

ADOLFO CALVO CASES
M.^a PILAR FUMANAL GARCÍA

REPERCUSIONES GEOMORFOLÓGICAS DE LAS LLUVIAS TORRENCIALES DE OCTUBRE DE 1982 EN LA CUENCA MEDIA DEL RÍO JÚCAR

ABSTRACT

This paper tries to evaluate the geomorphological impact of the intensive rainfall in the Jucar drainage basin in October 1982 (till 700 mm in 36 hours).

We have focused our attention on the landscape features we consider as more representative: slopes and channels.

Important soil loss rates have been noticed and quantified in three slopes, which were affected by forest burning some years ago.

As for channels, we evaluate the consequences of the flood, pointing out deposit and channel pattern distribution.

RESUM

Aquest article assaja d'avaluar els efectes geomòrfics dels extraordinaris aiguats produïts a la conca del Xúquer l'octubre de 1982 (fins 700 mm en 36 hores).

Hem centrat la nostra atenció en les formes paisatgístiques que considerem més representatives: vessants o costeres i canals.

Han estat detectades importants pèrdues de sòl i quantificades a tres costers que havien estat afectats fa pocs anys per incendis forestals. Quant als canals, hem avaluat igualment les conseqüències de la revinguda, amb especial atenció als dipòsits i a la distribució de models de canal.

INTRODUCCIÓN

Entre el catastrofismo y el uniformitarismo se ha desarrollado la teoría de los umbrales geomorfológicos (*geomorphic thresholds*), que intenta explicar el papel de los acontecimientos de elevada magnitud en la evolución del paisaje, aunque, como señala SCHUMM (1973, p. 309), siempre en última relación con el carácter de los sistemas geomórficos.

La oportunidad de vivir de cerca una circunstancia de este tipo nos ha llevado a plantearnos este trabajo, cuyo objetivo es la descripción a grandes rasgos de las repercusiones sobre el paisaje de las lluvias torrenciales (de hasta 700 mm en treinta y seis horas), acaecidas en octubre de 1982 (vid. PÉREZ CUEVA y ARMENGOT, en este número), sobre un amplio sector de la cuenca del río Júcar.

Nos hemos fijado en aquellos ambientes que, a nuestro juicio, mejor definen el modelado de la cuenca de drenaje —laderas y cauces—, excluyendo el llano de inundación de la Ribera, que es objeto de otro trabajo en este mismo número.

En las laderas hemos intentado ponderar en qué medida ha existido pérdida de suelo y cuáles han sido los procesos responsables en diversas situaciones, especialmente en lo que atañe a las áreas deforestadas y de uso agrícola. Por otra parte, en los cauces, a falta de datos hidrológicos (por destrucción de las estaciones de aforo y carencia de las evaluaciones de los organismos competentes), estudiamos la dinámica sedimentaria y evolución de formas, de acuerdo con las diferencias morfológicas que interpretamos como representativas de área.

No queremos terminar esta introducción sin resaltar que los resultados están condicionados por la premura en el tiempo, y por ello, dejamos abiertas numerosas cuestiones, cuyo conocimiento ha de pasar por estudios más detallados, en especial trabajos sedimentológicos completos en relación con los datos hidrológicos, cuando se disponga de la adecuada información.

PROCESOS Y TASAS DE EROSIÓN EN LAS VERTIENTES

Las laderas del área de estudio están en su mayor parte desnudas o cubiertas por una delgada capa de regolita, tanto sobre roquedo resistente (calizas o dolomías) como sobre materiales incompetentes (arcillas del Keuper y depósitos terciarios).

Con el fin de realizar observaciones sobre la acción de las intensas precipitaciones de octubre de 1982 hemos seleccionado en el campo algunos ejemplos de vertientes que respondan a la gama posible de situaciones ambientales, implicando la existencia o no de regolita, la densidad de la cubierta vegetal, la inclinación y la utilización agrícola de la superficie.

Entre las laderas naturales predominan aquellas de vegetación escasa, especialmente tras los incendios recientes. Esta se ciñe al matorral, que es de rápida recuperación en algunos lugares. La oportunidad del trabajo realizado por PÉREZ CUEVA y SANROQUE (1982) y de las instalaciones realizadas por ellos para el conocimiento de la erosión en dos áreas de desigual morfología nos ha permitido disponer de tres estaciones de retención de material, transportado por arroyada superficial situadas en los puntos 1, 2 y 3 de la figura 1.

Las laderas 1 y 2 se hallan sobre calizas arenosas y calizas santonienses y

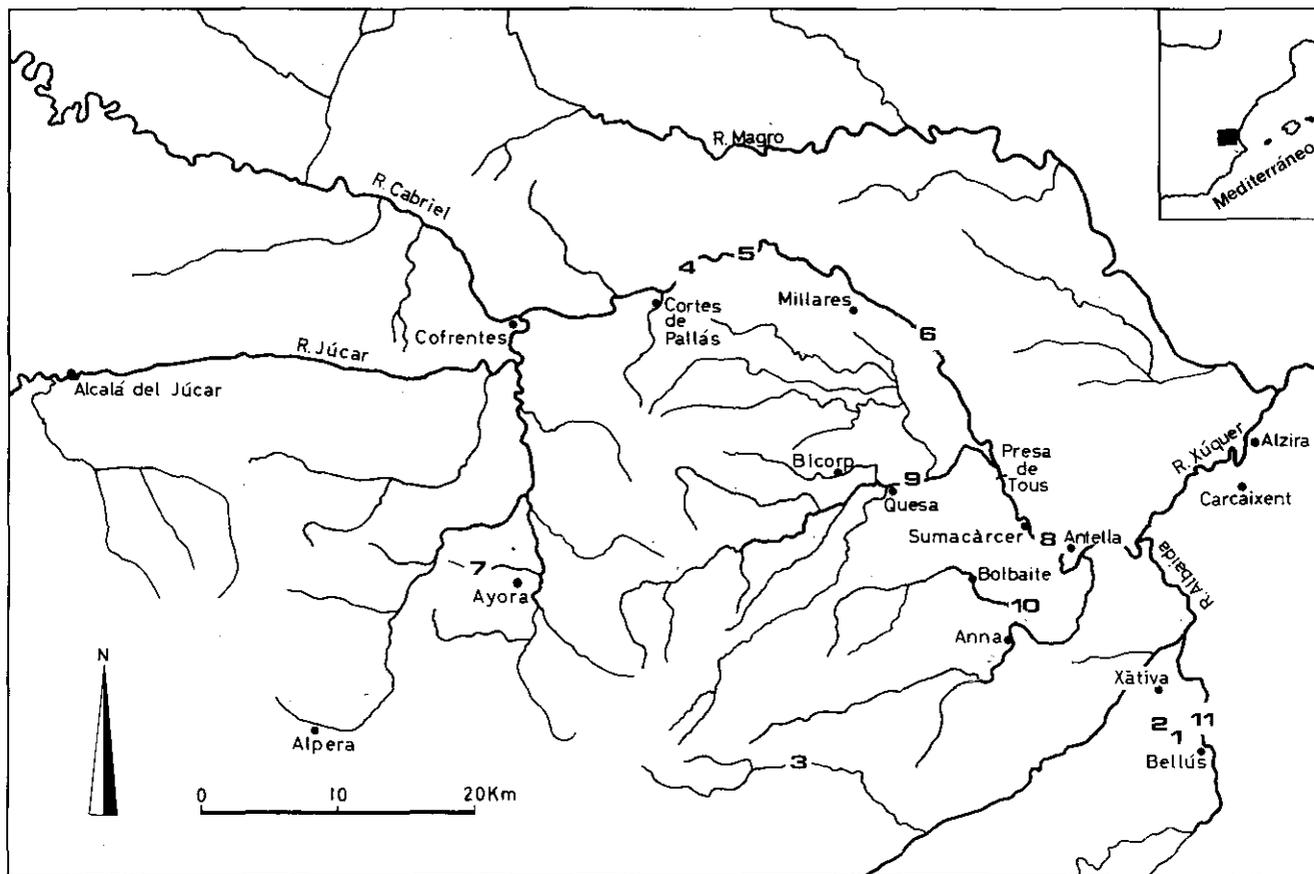


Figura 1.—Cuenca media del río Júcar con localización de las áreas de estudio

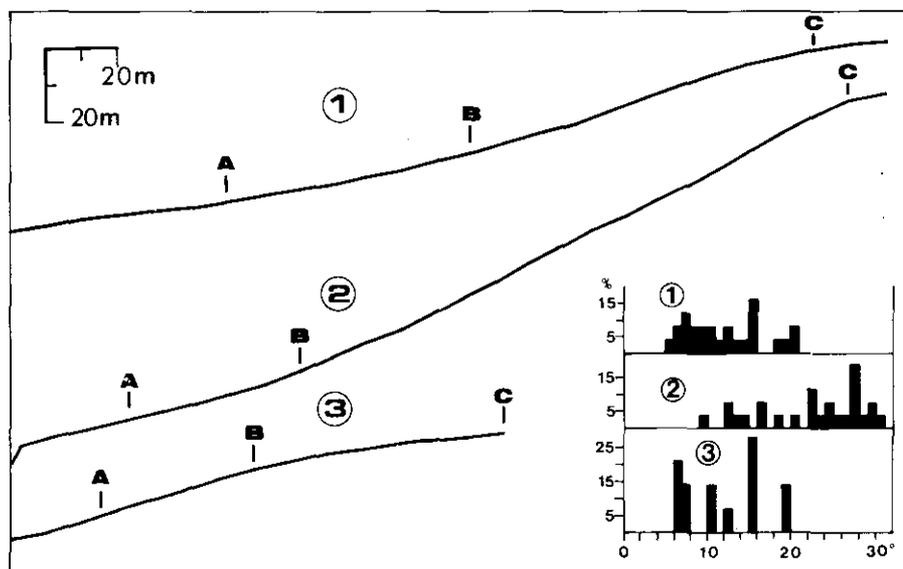


Figura 2.—Perfiles longitudinales y frecuencia de ángulos de las laderas donde se ha evaluado la pérdida de suelo. Ubicación en puntos 1, 2 y 3 de la figura 1: A. Ubicación de las trampas de sedimentos. Segmentos A-B y A-C. Longitudes tomadas para el cálculo de la pérdida de suelos.

campanienses, respectivamente. En la mitad inferior de ambas existe una acumulación de regolita de hasta 2 m de potencia en la base, constituida por cantos subangulosos, envueltos en una abundante matriz arcillo-arenosa. Al mismo tiempo, en algunos puntos aparecen restos de un horizonte argílico (B_i). Tras el incendio de 1981 el tapiz vegetal ha quedado reducido a algunas agrupaciones de *Chamaerops humilis*, *Quercus coccifera*, *papilionáceae* y *Asparagus acutifolius*.

En cuanto a la forma en perfil (fig. 2), son laderas rectilíneas, con una suave concavidad basal y ligeramente convexas en su parte superior. Sus ángulos medios son de $11'9^\circ$ en la ladera 1 y $22'5^\circ$ en la 2. La tercera se halla sobre calizas arenosas turonenses. Su cubierta detritica es escasa y está formada por cantos de pequeño tamaño y abundante fracción fina limoarenosa. Tras el incendio de 1979 la población vegetal se restringe al estrato herbáceo y arbustivo, bastante denso. La forma del perfil adopta dos tramos rectilíneos separados por una convexidad laxa, y su inclinación media es de $11'8^\circ$.

A 170, 220 y 115 m de distancia a la cresta, respectivamente, se encuentran las trampas de sedimentos. Hechas con mampostería, consisten en un dique con un reservorio para los materiales, cuya boca de entrada es de $2'80$, 2 y 2 m.

En el cuadro adjunto aparecen las tasas de erosión obtenidas para cada una de las tres vertientes, expresadas en toneladas por hectárea y milímetros de descenso de suelo. En todos los casos hemos considerado una superficie de

CUADRO I

Pérdida de suelo máxima y mínima (en Tm/Ha y mm de descenso)

	Longitud de la pendiente	PRIMER REGISTRO		SEGUNDO REGISTRO	
		Tm/Ha	mm	Tm/Ha	mm
ESTACION 1	170 m	0'0156	0'0013	0'8348	0'0694
	70 m	0'0379	0'0031	2'0274	0'1686
ESTACION 2	220 m	0'0072	0'0006	5'7980	0'4506
	50 m	0'0318	0'0025	25'5114	1'9828
ESTACION 3	115 m	0'2342	0'0219	0'4717	0'0441
	45 m	0'5986	0'0559	1'2056	0'1127
	Precipitación	mm	Día	mm	Día
ESTACION 1 y 2		2'0	16 mayo	10'0	18 octubre
		4'0	18 »	65'0	19 »
		24'0	29 »	35'0	20 »
		5'0	30 »	8'0	21 »
		33'0	3 junio	18'0	22 »
		69'0	27 agosto	6'5	27 »
		6'0	3 septiembre	3'0	28 »
		6'0	4 »	30'0	30 »
		2'0	10 »	29'0	31 »
				4'0	1 noviembre
				7'0	2 »
				13'0	26 »
ESTACION 3		15'3	18 mayo	8'5	18 octubre
		9'6	23 »	267'0	19 »
		51'7	29 »	278'4	20 »
		24'8	30 »	1'6	21 »
		9'6	3 junio	9'4	22 »
		1'2	12 julio	1'6	27 »
		8'7	27 agosto	3'6	28 »
		1'6	31 »	14'7	30 »
		14'6	3 septiembre	53'8	31 »
		1'4	4 »	8'4	1 noviembre
			23'2	2 »	
			13'0	26 »	

alimentación teórica rectangular, cuyo lado menor es el de la anchura de boca de la trampa, y al mayor se le asignan dos longitudes: la primera, hasta la cresta, y la segunda, la longitud del segmento de vertiente inmediato a la trampa.

Estos valores son notablemente distintos en cada una de las estaciones, tanto en el primer periodo de registro (del 6 de mayo de 1982 al 3 de octubre de 1982) como en el segundo (del 3 de octubre de 1982 al 23 de diciembre de 1982), aunque siempre mayores en este último. En relación con las

precipitaciones¹ se observa que el orden de magnitudes se ha invertido entre los dos registros de erosión.

En la estación 3, en octubre, con lluvias mayores y de más intensidad, la tasa de pérdida de suelo ha sido menor que durante el primer registro, en el que con menor volumen e intensidad de precipitación la tasa superó a la de las otras estaciones. Esta paradójica inversión también se ha producido entre las vertientes 1 y 2, con mayor erosión en la estación 1 en el primer período y menor en el segundo, respecto a la estación 2, donde en esta ocasión el volumen de pérdida de suelo ha sido muy considerable (5'8 Tm/Ha).

Las causas de estas diferencias estriban, a nuestro juicio, en dos factores fundamentales: pendiente-forma en perfil y las propiedades de la superficie en el sentido de *umbrales de escorrentía*, motivo ya argumentado por BERNABÉ y PÉREZ CUEVA (1980), como montantes de lluvia necesarios para que se produzca escorrentía.

En la estación 1, a la baja inclinación media se une la existencia de un segmento más suave (9°), treinta metros por encima de la trampa (fig. 2), lo que supone una retención previa de materiales. El primer registro de erosión nos hace pensar en un bajo umbral de escorrentía, que pensamos puede haber aumentado para el segundo registro, debido al desarrollo vegetal observado en el mencionado segmento.

En la segunda estación, el primer registro hace suponer un umbral de escorrentía alto, que fue superado ampliamente durante el segundo registro, produciéndose una pérdida de suelo considerable. Este valor pensamos que ha de relacionarse con la inclinación media elevada, la inexistencia de trabas morfológicas, gracias a la situación de remoción activa en la base, y, por la presencia en superficie del horizonte B, que, según BUTZER (1974, p. 61), es más sensible a la arroyada.

Por último, en la tercera estación el primer registro conduce a pensar en un umbral de escorrentía muy bajo, pero su relación con el segundo ha de estar mediatizada no sólo por las características morfológicas, sino también por algún cambio en la capacidad de retención hídrica del suelo, y este pensamos que puede haber sido provocado por una regeneración vegetal², en un suelo que, según PÉREZ CUEVA y SANROQUE (1982) permite un elevado potencial regenerativo.

No obstante, esta es una cuestión que queda abierta para observaciones más amplias y detalladas, que escapen al objetivo de este trabajo. En las tres

¹ En cuanto a las precipitaciones utilizadas para las estaciones 1 y 2, hay que destacar que el observatorio se encuentra demasiado lejos y fuera del alcance de las lluvias orográficas, que con seguridad afectan al lugar de registro de erosión. Para la situación de octubre disponemos de otro más próximo —en Xàtiva—, cuyos registros fueron de 8, 180, 55, 13, 8 y 10 mm para los días 18, 19, 20, 21, 30 y 31.

² Observaciones de campo nos han permitido constatar que, en determinados ambientes y tras algunos días de lluvia, se produce una importante regeneración vegetal, especialmente de herbáceas, las cuales pueden ser muy eficaces en la protección durante la erosión.

vertientes son visibles abundantes testigos de una activa escorrentía superficial en forma de arroyada difusa o en manto (*sheetwash*), excepto en puntos muy localizados, donde existen regueros o canalillos (*rills*) de trayectoria corta.

Puede observarse una elevada pedregosidad superficial, con numerosos pedestales arcillosos bajo la vegetación. En pequeños rellanos, y ante obstáculos superficiales, se acumula un material arenoso, que incluso llega a colmatar oquedades dejadas por los árboles quemados al caer. Los sedimentos retenidos en las trampas son de textura arcilloarenosa, con algunas gravas en la número 3. Se han depositado en dos capas sucesivas, una inferior, con gran cantidad de materia orgánica procedente de la superficie del suelo, y una superior, de coloración rojiza, bien de textura arenosa o arcillosa, procedente de los horizontes edáficos, hoy en superficie.

Este proceso ha sido observado en todas las vertientes sobre caliza y en iguales condiciones de suelo y vegetación, por lo que podemos suponer que, con valores de erosión cambiantes, una activa arroyada superficial difusa ha sido el mecanismo de erosión predominante.

En laderas sobre materiales triásicos (arcillas y yesos del Keuper) se observan formas de erosión mayores, como pequeñas cárcavas y algunos desplazamientos de suelo en forma de coladas de barro.

Por último, en laderas muy abruptas, como las que modelan las márgenes del congado del Júcar, existen cicatrices de numerosas caídas, con acumulaciones al pie de bloques o masas rocosas trituradas (foto 1).

Respecto a las vertientes con cubierta vegetal densa, normalmente sobre roquedo calizo y suelos delgados, al carecer de instalaciones para la consideración cuantitativa del volumen del suelo transportado, hemos recurrido a la observación de la micromorfología superficial y la búsqueda de trampas ocasionales de sedimentos, como cunetas de carreteras y caminos o acumulaciones en zonas protegidas tras bloques rocosos, no ha ofrecido resultados que permitan afirmar la existencia de una pérdida de suelo relativamente importante. Por el contrario, los materiales retenidos en estos lugares siempre son escasos y comprendidos en las fracciones finas. Podemos, pues, suponer que la absorción del agua por el suelo habrá sido importante, y la escorrentía superficial adoptó un carácter difuso, cuya competencia estaría limitada por la vegetación, aunque esta sólo se presente en su estrato arbustivo.

Una última consideración se dedica a amplias superficies de la cuenca, en ambientes de ladera y glacis, cuyos suelos se destinan al uso agrícola. Sin grandes diferencias entre las distintas áreas, las lluvias han desencadenado una importante pérdida de suelo, mostrando gran actividad los procesos de arroyada superficial concentrada, así como los de arroyada subsuperficial, de la que el *piping* y *tunnelling* son las formas características en amplias zonas, como aquellas del sector NW de la figura 1. En estos lugares se han producido numerosos hundimientos de la superficie, siguiendo las líneas internas de drenaje, formas que derivan finalmente en acarcavamientos de mayor o menor envergadura (CANO, 1975, p. 63).

En bancales de bajo gradiente (1 ó 2°) se forman numerosos *rills braided*, o canales entrelazados de 1 a 2 m de anchura y 10-20 cm de profundidad, que han significado una completa remoción del suelo hasta la «suela de arado». Al mismo tiempo, en los desniveles entre bancales, la arroyada ha provocado desmoronamientos, que han dado lugar a cabeceras de cárcava de proporciones considerables —anchuras de hasta 3 m y retroceso superior a 1 m.

La arroyada superficial concentrada ha tenido también un activo papel en las superficies sobre glacis y vaguadas. Así, por ejemplo, en el sector NW de la figura 1, con grandes extensiones de viñedo, se han formado entre los campos amplias redes dendríticas de *rills*, que llegan hasta las vaguadas, donde bien sigue el proceso de concentración, dando lugar a cárcavas, bien se produce un aluvionamiento de masas de cantos y gravas. En el mismo ambiente morfológico, pero en aquellos campos que, abandonados para el cultivo se encuentran colonizados por plantas herbáceas, no existen signos de pérdida de suelo por arroyada concentrada.

Como conclusión podemos afirmar que se ha producido en las laderas de la cuenca del Júcar una muy importante pérdida de suelo. Dejando a un lado las áreas con una cubierta vegetal de protección efectiva, que desgraciadamente suponen un reducido porcentaje de la superficie (vid. DUPRÉ, en este número), donde no hemos visto rasgos de erosión activa, podemos afirmar que cualitativamente las superficies más afectadas han sido las de uso agrícola, con la formación de *rills* como proceso dominante y colapsamientos a favor de túneles (*tunnelling*), y arroyada en manto, como procesos no menos espectaculares. Ocupan el segundo lugar en importancia las laderas sobre roquedos no consolidados, donde a la arroyada superficial concentrada y difusa se han unido movimientos de masa rápidos, como coladas de barro y caídas tras la zapa basal de los lechos *braided*.

Por último, en las laderas deforestadas por incendio, las tasas de erosión obtenidas, aunque de difícil interpretación, suponen un considerable incremento de la erosión —hasta ochocientas veces superior— respecto de un período de lluvias menos intensas, con lo que queda patente la influencia de situaciones climáticas anormales (vid. FUMANAL y CALVO, 1981).

En cuanto a la extrapolación de estos resultados a períodos de tiempo más largos (años o miles de años), como es habitual en los cálculos de erosión, pensamos que es poco fiable, y en todo caso esta pasaría por la consideración del período de recurrencia de las lluvias.

DINÁMICA EN LOS CAUCES

De entre los cauces que forman la red de drenaje de la cuenca del Júcar hemos seleccionado algunos ejemplos que obedecen a condiciones geomórficas distintas, que vemos como las más representativas. Considerando en primer lugar la morfología del lecho, tanto en planta como en sección transver-



Foto 1.—Caída de bloques por zapa basal de un río *braided*.

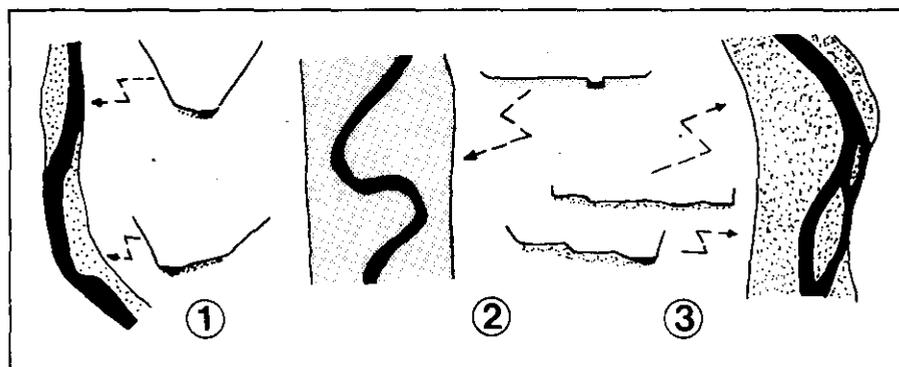


Figura 3.—Tipos de cauces en la cuenca del Júcar según trazado en planta y perfil transversal:
1. Valles encajados en calizas.—2. Cauces meandrizantes.—3. Cauces entrelazados.

sal, el tipo de transporte predominante y el régimen, hemos obtenido tres tipos fundamentales (fig. 3), en los que la respuesta morfosedimentaria ante la crecida ha sido distinta.

1. *Valles encajados en calizas*

El río Júcar, en la mayor parte de su recorrido, tiene un valle estrecho, cuyo fondo está ocupado totalmente por el «lecho menor» y «lecho mayor periódico», según clasificación de TRICART (1960), confinado entre paredes subverticales. Su trazado es de difícil clasificación, puesto que, influido por la estructura, consiste en una sucesión de trazos rectilíneos con abundantes inflexiones. Su perfil longitudinal es de bajo gradiente, trantándose de un curso perenne con un caudal medio anual de 60 m³/seg. (en Sumacàrcer).

La crecida ha supuesto una mayor altura de agua, sin cambios importantes en la relación profundidad-anchura de la sección mojada³. Ello redundaba en la capacidad de transporte, y ha supuesto la removilización de gran cantidad de bloques de ± 3 m Φ , así como la creación de nuevas estructuras sedimentarias, bien distintas en los tramos rectos y en los curvos.

En los primeros se reducen a masas caóticas de grandes bloques abandonados en las márgenes del cauce actual o en su centro, individualizados, y pequeñas barras longitudinales adosadas a las orillas, compuestas por cantos y gravas, que suelen formarse tras obstáculos o irregularidades del canal. En los tramos curvos existen lóbulos de meandro de bajo gradiente (unos 4°), con granulometría comprendida entre pequeños bloques redondeados y arenas, con depresiones longitudinales donde se concentran los sedimentos más gruesos, señalando el trazo de canales de circulación activa y turbulenta.

2. *Cauces meandrizantes*

En este tipo, los fondos del valle, enmarcados o no por laderas abruptas, son amplios y llanos, encajando un canal sinuoso y de anchura uniforme. El cauce es de gradiente bajo, caudal continuo y de transporte en suspensión o mixto (según clasificación de SCHUMM, 1977, p. 154). Esta morfología caracteriza, asimismo, diversos tramos del río Júcar. En las proximidades de Alcalá del Júcar y Cofrentes el incremento del caudal ha supuesto el desbordamiento del lecho menor, cubriendo todo el llano de inundación, con alturas de agua de 1-2 m sobre éste. Ello supuso una brusca pérdida de competencia de transporte, con un aluvionamiento sobre la terraza consistente en una delgada capa de arenas, limos y arcillas, sin aportes de fracciones superiores. El

³ En los puntos 4, 5 y 6 de la figura 1 hemos observado testigos de altura de agua sobre el cauce actual de 13 a 19 m. Aplicando la fórmula de MANNING a la sección mojada del máximo nivel de aguas en el punto 5, el caudal obtenido oscila entre 5.814 y 2.035 m³/seg. (vid. tablas en GARDINER y DACKOMBE (1983, p. 143). Pensamos que el valor más aproximado, con todas las reservas que estos cálculos merecen, sería más cercano a los valores altos.

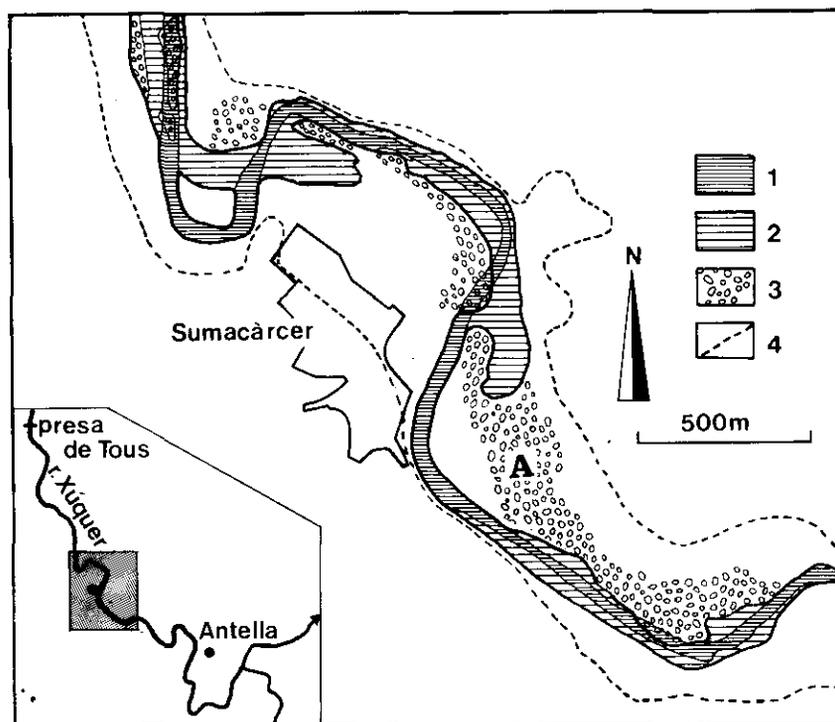


Figura 4.—Valle del río Júcar en el punto 8 de la figura: 1. Cauce anterior a la crecida.— 2. Cauce tras la crecida de octubre de 1982.—3. Acumulaciones detriticas gruesas cuya distribución marca la mayor turbulencia de flujo durante la crecida.—4. Límite de la inundación.

trazado del lecho menor no ha sufrido variación tras el descenso de las aguas ni hemos observado en él la adición de nuevas estructuras sedimentarias. Al mismo esquema morfológico pertenece el cauce del Júcar en su recorrido entre Sumacàrcer y Antella. En este tramo, tras salir del estrecho congosto en el que se ubicaba la presa de Tous, inicia un trazado divagante en su llano de inundación, con un canal estrecho, de unos 30 m de anchura media (fig. 4, núm. 1). Los sedimentos que forman la llanura se componen de materiales detriticos finos, con algunas intercalaciones de gravas. Tras la crecida, el canal ha sufrido algunas modificaciones (fig. 4, núm. 2), tales como bifurcaciones de flujo, pequeñas desviaciones en el trazado y ensanchamiento desigual, con un pérdida del paralelismo de sus márgenes.

Sobre el llano de inundación se sitúa una importante acumulación de detritos gruesos (hasta bloques de más de 1 m \varnothing), que suponen una amplia franja que difiere de la trayectoria anteriormente descrita (fig. 4, núm. 3), soslayando en parte las sinuosidades del recorrido. En el resto de la superficie inundada la cubierta sedimentaria está formada por cantos y gravas e importantes acumulaciones de materiales detriticos finos.

Pese a la morfología similar a la de los tramos de cauce descritos más arriba, aquí la sedimentación tiene unos rasgos opuestos. La acumulación de material grueso pensamos que no está relacionada con el ritmo propio de la crecida, sino con una adición brusca de agua y carga al caudal, debida al desmoronamiento de la presa de Tous, hecho que creemos respaldado por la presencia en el sector A de la figura 4 de bloques calizos distintos en color y morfología (angulosos) al resto de la acumulación, y que suponemos procedentes del material de escollera de la presa. Con todo, se superponen en este lugar dos patrones de crecida. En la primera fase el río debió desbordar, dejando en su llano de inundación sólo materiales detríticos finos y algunas gravas. Posteriormente, un incremento rápido del caudal supuso una nueva geometría hidráulica, con un flujo cuya línea de máxima turbulencia escapa a la trayectoria del cauce anterior, acortando el camino a través de las convexidades de todos los meandros.

Aguas abajo, ya junto a Antella, cambia la dinámica de la crecida, en el sentido de un descenso en la energía cinética del flujo, debido al ensanchamiento del valle, produciéndose en consecuencia un considerable descenso en el rango granulométrico de los depósitos.

3. *Las ramblas*

Son estos los cauces más característicos de los valles mediterráneos, y se corresponden con la denominación más general de corrientes efímeras, mientras que por la morfología en detalle se asimilan a canales *braided* o trenzados. MATEU (1982, p. 163) asocia los valles de la vertiente mediterránea del N del País Valenciano a este tipo y los define como canales entrelazados, cuya peculiaridad consiste en que el agua, de circulación ocasional, se separa o confluye por la existencia de numerosas islas, siendo la mayoría de las mutaciones responsabilidad de acontecimientos meteorológicos extremos, hecho ampliamente considerado por THORNES (1977, pp. 322-323). Según SCHUMM (1977, pp. 129-130), coinciden con pendientes elevadas, baja sinuosidad y una *ratio* anchura-profundidad muy alta, con márgenes abruptas de marcada inestabilidad, consecuencia, según COLEMAN (1979, p. 15), de los cambios en el ángulo de incidencia de los *talwegs*. Al mismo tiempo movilizan gran cantidad de sedimentos, preferentemente gruesos, si bien, según LEOPOLD *et al.* (1964, p. 294), con una baja relación de sedimento transportado por unidad de anchura del canal, debido a su amplitud.

Numerosos tributarios del río Júcar corresponden a este esquema morfológico, tanto implantados en roquedo consolidado o no. A la hora de valorar los cambios acaecidos tras la última crecida hemos seleccionado dos puntos en los cauces de las ramblas Escalona y Bolbaite (figs. 5 y 6). Ambas discurren sobre arcillas del Keuper, y ofrecen la particularidad de una distinta morfología en planta, rectilínea o poco sinuosa en la primera y meandrizante en la segunda.

En la rambla de Escalona se produjeron caudales muy importantes, cuya torrencialidad no sólo ha quedado patente al arrasar el puente de la carretera Quesa-Bicorp, sino también por las características de los aluviones abandonados en el lecho.

Con la comparación de los fotogramas aéreos de 1956 y de octubre de 1982 (inmediatamente posterior a las inundaciones) y la inspección detallada de campo, podemos afirmar que, sin grandes cambios en la morfología del cauce como patrón *braided* y sección transversal amplia y de fondo plano, se

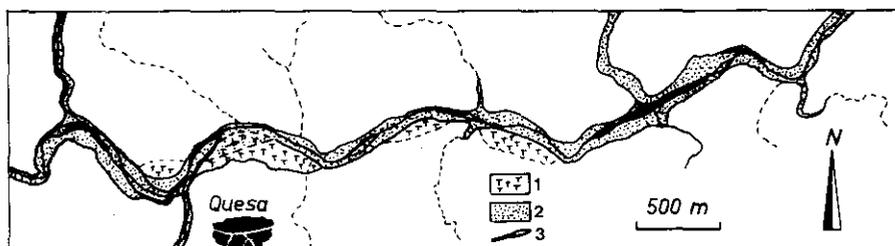


Figura 5.—Sección de cauce de la rambla de Escalona (figura 1, núm. 9): 1. Terrazas pleistocenas.—2. Relleno de canal modelado durante la crecida.—3. Canales entrelazados tras el descenso de las aguas.

ha producido una nueva redistribución del sistema de estructuras sedimentarias, entre las que la red de canales, tras la crecida, divaga con un nuevo plan anastomosado, que, sin tendencias definidas, ha supuesto tanto acortamientos de tramo como nuevas sinuosidades.

No obstante, los canales, ya no funcionales tiempo después de la crecida, muestran una tendencia mayor al enderezamiento. La actividad morfológica de las aguas queda también reflejada en la acción de zapa sobre las márgenes, con retroceso de varios metros y consecuente ensanchamiento local del cauce, así como, al superar las aguas todos los desniveles del lecho, acumula sobre un nivel aluvial, situado a 1, 1'5 m, cantos y bloques de tamaño superior a 50 cm Ø.

En la rambla de Bolbaita hemos seleccionado un sector de cauce que forma un sistema de meandros confinados (vid. LEWIN y BRINDLE, 1977), de muy pequeño radio (fig. 6). Nos hemos fijado allí en la dinámica sedimentaria, que reelabora tras la crecida las acumulaciones en *point-bars*, ambiente que ha suscitado el interés de numerosos investigadores, y que, como señalan REINECK y SINGH (1975, p. 231), es el proceso mayor de sedimentación en los canales meandrizantes.

En cada uno de los tres meandros hemos diferenciado una serie de ambientes morfosedimentarios de *point-bar*, que se repiten con ligeras variaciones:

A) Nivel de acumulación aluvial preexistente (1a, 2a, 2a₁ y 3a), situados a una altura, respecto al cauce, de 2-3 m. Fue alcanzado por el nivel de las

aguas con un efecto erosivo, que supuso una pérdida de suelo de hasta 50 cm, como constatan las raíces exhumadas de olivos.

B) Lóbulo de meandro superior (1b, 2b y 3b). Subambientes de acumulación de cantos y gravas y algunos bloques, con una disposición interna imbricada y una gradación interna negativa. El contacto inferior (excepto en 2b, donde no es visible) es erosivo sobre los depósitos del subambiente A. La secuencia sedimentaria lógica en un relleno de lóbulo de meandro (vid. REINECK y SINGH, p. 242) queda interrumpida, y en la superficie aparecen bloques sobreelevados, así como vaguadas que se abren en abanico, por lo que suponemos que se ha producido una erosión posterior, del mismo tipo de las descritas por WERTZ (1964, p. 85). Este ambiente es el que MCGOWEN y GARNER (1970) denominan lóbulo de meandro superior de la crecida, que coincide, sin lugar a dudas, con el momento de máxima competencia de transporte.

Por último, en el meandro 3 existe un ambiente peculiar (3b₁), consistente en una importante acumulación de arena gruesa, con estratificación paralela planar en la base, que cambia hacia el techo a cruzada de bajo ángulo. Se trata de un depósito continuo, adscrito a un alto régimen de flujo (vid. PICARD y HIGH, 1973, p. 199) por lo que pensamos que es una acumulación marginal favorecida por la curvatura y posición topográfica en el meandro, sincrónica al ambiente 3b. Con las mismas características, aunque con textura de gravas, puede explicarse el ambiente 2b₁.

C) Bajo lóbulo de meandro (1c, 1d, 2c, 3c y 3e). Con el descenso paulatino del flujo de crecida se produce una migración del canal hacia la orilla cóncava, quedando las acumulaciones anteriores fuera de la competencia del transporte fluvial, creándose nuevas estructuras sedimentarias, adosadas a las anteriores con contacto erosivo, que en el meandro 3 da lugar a un abrupto talud de 1 m. Este segundo ambiente sedimentario está constituido por un relleno típico de canal, con estructuras similares al anterior, pero con un notable descenso de la granulometría. Formado por gravas y algunos cantos y bloques de unos 25 cm \varnothing , pasa lateralmente hacia el canal con gravas y arenas, constituyendo un conjunto de lóbulos progresivos de granulometría menor, hasta llegar a 1e, 2d y 3e, ya arenosos y con algunas gravas. Corresponde esta tercera unidad al *point-bar* bajo de MCGOWER y GARNER (1973).

A falta de análisis sedimentológicos más detallados, pensamos que en los *point-bars* de los meandros de los cauces efímeros se produce durante la crecida una importante dinámica sedimentaria. Esta supone, en principio, una renovación de gran parte de las estructuras anteriores, que son destruidas durante los primeros momentos de flujo máximo, y un nuevo depósito, en el que se pueden distinguir sucesivas fases patentes, como secuencias escalonadas. Hemos diferenciado dos secuencias. La primera está relacionada con el pico de la crecida: constituye el lóbulo superior al nivel antiguo, o ligeramente más bajo. La segunda da lugar al conjunto sedimentario del lóbulo inferior: se produce con el descenso de la crecida y consiste en una progresión

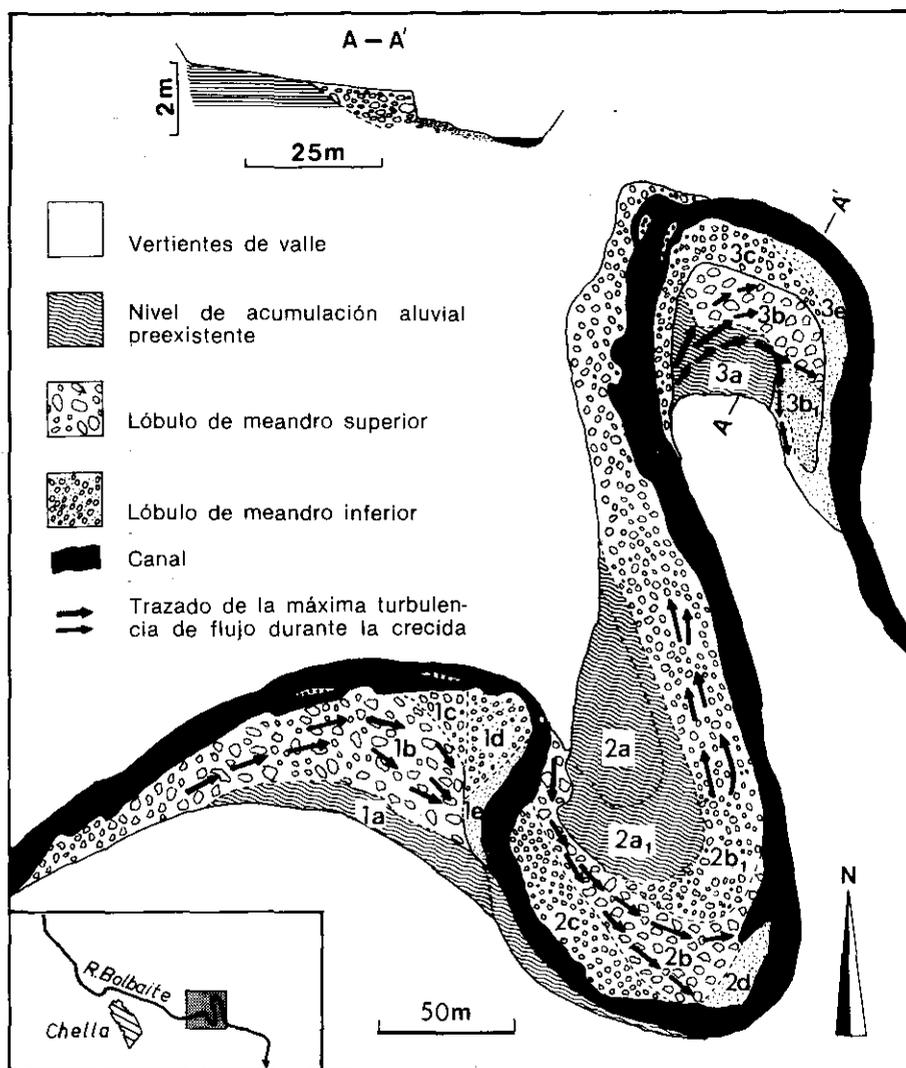


Figura 6.—Sistema de meandros en la rambla de Bolbaite (figura 1, núm. 10)

sedimentaria por acreción lateral, a medida que el canal va reduciéndose y migrando hacia la orilla cóncava.

Esta misma dinámica la hemos visto repetida en todos los meandros de los cauces *braided*, y es muy similar también en ríos que consideramos intermedios entre *braided* y meandrizante, como el Riu d'Albaida. En este (fig. 7) es de resaltar que el *point-bar* superior está mucho más desarrollado que el inferior y ha sido diseccionado más profundamente por canales denominados

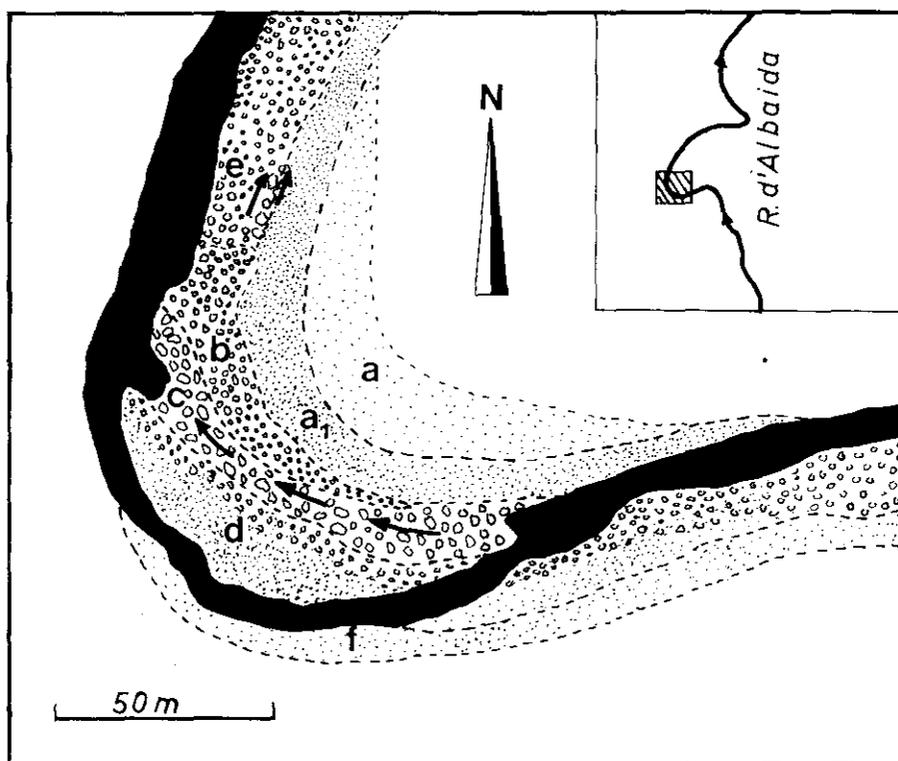


Figura 7.—*Point-bar* en el Riu d'Albaida (fig. 1, núm. 11): *a*) y *f*) Depósitos de fracción fina, más potentes en *a*₁.—*b*) Acumulación de cantos y gravas que se continúa con menor potencia en *e*.—*c*) Canal de máxima turbulencia de flujo durante la crecida.—*d*) Superficie poco retocada cubierta por gravas, cantos y arenas, según indican las tramas.

por WERTZ (1964) de circuito corto, algunos de los cuales siguen activos. Esta diferencia pensamos que podría reflejar una mayor persistencia del pico de la crecida, con una caída más suave del caudal.

4. *Valles de cabecera*

En algunos valles próximos a las divisorias, como es el caso del barranco de la Cuesta de la Hoya (fig. 1, núm. 7), caracterizados por un fondo colmatado por sedimentos preferentemente finos y sin cauce activo, condicionado por el hecho de su aprovechamiento agrícola, se ha producido una excavación de hasta 3 m de profundidad y anchura variable (foto 3). Esto lo interpretamos como un rápido retroceso de la cabecera por ajuste del nivel de base local al nuevo sistema de la cuenca. En algunos puntos son visibles dos secuencias en el proceso. En primer lugar, una agradación de cantos y gravas subangulosos en contacto erosivo sobre la antigua superficie de relleno. Pos-



Foto 2.—*Point-bar* en el riu d'Albaida (*vid.* figura 7)



Foto 3.—Encajamiento sobre el relleno de valle anterior. Barranco de la cuesta de la Hoya

teriormente, una disección de todo el relleno sedimentario con la formación de un cauce de fondo plano, y con transporte de cantos, gravas y algunos bloques, con lo que la superficie antigua ha quedado como niveles de terraza. Este mecanismo es similar al descrito por COOKE y REEVES (1977) en la génesis de los *Arroyos* del SW americano.

Algunas puntualizaciones sobre la repercusión en la morfología de cada uno de los tipos de cauces de un acontecimiento climático inhabitual, al mismo tiempo que sobre la tendencia en una evolución a más largo plazo, pueden ser realizadas:

— Por lo que respecta a los tramos del Júcar encajados en calizas, apenas ha habido variaciones en la morfología general, y en detalle podemos hablar de una renovación de las estructuras sedimentarias sin cambios en el tipo de lecho menor ni en su recorrido en el valle.

— En los sectores de valle amplio con canal meandrante, el desbordamiento supone la acumulación sobre el llano de inundación de una capa de algunos centímetros de materiales predominantemente finos, sin modificación en el canal. En cambio, en este mismo tipo de valle —alrededores de Sumacárcer—, cuando se ha introducido una variable ajena al sistema, como puede ser los 110 millones de metros cúbicos de carga y caudal añadidos al río en pocas horas, al vaciarse el embalse de Tous nos ha permitido observar que se produce el paso de una dinámica de desbordamiento, con materiales fundamentalmente de suspensión, a otra con carga de fondo, propia de los ríos *braided*.

— En las ramblas se ha producido una dinámica más activa, en cuanto a redistribución de sedimentos y creación de una nueva trama en la red de canales, tanto en los tramos rectos como en los meandrantes, manteniéndose, no obstante, las mismas características generales y morfológicas de las acumulaciones sedimentarias, entre las que han llamado nuestra atención los *point-bars*, por las posibilidades que su conocimiento daría a interpretaciones paleoambientales.

— Por último, hemos visto que estas situaciones se repiten en todos los cauces de acuerdo con su peculiar morfología, excepto en valles como el barranco de la Cuesta de la Hoya, donde se ha producido una reexcavación del antiguo relleno, que ha supuesto una progresión aguas arriba, adaptándose al esquema ya existente aguas abajo.

CONCLUSIONES

Parece posible afirmar, tras los comportamientos expuestos, que la morfología actual de los cauces se ha creado como consecuencia de estos acontecimientos de larga recurrencia, y que es cuestión de horas el que se produzcan importantes cambios o modificaciones, sin que por ello se llegue a una alteración en la naturaleza del sistema. Hemos podido comprobar que los factores

que se señalan en la literatura geomorfológica como condicionantes de la dinámica en los distintos tipos de cauces (litología, pendiente, perfil transversal, forma en planta, carga y caudal) son efectivamente los responsables del funcionamiento. No ha sucedido lo mismo en aquellos lugares que podemos considerar inestables, bien por no estar adaptados aún al sistema, bien por el papel de la acción antrópica, o a la unión de ambos. La reexcavación de valles colmatados se ha producido porque su morfología no estaba integrada en el sistema actual. Pérdidas de suelo importantes, e incluso pequeños cambios morfológicos, sólo se han producido en aquellas laderas alteradas por incendios forestales o por el aprovechamiento agrícola. Una y otra son formas de deforestación, que, sin duda, ha supuesto un aumento de la escorrentía y ha contribuido a la agresividad del acontecimiento climático.

BIBLIOGRAFÍA

- BERNABÉ, J. M., y PÉREZ CUEVA, A. (1980), «Cambios recientes en el uso del suelo en relación con la acción del agua corriente en la montaña del País Valenciano», *Actas VI Reunión de Estudios Regionales*, Valencia, noviembre 1980.
- BUTZER, K. W. (1974), «Accelerated Soil Erosion: a problem of man-land relationships», en MANNERS and MIKESSELL (Eds.), *Perspectives on Environment*, Ass. Am. Geographers, páginas 57-58.
- CANO GARCÍA, G. M. (1975), «La cuenca de Caballero, afluente del Cabriel. Estudio geomorfológico y morfométrico», *Cuadernos de Geografía*, 17, Valencia, pp. 45-84.
- COLEMAN, J. M. (1969), «Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation», *Sediment Geology*, núm. 3, pp. 129-239.
- COOKE, R. U., y REEVES, R. W. (1976), *Arroyos and environmental change*, Oxford United Press, 213 pp.
- FUMANAL, M.^a P., y CALVO, A. (1981), «Estudio de la tasa de retroceso de una vertiente mediterránea en los últimos cinco mil años», *Cuadernos de Geografía*, 29, pp. 133-150.
- GARDINER, V., y DACKOMBE, R. (1983), *Geomorphological Field Manual*, George Allen and Unwin, ed. London, 254 pp.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G., y MILLER, J. P. (1964), *Fluvial processes in geomorphology*, W. H. Freeman and Co., 522 pp.
- LEWIN, J., y BRINDLE, B. J. (1977), «Confined meanders», en K. J. GREGORY (Ed.), *River Channel Changes*, J. Wiley & Sons, pp. 221-233.
- MATEU, J. F. (1982), *El norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*, Universidad de Valencia, Sección de Geografía, 286 pp.
- MCGOWER y GARNER (1973), «Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars: Modern and ancient examples», *Sedimentology*, 14, pp. 17-111.
- PÉREZ CUEVA, A. y SANROQUE, P. (1982), «Erosión acelerada en vertientes incendiadas», primera parte de *Erosión acelerada antrópica*, de A. PÉREZ CUEVA, Instituto de Geografía, I. Alfonso el Magnánimo, Diputación Provincial de Valencia, 110 ff. mec.
- PICARD, M. D., y HIGH, L. R., JR. (1973), *Sedimentary structures of ephemeral streams*, Developments in Sedimentology, vol. 17, Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam.
- REINECK, H. E., y SINGH, I. B. (1975), *Depositional Sedimentary Environments*, Springer Verlag, Berlín, 439 pp.
- SCHUMM, S. A. (1973), «Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems», *Fluvial Geomorphology*, MORISAWA, M. (Ed.), State Un. of New York, pp. 299-310.

- SCHUMM, S. A. (1977), *The fluvial system*, John Wiley and Sons, 338 pp.
- THORNES, J. B. (1977), «Channel Changes in Ephemeral Streams: Observations, problems and models», en K. J. GREGORY (Ed.), *River Channel Changes*, J. Wiley & Sons, pp. 317-335.
- TRICART, J. (1960), «Los tipos de lechos fluviales», *Rev. Geográfica*, Un. de los Andes, Mérida, Venezuela, vol. II, núms. 5-6, pp. 7-19.
- WERTZ, J. B. (1964), «Les phénomènes d'érosion et de dépôt dans les vallées habituellement sèches du Sud Ouest des Etats-Unis», *Z. Geomorph*, número extra, pp. 71-104.



Foto 4.—Rambla de Bolbaite durante el descenso de la crecida. En primer plano, el puente de la carretera Chella-Navarrés, del que sólo queda la estructura.