LA AVENIDA DEL 7 DE AGOSTO DE 1996 EN LA CUENCA Y ABANICO ALUVIAL DE ARÁS (VALLE DE TENA, PIRINEOS CENTRALES). ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS Y SEDIMENTOLÓGICOS.

F. Gutiérrez, M. Gutiérrez y C. Sancho

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza

Resumen: El 7 de Agosto de 1996, la cuenca de Arás (18,56 km^2) fue afectada por una tormenta convectiva de gran intensidad y corta duración. El barranco de Arás, canal de alimentación del abanico de Arás, estaba provisto de más de 30 presas de retención de sólidos colmatadas de sedimentos. La precipitación alcanzó una máxima diaria de 178,4 mm y una intensidad máxima de 153 mm/h, cayendo la mayor parte de la precipitación en un período de 70 minutos. La gran descarga concentrada en el barranco de Arás destruyó la mayoría de las presas liberando una gran cantidad de sedimentos. Cuando el flujo confinado alcanzó la desembocadura de la cuenca se expandió inundando el sector meridional del abanico, donde se encontraba el camping Las Nieves. Como consecuencia de la inundación se produjeron 87 víctimas mortales y daños materiales directos estimados en 8.000 millones de pesetas. Esta inundación súbita ha sido el mayor desastre natural en términos de vidas humanas durante los últimos 23 años en España. Mediante el análisis sedimentológico y geomorfológico del lóbulo del abanico inundado se han diferenciado dos estadios en el desarrollo de la avenida. El primero con un flujo de inundación en manto no confinado y el segundo en el que el flujo se canalizó incidiendo en los sedimentos depositados previamente.

Palabras clave: tormenta catastrófica, inundación súbita, abanico aluvial, Pirineo aragonés.

Abstract: On the 7th August 1996, an intense and short lasting convective storm occurred over the 18.56-km^2 Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain). This high relief basin is composed of three subbasins, Aso, Betés and La Selva and feeds the Arás alluvial fan, located in the Gállego river valley. This alluvial fan was drained by an artificial channelization (about 150 m^3/s of bankfull capacity) and its feeder channel, the Arás barranco, was provided by more than 30 check dams which were filled up of sediments previous to the event. Radar derived rainfall data for the 7th August 1996 in the Arás basin have been supplied by the National Institute of Meteorology. The heaviest rain fell over Betés subbasin where a maximum daily rainfall total of 178.4 mm and a maximum rainfall intensity of 153 mm/h for a ten minutes time interval have been estimated. Most of the total rainfall fell in a 70 minutes period. This storm resulted in high runoff causing catastrophic damages and significant geomorphic changes in the drainage basin, especially in the Betés subbasin. The high discharge concentrated in the Arás barranco destroyed most of the check dams flushing out a great amount of debris. Major channel trenching and widening occurred in this barranco. When the confined sediment-laden flash flood reached the basin mouth, it sheetflooded the southern sector of the Arás fan depositing a massive amount of debris. On this fan portion, Las Nieves camp site was opened in 1988. 87 people lost their lives and the direct physical damage have been estimated in 55 million dollars. This flash flood has been the largest natural disaster in terms of human lives for the last 23 years in Spain. Two stages in the development of the flood have been differentiated from the sedimentological and morphological analysis of the flooded fan lobe. A first stage (peak discharge) of sheetflooding which deposited a coarse boulder lobe burying the artificial channelization in the fan head and causing a damming effect to the water flood. A second stage (discharge decline) when the flood made its way through the fan head incising the previous debris accumulation and splitting into two main flow paths.

Key words: catastrophic storm, flash flood, alluvial fan, Central Pyrenees.

F. Gutiérrez, M. Gutiérrez y C. Sancho (1998): La avenida del 7 de Agosto de 1996 en la cuenca y abanico aluvial de Arás (Valle de Tena, Pirineos Centrales). Aspectos geomorfológicos y sedimentológicos. *Rev. Soc . Geol. España*, 11 (1-2): 71-85

La cuenca de drenaje del barranco de Arás tiene una superficie de 18,56 km^2 y es tributaria del río Gállego (Valle de Tena, Pirineo Central) (Fig. 1). Esta cuenca está compuesta por las subcuencas de Aso, Betés y La Selva y alimenta al abanico aluvial de Arás, localizado en la margen derecha del valle del río Gállego. En la tarde del 7 de Agosto de 1996 esta cuenca recibió una tormenta de elevada intensidad y corta duración que produjo una gran escorrentía y una avenida extraordinaria que causaron daños catastróficos e

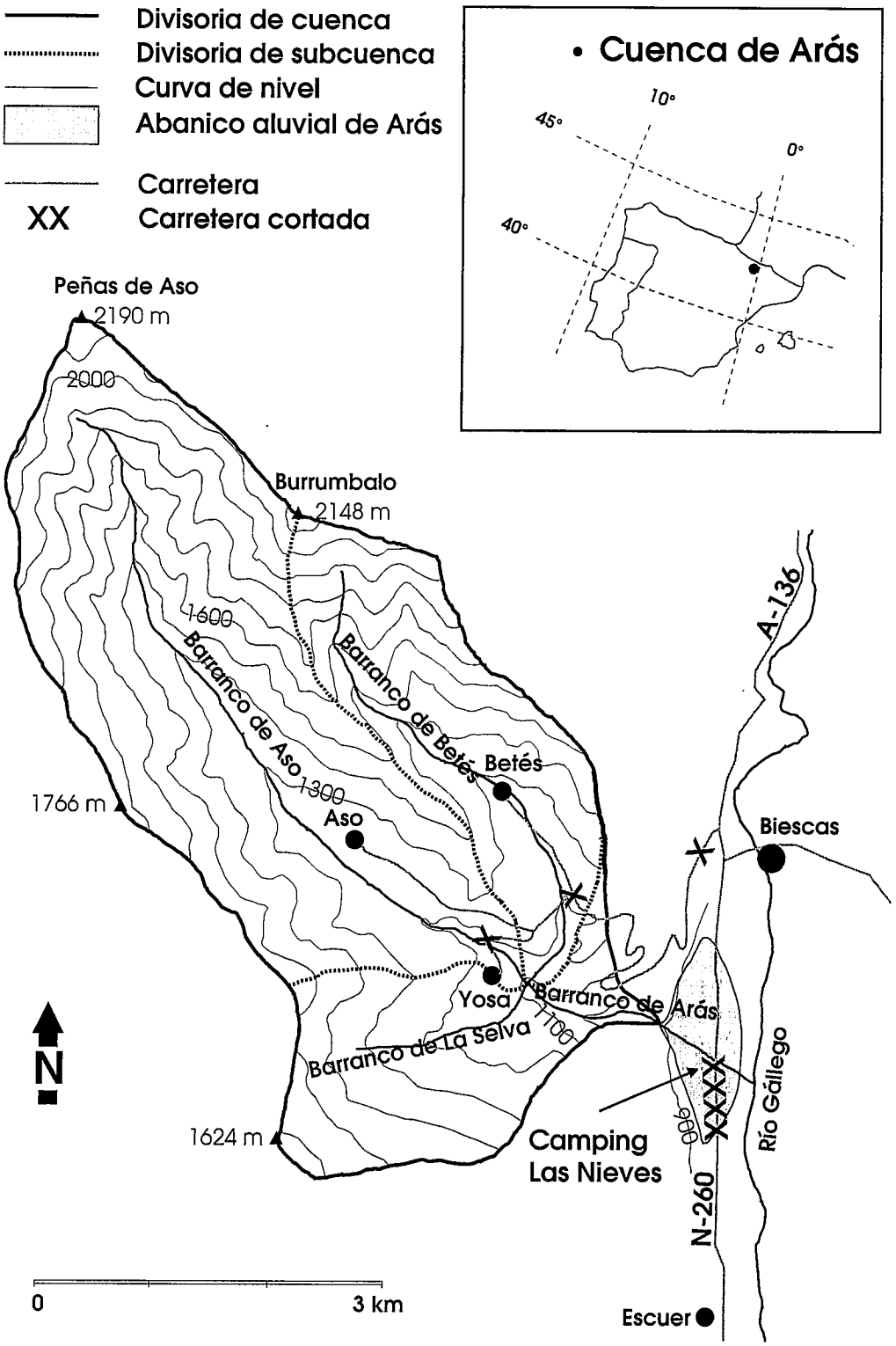

Figura 1.- Localización geográfica y mapa topográfico de la cuenca de drenaje de Arás. Se indica la localización del camping afectado por la avenida y los puntos donde se produjeron cortes de carretera.

importantes cambios geomorfológicos tanto en la cuenca de drenaje como en el abanico aluvial. El conocimiento de la actividad torrencial de esta cuenca había conducido a la realización de obras de control desde finales del siglo pasado. El barranco de Arás, que constituye el canal de alimentación del abanico y que atraviesa potentes e inestables depósitos morrénicos, estaba provisto de más de 30 presas de retención de sólidos (*check dams*) que se encontraban totalmente colmatadas de sedimentos. El abanico aluvial de Arás estaba drenado por un canal artifical con una capacidad de descarga de unos 150 m^3/s (Batalla y Sala, 1995).

Figura 2.- Vista aérea del Valle del Gállego (hacia el sur) tras la avenida. Se aprecia la acumulación de sedimentos en el sector meridional del abanico de Arás y en la margen derecha del río Gállego (derecha de la fotografía), así como al norte de la canalización del abanico de Sía (izquierda de la fotografía). El pueblo de Biescas en la parte inferior-derecha de la imagen.

Los puentes de carretera sobre los barrancos de Betés y Aso fueron parcialmente arrastrados por la elevada descarga (Fig. 1). La avenida en el barranco de Arás destruyó la mayoría de las presas, liberándose los sedimentos retenidos en las mismas. La intensa erosión en este torrente produjo importantes ensanchamientos y encajamientos del canal. García Ruiz *et al.* (1996) han realizado estimaciones indirectas de picos de descarga en diversas secciones obteniendo valores de 300 m^3/s en el barranco de Betés cerca de su desembocadura, 100 m^3/s en el tramo inferior del barranco de Aso y 400 y 500 m^3/s en el tramo superior del barranco de Arás y cerca del ápice del abanico, respectivamente. Estos autores atribuyen este incremento en el pico de la descarga, a pesar del reducido aumento de la superficie de recepción entre estas dos últimas secciones, al gran volumen de sedimentos suministrado por la rotura de las presas.

Cuando el flujo confinado y cargado de sedimentos alcanzó la desembocadura de la cuenca, se extendió sobre el sector meridional del abanico sedimentando un gran volumen de sedimentos en la cabecera del mismo (Fig. 2) y enterrando la canalización artificial. En esta porción del abanico, que nunca había sido utilizada para fines agrícolas o urbanísticos, se ubicaba el camping Las Nieves, abierto desde 1988 (Fig. 1). En el sector sur del abanico aluvial y en la margen derecha del río Gállego se depositó un gran volumen de sedimentos (Fig. 2). La alta descarga suministrada por la cuenca de Arás causó inundaciones locales en el valle del Gállego y flujo aguas arriba (*backflooding*) en la canalización del abanico de Sía, localizado en la margen opuesta del valle. El canal de Sía se desbordó acumulándose un manto de bloques, gravas y arenas en la margen derecha del canal (Fig. 2).

En este evento catastrófico, 87 campistas perdieron sus vidas y los daños materiales directos han sido valorados en 8.000 millones de pesetas. A la hora del evento, alrededor de las 19:30, solamente se encontraban presentes unas 150 personas de las 630 que estaban instaladas en el camping. Esta avenida ha sido el mayor desastre natural en términos de vidas humanas durante los últimos 23 años en España.

Fuera de la cuenca, la carretera que conecta los pueblos de Aso, Yosa y Betés con el Valle del Gállego quedó bloqueada cerca de su enlace con la carretera A-136 por una colada de detritus (*debris flow*). Estos pueblos quedaron aislados después del evento. Un extenso tramo de la carretera N-260 que atraviesa el abanico de Arás fue destruido por la avenida (Fig. 1) y a unos 4 km al norte de Biescas la carretera A-136 quedó bloqueada por una acumulación de derrubios.

En los Pirineos, al igual que en otras regiones montañosas como los Alpes, los eventos de tormenta de elevada intensidad son relativamente frecuentes, especialmente en verano cuando la existencia de masas de aire cálido y húmedo proximas a la superficie propicia el desarrollo de tormentas convectivas. Actualmente, la predicción a escala local de estos eventos meteorológicos no es posible debido a su azarosa distribución espacial y temporal. Este tipo de precipitaciones causan fenómenos catastróficos tales como movimientos de ladera, flujos de sedimento, avenidas torrenciales e inundaciones favorecidos por el acusado relieve y la presencia de gran cantidad de material inestable (como depósitos glaciares) que caracterizan los ambientes alpinos. En los Pirineos han sido descritas numerosas tormentas catastróficas que han causado en muchos casos importantes pérdidas materiales e incluso humanas (Martí Bono y Puigdefábregas, 1983; García-Ruiz *et al.*, 1983; Bru *et al.*, 1984; Bravard, 1988; Antoine, 1988, 1989; Clotet *et al.*, 1989; Meunier, 1990). También existen numerosos estudios de este tipo de fenómenos en los Alpes (Mortara y Turitto, 1989; Mortara *et al.*, 1994; Peiry, 1990; Chardon, 1990; Rey y Dayer, 1990; Crosta *et al.*, 1990; Guzzeti *et al.*, 1992; Ballandras, 1993; Tropeano *et al.*, 1994, 1995; Bauer, 1996).

En las últimas décadas los daños ocasionados por estos fenómenos se han incrementado dramáticamente como consecuencia de la rápida expansión del desarrollo en las regiones alpinas. A pesar de la planificación de usos del territorio y de las medidas de control y defensa, los daños generalmente afectan con una mayor severidad a áreas desarrolladas en tiempos recientes. Esta situación puede ser atribuida a varias circunstancias: a) tanto el registro disponible de precipitaciones como el conocimiento de los fenómenos catastróficos son limitados, por lo que es difícil realizar evaluaciones de riesgo precisas para un desarrollo seguro; b) el desarrollo se ha extendido hacia zonas más peligrosas debido a la falta de espacio disponible; c) en algunos casos los riesgos naturales son obviados o considerados como un criterio de segundo orden en la planificación del territorio; d) los fenómenos causados por estas tormentas tienen una mayor frecuencia en verano, cuando hay una población turística mayor que tiende a ocupar áreas desarrolladas recientemente; y e) algunas instalaciones recientes como los campings son altamente vulnerables.

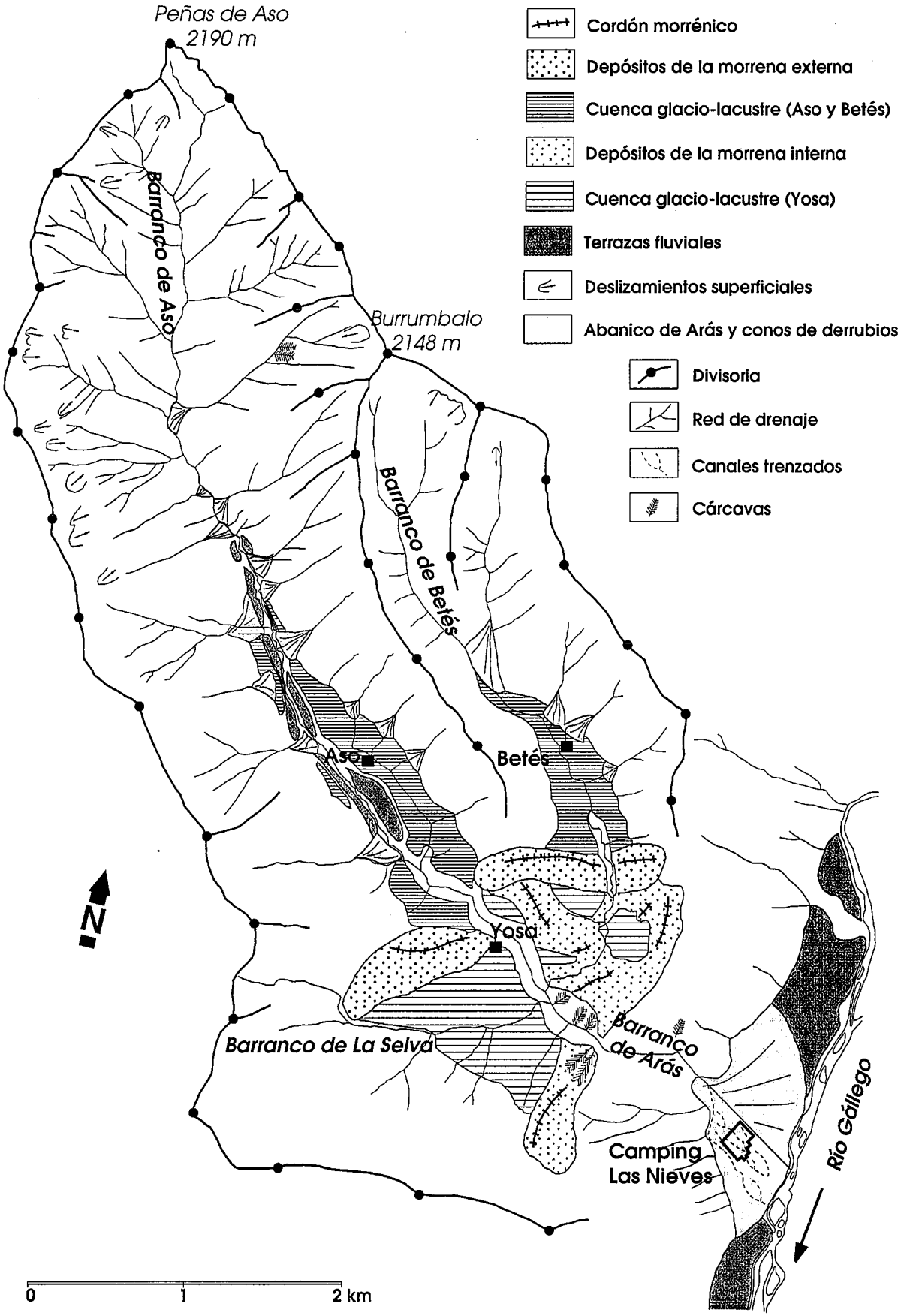

Figura 3.- Mapa geomorfológico de la cuenca y del abanico aluvial de Arás.

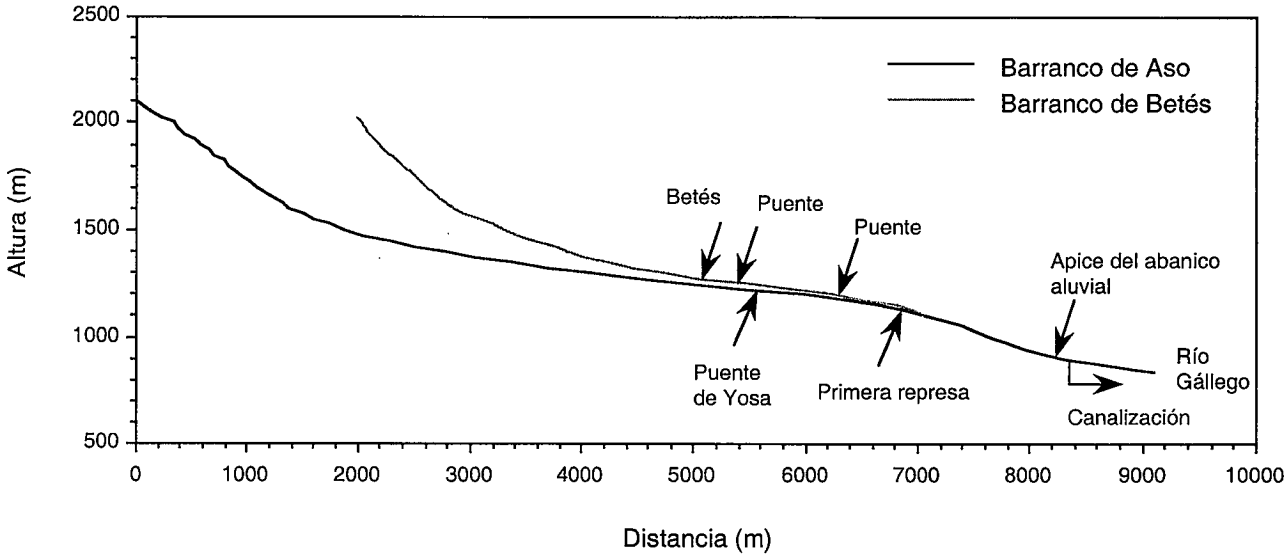

Figura 4.- Perfiles longitudinales de los barrancos de Aso y Betés obtenidos a partir de una topografía a escala 1:10000.

La cuenca y el abanico aluvial de Arás

Caracterización de la cuenca de drenaje de Arás

La cuenca de Arás, con una superficie de 18,56 km^2, posee forma de cuchara y está compuesta por tres subcuencas drenadas por los barrancos de Aso (10,56 km^2), Betés (4,24 km^2) y La Selva (3,76 km^2) (Fig. 1). A partir de la confluencia de los tres barrancos se encuentra el barranco de Arás, un canal de quinto orden (según la terminología de Horton (1945), modificada posteriormente por Strahler (1957)) que recoge toda la escorrentía de la cuenca y alimenta al abanico aluvial de Arás.

En Biescas, a 885 m de altitud, el 8 de Diciembre de 1992 se registraron 165 mm de precipitación. Este valor es el máximo diario para un registro de 56 años, si bien no se conoce si esta precipitación de invierno corresponde a lluvia, nieve o a una combinación de ambos fenómenos.

La cuenca de drenaje de Arás está excavada en sedimentos turbidíticos eocenos, compuestos por secuencias rítmicas de areniscas y arcillas finamente estratificadas (Remacha, 1983), con intercalaciones de potentes capas de calizas (megaturbiditas) (Labaume, 1983) y una compleja estructura vergente hacia el sur (Barnolas, 1996). El substrato eoceno está parcialmente cubierto por depósitos cuaternarios relacionados con la glaciación del valle del Gállego. En los alrededores de Yosa, el glaciar del Gállego depositó dos morrenas laterales que represaron la cuenca de Arás, dando lugar a tres cuencas glaciolacustres (Barrère, 1966; Serrano, 1991; Martí-Bono, 1996) (Fig. 3). Este complejo glaciolacustre se generó entre 50.000 y 20.000 años B.P. (Serrano, 1991; Bordonau, 1992). Los depósitos de *till* morrénicos alcanzan localmente más de 100 m de potencia y están compuestos por grandes bloques con una matriz formada dominantemente por grava y arena con un bajo contenido en limo y arcilla. El relleno de las cuencas de represamiento está constituido por sedimentos arcillosos con cantos dispersos.

La red de drenaje se caracteriza por el elevado gradiente de los canales, excepto en los tramos donde los barrancos de Aso y Betés atraviesan las cuencas lacustres de represamiento (Fig. 4). Aguas abajo, los barrancos incrementan su gradiente y el barranco de Arás desciende con una pendiente del 16% hasta el abanico aluvial de Arás.

Las características morfométricas de la cuenca de drenaje, tales como su elevado relieve, la acusada pendiente de las laderas y la existencia de canales de bajo orden, cortos y de gradiente elevado, favorecen una rápida concentración de la escorrentía y la generación de *flash floods* a partir de eventos de tormenta, a pesar del alto grado de cobertera vegetal (Strahler, 1964; Patton y Baker, 1976; Zavoianu, 1985; French, 1987; Patton, 1988; Blair y Mcpherson, 1994a y b).

Evolución histórica de la cuenca de Arás. Cobertera vegetal y medidas de control.

Los cambios antrópicos de vegetación y las medidas de control efectuadas en la cuenca de Arás durante tiempos históricos han modificado el comportamiento hidrológico de la cuenca y la dinámica del abanico aluvial de Arás (Monserrat, 1992; Lasanta, 1989; Gómez, 1996; García Ruiz *et al.*, 1996).

Según Borderas (1930), el abanico aluvial de Arás era considerado el más peligroso de la región debido a las avenidas y acumulaciones de detritos que frecuentemente se producían en su superficie. Las medidas de control tanto en el barranco de Arás como en el abanico se remontan a finales del siglo pasado. En 1929, dos fuertes tormentas (11 de Junio y 15 de Julio) provocaron la inundación del abanico a pesar de las presas existentes en el torrente y de la canalización del mismo. Estas avenidas afectaron a la carretera del valle en un tramo de 1300 m, causando la pérdida de una vida y la destrucción de la canalización del abanico. Borderas (1930) propuso la reparación de la canalización del abanico, la construcción de 23 nuevas presas y

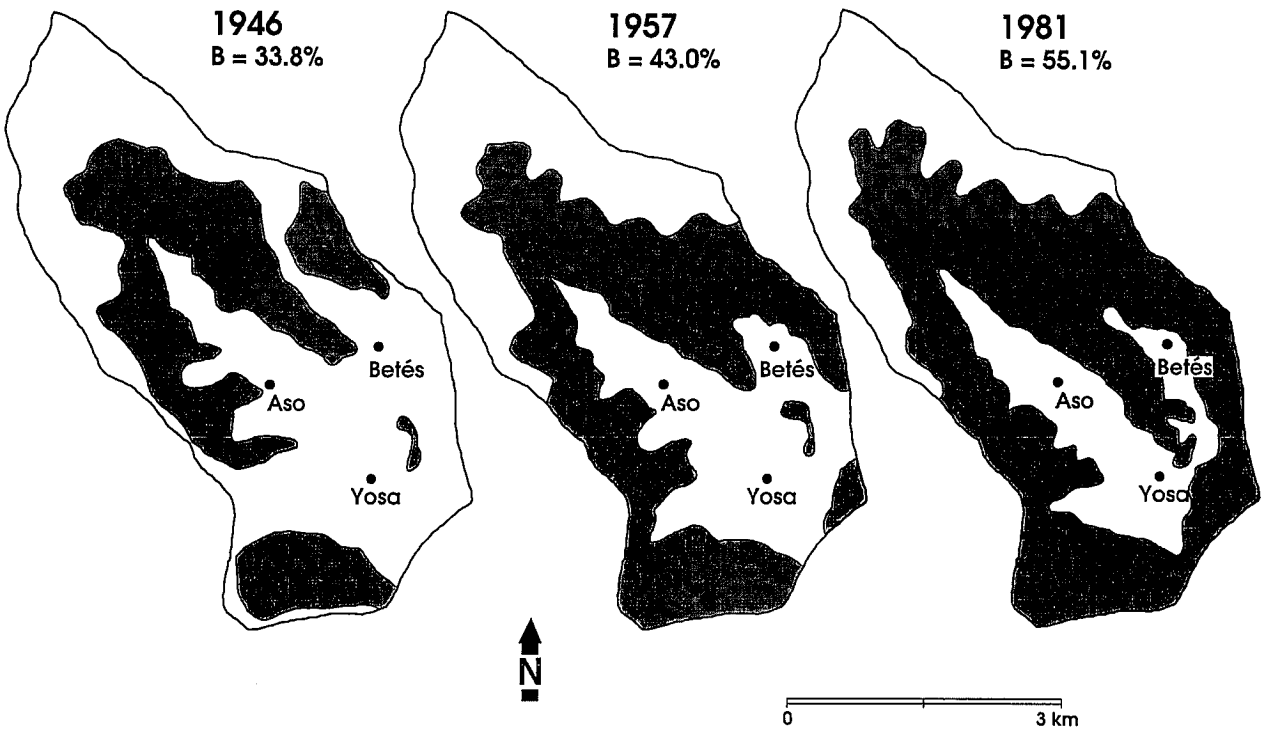

Figura 5.- Mapas de distribución de la cobertera forestal en la cuenca de Arás en tres fechas diferentes, mostrando el rápido aumento que ha experimentado el porcentaje de área forestal.

la aplicación de medidas de estabilización de laderas en el barranco de Arás. Estas labores de control se complementaron con la reforestación (dominantemente pinos) de más de 5 km^2 de la cuenca. La realización de estos trabajos finalizó alrededor de 1950. La figura 5 muestra el rápido incremento que ha experimentado la vegetación arbórea en la cuenca de drenaje durante un período de tiempo relativamente breve.

Con anterioridad al evento del 7 de Agosto de 1996, el barranco de Arás, de 1100 m de longitud, estaba provisto por más de 30 presas de retención de sólidos (*check dams*) que escalonaban el perfil longitudinal del barranco. Todas estas presas se construyeron con piedras y mortero y habían quedado colmatadas desde hacía décadas, puesto que algunos pinos de porte considerable habían crecido sobre la superficie del relleno de sedimentos. García-Ruiz *et al.* (1996) han aplicado métodos dendrocronológicos obteniendo edades para estos pinos de alrededor de 40 años, concluyendo que la colmatación de las presas finalizó poco después de su construcción.

El abanico aluvial de Arás

El abanico aluvial de Arás se localiza sobre una terraza del río Gállego situada 4 m por encima del cauce actual (Fig. 3). El abanico posee una superficie de 0,55 km^2, una longitud radial media de 0.8 km y una pendiente media de 4,6°. Su relieve longitudinal y transversal es de 65 m y 13 m respectivamente. Sobre la superficie de este abanico aluvial se construyó a lo largo de su línea media un canal escalonado de mampostería con trazado recto (Fig. 6).

Este es el único abanico aluvial en este tramo del valle del Gállego sobre el que no se ha asentado ningún pueblo. El sector norte del abanico está ocupado por numerosos campos de cultivo rodeados por muros de piedra (Fig. 6). Estos muros construidos por los habitantes del valle, conscientes de la torrencialidad del abanico, alcanzan los 2 m de espesor cerca del ápice del abanico. Este sector norte del abanico parece haber permanecido inactivo durante un largo periodo de tiempo. Posiblemente la traslación del lóbulo deposicional activo del abanico hacia el sur ha podido estar relacionada con un deslizamiento rotacional de formaciones turbidíticas localizado en el flanco norte del ápice del abanico (Fig. 6).

El lóbulo deposicional activo, situado en el sector meridional del abanico, se encontraba incidido por un canal, tal y como muestran las curvas de nivel de la figura 6. Este encajamiento del canal, rasgo común en los abanicos de este sector del valle del Gállego, se explica por la disminución del aporte de carga sedimentaria debido a la construcción de presas en el canal de alimentación y al incremento de la cobertera vegetal en la cuenca de drenaje (Gómez, 1996). Esta incisión ha podido ser también favorecida por un descenso del nivel de base causado por la construción del embalse de Búbal en el valle del Gállego, 6 km aguas arriba de Biescas, y de una central hidroeléctrica localizada en esta localidad. El canal artificial construido sobre la superficie del abanico a finales del siglo pasado o a principios del actual interrumpió la tendencia al encajamiento del canal en el abanico. Fotografías aéreas tomadas en 1946, 1957 y 1981 muestran cómo en el sector meridional del abanico los canales naturales han cambiado a lo largo del tiempo y la vegetación (principalmente *Buxus sempervirens*, *Hippophae*

rhammoides, *Genista scorpius* y *Salix eleagnos*) ha colonizado rápidamente este sector del abanico. En 1988 el camping de Las Nieves fue abierto en este sector del abanico (Fig. 6). En 1996, el Instituto Tecnológico y Geominero de España elaboró un mapa de riesgos de inundación a escala 1:25.000 del área estudiada, asignando un nivel 7 al abanico aluvial de Arás, en una escala de riesgo de 0 a 9 (Ríos *et al.*, 1996).

La avenida de Arás del 7 de Agosto de 1996

Precipitaciones

El día 7 de Agosto de 1996, el Instituto Nacional de Meteorología (I.N.M.) detectó en el noreste peninsular la presencia de corrientes de aire frío en altura y masas de aire húmedo y caliente procedentes del Mediterráneo cerca de la superficie. La inestabilidad atmosférica producida por la convergencia de ambas masas de aire propició el desarrollo de tormentas convectivas locales como la que afectó a la cuenca de Arás.

Los datos de precipitación de la tormenta han sido suministrados por el I.N.M. (Riosalido *et al.*, 1996). Esta información consta de datos de precipitación diaria registrados en diversos pluviómetros localizados en los alrededores de la cuenca y los datos de precipitación derivados del registro de radar. Los datos de radar permiten elaborar un mapa de isoyetas de precipitaciones totales diarias y valores de intensidades de lluvia para intervalos de registro de 10 minutos. La estación de radar que registró la tormenta está localizada en Monte Oscuro (Sierra de Alcubierre, Zaragoza), a unos 75 km al sur de la cuenca de Arás y a una altura de 829 m. Este radar, con un radio de cobertura de 240 km, tiene un intervalo de barrido de 10 minutos y registra la información correspondiente a cuadrículas de 2 km de lado. De acuerdo con el I.N.M. la visibilidad del radar en la cuenca de Arás fue buena durante el día del evento.

El mapa de isoyetas de precipitación diaria derivada del registro del radar (no corregido con los datos de pluviómetro) y de los datos pluviométricos reflejan una tormenta espacialmente restringida y parcialmente localizada sobre la cuenca de Arás (Fig. 7). El día del evento el pluviómetro más cercano a la cuenca, situado en Biescas, registró una precipitación total de 160 mm. En la cuenca de Arás, la precipitación diaria total estimada oscila entre 43,2 mm en la cabecera de la cuenca (cuadrícula centrada en x=15, y=103) y 178,4 mm cerca de la divisoria noreste de la subcuenca de Betés (x=19, y=99) (Fig. 7). En toda el área afectada por la tormenta, el valor máximo registrado por el radar es de 192 mm en una cuadrícula centrada unos 2 km al noreste de la cuenca (x=19, y=103) (barranco del Puerto). La representación gráfica de las intensidades de precipitación para intervalos de 10 minutos en tres puntos de la cuenca muestra cómo la lluvia mantuvo una intensidad alta durante un período de 70 minutos, desde las 18:00 a las 19:10 horas (Fig. 8). La intensidad máxima estimada a partir del registro de radar alcanzó 153 mm/h desde las 18:50 a las 19:00 horas en los alrededores de Betés. La intensidad de la lluvia varió bruscamente durante el corto tiempo de duración de la tormenta. Todos estos datos indican que, dentro de la cuenca de Arás, las precipitaciones mayores cayeron sobre la subcuenca de Betés.

Esta situación fue confirmada por declaraciones de testigos presenciales, habitantes del pueblo de Betés, quienes identificaron sobre las 18:30 horas dos tormentas localizadas sobre Aso (en la propia cuenca) y Santa Elena (4 km al norte de Biescas). Esta última se desplazó hacia el sur hasta unirse con la primera sobre la zona de Betés en torno a las 19:00, hora en la que se produjeron las lluvias más intensas.

El día del evento los suelos de la cuenca se encontraban húmedos, ya que el clima había sido bastante lluvioso durante los días previos, lo que favoreció la pronta generación de escorrentía superficial. Desde el 25 de Julio al 2 de Agosto se había recogido una lluvia total de 71,5 mm en la estación meteorológica de Biescas.

Efectos geomorfológicos y daños causados por la tormenta en la cuenca de Arás.

La elevada escorrentía generada por la tormenta produjo importantes efectos geomorfológicos y daños materiales en la cuenca de Arás. El estudio de los cambios geomórficos causados por la tormenta de Arás constituye una excelente oportunidad para analizar el papel que estos eventos extremos juegan en la evolución del modelado en ambientes de montaña (Harvey, 1986).

Se han identificado diferentes tipos de respuesta geomórfica. En las laderas de pasto localizadas por encima del bosque se reactivaron numerosos deslizamientos de carácter superficial, mostrando superficies frescas en sus cicatrices. Se produjeron patentes procesos de erosión en sistemas de barrancos que afectaron tanto a las laderas como a los lechos de los *gullies*. Algunos canales de bajo orden y elevada pendiente sufrieron incisiones importantes. En determinados barrancos, los pinos situados en las laderas y en los cauces fueron arrancados y tumbados por flujos de agua cargados de sedimentos que circularon a gran velocidad. Uno de los barracos de la subcuenca de Betés quedó represado por una acumulación de troncos de unos 5 m de altura dispuestos transversalmente a la dirección del barranco (Fig. 9). Unos 2 m aguas arriba de esta presa natural se depositó una barra de bloques y gravas con una cara de avalancha de unos 3 m de altura. Esta barra estaba tapizada por gravas de grano más fino depositadas durante la recesión del flujo. En los conos de derrubios situados en la base de los sistemas de barrancos se depositaron copiosas acumulaciones de sedimentos gruesos. En los taludes de los cultivos aterrazados se produjeron numerosos deslizamientos de orden métrico. Esta respuesta geomórfica muestra cómo en determinados sectores de la cuenca fue rebasado el umbral de precipitación que determina la estabilidad de estos taludes (Caine, 1980).

Los daños materiales fueron particularmente severos en el pueblo de Betés. Esta localidad situada al

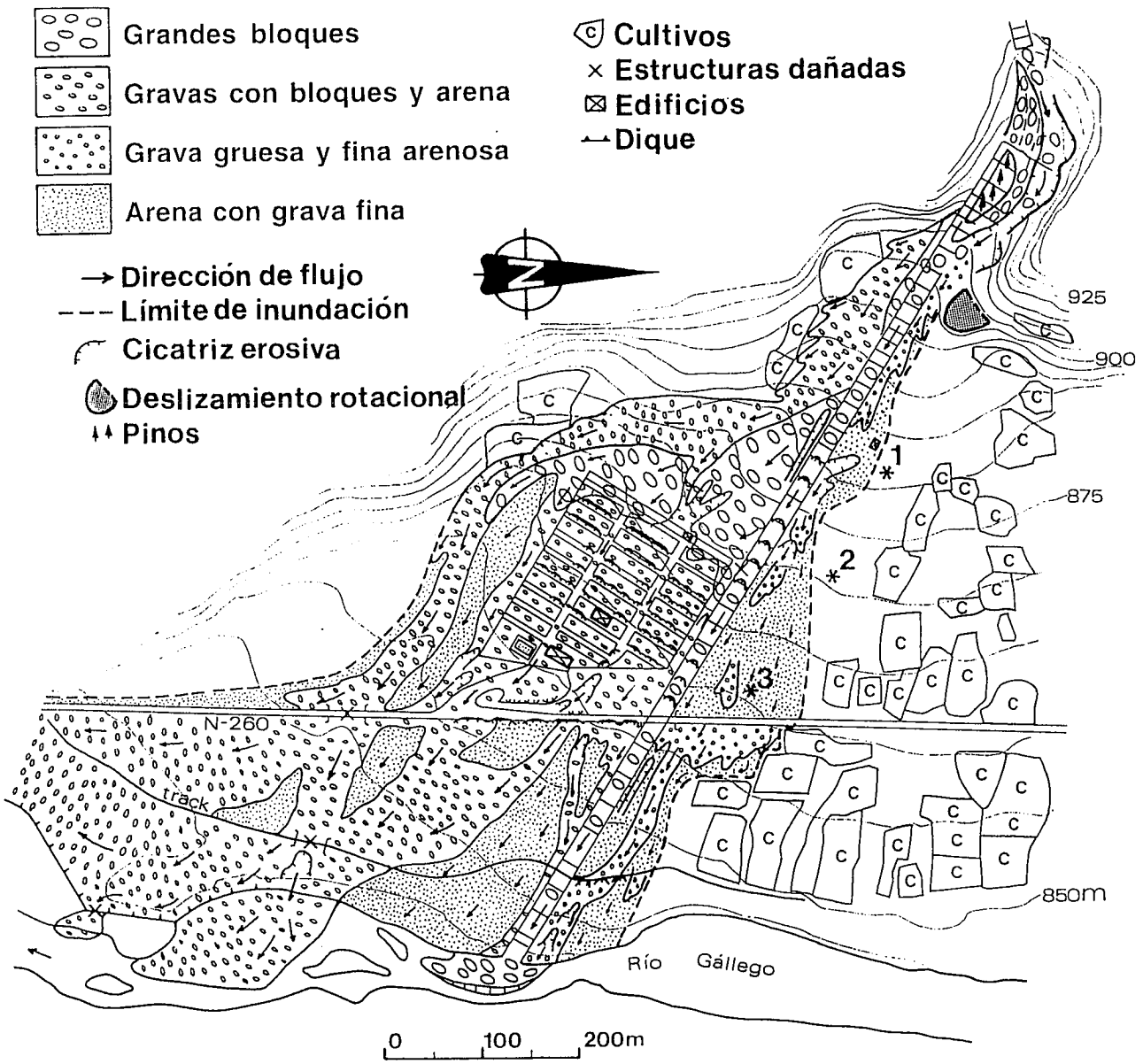

Figura 6.- Mapa del lóbulo deposicional activo del abanico aluvial de Arás mostrando los principales rasgos sedimentológicos (facies texturales) y geomorfológicos generados por la avenida del 7 de Agosto de 1996. Las curvas de nivel corresponden a la topografía del abanico previa a la avenida. Los puntos 1, 2 y 3 hacen referencia a la localización de bloques depositados por avenidas previas.

pie de unos conos de derrubios (Fig. 3) obstaculizó la circulación de flujos cargados con derrubios procedentes de los barrancos excavados y de los bancales de los campos de cultivo. En Betés el flujo alcanzó una altura de al menos 1 m acumulándose gran cantidad de bloques y gravas. Los campos de cultivo y las pistas forestales de los alrededores de Betés quedaron seriamente afectados y se perdieron numerosas cabezas de ganado ovino. Aguas abajo, capa de aglomerado asfáltico del puente de la carretera sobre el barranco de Betés fue arrastrada por la avenida que circuló por encima del mismo (Fig. 1). Los daños también afectaron a los campos de cultivo en Yosa y Aso. El puente de la carretera de Aso sobre el barranco del mismo nombre fue arrastrado por la avenida.

La mayoría de los efectos geomórficos descritos ocurrieron en la subcuenca de Betés y el área adyacente que se extiende entre los pueblos de Aso a Yosa. Fuera de esta zona no hubo respuesta o fue menos intensa. Esta distribución espacial coincide con el área de la cuenca en la que el radar registró las precipitaciones más intensas (Fig. 7). La buena correlación existente sugiere que los efectos geomorfológicos causados por una tormenta pueden ser una herramienta útil para inferir cualitativamente la distribución espacial de las precipitaciones de eventos extremos de tormenta.

La avenida causó un importante encajamiento y ensanchamiento en el tramo inferior del barranco de Betés, donde fueron arrastrados grandes bloques. Por contra, en los canales de los barrancos de Aso y La Selva no se produjeron modificaciones importantes. La competencia del flujo en el barranco de Aso fue significativamente menor que en el barranco de Betés, a pesar de la mayor superficie de su cuenca de recep-

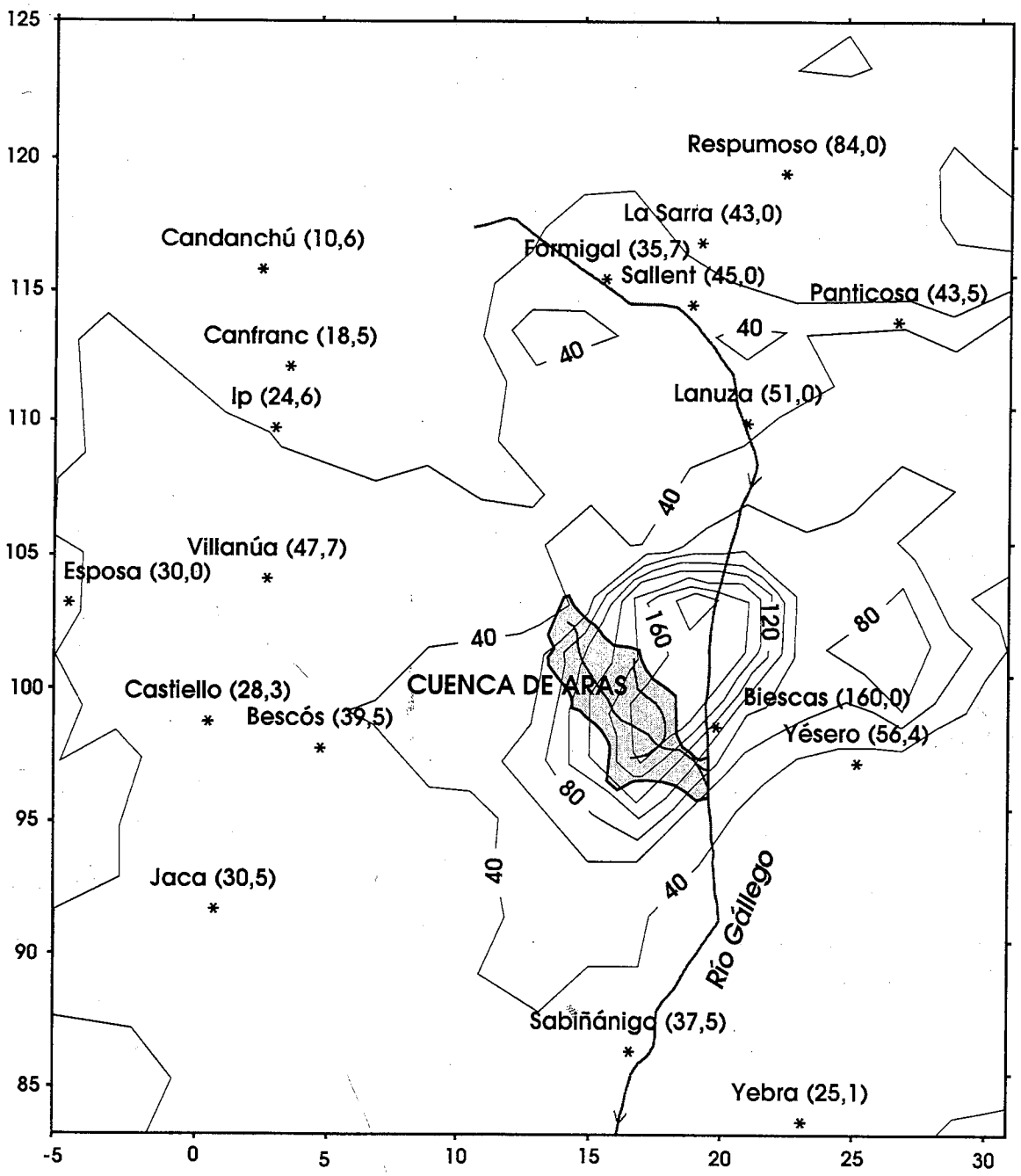

Figura 7.- Precipitación diaria total (mm) a partir de pluviómetros (en negrita) y mapa de isoyetas de la precipitación total diaria (mm) derivado de los datos de radar en el área de la cuenca de Arás correspondientes al 7 de Agosto de 1996. Obsérvese la restringida distribución espacial de la tormenta. La figura ha sido redelineada a partir del informe del I.N.M. (Riosalido *et al.*, 1996).

ción. Las dos únicas presas situadas en el barranco de Aso, justo aguas arriba de su confluencia con el barranco de Betés, fueron de las pocas que resistieron el paso de la avenida. Estas observaciones, junto con los datos de precipitación derivados del radar y las estimaciones indirectas de los picos de descarga realizadas por García-Ruiz *et al.* (1996), indican que el barranco de Betés suministró una gran proporción del caudal que circuló por el barranco de Arás.

El elevado caudal concentrado en el barranco de Arás causó la destrucción de la mayoría de las presas liberándose los sedimentos que habían almacenado (Fig. 10). Estas presas se apoyaban tanto sobre el substrato turbidítico como sobre depósitos morrénicos. En algunos casos, grandes bloques situados en el lecho del canal formaban parte de las presas. La rotura de las presas fue provocada principalmente por socavación basal, el esfuerzo de corte y los impactos causados por el flujo cargado de sedimentos sobre en la cresta de las presas y la sobrepresión ejercida por el agua en la parte posterior de las presas como consecuencia del ascenso del nivel del agua (García-Ruiz *et al.*, 1996).

En el barranco de Arás se produjo un gran encajamiento y ensanchamiento del canal. Numerosos deslizamientos de escala métrica a decimétrica se formaron en los márgenes por socacación basal y por la

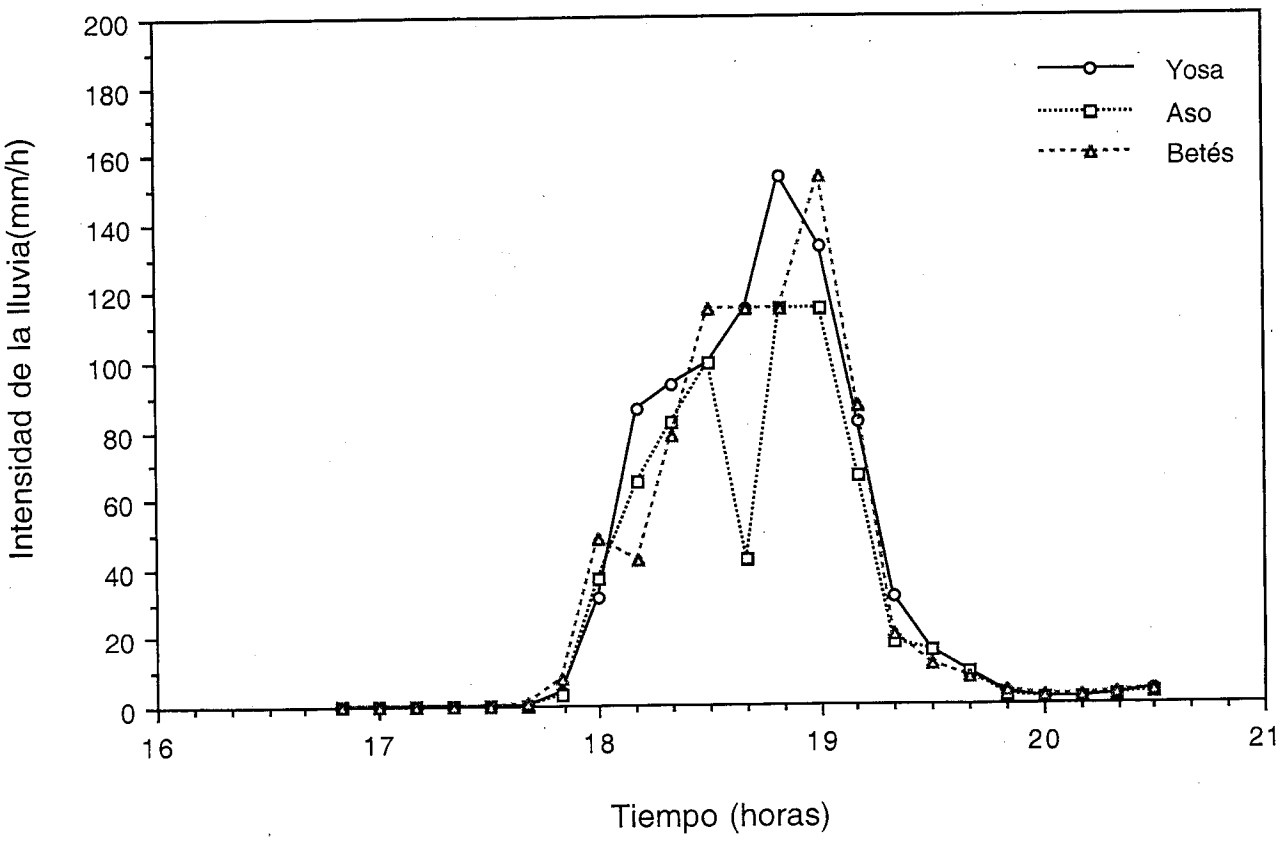

Figura 8.- Gráfico de intensidades de precipitación derivadas del registro de radar. La información procede de cuadrículas de 2 km x 2 km barridas cada 10 minutos. Yosa, Aso y Betés corresponden a las cuadrículas más cercanas a estos pueblos, centradas en las coordenadas x=15, y=97; x=17, y=99 y x=19, y=99 de la figura 7 respectivamente. El gráfico ha sido elaborado a partir de datos del informe del I.N.M. (Riosalido *et al.*, 1996).

descarga que experimentaron con el descenso del nivel del flujo. Cáncer (1996) ha planteado que los deslizamientos en los márgenes del canal podrían haber causado un represamiento temporal de la avenida afectando al pico de descarga. Sin embargo, no se han encontrado evidencias en todo el barranco de Arás de grandes movimientos de masas capaces de haber represado la avenida.

A lo largo del barranco de Arás se depositó selectivamente un *lag* de grandes bloques mezclados con fragmentos de las presas. Estos bloques muestran fracturas y huellas de impacto y presentan una grosera imbricación con el eje mayor orientado perpendicularmente a la dirección del flujo. Asociados a estos bloques aparecen gravas depositadas durante la recesión de la avenida. En algunos puntos del tramo superior del barranco se pueden diferenciar dos *lags* de bloques aterrazados; uno sobre los sedimentos que colmataban las presas (depósito previo a la rotura de la presa) y otro encajado en el relleno de las presas (depósito posterior a la rotura de las presas) (Fig. 10). Posiblemente la rotura de las presas tendría lugar de forma retrogresiva, avanzando esta hacia la parte superior del barranco. En puntos de disipación de energía se formaron acumulaciones de bloques y troncos aguas arriba de obstáculos (*boulder-log jams*) y varios tipos de barras de bloques. En la desembocadura del barranco de Betés se formó una barra de expansión de bloques con morfología de abanico. En el flanco interno del tramo curvo del barranco de Arás situado justo aguas arriba del ápice del abanico se formó una barra compleja de bloques (*lateral point-expansión bar*) (Fig. 6). La sedimentación en este punto estuvo controlada por la disminución de la pendiente del canal, su ensanchamiento, trazado curvo y la obstrucción producida por un grupo de pinos que habían crecido sobre el relleno de algunas presas. Estas barras son morfologías deposicionales características de avenidas extremas en canales no aluviales profundos, estrechos y de gradiente elevado (Baker, 1984).

Desarrollo de la avenida en el abanico aluvial de Arás. Rasgos sedimentológicos y geomorfológicos.

Las descripciones de los supervivientes publicadas en los periódicos ofrecen una valiosa información sobre el desarrollo y actividad de la avenida en el camping. Bajo un lluvia muy intensa, el área del camping comenzó a inundarse por una somera lámina de agua. De forma repentina, un ruidoso torrente de agua y sedimento de más de 1 m de calado se precipitó sobre el camping. Durante los 10 minutos que duró la avenida, el flujo turbulento de agua y sedimento que circulaba a gran velocidad arrastró personas, coches y caravanas. La inundación en el camping comenzó en torno a las 19:30 horas, 30 minutos después de la mayor intensidad de lluvia registrada por el radar. Estos datos ofre-

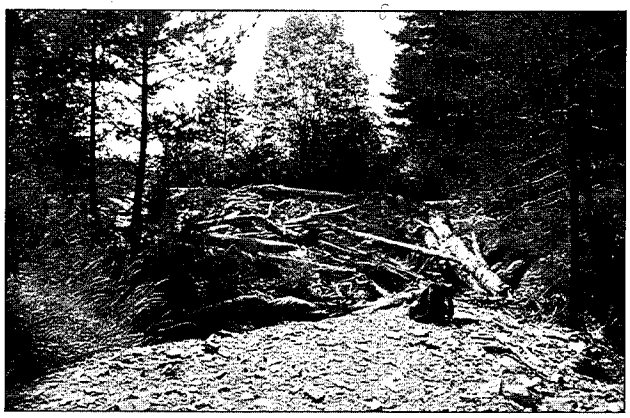

Figura 9.- Represamiento por troncos y barra de gravas y bloques en un barranco de la subcuenca de Betés. Mochila de 65 cm de altura de escala.

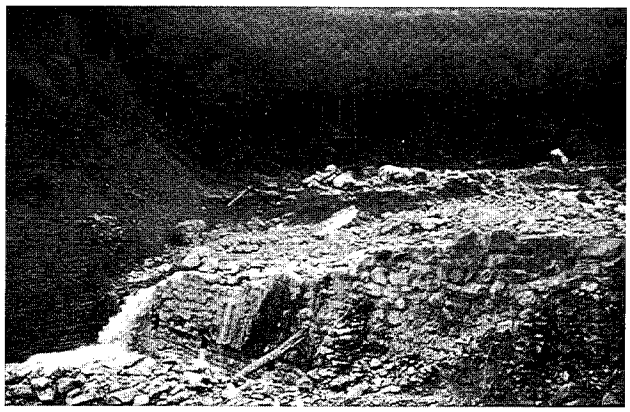

Figura 10.- Presa situada en el tramo superior del barranco de Arás, destruida por su estribo derecho. Se diferencian dos *lags* de bloques aterrazados. Uno sobre el relleno de la presa y otro encajado en el mismo. Fotografía tomada el 9 de Agosto de 1996.

cen una idea acerca del tiempo de concentración de la escorrentía y del carácter súbito de la avenida (*flash flood*).

A pesar de que durante los días posteriores al evento la mayoría de los rasgos erosivos y deposicionales generados por la avenida en el abanico de Arás quedaron alterados por las labores de rescate, se intentó confeccionar un mapa de la distribución espacial de los mismos (Fig. 6). Al no disponer de fotografías aéreas del abanico tomadas con posterioridad al evento, la cartografía se elaboró mediante observación directa en campo de la superficie del abanico utilizando un mapa topográfico a escala 1:5.000 que muestra la topografía del abanico previa a la inundación. Se ha realizado una diferenciación de cuatro facies texturales en función del tamaño de los clastos mayores que reflejan la competencia del flujo (Baker y Ritter, 1975). Para ello se ha recurrido a la clasificación granulométrica de Wentworth adoptando una terminología española: bloques (*boulders*; > 25.6 cm de diámetro), grava gruesa (*cobbles*; 25,6-6,4 cm) y grava fina (*pebbles*; 6,4-0,2 cm). Las facies diferenciadas son: a) Grandes bloques (*coarse boulders*; con eje intermedio de >1 m de longitud); b) gravas con bloques y arena (*sandy, bouldery gravel*); c) grava gruesa y fina arenosa (*sandy cobble* y *pebble gravel*); d) arena con grava fina (*pebbly sand*). Las direcciones de flujo representadas en el mapa se han deducido utilizando diferentes criterios tales como la imbricación de cantos, acanaladuras erosivas y formas deposicionales alargadas, objetos flotantes orientados y vegetación aplastada según una dirección preferente. Teniendo en cuenta la distribución de las diferentes facies texturales y a sus relaciones geométricas es posible inferir dos etapas para el desarrollo de la avenida:

- En una primera etapa, presumiblemente cuando el pico de la crecida alcanzó la desembocadura de la cuenca, el flujo cargado de sedimentos circuló siguiendo el trazado curvo del canal erosionando más de 4 m su flanco externo revestido de mampostería y destruyendo unos 200 m de pista forestal (Fig. 6). El flujo confinado fue desviado hacia el sur debido a la existencia en el ápice del abanico de un afloramiento de substrato rocoso en el margen izquierdo del canal. Aguas abajo del ápice del abanico, el flujo no confinado se extendió sobre el sector meridional del mismo depositando un lóbulo de grandes bloques (*coarse boulders*) en el sector proximal. El tramo superior del canal artificial fue sepultado por esta acumulación. La distribución de la facies de grandes bloques muestra cómo la inundación en manto (*sheetflood*) se extendió en un arco de 30° y que su expansión hacia el norte quedó limitada por la canalización (Fig. 6). La brusca terminación distal del lóbulo de grandes bloques estuvo condicionada por el límite superior del camping (Fig. 6). La detención de los bloques se vió favorecida por una valla de alambre y la topografía aterrazada del camping, la presencia de obstáculos y la rápida atenuación de la velocidad del flujo causada por su expansión. Este depósito de grandes bloques (*coarse boulders*) se apoya sobre la superficie del abanico previa a la avenida y posee una geometría tabular. Los bloques aparecen imbricados con el eje alargado orientado perpendicularmente a la dirección del flujo y con los planos a-b inclinados hacia la parte superior del abanico, lo que indica que fueron transportados como carga de fondo por rodamiento (Komar, 1988). En el sector distal de este lóbulo los bloques mayores alcanzan longitudes axiales intermedias de 1,2 m. En la zona inferior de este lóbulo se encontraron fragmentos de guardarrail procedentes del puente de Yosa (Figs. 1 y 4).

Aguas abajo del lóbulo de grandes bloques (*coarse boulders*) se depositaron clastos con un calibre de bloque medio (*medium boulder*; 1-0,5 m) a arena. La sedimentación fue controlada en gran medida por la vegetación y las estructuras que obstaculizaron el flujo. La facies de gravas con bloques y arena (*sandy, bouldery gravel*) ocupó una extensa superficie del abanico (Fig. 6). Los clastos mostraban fábricas imbricadas. En los sectores cubiertos de vegetación arbustiva se depositaron mantos de arena con grava fina (*pebbly sand*) que no mostraban ningún tipo de estruc-

Figura 11.- Contacto neto entre las facies de grandes bloques (*coarse boulders*) y de gravas con bloques y arena (*sandy, bouldery gravel*) encajada en la anterior (sector proximal y extremo meridional del abanico). Nótese la imbricación de los bloques. En el cuadrante inferior-derecho de la foto, un martillo de 26 cm sobre un bloque de escala. Fotografía tomada el 20 de Agosto de 1996.

tura sedimentaria en superficie. Los árboles del camping presentaban numerosas marcas de impactos, aunque el flujo no fue capaz de derribarlos. Aguas arriba de obstáculos como árboles y postes se formaron trenes de vehículos, troncos y bloques imbricados y orientados transversalmente a la dirección de la corriente. Numerosos vehículos fueron dañados y transportados hasta la zona distal del abanico aguas abajo de la carretera. En las calles principales del camping, que actuaron como vías preferentes de flujo, se formaron profundos surcos (*scours*). La piscina actuó como trampa de sedimentos quedando colmatada principalmente por arenas. En los taludes de las terrazas del camping se formaron numerosas roturas superficiales (Fig. 6). El flujo turbulento generó socavaciones de más de 1,5 m de profundidad junto a obstáculos como la carretera, cuya capa de asfalto fue arrancada y transportada aguas abajo. Algunas marcas (*high-water marks*) encontradas en los edificios y árboles del camping indican que el flujo alcanzó un calado de alrededor de 1 m, valor que coincide con las descripciones realizadas por testigos.

- En una segunda etapa, que transcurriría durante la recesión del flujo, este erosionó la barrera de grandes bloques depositada en la cabecera del abanico dividiéndose según dos trayectorias principales. En el margen meridional del abanico se excavó un canal adaptándose a otro canal natural previo claramente reconocible en las fotografías aéreas tomadas años antes del evento y en la topografía del abanico anterior a la avenida (Fig. 6). La otra trayectoria principal que siguió el flujo fue el canal artificial de mampostería. Una situación similar de obstrucción del flujo durante una avenida por una acumulación masiva de sedimentos en la zona proximal de un abanico ha sido descrita por Blair (1987) en el abanico aluvial del río Roaring en el Parque Nacional de las Montañas Rocosas (Colorado). Según Wells y Harvey (1987) los procesos de incisión durante los estadios finales de una avenida en abanicos aluviales son relativamente frecuentes.

En el extremo meridional del abanico el flujo excavó un profundo canal, llegando a encajarse por debajo de la superficie del abanico previa al evento y causando una gran erosión lateral (Fig. 6). Este flujo confinado también excavó un pequeño canal distributario a través del lóbulo de grandes bloques (Fig. 6) que convergió con dos surcos alargados (*scours*) en el límite superior del camping. Aguas abajo del camping el flujo canalizado se expandió destruyendo la carretera y los puentes construidos sobre el canal natural. El flujo finalmente circuló hacia el sur quedando confinado entre el margen del valle y la mota (dique) construida en la margen derecha del río Gállego (Figs. 2 y 6). En la desembocadura del canal natural en el río Gállego se formó una gran barra de bloques y gravas. Los canales incididos durante esta segunda etapa fueron rellenados por la facies de gravas con bloques y arena (*sandy, bouldery gravel*) (Fig. 6). En la zona proximal del abanico el límite entre esta facies y la de grandes bloques (*coarse boulders*) muestra un límite muy neto (Figs. 6 y 11). En algunos tramos los sedimentos que rellenan el canal principal quedan encajados en sedimentos previos al evento (Fig. 11), mientras que en otros tramos aparecen solapados al depósito anterior de grandes bloques.

La otra trayectoria principal tomada por el flujo en este segundo estadio fue el canal artificial. La mampostería del lecho escalonado del canal fue localmente socavada y los márgenes de la canalización fueron destruidos en algunos puntos junto al camping. A lo largo de este canal se depositaron grandes bloques. En la desembocadura de la canalización en el río Gállego se sedimentó una barra de bloques con morfología de abanico y con un frente de avalancha de unos 1,5 m de altura.

En el margen izquierdo de la canalización se formaron lóbulos alargados con unos 20-30 cm de altura de grava gruesa y fina arenosa (*sandy cobble* y *pebble gravel*). En numerosos casos estas morfologías deposicionales alineadas en la dirección de la corriente aparecen justo aguas abajo de surcos erosivos (*scours*). Localmente el límite brusco y digitado entre las facies de gravas y terrígenos finos estaba controlado por la distribución de la vegetación arbustiva.

García-Ruiz *et al.* (1996) indican que los sedimentos liberados por la rotura de las presas y la erosión de los depósitos morrénicos dieron lugar a una colada de bloques (*debris flow*). Sin embargo, ninguno de los rasgos sedimentológicos y morfológicos de los depósitos observados tanto en el barranco como en el abanico de Arás corresponden con un flujo de sedimento sino con una inundación de carácter torrencial (*water flood*) (Costa y Jarret, 1981; Wells y Harvey, 1987; Costa, 1988; Blair y Mcpherson, 1992, 1994a y b; Coussot y Meunier, 1996).

Depósitos de avenida previos al evento.

Se ha recorrido la superficie del abanico en busca de grandes bloques (*coarse boulders*) depositados por

avenidas previas con la intención de obtener información paleohidrológica del abanico de Arás. El tamaño de los bloques mayores suministra una estimación conservadora de la máxima competencia de la corriente en inundaciones anteriores, puesto que podemos asumir que bloques de todos los tamaños (aportados por los depósitos morrénicos) han existido siempre en el lecho del barranco de Arás (Costa, 1983). En los puntos 1, 2 y 3 (localizados en la Fig. 6) se han encontrado grandes bloques (*coarse boulders*) de arenisca calcárea gris con una pátina rojiza entre la vegetación arbustiva. Los bloques presentan una clara imbricación con el eje mayor orientado perpendicularmente a la pendiente y con los planos a-b buzando hacia la parte superior del abanico. Estos depósitos muestran los rasgos sedimentológicos diagnósticos de sedimentos depositados por flujos de agua (*water floods*) (Costa, 1988). La longitud del eje intermedio de los bloques mayores es 1,55, 1,1 y 0,7 m en los puntos 1, 2 y 3 respectivamente. Estos valores reflejan una clasificación del calibre de los clastos en función de su distancia al ápice del abanico.

En la terminación distal del lóbulo de grandes bloques depositado en el evento del 7 de Agosto de 1996 la longitud axial intermedia de los bloques mayores alcanza 1,2 m. Este tamaño está muy próximo al valor medido en el punto 2 situado a una longitud radial similar desde el ápice del abanico. Estos valores sugieren que se han producido previamente avenidas con una competencia máxima similar a la del 7 de Agosto de 1996 en tiempos relativamente recientes. Hay que tener en cuenta que los bloques correspondientes a avenidas previas han podido ser depositados con anterioridad a la construcción de las obras de control en la cuenca y en el abanico de Arás. En este caso, los valores medidos no serían directamente comparables ya que reflejan la respuesta sedimentaria de dos sistemas morfohidrológicos diferentes. Por otro lado, la rotura de las presas y la liberación de los sedimentos que almacenaban confiere a la avenida del 7 de Agosto de 1996 un carácter excepcional dentro de la historia evolutiva del abanico de Arás.

Consideraciones finales

- La distribución y magnitud de los cambios geomórficos desencadenados por una tormenta de gran intensidad y corta duración suministra una valiosa información que puede ser aplicada para deducir la repartición espacial de la intensidad de la precipitación en una pequeña cuenca de drenaje montañosa.

- La tormenta de elevada intensidad caída sobre la cuenca de Arás el 7 de Agosto de 1996 produjo una unindación súbita (*flash flood*) de corta duración (alrededor de 10 minutos) en el abanico aluvial tal y como revelan las descripciones de los testigos presenciales.

- La existencia de presas vulnerables colmatadas de sedimentos en torrentes de montaña puede constituir un peligro potencial, ya que su rotura por una avenida puede suministrar a ésta una gran carga de sedimentos amplificando el trabajo y la efectividad geomórfica del evento hidrológico. Estas avenidas cargadas con gran cantidad de sedimentos pueden tener consecuencias catastróficas cuando interfieren con asentamientos y actividades humanas.

- En abanicos aluviales alimentados por cuencas de drenaje capaces de suministrar en un corto espacio de tiempo una gran cantidad de sedimentos, las crecidas pueden quedar obstaculizadas por una agradación masiva en el sector proximal del abanico. El flujo obstruido puede abrirse camino a través de la acumulación tomando una trayectoria impredecible. Esta posibilidad debería ser considerada en el diseño de estructuras de control y en la evaluación de riesgos de inundación en abanicos aluviales.

- Tal y como Costa (1978) señala para los piedemontes de Colorado, los limitados registros de precipitación y descarga disponibles para pequeñas cuencas de drenaje no permiten evaluar con precisión relaciones entre frecuencia e intensidad de las precipitaciones y el período de retorno de avenidas excepcionales. Las mismas consideraciones pueden ser aplicadas a la región estudiada. Los métodos hidrológicos tradicionales empleados para el análisis de frecuencia de avenidas deberían complementarse con estudios paleohidrológicos basados en técnicas geomorfológicas, sedimentológicas y cronoestratigráficas. Estos estudios pueden suministrar una información cuantitativa y objetiva acerca de la cronología y magnitud de avenidas extremas no registradas. La integración de ambos métodos mejoraría la difícil tarea de conocer la evolución temporal de los abanicos aluviales.

- Los análisis detallados de carácter histórico, geomorfológico y sedimentológico de los abanicos aluviales y sus cuencas de drenaje pueden ayudar a comprender e inferir el comportamiento actual y la tendencia evolutiva de estos sistemas geomorfológicos. Este tipo de estudios son esenciales para una adecuada zonificación de riesgos y planificación territorial de los abanicos aluviales (Martínez Goytre *et al.*, 1996).

Los autores agradecen a los técnicos del Instituto Nacional de Meteorología en Zaragoza el suministro de datos sin publicar del informe del radar de la tormenta. También a Santiago Ríos y Antonio Barnolas, del Instituto Tecnológico y Geominero de España, por facilitar la consulta de trabajos sin publicar relativos al área de estudio. Igualmente agrader al Ilmo. Sr. Pablo Munilla, Director General del Medio Natural (Diputación General de Aragón) la consulta del informe de M. Borderas y al Dr. Mauro Soldati (Universidad de Módena, Italia) el suministro de trabajos sobre eventos hidrológicos extremos en los Alpes italianos.

Bibliografía

Antoine, J.M. (1988): Un torrent oublié mais catastrophique en Haute-Ariège. *Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 59: 73-88.

Antoine, J.M., (1989): Torrentialité en val d'Ariège: des catastrophes passées aux risques présents. *Rev. Géogr. des*

Pyrénées et du Sud-Ouest, 60: 521-534.

Baker, V.R. (1984): Flood sedimentation in bedrock fluvial systems. En: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (E.H. Koster y R.J. Steel, Eds.), *Can. Soc.Petrol. Geol. Mem.*, 10: 87-98.

Baker, V.R. y Ritter, D.F. (1975): Competence of Rivers To Transport Coarse Bedload Material. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86: 975-978.

Ballandras, S. (1993): Les crues torrentielles de l'été 1987 dans les Alpes francaises; interpretations et enseignements. *Rev. Géogr. Alpine*, 81: 13-32.

Barnolas, A. (1996): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 177 (Sabiñánigo) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*, IGME (En prensa).

Barrére, P. (1966): La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales Franco-espagnoles. *Bull. Assoc. Fr. Etude Quater.*, 7: 83-93.

Batalla, R.J. y Sala, M. (1995): Estimacions hidrològiques i de moviment de sediment a la riuada del 7 d'Agost de 1996 a la conca del Barranco de Arás (Pirineu aragonès). *Acta Geol. Hisp.*, 30, 4, 51-59.

Bauer, B. (1996): Floods: natural hazards in Austria. En: *The Erasmus 94-95 Programme in Geomorphology: Intensive Course in Tyrol (Austria) and student Mobility* (M. Panizza, M. Soldati, D. Barani y Bertacchinni, Eds.). *Erasmus ICP-91/95-I-1226/07* publ. n. 8, 13-18. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Modena.

Blair, T.C. (1987): Sedimentary processes, vertical stratiphication sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Jour. Sed. Petrol.*, 57: 1-18.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1992). The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104: 762-769.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1994a): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Jour. Sed. Research*, A64: 450-489.

Blair, T.C. y Mcpherson, J.G. (1994b): Alluvial fan processes and forms. En: *Geomorphology of Desert Environments* (A.D. Abrahams y A.J. Parsons, Eds.), Chapman & Hall, London: 354-402.

Borderas, M. (1930): *Proyecto de corrección del Torrente de Arás*. 6ª División Hidrológico Forestal, Zaragoza, 43 p. (inédito).

Bordonau, J. (1992): *Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ediciones, Logroño, 251 p.

Bravard, Y. (1988): La catastrophe du Grand Bornand. *Rev. Géogr. Alpine*, 76: 219-222.

Bru, J., Serrat, D. y Vilaplana, J.M. (1984): La dinámica geomorfológica de la cuenca del torrente de Jou-La Guingueta (Noguera Pallaresa). *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*: 1.2.1-1.2.10. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Barcelona.

Caine, N. (1980): The rainfall-intensity duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler*, 62A: 23-27.

Cáncer, L., (1996): La catástrofe del Barranco de Arás (7/8/1996): procesos naturales e hipótesis explicativa. *Geographicalia*, 33: 51-71.

Clotet, N., García-Ruiz, J.M. y Gallart, F. (1989): High magnitude geomorphic work in Pyrenees range: unusual rainfall event, November 1982. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 23: 69-92.

Costa, J.E. (1978): Colorado Big Thompson flood: Geologic evidence of rare hydrologic event. *Geology*, 6: 617-620.

Costa, J.E. (1983): Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 986-1004.

Costa, J.E. (1988): Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. En: *Flood Geomorphology* (V.R. Baker, R.C. Kochel y P.C. Patton, Eds.), Wiley, New York, 113-122.

Costa, J.E. y Jarret, R.D. (1981): Debris flows in small mountain stream channels of Colorado and their hydrologic implications. *Assoc. Engin. Geol. Bull.*, 18: 309-322.

Coussot, P. y Meunier, M. (1996): Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth Sci. Reviews*, 40: 209-227.

Crosta, G., Marchetti, M., Guzzetti, F. y Reichenbach, P. (1990): Morphological classification of debris-flow processes in South-Central Alps. *6th International IAEG Congress*. 1565-1572. Balkema, Rotterdam.

Chardon, M. (1990): Les catastrophes naturelles de l'été 1987 en Lombardie; crues, inondations, écroulement de Val Pola. *Rev. Géogr. Alpine*. 78, 1-2-3. 59-88.

French, R.H. (1987): *Hydraulic Processes on Alluvial Fans*. Elsevier, Amsterdam, 244 p.

García-Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J. y Martín, M.C. (1983): Diferencias espaciales en la respuesta hidrológica a las precipitaciones torrenciales de noviembre de 1982 en el Pirineo Central. *Estudios Geogr.*, 170-171: 291-310.

García-Ruiz, J.M., White, S.M., Martí, C., Valero, B., Errea, M.P. y Gómez, A. (1996): *La catástrofe del Barranco de Arás (Biescas, Pirineo aragonés) y su contexto espacio-temporal*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 54 p.

Gómez, A. (1996): *Conos aluviales en pequeñas cuencas torrenciales de montaña*. Geoforma Ediciones, Logroño, 191 p.

Guzzetti, F, Crosta, G., Marchetti, M. y Reichenbach, P. (1992): Debris fows triggered by the July, 17-19, 1987 storm in the Valtellina area (Northern Italy). *VHB Internationales Symposium Interpraevent 1992*. Tagungspublikation, Band 2, 193-204.

Harvey, A.M. (1986): Geomorphic effects of a 100 year storm in the Howgill Fells, Northwest England. *Z. Geomorph.*, 30: 71-91.

Horton, R.E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 56: 275-370.

Komar, P. D. (1988): Sediment transport by floods. En: *Flood Geomorphology* (V.R. Baker, R.C. Kochel y P.C. Patton, Eds.), Wiley, New York, 97-111.

Labaume, P. (1983): *Evolution tectono-sédimentaire et mégaturbidites du bassin turbiditique eocene sud-pyrénéen entre les tranversales Col du Somport-Jaca et Pic d'Orhy-Sierra de Leyre*. Thèse 3ème cycle. USTL, Montpellier, 170 p.

Lasanta, T. (1989): *Evolución reciente de la agricultura de montaña: el Pirineo aragonés*. Geoforma Ediciones, Logroño, 220 p.

Martí-Bono, C. (1996): *El glaciarismo cuaternario en el*

Alto Aragón Occidental. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona, 254 p. (inédito).

Martí-Bono, C. y Puigdefábregas, J. (1983): Consecuencias geomorfológicas de las lluvias de noviembre de 1982 en las cabeceras de algunos valles pirenaicos. *Estudios Geogr.*, 170-171: 275-290.

Martínez Goytre, J., Martinez Gil, J. y Garzón, G. (1996): La prevención de riesgos naturales. El caso de Biescas. *Tierra y Tecnología*, 14-15: 26-30.

Meunier, M. (1990): La catastrophe du Grand Bornand: crue torrentielle du Borne le 14 juillet 1987. *Rev. Géogr. Alpine*, 78: 103-114.

Montserrat, J. (1992): *Evolución glaciar y postglaciar del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo. Estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 147 p.

Mortara, G. y Turitto, O. (1989): Considerazioni sulla vulnerabilità di alcuni siti adibiti a campeggio in ambiente alpino. *International Congress on Geoengineering*, Vol. 1: 137-144.

Mortara, G., Ceriani, M., Laffi, R., Lattini, C. y Beretta, E. (1994): L'evento alluvionalle del 22 luglio 1992 nella conca de Bormio in Alta Valtellina. *Ass. Min. Subalpina, Quaderni di studi e documentazione*, 17: 25-36.

Patton, P.C. (1988): Drainage basin morphometry and floods. En: *Flood Geomorphology* (V.R. Baker, R.C. Kochel y P.C. Patton, Eds.), Wiley, New York, 51-64.

Patton, P.C. y Baker, V.R. (1976): Morphometry and floods in small drainage basins subject to diverse hydrogeomorphic controls. *Water Resour. Res.*, 12: 941-952.

Peiry, J.L. (1990): Les torrents de l'Arve: dynamique des sédiments et impact de l'áménagement des bassins versants sur l'activité torrentielle. *Rev. Géogr. Alpine*, 78: 25-58.

Remacha, E. (1983): *Sand tongues de la Unidad de Broto (Grupo de Hecho) entre el anticlinal de Boltaña y el río Osia (Prov. de Huesca)*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, 163 p. (inédito).

Rey, Y. y Dayer, G. (1990): Crues de l'été 1987 dans les bassins versants glaciaires des Alpes Pennines. *Rev. Géogr. Alpine*. 78: 115-124.

Ríos, S. et al. (1996): *Estudio del medio físico y de sus riesgos naturales en un sector del Pirineo Central*. C.E.E.-I.T.G.E.-D.G.A., Zaragoza, 9 Vols. (inédito).

Riosalido, R., Camacho, J.L., Ferraz, J., Alvarez, E. y Cansado, A., (1996): *Informe sobre precipitaciones máximas en la zona de Biescas para distintos periodos de retorno*. Centro Meteorológico Territorial de Aragón, La Rioja y Navarra. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 72 p. (inédito).

Serrano, E. (1991): *Geomorfología glaciar de las montañas y valles de Panticosa y de la Ribera de Biescas (Pirineo Aragonés)*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, 952 p. (inédito).

Strahler, A.N. (1957): Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Amer. Geoph. Un. Transactions*, 38: 913-920.

Strahler, A.N. (1964): Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En: *Handbook of Applied Hydrology* (V.T. Chow, Ed.), McGraw-Hill, New York: 40-74.

Tropeano, D., Mortara, G., Arattano, M., Mariani, L., Dutto, F. y Godone, F. (1994): L'evento alluvionale del 1° giugno 1992 nei bacini del F. Olona e del T. Arno (Varese). *Ass. Min. Subalpina, Quaderni di studi e documentazione*, 17, 3-23.

Tropeano, D., Arattano, M., Deganutti, A.M., Luino, F., Ciarmatori, L., Dutto, F., Godone, F., Beretta, E., Casagrande, A. y Trebo, P.G. (1995): L'evento alluvionale del 23-25 Settembre 1993 in Liguria, Piemonte e Valle D'Aosta. Aspetti idrologici e geomorfologici. *Ass. Min. Subalpina, Quaderni di studi e documentazione*, 18, 3-43.

Wells, S.G. y Harvey A.M. (1987): Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 98: 182-198.

Zavoianu, I. (1985): *Morphometry of drainage basins*. Elsevier, Amsterdam, 238 p.

Manuscrito recibido el 22 de Octubre de 1997
Aceptado el manuscrito revisado el 25 de Abril de 1998