foto: García Ruiz).



Foto 8. Sucesión de presas destruidas y vaciadas de sedimentos durante la gran avenida. (Foto: García Ruiz).

lluvias torrenciales del 6 al 8 de noviembre de 1982 en el Pirineo Catalán (Bru *et al.*, 1984). Algunas localidades pirenaicas han registrado valores de precipitación muy altos. En varias estaciones se han registrado más de 200 mm en 24 horas: 517 mm en Sin, 307 mm en Urdiceto, 252 mm en Capella, 214 mm en Gistaín. Inundaciones catastróficas ligadas a fuertes tormentas estivales (2-3 de agosto de 1963) habían sido reseñadas por Daumas (1964) en los valles del Esera, Isábena, Noguera Ribagorzana y Arán (Pirineo Central), con acumulaciones de más de 2 m de sedimentos en los fondos de valle, destrucción de una aldea y reactivación de antiguos conos de deyección. En García Ruiz *et al.* (1985) pueden encontrarse también referencias a grandes crecidas en el Pirineo Central. Quiere esto decir que lluvias de gran intensidad y crecidas catastróficas son fenómenos comunes en el Pirineo, con frecuencia en pleno verano, aunque sus efectos más excepcionales y catastróficos se presentan con una gran irregularidad espacial. Existen además referencias históricas que confirman la ocurrencia de fenómenos geomorfológicos e hidrológicos de muy baja frecuencia y excepcional intensidad, como el enterramiento del Monasterio de San Adrián de Sasave por una gran colada de piedras a mediados del siglo XVIII (tras otros eventos similares en siglos anteriores) o la gran colada de piedras de Espuëndolas, cuya esporádica funcio-

nalidad ha llegado hasta nuestros días (Martí Bono *et al.*, en prensa). Martínez Castroviejo & García Ruiz (1990) han puesto también de relieve la gran torrencialidad de algunos cauces, con acumulaciones de coladas de bloques, por ejemplo en la cabecera del río Ijuez.

En todo caso, la intensidad de las precipitaciones puede compararse a la de algunas lluvias del mediterráneo español. Lluvias de hasta 600 mm -con intensidades de hasta 150 mm en dos horas y media- ocasionaron en el Levante español caudales extraordinarios que, en términos relativos pueden valorarse entre 11 y 38 m³.s⁻¹.km² (Pérez Cueva & Calvo, 1984), con una recurrencia que, según Pérez Cueva & Armengot (1983), no pasa de ser secular. López Bermúdez & Romero (1992-93) recopilaron las lluvias más copiosas de la vertiente mediterránea española, destacando valores de hasta 800 mm en 24 horas (Puebla del Duc, Valencia, noviembre de 1987), 600 mm en 3 horas (Zurgena, Murcia, octubre de 1973) y 330 mm en 1 hora (4.11.1972 en Alicante).

B) El segundo factor fue el súbito desplome de casi todas las presas de retención de sedimentos y su arrastre hasta el ápice del cono de deyección. Después de su construcción, la mayoría en los años cuarenta, las presas fueron rellenadas en un plazo de tiempo muy corto, lo que confirma la torrencialidad del barranco de Arás. Durante

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS



Foto 9. Pequeño resto de sedimentos acumulados aguas arriba de una presa rota y vaciada. El nivel superior de los sedimentos enrasa con el borde de la presa. (Foto: García Ruiz).



Foto 10. Presa en el barranco de Aso. Esta presa, así como gran parte de la vegetación del cauce, resistió la fuerza de la avenida, confirmando su menor intensidad en el barranco de Aso. (Foto: García Ruiz).

décadas, con lluvias y avenidas de baja intensidad, las presas y el canal artificial han funcionado adecuadamente, pero no han sido capaces de soportar una crecida de gran intensidad. El desplazamiento de los sedimentos hasta el cono en forma de colada de piedras obligó al barranco a retomar lo que había sido su área más activa antes de la canalización, provocando la tragedia en el camping.

* * *

La cuenca de Arás, aparentemente poco activa desde un punto de vista geomorfológico, presenta algunos indicadores fundamentales sobre la capacidad de transporte del torrente y sobre su dinámica. Es cierto que gran parte de la cuenca está cubierta de bosque y que la mayor parte de los procesos geomorfológicos que afectan a la parte más alta de las laderas (piso supraforestal) han tenido escasa incidencia en lo ocurrido en este evento. Pero la pendiente del barranco en su tramo final supera los 10°, atravesando materiales muy erosionables, de origen morrénico, que pueden aportar grandes cantidades de sedimentos. Por otro lado, esos materiales son susceptibles de producir movimientos en masa que temporalmente pueden bloquear la salida del barranco, incrementando la intensidad de la avenida tras su ruptura. Esta posibilidad no se dió durante el evento estudiado, pero es un riesgo que no puede descartarse dados el tipo

de materiales y la topografía por los que atraviesa el barranco de Arás.

El cono de deyección sobre el que se asentó el camping había dado muestras de notable actividad en la primera mitad de siglo XX y por ello se procedió a su control por medio de presas y de un nuevo canal. Las fotografías aéreas de 1957 indican que la mitad meridional del cono había sido muy activa hasta tiempos recientes. La ausencia de avenidas extraordinarias y la retención de sedimentos en las presas limitó la actividad del cono al canal artificial, de manera que el sector anteriormente más funcional se había cubierto ya de vegetación a finales de los años setenta, lo que dió una falsa impresión de estabilidad. El estudio de Gómez Villar (1996) sobre la dinámica de conos de deyección en la Ribera de Biescas señala que todos ellos muestran una tendencia a reducir su actividad debido al abandono de tierras y la recolonización vegetal en las cuencas, pero la presencia de coladas de piedras recientes en una parte de su superficie demuestra que la estabilidad está lejos de alcanzarse. Estudios de vegetación en el cono de Arás (Montserrat, 1988) confirmaron la presencia de *Hippophae rhamnoides*, especie de ambientes torrenciales.

La catástrofe del barranco de Arás confirma la necesidad de mejorar nuestra capacidad de predicción de fenómenos hidrológicos y geomorfológicos excepcionales. Las áreas de montaña, especialmente las de la zona

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS



Foto 11. Perspectiva aérea de parte del cono de deyección de Arás, tomada el día 21 de agosto de 1996, dos semanas después de la catástrofe. La imagen muestra el canal artificial, el gran transporte de sedimentos hacia la zona del camping (ubicada en la zona de arbolado de plantación regular), y el efecto de filtro realizado por los árboles, forzando a una onda de sedimentos a desplazarse hacia la derecha (en realidad, hacia el norte), ocupando parte del canal artificial. (Foto: J.P. Martínez Rica).

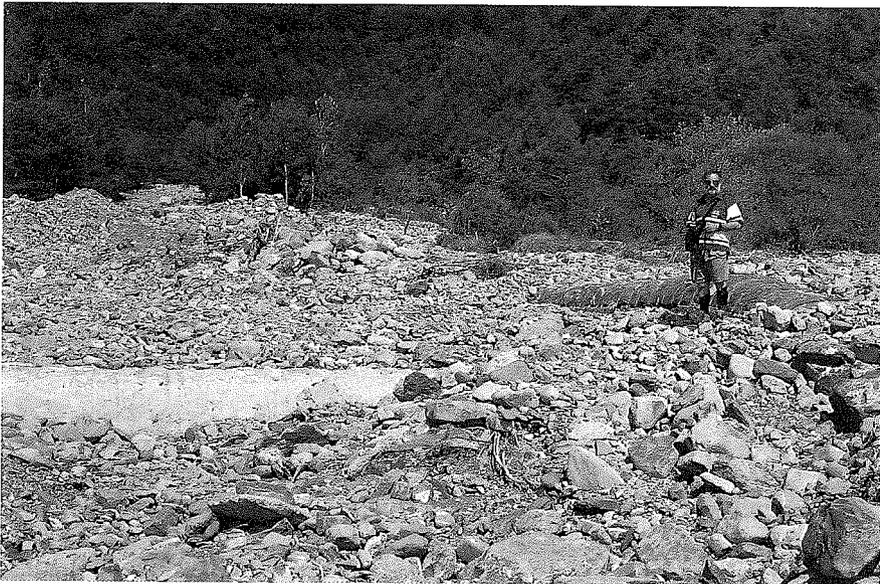


Foto 12. En la zona apical (o proximal) del cono de Arás el canal artificial aparece relleno casi en su totalidad por sedimentos. (Foto: García Ruiz).

mediterránea, están sujetas a precipitaciones muy irregulares en el tiempo y en el espacio, caracterizadas por su gran intensidad. Las tormentas de verano y principios de otoño afectan a sectores muy limitados de una cuenca, pero su intensidad puede alcanzar valores muy altos, con efectos catastróficos en cauces, conos de deyección y llanuras aluviales. El estudio de la gran avenida del barranco de Arás potencia la utilidad del método geomorfológico, que tiene como base la prospección de indicadores de terreno cartografiables, análisis multitemporal de fotografías aéreas, recogida y análisis de datos sedimentológicos y geocronológicos, etc... Este método es, a pesar de sus limitaciones, fácilmente aplicable, pues permite detectar los ambientes amenazados por peligros naturales (a partir de depósitos, procesos en las laderas, presencia de conos de deyección activos hasta tiempos recientes, capacidad para transportar sedimentos) y es la base fundamental para la predicción **espacial** de riesgos hidromorfológicos.

Más difícil es la predicción **temporal**, es decir, cuándo y con qué frecuencia ocurrirá el peligro. Los datos pluviométricos e hidrológicos necesarios para esta predicción temporal pueden tener un tratamiento estadístico que permita construir un marco de referencia sobre la frecuencia con que ocurrirá un evento determinado. Sin

embargo, las limitaciones son muchas -incluso cuando, como en el caso estudiado, la red de estaciones meteorológicas es muy densa- pues las series de datos no son lo suficientemente representativas en el espacio y en el tiempo como para precisar eventos de ocurrencia tan intensa y tan local. En general, las predicciones a partir del análisis de periodos de retorno son fácilmente desbordadas por la realidad si no se dispone de series climáticas muy largas, que incluyan eventos "desclasificados" para predecir con mayor fiabilidad la probabilidad y recurrencia de fenómenos hidrológicos excepcionales. Aun así es necesario recurrir a esos datos como un apoyo en la toma de decisiones sobre la gestión del riesgo y como complemento necesario del método geomorfológico.

Por otro lado, dado que las tormentas presentan, especialmente en verano, una gran irregularidad espacial, se hace necesario trabajar con datos de muchas otras estaciones meteorológicas en las que han podido registrarse en alguna ocasión tales eventos desclasificados. Además, la utilización de indicadores geomorfológicos (tipos de depósitos, procesos en las laderas, presencia o ausencia de conos de deyección activos hasta tiempos recientes, capacidad para transportar sedimentos) hubiera sido determinante para realizar con mayor precisión una valoración de la peligrosidad hidromorfológica.

LA CATÁSTROFE DEL BARRANCO DE ARÁS



Foto 13. El canal artificial del barranco de Arás tras la avenida. A la izquierda puede observarse un sector del camping. (Foto: J.P. Martínez Rica).



Foto 14. Pequeños deslizamientos en los bordes de los bancales, proximidades del pueblo de Betés. A pesar del gran volumen de precipitaciones no hubo movimientos en masa de plano más profundo, debido al elevado coeficiente de escorrentía durante la tormenta. (Foto: García Ruiz).

7. Consideraciones finales

La predicción de riesgos naturales se enfrenta a numerosos problemas que en todo caso requieren un análisis profundo de la información disponible y una perspectiva distinta de la habitual. En general, los estudios de peligros hidrológicos y geomorfológicos se basan en cálculos estadísticos de series de datos de estaciones meteorológicas y de aforos, pero están escasamente ligados al medio ambiente, es decir, apenas se apoyan en las características del territorio. Este planteamiento contribuiría a precisar la predicción si la red de estaciones fuera muy densa, si la distribución espacial de las precipitaciones máximas fuera muy regular, si los datos pluviométricos fueran de registro continuo para detectar la intensidad y duración de los eventos tormentosos y si las series fueran muy largas. Sin embargo, sabemos que la información básica es muy fragmentaria en el tiempo y en el espacio, de manera que amplios sectores de la montaña carecen de los datos hidrológicos y climáticos más elementales. Por otro lado, las tormentas de gran intensidad, causantes de los fenómenos hidromorfológicos de menor frecuencia, tienen un radio de acción muy local, lo que, como en el caso de Biescas, es suficiente para provocar una catástrofe en cualquier punto aguas abajo. Ese carácter local limita enormemente el poder incorporar una estimación indirecta de la lluvia a una

serie más larga de precipitaciones en una estación concreta, reduciendo el valor de los cálculos de periodos de retorno.

La irregularidad es tan grande que los cálculos probabilísticos de precipitaciones máximas en un punto determinado no tienen apenas significado, como lo prueban los fortísimos contrastes existentes entre los periodos de retorno calculados para distintas precipitaciones en localidades separadas muy pocos kilómetros entre sí. Esto quiere decir que es necesario insistir más en el estudio de la irregularidad espacial y temporal de las precipitaciones y que la ausencia de registros muy intensos en una estación concreta no es un indicador fiable de la inexistencia de riesgos. Por ello son necesarios otros indicadores indirectos (paleohidrológicos, geomorfológicos) que aportan información sobre la dinámica de laderas, la producción de sedimentos y la intensidad de avenidas. Estos indicadores son los que permiten caracterizar los fenómenos naturales que generan riesgos y permiten realizar la zonificación de los peligros naturales en áreas de montaña.

La catástrofe del barranco de Arás es el resultado de la combinación de un conjunto de factores entre los que destaca la intensidad de la lluvia (superior en algunos puntos de la cuenca a 200 mm en una hora y en torno a 515 mm.hr⁻¹ durante 8 minutos) sobre laderas muy pendientes. La parte final del torrente, con una pendiente

próxima al 20 % y materiales muy erosionables, contribuyó a acelerar la fuerza del pico de crecida, destruyendo numerosas presas de retención de sedimentos que ampliaron la magnitud de la catástrofe. Un evento de este tipo es posible en cuencas pirenaicas con laderas y talweg muy pendientes, pues tormentas muy fuertes descargan con gran irregularidad en cualquier parte del Pirineo Central; pero además en el caso de la cuenca de Arás los antecedentes conocidos acerca de su funcionalidad y las características de su cono de deyección constituyen señales indicadoras de los riesgos que se asumen al instalar infraestructuras vulnerables. La memoria, sin embargo, tiende a olvidar pronto los grandes eventos -y más cuando no quedan reflejados en datos- con costes muy altos.

Referencias bibliográficas

- Barrère, P. (1966): La morphologie quaternaire dans la région de Biescas et de Sabiñánigo (Haut Aragón). *Bull. Ass. Franc. Et. Quat.*, 2: 83-93.
- Bru, J., Serrat, D. & Vilaplana, J.M. (1984): La dinámica geomorfológica de la cuenca del torrente de Jou-La Guingueta (Noguera Pallaresa). *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, ETSI Caminos, Canales y Puertos, pp. 1.2.1.-1.2.10, Barcelona.
- Bull, W.B. (1977): The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1: 222-270.
- Clotet, N., García Ruiz, J.M. & Gallart, F. (1989): High magnitude geomorphic work in Pyrenees range: unusual rainfall event, November 1982. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 23: 69-92.
- Creus, J. & Puigdefábregas, J. (1978): Influencia del relieve en la distribución de las precipitaciones máximas: un ejemplo pirenaico. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 4(1): 11-24.
- Chow, V.T. (1973): *Open-channels hydraulics*. Mc Graw-Hill, London.
- Daumas, M. (1964): Les crues du 3 août dans les hautes vallées aragonesaes et catalanes. *Rev. Géogr. Pyr. S.O.*, 35:305-310.
- Elías, F. & Ruiz, L. (1979): *Precipitaciones máximas en España*. ICONA, Ministerio de Agricultura, 545 pp., Madrid.
- Fontboté, J.M. (1948): La Ribera de Biescas. *Pirineos*, 7: 39-88.
- García Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J. & Martín Ranz, M.C. (1983): Diferencias espaciales en la respuesta hidrológica a las precipitaciones torrenciales de noviembre de 1982 en el Pirineo Central. *Estudios Geográficos*, 170-171: 291-310.
- García Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J. & Creus, J. (1985): *Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 224 pp., Huesca.

- García Ruiz, J.M., Arnáez, J., Ortigosa, L. & Gómez Villar, A. (1988): Debris flows subsequent to a forest fire in the Najerilla River Valley (Iberian System, Spain). *Pirineos*, 131: 3-24.
- Gómez Villar, A. (1996): *Conos aluviales en pequeñas cuencas torrenciales de montaña*. Geoforma Ediciones, 191 pp., Logroño.
- Hudson, N. (1981): *Soil conservation*. Batsford Academic, London.
- López Bermúdez, F. & Romero, M.A. (1992-93): Génesis y consecuencias erosivas de las lluvias de alta intensidad en la región mediterránea. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 18-19: 7-28.
- Martí Bono, C. & Puigdefábregas, J. (1983): Consecuencias geomorfológicas de las lluvias de noviembre de 1982 en las cabeceras de algunos valles pirenaicos. *Estudios Geográficos*, 170-171: 275-290.
- Martí Bono, C. (1996): *El glaciario cuaternario en el Alto Aragón Occidental*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 300 pp., Barcelona.
- Martí Bono, C., Valero, B. & García Ruiz, J.M. (en prensa): Large, historical debris flows in the Central Spanish Pyrenees. *Physics and Chemistry of the Earth*.
- Martínez Castroviejo, R. & García Ruiz, J.M. (1990): Coladas de piedras y dinámica fluvial en ríos torrenciales del Pirineo Central: el caso del río Ijuez. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 16: 55-72.
- Montserrat, J. (1992): *Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo*. Estudio Palinológico. Instituto Pirenaico de Ecología, 147 pp., Zaragoza.
- Montserrat, P. (1988): Flora. En *Enciclopedia Temática de Aragón*, Ediciones Moncayo, 323 pp., Zaragoza.
- Pérez Cueva, A. & 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*, 32-33:61-86.
- Pérez Cueva, A. & Calvo, A. (1984): Lluvias torrenciales y cambios geomorfológicos en una pequeña cuenca de montaña: el barranco de la Cuesta de la Vega (Valencia). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 10: 169-182, Valencia.
- Shaw, E.M. (1994): *Hydrology in practice*. Chapman & Hall, 569 pp., London.
- Serrano, E. (1991): *Geomorfología glacial de las montañas y valles de Panticosa y de la Ribera de Biescas* (Pirineo aragonés). Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Madrid, 952 pp., Madrid.
- White, S.M. (1992): *The estimation of sediment yields from limited data sets: A Philippines case study*. PhD. Thesis, University of Exeter, U.K.