



**LITOFACIES DE RELLENO Y MODELO
DE SEDIMENTACIÓN DE LOS DIQUES DE RETENCIÓN
EN EL TRAMO INFERIOR DE LA RAMBLA
DEL CÁRCAVO (CUENCA DEL SEGURA)**

*Refill lithofacies and sedimentation model of check dams in the lower
Cárcavo (Segura Basin)*

Modelo sedimentario de los diques del bajo Cárcavo

Carmelo Conesa García¹ y Rafael García Lorenzo²

(1) *Departamento de Geografía, Universidad de Murcia. Campus de la Merced, s/n, 30001
Murcia. E-mail: cconesa@um.es*

(2) *Servicio de Integración e Información Ambiental, Comunidad Autónoma de la Región
de Murcia. C/Catedrático Eugenio Ubeda, s/n. Murcia*

Resumen: Identificar las fases de relleno de los diques de retención en cauces torrenciales resulta por lo general una tarea harto complicada. Las características hidráulicas de las corrientes de avenida sufren importantes variaciones durante dichas fases, provocando continuos desplazamientos de los subambientes sedimentarios dentro del vaso del dique. Así lo demuestra la variedad de litofacies observada en las cuñas sedimentarias de los diques estudiados. Los abundantes restos de cuña sedimentaria preservados tras la destrucción del dique de cierre C20 de la rambla del Cárcavo (Cuenca del Segura) han permitido reconstruir las secuencias de deposición en todo el tramo de influencia. Tras un análisis vertical de facies sedimentarias y de su arquitectura (2D), se describen las asociaciones de litofacies, al tiempo que se propone un modelo de sedimentación específico muy diferente a los comúnmente sugeridos para los embalses.

Palabras clave: Análisis vertical de litofacies, relleno sedimentario de diques, rambla, Cuenca del Segura.

Abstract: Refill phases identification in check dams in torrential streams is complicated because the hydraulic characteristics of the floods suffer important variations during the lifespan of structure, causing displacements of the depositional subenvironments inside the dam. The study of the sediment wedge preserved after the destruction of the final check dam C20 in the Cárcavo Rambla (Segura River Basin) has allowed the reconstruction of the depositional sequences in the sediment fill. The sedimentary facies analyses and the study of the 2D architecture have allowed a detailed description and interpretation of the lithofacies associations. The proposed depositional model for check dams is significantly different than those commonly suggested for reservoirs.

Keywords: Vertical analysis of sedimentary facies, sedimentary refill of check dams, ephemeral channel, Segura Basin.



Carmelo Conesa García & Rafael García Lorenzo (2007). Litofacies de relleno y modelo de sedimentación de los diques de retención en el tramo inferior de la rambla del Cárcavo (Cuenca del Segura). *Rev. C & G.*, 21 (3-4), 77-100.

1. Introducción

Los diques de retención de sedimentos constituyen hoy día una práctica habitualmente contemplada en los planes y programas de restauración hidrológico-forestal de cuencas mediterráneas torrenciales. Sus funciones son múltiples en respuesta a numerosos problemas asociados con la estabilidad de laderas y cauces, la captura de material sólido, la laminación de las aguas de avenida y la recarga de acuíferos. Estos diques se construyen generalmente en cuencas de orden bajo, en zonas de cabecera, formando parte, en muchos casos, de sistemas globales de control de la erosión que extienden su influencia hacia sectores más bajos (p.e. aminorando el ritmo de sedimentación en embalses, protegiendo infraestructuras de riego, etc.). Por lo general, ejercen un importante papel en el control de la erosión, si bien, en ocasiones, la apariencia de estabilidad que generan se ve truncada por sucesos hidrológicos extremos que desembocan en catástrofe (García Ruiz et al., 2004).

En la literatura sobre el tema existe gran número de trabajos que aluden a los cambios geomorfológicos aguas abajo de los diques, desde la degradación y estrechamiento del cauce hasta modificaciones en la textura y acorazamiento del lecho (Petts, 1979; Williams y Wolman, 1984; García Ruiz y Puigdefábregas, 1985; Chien, 1985; Galay et al., 1985; Inbar, 1990; Martínez Castroviejo et al., 1990; Gilvear y Winterbottom, 1992; Ligon et al., 1995; Collier et al., 1996; Xu, 1996; Brandt, 2000; Grant et al., 2003 Lenzi et al., 2004; Comiti et al., 2005; Marion et al., 2006; Castillo et al., 2007). Menos frecuentes son las alusiones al comportamiento morfo-sedimentario de los tramos situados aguas arriba. En tal sentido, merece mención el estudio realizado por García Ruiz y Puigdefábregas (1985) sobre los efectos de la construcción de pequeñas presas en cauces anastomosados del Pirineo Central. Dichos autores relacionan, en estos tramos, la acreción sedimentaria del lecho con el incremento progresivo del nivel de base local, y sus variaciones granulométricas con la reducción de la pendiente. Un hecho también común es el rápido aterramiento que sufren muchos diques por su ubicación en cursos con fuerte carga de sedimentos, especialmente torrentes de montaña y barrancos de medios áridos y semiá-

ridos labrados en áreas ambientalmente frágiles, con altas tasas de erosión y producción de sedimentos (Poesen y Hooke, 1997). Más recientemente, Conesa et al. (2007) han analizado los efectos de este tipo de estructuras sobre la estabilidad del lecho en barrancos del Sureste Peninsular a partir del reajuste de la pendiente longitudinal entre diques y la aplicación de varios índices de estabilidad del sustrato aluvial (relative bed stability, RBS; \log_{10} [relative bed stability], LRBS y Riffle Stability Index, RSI).

Con frecuencia, los procesos de transporte de material heterométrico y la formación de canales, depósitos y estructuras sedimentarias son bastante complejos en este tipo de cauces corregidos. Claro ejemplo de ello es el sistema fluvio-torrencial del Cárcavo (Cuenca del Segura), objeto del presente estudio. Su desarrollo en terrenos escarpados, de litologías blandas, con predominio de margas y margo-calizas en la depresión, y en menor proporción de calcarenitas y calizas en los sectores de cabecera, unido a la reducida protección vegetal de las vertientes, hacen de este sistema un medio geomorfológico singularmente activo, con respuesta rápida ante cualquier intervención antrópica. Los patrones de turbulencia, tasas de transporte de sedimentos, velocidades y profundidad de la corriente experimentan aquí importantes variaciones inducidas por la construcción de diques, que a su vez provocan cambios de litofacies muy significativos. Además, dichas modificaciones influyen sobre las características hidrodinámicas de la corriente y las condiciones de transporte de nuevos sucesos, acentuando las diferencias geomorfológicas aguas arriba y abajo de las citadas estructuras.

Durante el relleno de los diques cambian los subambientes sedimentarios del antiguo cauce, que pasa a convertirse inmediatamente aguas arriba en un vaso receptor de aguas y sedimentos, sometido a frecuentes variaciones hidráulicas y morfológicas. Cada suceso hidrológico implica un nuevo ajuste morfo-sedimentario en el cauce, dependiendo en gran medida de los cambios de usos de la cuenca y de la historia de relleno de los diques precedentes. El contraste, y a menudo oposición, de facies sedimentarias a uno y otro lado de la cuña aluvial que forman estos diques así lo pone de manifiesto. Para analizar en detalle tales aspectos se han descrito e interpretado varias secuencias de

sedimentos retenidos por el antiguo dique de cierre del Cárcavo (C20), merced a los restos de cuña sedimentaria que, tras su destrucción, quedaron empotrados en los laterales del cauce. Por su posición de cierre de la cuenca y la conservación de tales formaciones residuales, con secuencia vertical completa en ambos márgenes y en buena parte de su extensión longitudinal, esta presa reviste gran interés para obtener a partir de ella un modelo de sedimentación comparable al de otros diques de retención ubicados en cuencas con similares condiciones ambientales.

2. Área y tramo de estudio

Cuenca de estudio. Como área piloto se ha elegido la cuenca de la rambla del Cárcavo (34,9 km²)

en el NW de la provincia de Murcia. Esta área fue objeto de un Proyecto de Restauración Hidrológico Forestal iniciado en 1969 y revisado en 1977, con motivo del cual se construyeron 40 diques de retención (Fig. 1a). La cuenca del Cárcavo se compone principalmente de calizas, margas y depósitos cuaternarios. Localmente aparecen terrenos yesíferos. El relieve lo forman crestones calizos y dolomíticos con afloramientos locales de margas del Keuper en el de noroeste. La parte más baja se halla constituida por amplias superficies de glaciais desarrolladas en las margas del Mioceno y depósitos del Cuaternario, profundamente disectadas por ramblas y barrancos. La mayor parte de estos glaciais ha sido destinada a usos agrícolas mientras que el resto de las vertientes alternan terrenos desnudos abarrancados con otros cubiertos por pinos seminaturales (*Pinus halepensis*) o de repoblación reciente (Fig. 1b).

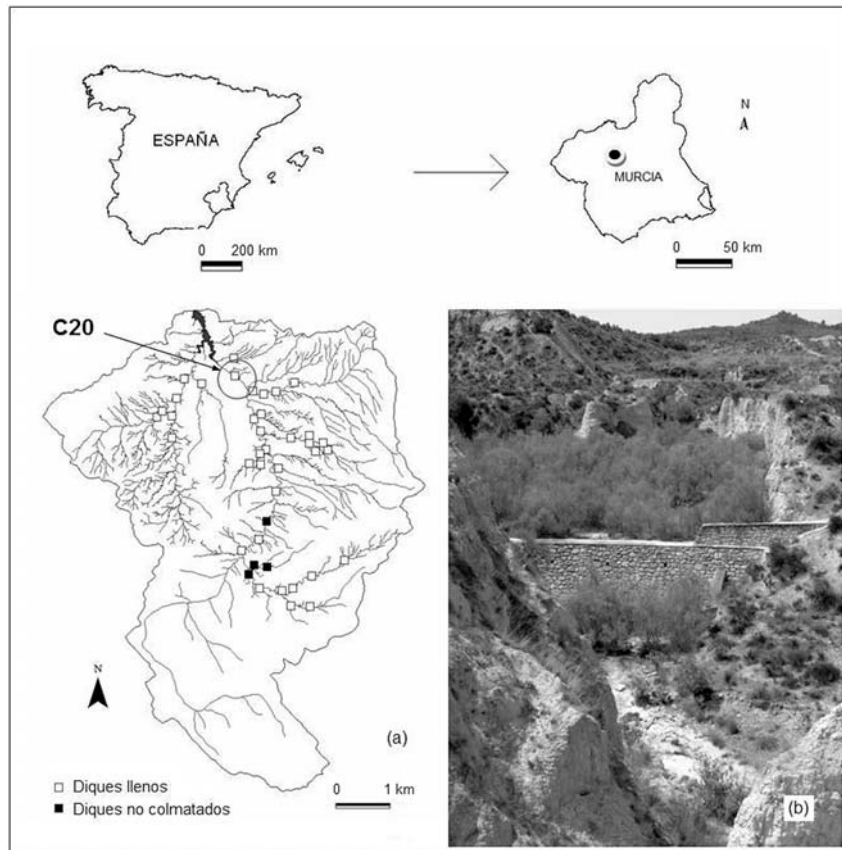


Figura 1. (a) Localización de los diques en la cuenca del Cárcavo y situación de ésta en la provincia de Murcia y España. (b) Panorámica de una parte del tramo inferior corregido.

Figure 1. (a) Location of check dams in the Cárcavo catchment and situation of this area in the Murcia Region and Spain. (b) Panoramic of a lower rectified channel reach.

Las condiciones climáticas implican una fuerte aridez (precipitación media anual inferior a 280 mm y evapotranspiración media anual de 850 mm), siendo frecuente la interrupción de largos períodos de sequía por aguaceros de fuerte intensidad horaria.

Tramo de estudio. Como tramo de referencia se ha estudiado el correspondiente a la cuña sedimentaria del dique C20 (parte final del bajo Cárcavo). En condiciones naturales su cauce se caracteriza por una pendiente superior al 2 % y un lecho granular poco profundo compuesto principalmente de material fino y en menor proporción de cantos y bloques. Estos últimos proceden de los desmoronamientos producidos en laderas próximas, hallándose a veces parcial o completamente enterrados. Bajo la formación aluvial existe un sustrato calizo-margoso con estratificación contraria al sentido principal de la corriente, que le confiere especial resistencia mecánica a la erosión lineal cuando aflora en superficie.

El dique C20 funcionó como estructura de cierre del conjunto de diques instalados aguas arriba, muy probablemente hasta 1989, en el que se considera fue destruido por una fuerte avenida. Su súbito desplome debió producirse por causa de una fuerte presión hidrostática ligada a la gran cantidad de agua que absorbió la cuña y del mal anclaje del dique sobre el sustrato calizo margoso que actuó como superficie deslizante. De la comparación de los fotogramas aéreos de 1987, 1997 y 2002 se infiere que el dique C20 fue arrasado entre las dos primeras fechas (Fig. 2). En 1987 la cuña sedimentaria originada por este dique aparece perfectamente identificable mediante la presencia de una vegetación arbustiva densa, con toda probabilidad tarajes de porte alto (*Tamarix canariensis*) muy similares a los existentes hoy en los diques que le preceden aguas arriba (C7 y C8).

La fotografía aérea de 1997, realizada en noviembre de dicho año, no parece reflejar un

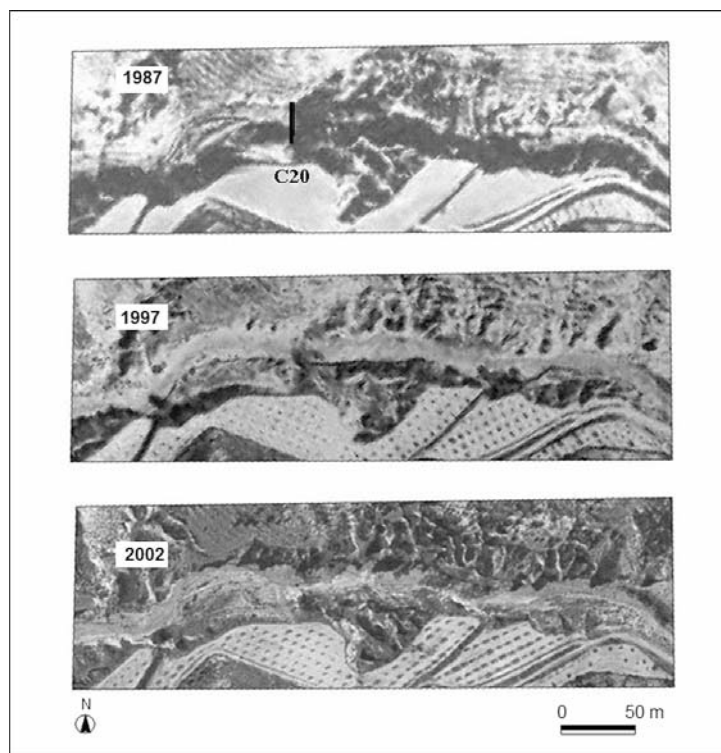


Figura 2. Comparación del tramo correspondiente al dique C20 en distintas fechas, a partir las fotografías aéreas de 1987, 1997 y 2002. Obsérvese que en 1987 la cuña sedimentaria soportaba ya una vegetación arbustiva importante y que en 1997 ya aparece destruida.

Figure 2. Comparison of the reach affected by the check dam C20 on different dates, from aerial photos in 1987, 1997 and 2002. Its sedimentary wedge can be appraised that in 1987 supported already a dense shrubby vegetation and in 1997 had been removed.

barrido reciente de los sedimentos de la cuña. La alternancia de bandas transversales de distintas tonalidades de grises observadas en el lecho con la resolución original de dicha fotografía (1 m/píxel) denota un afloramiento generalizado del sustrato rocoso, precisamente caracterizado por ligeros resaltes que traducen la disposición de los estratos calizo-margosos puestos al descubierto; y algunos tramos de margen aparecen recortados. Sin embargo, se observa una cierta colonización vegetal sobre todo en la barra lateral situada inmediatamente aguas abajo del dique destruido, que atestigua su preservación durante sucesos menores posteriores al que produjo la rotura. Ello hace posible descartar la avenida de septiembre de 1997, ocurrida apenas un mes y medio antes de la citada toma fotográfica. Para encontrar un evento suficientemente importante, capaz de dismantelar el dique, habría que remontarse al 4 de septiembre de 1989, fecha en que se registraron 94 mm en menos de 24 h (datos de la estación de Los Almadenes) (Fig. 3). De hecho, se produjeron avenidas importantes en toda la zona y es muy posible que en el Cárcavo pudieran haber ocasionado, dada la frágil naturaleza ambiental de su cuenca, efectos geomorfológicos particularmente significativos, incluidos los derivados de la rotura del citado dique.

Teniendo en cuenta la fecha de construcción del dique, en 1970, puede atribuirse a la cuña sedimentaria una permanencia de 19 años, que abarcarían el período 1970-1989. Durante este intervalo de tiempo se han sucedido un total de 14 eventos de 30 a

50 mm de precipitación diaria y 9 con intensidad más acusada (>50 mm/día), entre los que destacan tres extraordinarios (octubre de 1972 y 1973, y septiembre de 1989). Como los datos de precipitación diaria sólo están disponibles desde 1983 (Fig. 3), los eventos anteriores han tenido que ser deducidos a partir de la correlación entre los valores de precipitación máxima diaria de cada mes y los correspondientes totales mensuales.

La mayoría de los sucesos importantes se concentran en dos etapas: 1970-1975 y 1985-1989. Por otra parte, y según se desprende de la fotografía aérea de 1987, en este año el dique C20 estaba prácticamente relleno de sedimentos. Entre 1975 y 1985 se suceden de forma irregular una serie de avenidas pequeñas y moderadas que imprimen escasas modificaciones al cauce principal, aunque, con ellas, predominan los procesos de sedimentación en todo el tramo situado aguas arriba.

Tras la destrucción del dique han quedado en los laterales del cauce numerosos restos de cuña sedimentaria (Fig. 4), que han permitido reconstruir la secuencia de deposición y, por tanto, las diferentes fases de relleno. Gracias a la correlación de los distintos sets y capas sedimentarias observadas a uno y otro lado del cauce actual pueden conocerse interesantes aspectos sobre los materiales aportados y las condiciones de su transporte. En general, se trata de una sedimentación fluvial episódica altamente influida por los aportes de finos procedentes de cárcavas y barrancos. Las características ambientales de la cuenca son determinantes

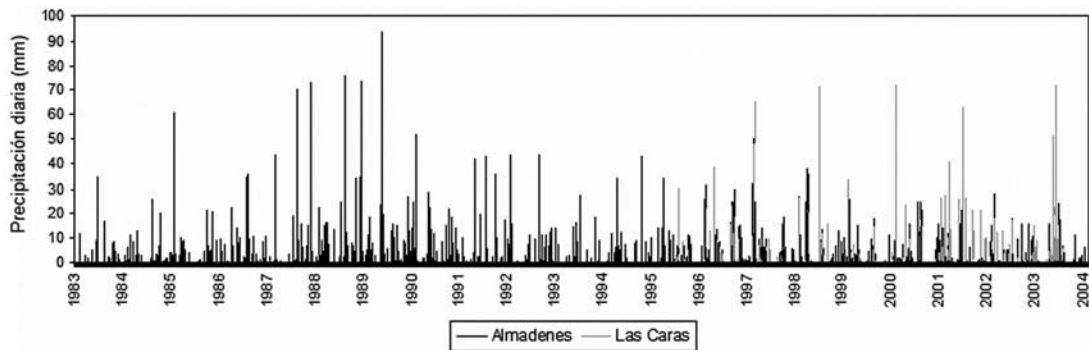


Figura 3. Distribución de las precipitaciones diarias durante el período 1983-2004 en las estaciones de Las Caras (cabecera de la cuenca del Cárcavo) y Almadenes (próxima a la cuenca).

Figure 3. Daily rainfall distribution during the period 1983 to 2004 in the stations of Las Caras (headwater of the Cárcavo catchment) and Almadenes (near the catchment).

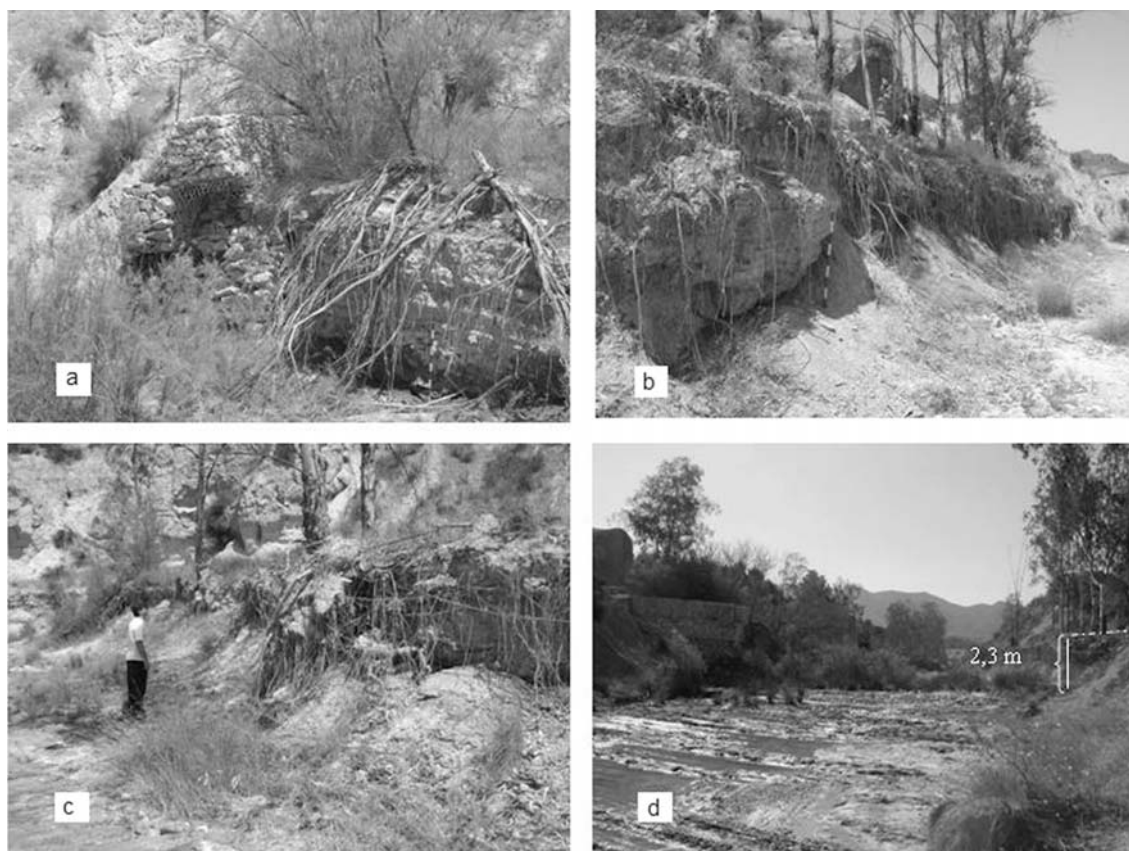


Figura 4. Aspecto que ofrece actualmente el tramo de cuña sedimentaria desmantelada por la destrucción del dique C20 (tramo final del Cárcavo); (a) resto del ala derecha del dique, (b) y (c) restos del borde izquierdo y derecho de la cuña destruida, (d) lecho rocoso intensamente erosionado que formaba la base del relleno.

Figure 4. Present aspect of the sedimentary wedge reach removed by destruction of the check dam C20 (lower Cárcavo stream); (a) remains of the right check dam part, (b) y (c) remaining left and right edge of the destroyed wedge, (d) eroded bedrock which formed the refill base.

en la dinámica morfosedimentaria de este curso torrencial. Particularmente el tramo bajo, en el que se ubica el dique C20, es el que mejor refleja las variaciones ambientales ocurridas en la cuenca durante las últimas décadas (cambios en los usos del suelo, modificaciones y correcciones hidrológicas que hacen variar el área vertiente, etc.).

3. Análisis vertical de facies en las cuñas sedimentarias

El análisis a escala de detalle de los depósitos contenidos por los diques del bajo Cárcavo ha per-

mitido determinar una cierta variedad de facies sedimentarias, con particular dominio de las limoarcillosas (Fig. 5), cuyos caracteres esenciales se sintetizan en la tabla 1. En la catalogación de facies se ha utilizado el sistema de códigos de Miall (1978), con las modificaciones propuestas por Spalletti (1997, 2001) y Veiga (1997), entre otros. En todas las cuñas sedimentarias se han encontrado, salvo contadas excepciones, hasta un máximo de ocho facies básicas, que pueden ser fácilmente codificadas aplicando dicho esquema.

Estas facies son: gravas masivas (Gmm) o con ligera estratificación, horizontal o imbricada (Gh), gravas con estratificación cruzada en surco (Gt),

Tabla 1. Descripción e interpretación de las facies identificadas en las cuñas sedimentarias de los diques (tramo bajo del Cárcavo).
 Table 1. Description and interpretation of facies identified in the sedimentary check dam wedges (lower Cárcavo).

Tipos de facies	Descripción	Interpretación
Gravas masivas (Gmm) o con ligera estratificación, horizontal o imbricada (Gh)	Los depósitos Gmm se componen de gravas y cantos imbricados en una matriz arenosa con estructura masiva; Granulometría extendida y cantos pobremente clasificados; En los depósitos Gh el material detrítico presenta normalmente una tendencia granodecreciente con predominio de cantos en la parte basal, aunque pueden aparecer algo dispersos en el resto del set; pueden alcanzar espesores de hasta 65 cm y reposan sobre una superficie erosiva.	Relleno del cauce principal o barra longitudinal de un sistema braided desarrollada sobre la superficie erosiva del primitivo lecho.
Gravas con estratificación cruzada en surco (<i>trough-cross-bedded</i>) (Gt)	Cuerpos detríticos de base cóncava (<i>broad, shallow scoop-shaped</i>), con espesores que varían entre 20 y 65 cm. Descansan sobre una base erosiva labrada en depósitos de canal o en el propio sustrato calizo margoso que configura la superficie del lecho original.	Depósito originado por corrientes de energía moderada alta sobre superficies marginales del cauce previamente erosionadas.
Gravas con estratificación cruzada planar (<i>Gp</i>)	Litofacies con escasa representación en el vaso de los diques. Tiene un espesor máximo de 35 cm. Se presentan de forma aislada a modo de lentejones interpuestos entre las facies dominantes de limos.	La textura variable dentro de esta facies evidencia cambios apreciables en las condiciones hidráulicas del depósito.
Arenas con laminación horizontal (<i>Sh</i>)	Arenas de grano muy fino a medio, dispuestas en láminas paralelas y planas con muescas de partición lineal (<i>parting lineation</i>) en los planos de estratificación. En ocasiones rematan sets de espesor apreciable (> 1m). Ocasionalmente incluyen partículas gruesas, hasta el tamaño grava.	Condiciones de baja energía que ponen fin a eventos dinámicos individuales, algunos de especial energía (<i>flash floods</i>). La estructura de partición lineal se muestra paralela al eje principal de flujo.
Limos con laminación paralela y <i>ripples</i> (<i>Fl</i>)	Arenas finas, limos y arcillas laminadas. En ocasiones presentan rizaduras de muy pequeña escala, estratificación ondulatoria, grietas de desecación y restos de raíces. Sólo excepcionalmente se observan indicios de bioturbación y la presencia de pequeños nódulos pedogenéticos. Los depósitos Fl formados aguas arriba de los diques muestran gran continuidad y un espesor típico variable entre 5 y 30 cm, dependiendo del aporte de sedimentos. Particularmente sobre depósitos Sh pueden aparecer capas individuales muy delgadas de espesor milimétrico.	Deposición en áreas de desbordamiento (<i>overbank</i>) o retención de aguas por los diques a partir de una carga en suspensión o de tracción débil.
Limos y arcillas masivas (<i>Fm</i>)	Depósitos de lodo sin estructura aparente. Su espesor varía desde algunos milímetros hasta varias decenas de centímetros. Los restos carbonatados, de raíces y grietas de desecación son muy comunes. El límite inferior de la capa puede tomar la forma de cualquier estructura primaria superior (<i>bedform</i>) infrayacente, tales como rizaduras y barras aluviales.	Deposición próxima a los diques en régimen de estancamiento a partir de aguas de avenida de gran turbidez. Fuerte concentración de sedimentos en suspensión. Representan un estado de abandono de cauces confinados, potenciado aquí por una decantación rápida asociada a un obstáculo (dique). La ubicación de la mayoría de diques junto a terrenos de margas y arcillas justifica la importancia de este tipo de depósitos en sus cuñas sedimentarias.
Limos con raíces y restos vegetales (<i>Fr</i>)	Limos con raíces, sin estructura interna, ligeramente cementados a partir de procesos de lixiviación. A veces presentan nódulos de carbonatos, que proporcionan al depósito un aspecto moteado. También se aprecia cierto grado de oxidación y la presencia de frecuentes orificios debido a la descomposición de las raíces. Formas de bioturbación escasas.	Sedimentación en la zona de almacenamiento de aguas turbias formada tras los diques. Corresponde a los sectores más húmedos de la cuña sedimentaria, sobre los que se desarrolla una densa vegetación arbustiva y arborea. Régimen hidrodinámico similar al de la facies Fm.

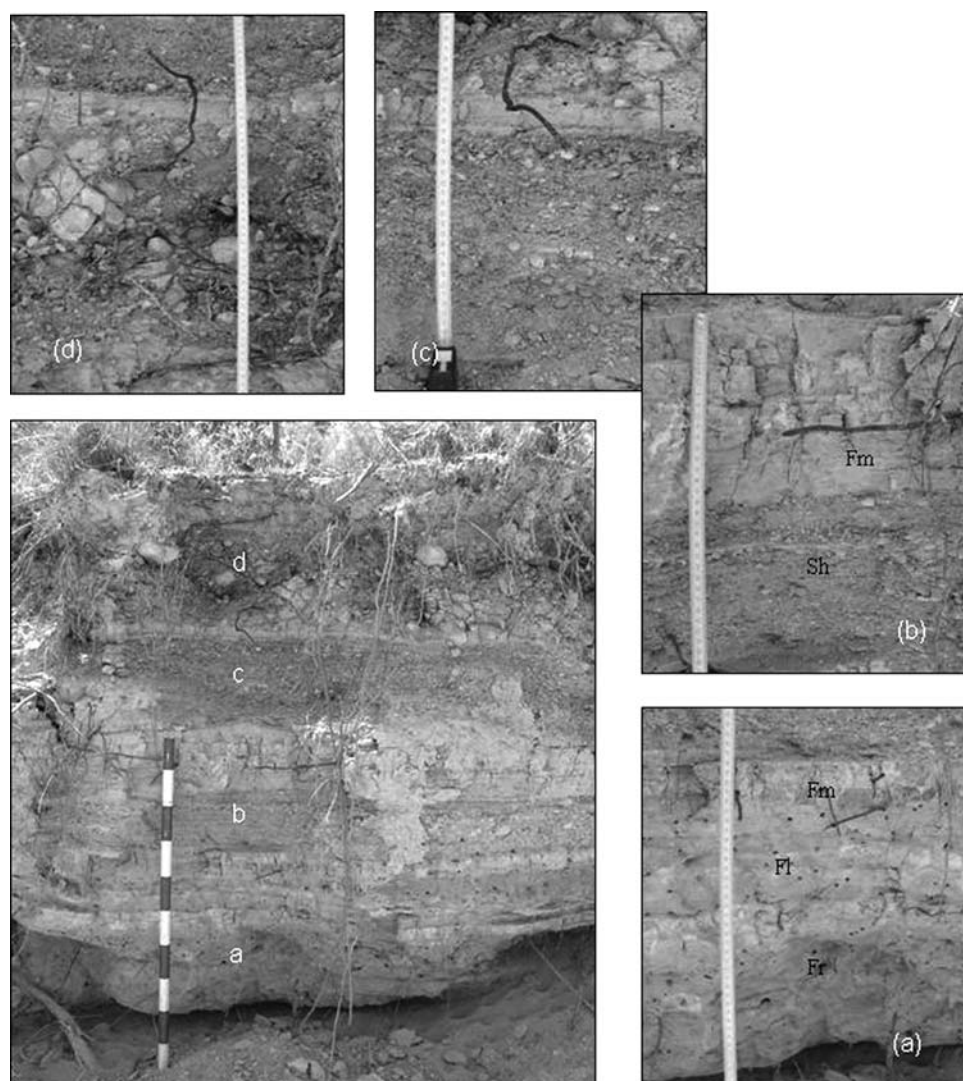


Figura 5. Serie vertical, zona proximal izquierda de la cuña C20. De base a techo: (a) limos con laminación paralela (Fl); limos y arcillas masivas (Fm); (b) depósito de limos y arcillas con estructura masiva (Fm); arenas con laminación horizontal (Sh); (c) Set formado por las litofacies Gh y Fl; y (d) Facies Gmm.

Figure 5. Vertical series, left proximal part of the wedge C20. From the base to the ceiling: (a) laminated silt and mud (Fl); massive silt and clay (Fm); (b) deposit of massive silts and mud (Fm); horizontally bedded sand (Sh); (c) Set composed of lithofacies Gh and Fl; and (d) Facies Gmm.

arenas con laminación horizontal (Sh), limos con laminación paralela o de *ripples* (Fl), limos y arcillas masivas (Fm), y limos con raíces y restos vegetales (Fr). Para su caracterización se han analizado, por una parte, la litología (textura y composición), y, por otra, las estructuras primarias (tipos, dimensiones y orientación en caso de tener carácter direc-

cional) y la organización interna. Las superficies de contacto que limitan las diferentes unidades y conjuntos estratigráficos aquí observados han sido definidas de acuerdo con los criterios propuestos por Miall (1995, 1996), De Celles et al. (1991) y Tripaldi et al. (2001).

Gravas envueltas en matriz (matrix-supported) (Gmm). El atributo más distintivo de estas litofacies es la ausencia de una trama (*framework*) en los clastos. Los clastos están pobremente clasificados e incluidos en una matriz mal clasificada de arena fina, limo y lodo. Se presentan en capas masivas, sin estratificación ni imbricación (Fig. 6a). Las gravas y cantos engastados en la matriz limosa son escasos y muestran una disposición caótica. Las capas de estas litofacies tienen contactos bruscos pero relaciones no-erosionales con las capas infra-yacentes; lateralmente, su terminación es abrupta. Tales características sugieren una sedimentación rápida asociada a flujos con fuerte carga detrítica. Vistos en planta, estos flujos son lobulares, y por lo tanto llegan a desarrollar contactos loburares cóncavos hacia arriba (Wilford et al., 2004). Dentro de las series sedimentarias de la formación tipo cuña del bajo Cárcavo suelen ocupar la base de su parte derecha y la posición superior, lo que sugiere la ocurrencia de una importante carga tractiva en la etapa inicial y final del relleno de estos diques. Su presencia a techo atribuye una alta energía y capacidad de transporte a la avenida última responsable

de la colmatación, quizás la misma que ocasionó la destrucción del dique C20.

Gravas con textura sostenida y estratificación horizontal [clast-supported, horizontally stratified (Gh), antigua litofacies Gm de Miall, 1978]. Esta litofacies (Fig. 6b) se halla formada por gravas y cantos (*gravel-pebble*) con una estratificación horizontal poco definida. Cuenta con una matriz arenosa abundante, mal clasificada y generalmente desprovista de raíces. Las capas individuales tienen sólo unos pocos centímetros de espesor, pero, debido a su carácter cíclico (*multistory*), pueden formar sets de espesor superior a 70 centímetros. Por falta de una estratificación neta resulta difícil establecer los límites entre las capas.

En cambio, el contacto basal parece más claro, dada la mayor concentración de gruesos y, en algunos casos, su cementación en la base del depósito, pudiéndose observar auténticas estructuras de despegue respecto a la superficie infrayacente. Dos características muy comunes son la imbricación de clastos y la tendencia granodecreciente de éstos (Fig. 6b), que atestiguan una bajada relativamente rápida de la corriente.

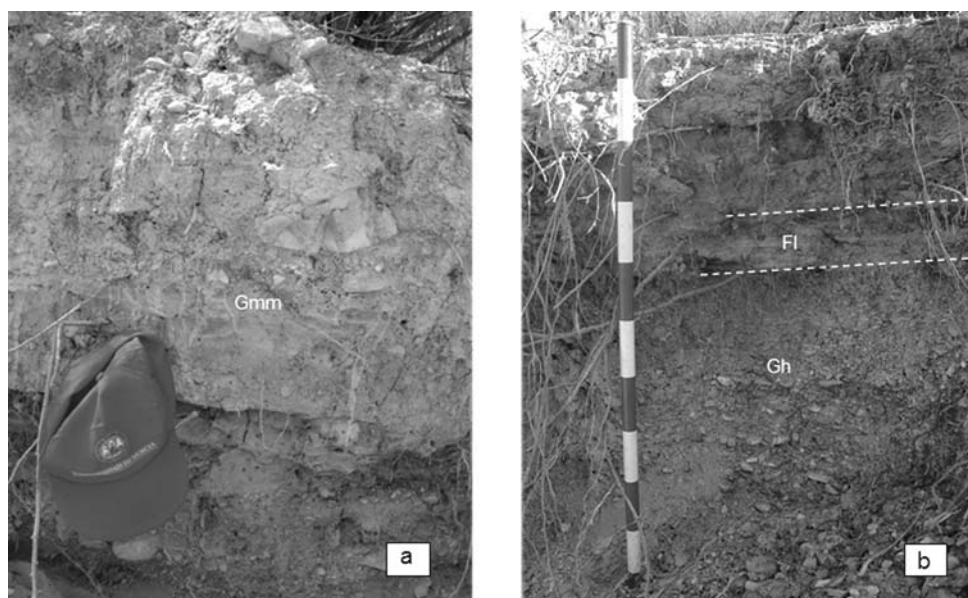


Figura 6. (a) Depósito de flujo de detritos (litofacies Gmm), donde se aprecia una clasificación pobre de los clastos y la textura encajante (cola de la cuña sedimentaria C20). (b) Gravas de textura sostenida con estratificación horizontal (litofacies Gh) y tendencia granodecreciente (tramo medio de la cuña, margen derecho).

Figure 6. (a) Lithofacies Gmm with a poor grain classification and matrix-supported (sedimentary wedge end of the check dam C20). (b) Clast-supported, horizontally stratified (lithofacies Gh) and grain size decreasing (middle wedge reach, right bank).

Las facies Gmm y Gh no están verticalmente asociadas en las cuñas sedimentarias analizadas. Es más, en la cuña del dique C20 la litofacies Gh aparece en el margen opuesto al que ocupan los depósitos Gmm. Esta última es constatable a lo largo del margen izquierdo de la cuña, a partir de los 130 m de distancia al dique, mientras que la litofacies Gh puede apreciarse en el margen derecho entre los 100 m y 120 m. Este hecho corrobora el contraste, ya puesto de manifiesto, entre ambos márgenes dentro del modelo hidrodinámico y sedimentario de la cuña retenida por dicho dique.

Gravas con estratificación cruzada en surco (trough-cross-bedded) (Gt). Esta litofacies adopta la forma de cuerpos detríticos de base cóncava (broad, shallow scoop-shaped), con espesores que varían entre 20 y 65 cm y una amplitud media de 4 m (datos válidos para la cuña C20).

Gravas con estratificación cruzada planar (planar-cross-bedded) (Gp). Los sets caracterizados por esta facies tienen escasa representación en la citada cuña sedimentaria, especialmente en los niveles inferiores de su parte izquierda, donde predominan las litofacies Fl y Fm. Por lo general, adoptan formas lenticulares que apenas alcanzan 35 cm de espesor máximo. Las características texturales dentro de dicha facies son muy variables, pasando de gravillas a gravas y cantos en distancias decimétricas, lo que evidencia cambios bastante significativos en las condiciones hidráulicas del depósito.

Arenas con laminación horizontal (Horizontally Bedded Sand) (Sh). Esta litofacies se origina bajo condiciones de baja energía y debe su estructura a pequeños vórtices longitudinales producidos en la base de un flujo interior turbulento. Por lo

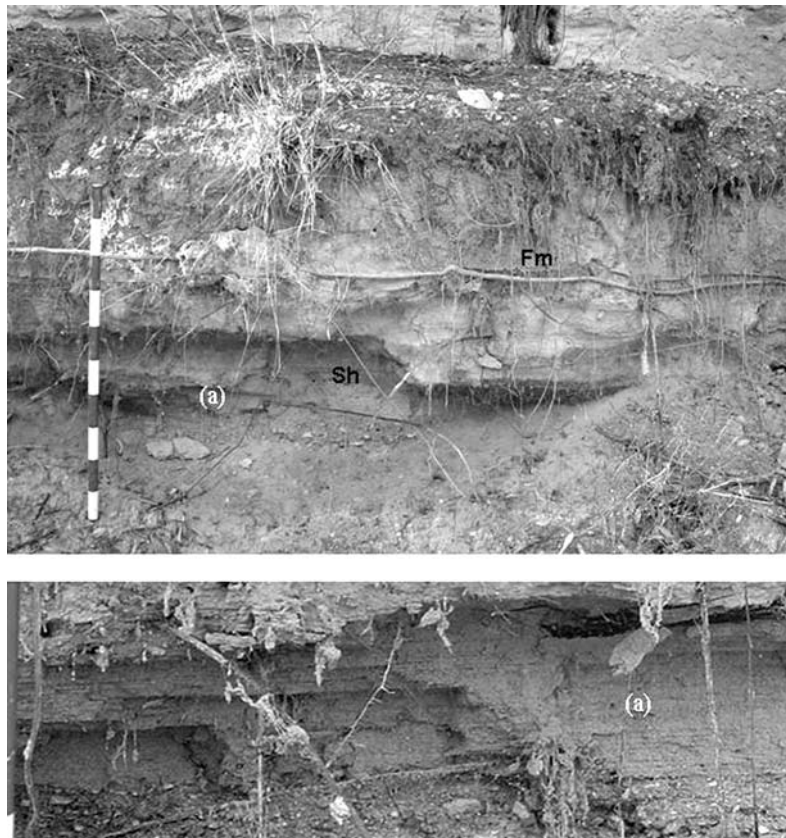


Figura 7. Estrechas capas de arenas con laminación horizontal (Sh) (a) intercaladas entre las potentes capas de estructura masiva del tipo Fm que dominan el tramo proximal de la cuña C20.

Figure 7. Horizontally Bedded Sand (Sh) (a) intercalated between thick layers with massive structure (Fm) prevailing in the proximal reach of the wedge C20.

general termina en una capa plana superior (upper plane bed) que representa la transición de un flujo subcrítico a supercrítico. Esta fase es más estable en arenas de grano muy fino a medio a velocidades cercanas a 1 m/s^{-1} y profundidades de agua entre 0,25 y 0,5 m (Miall, 1996).

Aunque su presencia es rara, las partículas más gruesas, incluidas las gravas, son transportadas por tracción mediante el rodamiento junto con la fracción arenosa. Las unidades de Sh comúnmente observadas suelen coronar depósitos detríticos de canal o de tránsito a sectores de inundación episódica. Aparecen con mayor nitidez a partir de una cierta distancia del dique, 40 ó 50 m en la mayoría de casos. En la cuña estudiada se muestran coronando sets con facies Gm o intercaladas en potentes capas de estructura masiva del tipo *Fm*. Su presencia es un claro indicador de sucesos hidrológicos aislados de fuerte magnitud y corta duración (corrientes relámpago o *flash flows*), cuyas condiciones de flujo pueden permanecer en estado crítico varias horas. En determinados casos se han observado marcas de partición lineal en los planos de laminación que indican la orientación de la corriente que las generó. Excepcionalmente incluyen algunas gravas y cantos, alrededor de los cuales se desarrollan pequeñas muescas de erosión fruto de una fuerza de corte (*shear stress*) elevada. La disposición de dichas muescas, junto con la dirección del eje mayor de los cantos, ha permitido constatar la pertenencia de varios depósitos de esta facies al sistema fluvial del Cárcavo y no a los aportes de barrancos laterales.

Limos y lodos laminados (Laminated Silt and Mud) (Fl). Las interlaminaciones de limo y lodo son comunes a lo largo de toda la cuña sedimentaria del dique. Muestran una gran continuidad, sobre todo en la parte izquierda de la cuña, que parece haber funcionado como un lecho de inundación en toda su extensión (Fig. 8).

Representan depósitos de decantación de la carga en suspensión o de tracción débil, asociados a un régimen hidráulico más lento que en la parte central y derecha de la cuña, en torno a las cuales discurría el anterior cauce principal del Cárcavo. El espesor de estas capas varía entre 5 y 30 cm, dependiendo de la magnitud del suceso y la cota de relleno del dique. Rizaduras de muy pequeña escala y laminaciones ondulatorias pueden estar presentes

en las arenas y los limos. Asimismo, se constata la presencia de grietas de desecación y restos de raíces, y, muy localmente, indicios de bioturbación y nódulos de suelo. En determinados segmentos de la cuña aparecen capas individuales *Fl* muy delgadas (apenas unos milímetros) que coronan pequeños depósitos tractivos. Una observación muy detallada de este tipo de capas ha permitido comprobar que suelen presentar una organización granulométrica con tendencia granodecreciente.

Limo-Lodo Masivo (Massive Mud, Silt) (Fm). En la arquitectura sedimentaria de la mayoría de los sistemas fluviales esta litofacies representa los depósitos más distantes de la llanura de inundación o una sedimentación en cárcavas pequeñas inundadas durante las fases de abandono del cauce, incluso en modelos de cauce trenzados (Garzón y Alonso, 1996). En cambio, en la cuña sedimentaria C20 se debe a la decantación de fuertes cargas de sedimentos transportados en suspensión durante avenidas de gran turbidez. Este proceso tiene especial relevancia en las proximidades de los diques ubicados en el tramo bajo del Cárcavo. La etapa inicial de relleno de estos diques es la más propicia para el desarrollo de la litofacies *Fm*, dada su mayor capacidad de almacenamiento de agua y carga sedimentaria decantable. A medida que aumenta el relleno del dique, disminuye el volumen del vaso trasero de éste y la pendiente longitudinal del lecho, dando paso a un predominio de la facies tipo *Fl*. En ambos casos, pero sobre todo en la formación de depósitos *Fm*, la corriente se comporta como un flujo parcialmente confinado, que pasa con relativa rapidez de un régimen turbillionario a una situación de remanso.

Las capas *Fm* presentan espesores diferentes según su distancia al dique y su posición relativa dentro de la secuencia sedimentaria vertical. El espesor máximo (50 cm) se registra en los depósitos *Fm* basales más próximos al dique (Fig. 10). El resto de las capas *Fm* muestran un espesor variable, entre algunos mm y varios decímetros, dependiendo de la magnitud de cada suceso representado en la serie multiepisódica.

Los elementos gruesos (arenas, gravas y cantos) están ausentes o son muy escasos, aunque parecen aumentar en progresión lineal en dirección aguas arriba. Incluso pueden agruparse en sets lenticulares embutidos dentro de la matriz limo-arcillosa,

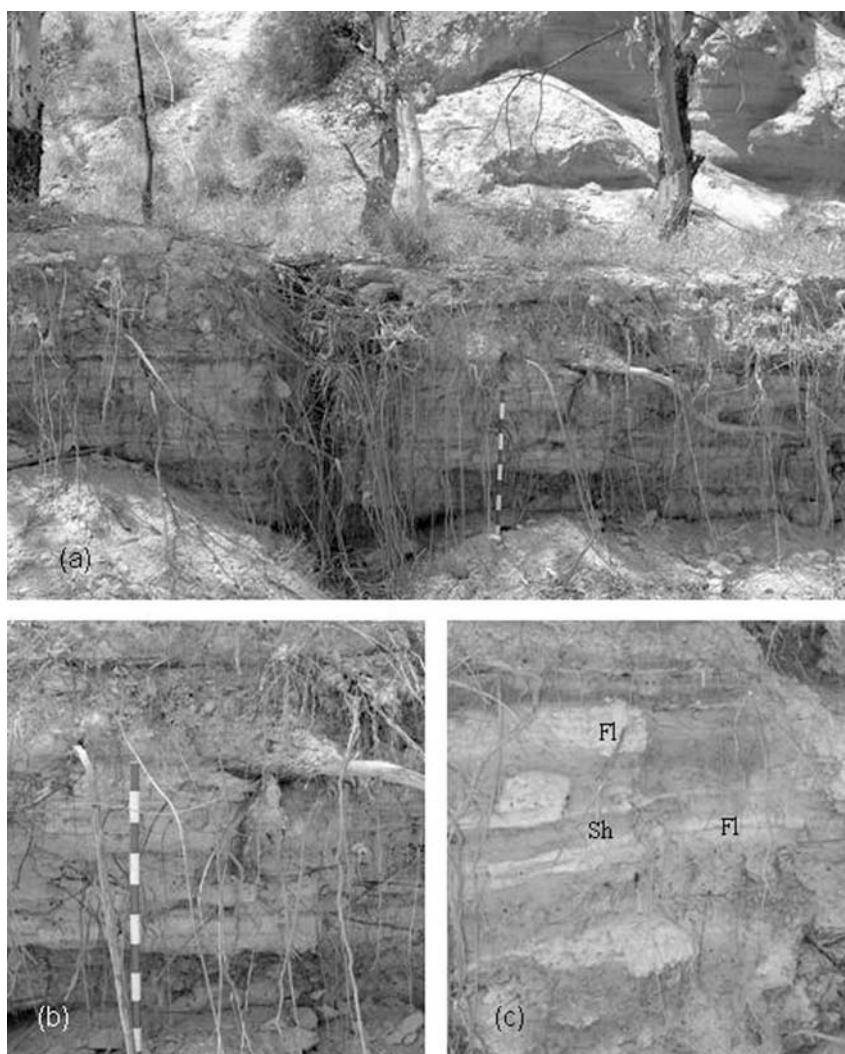


Figura 8. Sets de limos laminados con estratificación horizontal paralela (Fl); puede observarse la continuidad longitudinal de esta litofacies (a) y la alternancia con capas de textura franco-arenosa (Sh) (b y c). Borde izquierdo de la cuña C20.

Figure 8. Horizontally laminated silt and clay (Fl); a longitudinal continuity of this lithofacies (a) and alternance with sandy silt layers can be appreciated (Sh) (b y c). Left edge of the sedimentary wedge C20.

que aumentan de escala conforme ocupan posiciones más alejadas de los diques. La intensa desecación de los limos, tras largas etapas secas que separan los sucesos de avenidas, ha provocado en ocasiones cierta cementación y cuarteamiento. De hecho, existen algunas capas muy cuarteadas, cuyas grietas de retracción terminan por fragmentar el material, originando ‘cantos blandos’ muy característicos.

El límite inferior de esta litofacies se adapta a las formas de lecho infrayacentes (estructuras precedentes y superficies erosionadas), no existiendo apenas diferencias longitudinales a lo largo de la base sobre la que descansa la cuña sedimentaria.

Capas con raíces (Root Bed) (Fr). Esta litofacies aparece normalmente representada por depósitos de arenas finas, limos y arcillas que contienen una alta densidad de raíces, aunque también puede

observarse en formaciones superficiales de grano mayor. La bioturbación es muy escasa o inexistente, siendo sólo en casos muy concretos capaz de desdibujar posibles estructuras. Ocasionalmente engloban nódulos de carbonatos y muestran cierta oxidación. En su mayor parte han sido originadas en sectores de encharcamiento próximos a los diques, coincidiendo con la parte del vaso que retiene la mayor proporción de aguas turbias. El modelo hidrodinámico de sedimentación es por tanto muy similar al que interviene en la construcción de la litofacies Fm, pero a diferencia de éste, el tiempo de permanencia del agua, y por tanto de desecación, suele ser más prolongado. Sobre estos depósitos coloniza una densa vegetación arbustiva constituida principalmente por tarajes. Las raíces se hallan en un avanzado estado de descomposición o han desaparecido por completo, siendo reemplazadas por calcita en determinados casos.

4. Análisis de la arquitectura de facies (2D)

Una de las técnicas más potentes y extensamente empleadas en el estudio de la sedimentación fluvial es el análisis de sus elementos arquitectónicos. Esta técnica analiza la distribución de facies y superficies limitantes asociadas, más allá del nivel de secuencias verticales 1D, para deducir el escenario deposicional. Miall (1985, 1996) ha estandarizado varios tipos de elementos arquitectónicos básicos y su jerarquía de superficies limitantes en la sucesión fluvial. Sin embargo, como la mayor parte de los procesos naturales son continuos, no resulta siempre fácil aplicar estrictamente el esquema de Miall (Bridge, 1993). Algunas publicaciones recientes sobre arquitectura de facies fluviales (Halfar et al., 1998; Holbrook, 2001; Jo y Chough, 2001) muestran diversas modalidades de aplicación de dicho esquema.

El sistema de Miall (1996) ideado para el análisis arquitectónico de facies puede resultar muy útil en la interpretación de la historia deposicional de los materiales retenidos por los diques del bajo Cárcavo. Los diferentes elementos arquitectónicos y el orden de las superficies de contacto representados en este trabajo siguen dicho sistema: las superficies de primer orden engloban los sets de las formas de lecho (dunas y *ripples*), las de segundo

orden delimitan los cosets, las superficies de tercer orden definen los incrementos de crecimiento de macroformas (p.e. barras aluviales), las superficies de cuarto orden configuran las bases de los cauces menores o los techos de las unidades de macroforma, y las de quinto orden representan las bases de los cauces principales. Sin embargo, tal como ya se ha apuntado, el uso estricto de este esquema no siempre es factible ni deseable. En este caso, las superficies de quinto orden son difícilmente reconocibles, ya que el lecho principal que sustenta la mayor parte del relleno ha sufrido un proceso de lavado muy intenso.

De acuerdo con dichos criterios, se han distinguido seis pequeñas formaciones dentro del relleno sedimentario del dique C20: formaciones P-iz, P-d, M-iz, M-d, D-iz, D-d, donde la letra mayúscula indica la posición longitudinal respecto al dique (P = proximal, M = intermedia y D = distal), y la minúscula la posición transversal (iz = izquierda y d = derecha).

En las secuencias proximales de la cuña sedimentaria, y muy especialmente en la formación P-iz, es donde aparecen mejor representados los depósitos de limos y lodos (Fl, Fm y Fr) (Fig. 9). Estas facies dominantes se atribuyen a un medio de aguas estancadas, aunque, por su espesor y alternancia con niveles episódicos detríticos, traducen un régimen de aguas turbias someras. La formación P-iz consta de 2 tramos bien diferenciados: el primero de ellos, de abajo arriba, corresponde a un relleno simple biepisódico de geometría tabular y litofacies de limos y lodos (Fm, Fl y Fr), mientras que el tramo superior se halla constituido por un relleno multiepisódico, en el que se incluyen litofacies contrastadas (Fm, Gt, Fl y Gmm) (Fig. 9). La característica esencial en la base de la formación la constituye el predominio de limos masivos y finamente laminados, acumulados por decantación a partir de plumas suspensivas en ambiente de remanso tras corrientes de fuerte turbidez. Suelen presentar deformaciones hidroplásticas sinsedimentarias por efecto de sobrecarga, así como grietas de desecación en los niveles superiores de los sets lodosos, franjas de oxidación y abundantes orificios dejados por antiguas raíces con signos locales de bioturbación.

Sobre el relleno biepisódico basal se asienta una capa de arenas con laminación horizontal de 25

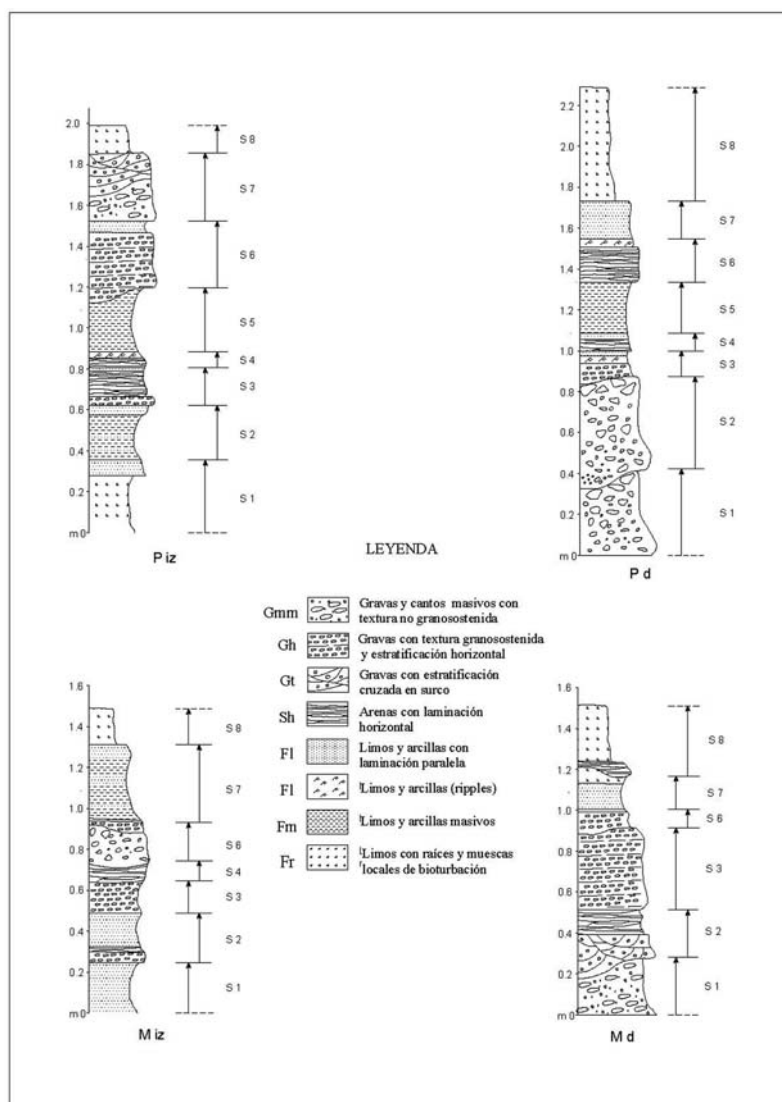


Figura 9. Secuencias sedimentarias proximales (P-iz y P-d) y medias (M-iz y M-d) de la cuña del dique C20 (tramo inferior de la rambla del Cárcavo).

Figure 9. Proximal sedimentary sequences (P-iz y P-d) and middle series (M-iz y M-d) of the check dam wedge C20 (lower reach of the Cárcavo Rambla).

cm de espesor, a la que sigue un depósito de litofacies Fm (30 cm). Sobre éste prograda un set de aspecto turbidítico (35 cm) con base ligeramente cóncava (en artesa) y techo horizontal rematado por una estrecha capa de limos de decantación. El cuerpo del set lo forman gravas con gradación granodecreciente. Finalmente, corona la formación un depósito tipo Gmm con una clasificación del material detrítico muy pobre (45 cm).

La formación que representa la parte derecha de la cuña sedimentaria, dentro de la zona más próxima al dique (P-d) es bastante diferente a la observada en la parte izquierda (P-iz). Se aprecian dos tramos también contrastados, pero el cambio es aquí aún mayor. Mientras que en el tramo superior (1,3 m de espesor) dominan las litofacies de limos y lodos (Fl, Fm y Fr), con pequeñas intercalaciones de arenas laminadas (Sh), el inferior (0,9 m) apare-

ce completamente constituido por dos depósitos detríticos (Gmm) que incluyen cantos angulosos de gran tamaño. Ello hace pensar que tras la construcción del dique ocurrieron dos fuertes avenidas de extraordinaria turbidez y carga tractiva. No hay que olvidar que el dique C20 cuya cuña es objeto del presente análisis fue uno de los primeros en ser construidos (1970) y que cuando sobrevinieron las avenidas de octubre de 1972 y 1973 apenas existían diques aguas arriba; los diques que le preceden inmediatamente aguas arriba no fueron construidos hasta 1980. Por tanto, la escasa capacidad de retención de sedimentos aguas arriba y la alta energía de la corriente durante ambas avenidas contribuyeron a que los aportes inicialmente retenidos por el dique C20 fueran muy importantes.

La imbricación de los clastos indica un régimen de flujo internamente turbulento y la base presenta un perfil de erosión con estructura cortante en surco. De hecho, este tipo de corrientes son muy erosivas y suelen transmitir la tensión de corte (*shear stress*) ayudadas por una presión dispersiva derivada de la colisión intergranular. Algunos cantos gruesos aparecen culminando el material detrítico, prueba de una estratificación inversa (*inverse grading*) asociada al decrecimiento de la tensión de corte hacia la cima y orillas del flujo. La parte superior del flujo es sometida a un esfuerzo de cizalla interna muy reducido (*little internal shear*), de manera que su material puede ser transportado como un tapón semirrígido. Estos depósitos Gmm progradan lateralmente a litofacies del tipo Gt y muestran a techo un cambio brusco por niveles poco potentes (centimétricos) de limos y arenas finas con laminación horizontal en su origen. La estructura planar inclinada que presentan en la actualidad es producto de la basculación del conjunto sedimentario originada por la destrucción del dique.

En el tramo inferior de la formación M-d predominan los depósitos de gravas soportadas con matriz arenosa y estratificación horizontal, de gran espesor (0,4 - 0,6 m), que pasan, en dirección aguas arriba, a cantos y gravas con estratificación cruzada de base cóncava y bajo ángulo (Gt) (Fig. 10), que se interpretan como producto de avenidas canalizadas (Spalletti, 1997, 2001; Blair y McPherson, 1994; Blair, 2000, 2001). A ellos se asocian tramos de tendencia granodecreciente con

geometrías lenticulares y amplias variaciones texturales (desde cantos a gravillas y arenas gruesas) que reflejan marcados cambios en la descarga (Mather, 1993; Moral Cardona et al., 1997); estos depósitos muestran también diversas estructuras (masivas, imbricadas o capas planas y entrecruzadas) y se han formado por flujos traccionales canalizados. El tramo superior de esta formación se caracteriza en cambio por depósitos de limos y lodos, primero en capas laminadas (Fl) de poco espesor (5-12 cm) y a continuación, hacia techo, con aspecto masivo y mayor espesor (hasta 35 cm). En conjunto la formación M-d muestra un diseño de superposición granodecreciente, con material grueso en la base y depósitos limo-arcillosos en superficie.

Por su parte, los depósitos aluviales de la formación M-iz muestran algunas diferencias en comparación con los observados en la formación M-d. En concreto, la parte basal es limo-arenosa (facies Fl), aunque normalmente incluye de forma muy dispersa algunas gravas de tamaño pequeño. Tiene un espesor apreciable (entre 35 y 50 cm) que parece mostrar continuidad al menos en la parte central de la cuña sedimentaria. La base de este conjunto está representada por una superficie poco definida, pero diferenciada localmente por depósitos de textura algo más gruesa (arenas y gravillas). La ausencia de un límite neto, interrumpido por pequeños segmentos ligeramente convexos que denotan acumulaciones de carga tractiva sobre estrechas superficies de erosión, hace pensar que la formación M-iz descansa sobre depósitos de desbordamiento desarrollados en torno a diminutos canales secundarios. A veces el paso lateral de los depósitos finos de decantación a los cuerpos de material más grueso se produce de forma gradual por medio de arenas medias finas y medias, que muestran una organización granocreciente. Dichas facies transicionales se interpretan como el registro de depósitos de desbordamiento sobre los que finalmente progradan los canales laterales.

La parte central de la formación M-iz se caracteriza por la presencia de depósitos lenticulares de gravas y cantos con estratificación cruzada (litofacies Gp) y textura variable. En ocasiones los lentes muestran una apariencia masiva con cantos heterométricos dispersos dentro de una matriz franco arenosa. Lateralmente se asocian a facies de

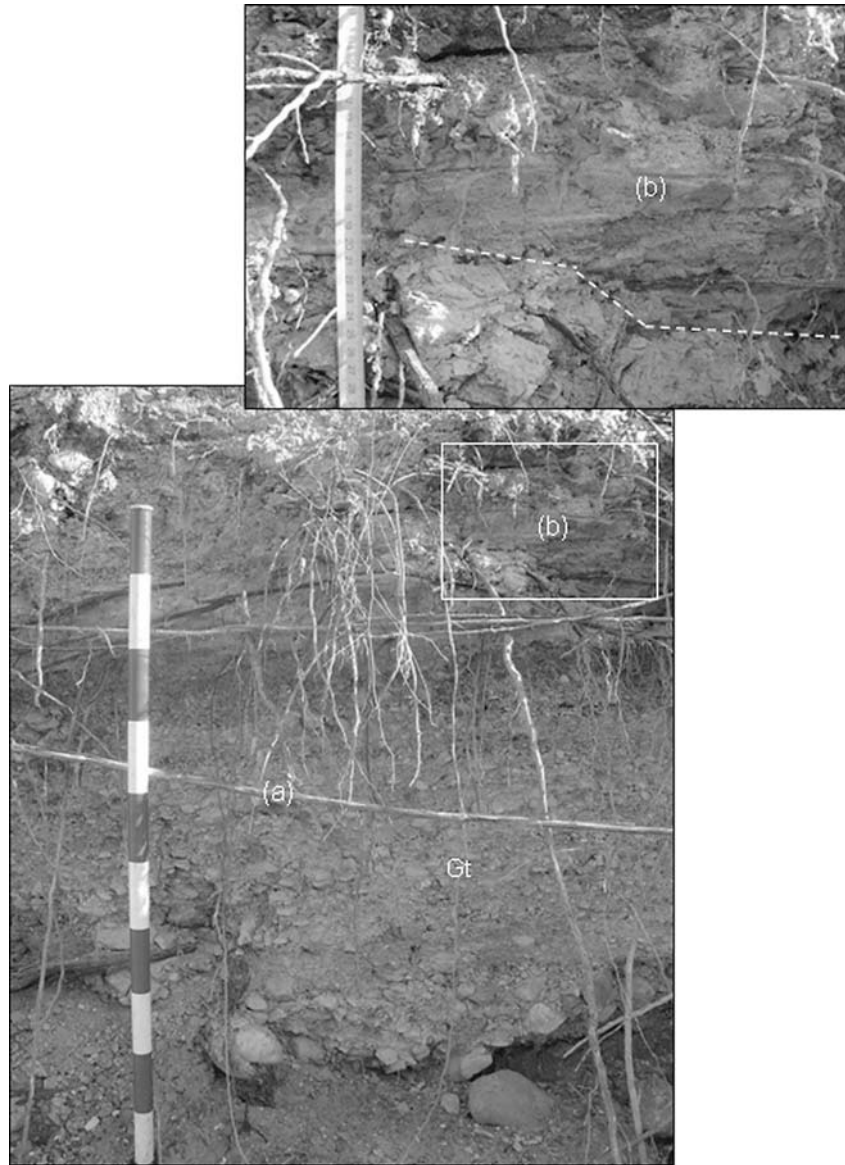


Figura 10. Gravas con estratificación cruzada en surco con tendencia granodecreciente (litofacies Gt), que progradan a limos masivos (Fm) (a) y arenas finas con laminación horizontal (Sh) (b). A 120 m del dique C20, parte derecha de la cuña sedimentaria.
Figure 10. Trough-cross-bedded gravels with grain size decreasing trend (lithofacies Gt), prograding to massive silts (Fm) (a) and horizontally bedded fine sands (Sh) (b). 120 m upstream from the check dam C20, right part of the sedimentary wedge.

estructura masiva, tanto limosa como limo-arenosa. También pueden presentarse de forma aislada, a modo de barra lenticular colgada, lo que sugiere un cambio drástico de las condiciones de depósito en un sector todavía dominado por la sedimentación de finos. Sobre la base erosiva del tramo inferior se

instalan depósitos de facies Gmm, asociados a corrientes con alta carga de fondo, cuya superficie superior y lateral de contacto limita de forma neta con un tramo limo-arcilloso integrado por las facies Fl y Fm. Es precisamente éste último el tramo superior de la formación M-iz. Su espesor medio es

de 75 cm, si bien disminuye progresivamente en dirección aguas arriba hasta situarse en torno a 55 cm en el sector más alejado del dique dentro de la formación (150 m de distancia). Finaliza la secuencia una delgada capa individual Fl, sobre la que se apoya un depósito de limos sin estructura con formación de suelo poco profundo e incipiente (< 20 cm).

La cola o parte distal de la cuña sedimentaria ha sido profundamente erosionada, sobre todo en su parte izquierda, donde apenas quedan secuencias verticales completas. No obstante, existen restos de cuña parciales colindantes que han permitido reconstruir la formación D-d. En general, se observa una notable reducción del número de facies y una clara simplificación de los cuerpos sedimentarios. A 190 m de distancia del dique la zona distal de la cuña sólo alcanza los 70 cm de espesor y a los 240 m termina por desaparecer. Tanto en una como en otra margen dominan los limos y arcillas, con ligeras intercalaciones de arenas y gravas. Los cantos tienen escasa presencia aunque localmente pueden presentarse embutidos en la matriz limosa de forma más o menos concentrada.

5. Modelo de sedimentación

A partir de las asociaciones verticales y laterales de litofacies y de la arquitectura de los principales cuerpos sedimentarios del dique C20 se ha elaborado un modelo conceptual de sedimentación válido para los diques del tramo inferior del Cárcavo y orientativo para los ubicados en cuencas de similares condiciones ambientales.

El modelo obtenido refleja continuos desplazamientos de los subambientes sedimentarios creados en el interior del vaso del dique a partir de las modificaciones hidrodinámicas y morfológicas impuestas por los diques precedentes. La historia de la construcción de los diques tiene de hecho una clara influencia sobre dicha dinámica. De los 40 diques de la cuenca del Cárcavo 17 fueron construidos entre 1970 y 1980. Otros 20 tienen fecha de 1980 y los tres restantes han sido instalados en los últimos años. Los más antiguos son diques de gaviones escalonados, al igual que gran parte de los instalados en 1980. Entre éstos figuran algunos de mampostería hidráulica, emplazados en el cauce

principal (p.e. C12, C10 y C7). El dique C20, instalado en 1970, figura por tanto entre los más antiguos, habiendo sido destruido probablemente durante la avenida de 1989.

Los cambios de área vertiente producidos en 1970 y 1980, con la instalación de diques aguas arriba, son decisivos en la configuración estratigráfica de la cuña sedimentaria del citado dique, tanto longitudinal como transversalmente. La incorporación, en 1980, de tres nuevos diques relativamente próximos en los tramos bajos del cauce principal y barrancos tributarios (C7, C19 y C40) (Fig. 11) supone una importante disminución del transporte de finos y una reactivación de la erosión del cauce al pie de los mismos que aumenta temporalmente la carga de fondo.

Durante las fases de relleno de estos diques las avenidas sufren importantes variaciones en su régimen hidráulico, de modo que en intervalos muy cortos de tiempo pueden producirse frecuentes cambios en la velocidad de flujo y la tensión de corte, que afectan a la capacidad de transporte y, por tanto, a la dinámica normal del cauce. Como resultado de ello, la textura de los depósitos puede mostrar cambios verticales muy bruscos. La mayor diferenciación constatable por correlación de las facies analizadas se observa entre la parte derecha e izquierda de la cuña, mereciendo destacar una evolución distinta de las características geométricas y granulométricas de los depósitos conforme aumenta la distancia al dique.

-Caracterización de la parte derecha de la cuña sedimentaria. En el tramo inferior de las formaciones P-d y M-d (posiciones proximal y media, respectivamente, en relación con la del dique) es posible identificar el desarrollo de depósitos fluviales en los que domina la acumulación de materiales transportados como carga de lecho (Fig. 12). Algunos de ellos están caracterizados por la casi exclusiva presencia de cantos y gravas, mientras que otros muestran la participación de gravas, gravillas y arenas, amalgamadas o estratificadas. Salvo el sector más próximo al dique, en que se rompe la estructura de este tipo de depósito, los litosomas formados por material grueso en dicho tramo inferior muestran geometrías lenticulares en sucesiones espesas y de singular continuidad lateral, al modo de las descritas por Rust y Gibling (1990) y Eberth y Miall (1991) en ambientes de

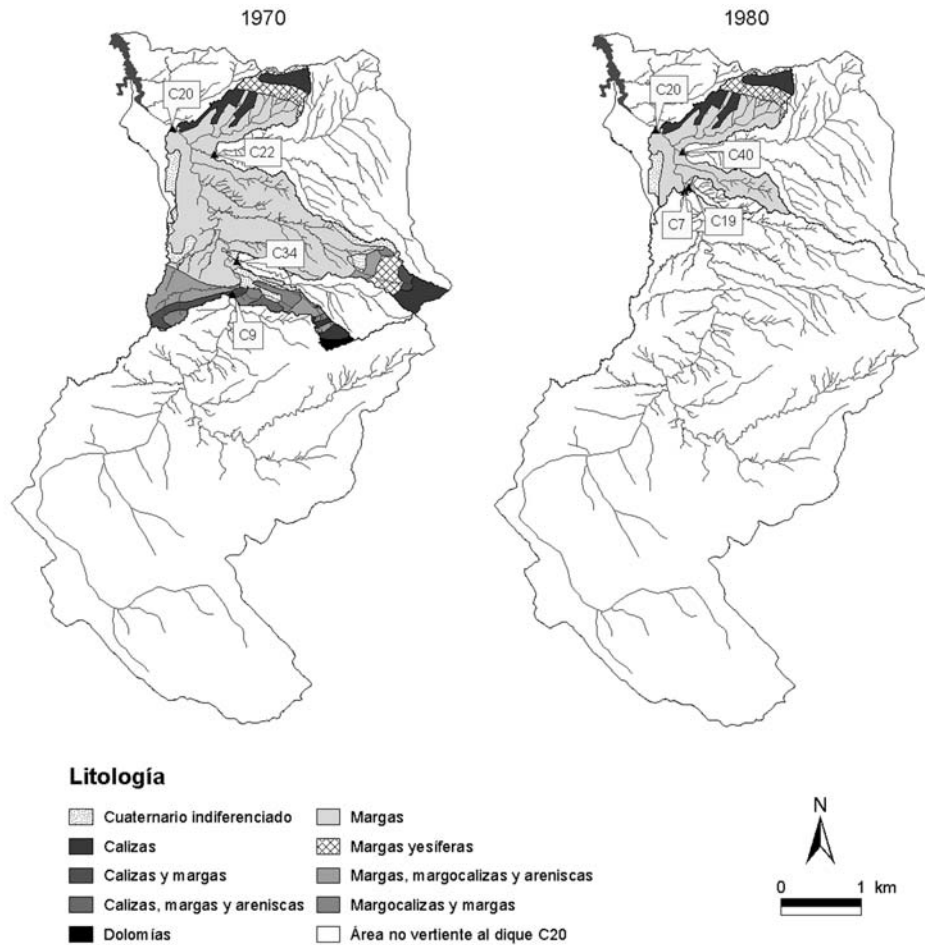


Figura 11. Evolución del área vertiente al dique actualmente destruido C20, con especificación de la litología afectada. Tramo inferior de la rambla del Cárcavo.

Figure 11. Evolution of the area draining to the check dam C20, indicating the affected lithologic sectors. Lower Cárcavo Rambla.

alta energía. Estos cuerpos representan quizá el núcleo de barras aluviales con nítidos frentes de avalancha, macroformas detríticas tridimensionales de acreción frontal y frecuentes capas de alto régimen de flujo (Miall, 1996; Miall y Jones, 2003). De forma subordinada se encuentran capas de bajo régimen correspondientes a agradación y abandono de barras y canales. Es posible que, en función de la propia dinámica sedimentaria del Cárcavo en su tramo bajo, la morfología del lecho durante el relleno del dique fuera algo trenzada, existiendo varios canales secundarios. Sin embargo, la continuidad de espesores apreciables de las facies Gt y Gh, así

como la envergadura de los depósitos Gmm, en torno a la parte inferior derecha de la cuña en su posición más próxima al dique, sugieren un modelo de sedimentación disimétrico durante la primera etapa de relleno. Dicho modelo estaría caracterizado básicamente por una concentración inicial de flujos con importante carga tractiva en la porción derecha del lecho, recién convertido en vaso receptor, y un lecho activo de inundación confinado en la parte izquierda, que actuaría como fondo de decantación. Tal hecho se explica por la ocurrencia de dos importantes avenidas inmediatamente después de la construcción del dique C20, en octubre de

1972 y 1973, corrientes dotadas de una extraordinaria turbidez y energía, que depositaron el material grueso en el antiguo cauce principal (parte derecha del vaso receptor) y los finos en el lecho activo de inundación (parte izquierda), si bien la decantación final afectó prácticamente a toda la extensión del vaso.

-*Caracterización de la parte izquierda de la cuña sedimentaria.* Las asociaciones encontradas en P-iz, M-iz y D-iz reflejan, por el contrario, una gran continuidad en los ambientes de inundación en la parte izquierda del relleno, alterada sólo por pequeñas variaciones locales, producto de derrames laterales del cauce principal o canales secundarios. Las superficies de segundo, tercero y cuarto orden así lo corroboran. En el caso de las superficies de primer orden que delimitan las capas limosas laminadas y masivas (Fl y Fm), dominantes en toda la secuencia vertical, puede apreciarse cierto paralelismo, si bien la progresiva disminución de su espesor aguas arriba configuran planos de muy bajo ángulo en los estratos inferiores.

El análisis bidimensional de la arquitectura sedimentaria a lo largo de este margen izquierdo permite comprobar el predominio de las facies limosas y la intercalación a media altura, reposando sobre el tramo inferior de las formaciones, de depósitos de gravas y cantos con forma lenticular (barras aluviales y derrames laterales). Dichas formas lenticulares no tienen la regularidad ni la continuidad espacial de las capas de limos, pero están presentes en todas las formaciones de este margen. Incluso en las proximidades del dique aparecen representadas a través de dos sets asociados verticalmente a techos limosos. Su espesor es variable y generalmente menor que el observado en capas de naturaleza similar del margen opuesto. Un cambio de litofacies bastante neto se observa en torno a 1,30 m, a través de una superficie de contacto relativamente continua, que delimita dos unidades sedimentarias bien diferentes: i) *unidad inferior*, de carácter claramente biepisódico, formada por litofacies Fm; y ii) *unidad superior*, caracterizada por la alternancia de niveles limosos con capas de

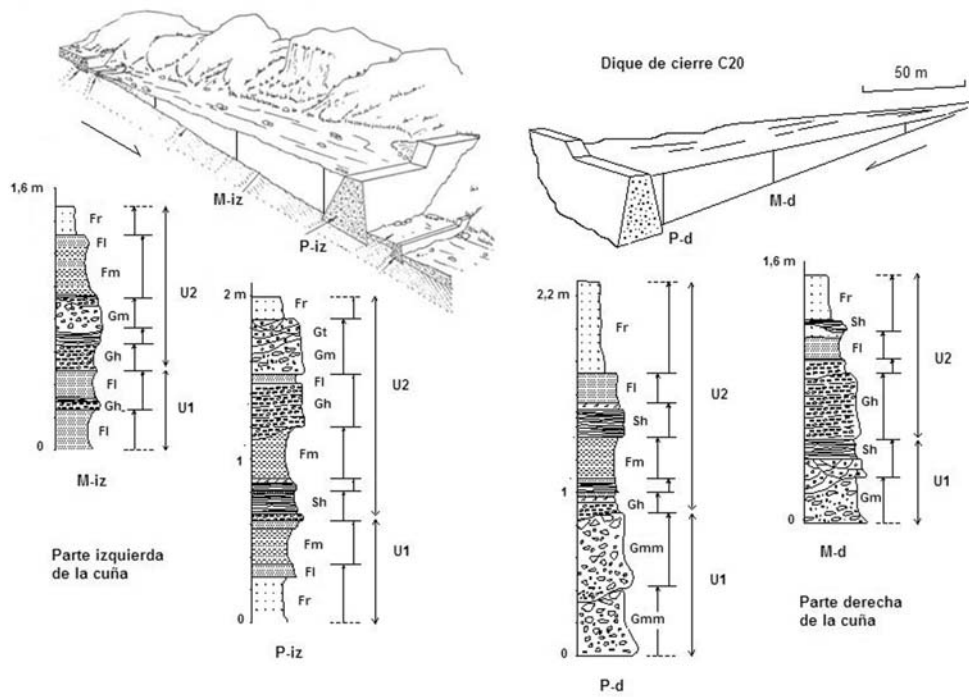


Figura 12. Localización de las series sedimentarias proximales e intermedias analizadas en la cuña del dique C20.
 Figure 12. Location of the proximal and middle sedimentary series studied in the check dam wedge C20.

materiales más gruesos, pertenecientes a las clases arenas y gravillas, incluyendo a techo gravas muy gruesas y algunos cantos englobados en una matriz limoarenosa (litofacies Gmm) (Fig. 12). El paso de una a otra unidad sedimentaria viene marcado por una variación importante en el sistema de corrección hidrológica de la cuenca. En concreto, el año 1980 constituye un referente de cambio en las condiciones de erosión y transporte de las avenidas, por cuanto se construyen nuevos y grandes diques de retención en sectores próximos aguas arriba del dique de cierre. Desde esta fecha se experimenta en dirección aguas abajo una brusca disminución de sedimentos finos y una importante remoción de los materiales de lecho. Fruto de ello es la subalimentación de limos y el mayor aporte de gruesos, claramente constatados en la unidad sedimentaria superior.

A partir de las asociaciones básicas de litofacies, geometría de los depósitos, tipos de discontinuidades y distribución de los subambientes de deposición se han definido 4 tipos de litosomas (bidimensionales): i) cuerpo de relleno del cauce principal centrado en la parte derecha del vaso receptor y que progresa a depósitos de inundación, ii) depósitos de canales secundarios probablemente trenzados; iii) cuerpo de agradación de material fino desarrollado en la zona izquierda del vaso receptor, proporcionalmente más extenso que el dominio del cauce principal, y iv) pequeñas unidades de carga tractiva intercaladas oblicuamente en los depósitos de decantación [canales laterales o de derrame (crevasse incipiente o abortado)].

En definitiva, puede afirmarse que el modelo de sedimentación en los diques difiere mucho del modelo comúnmente sugerido para los embalses. Es sabido que a lo largo del eje de cualquier embalse se establece un gradiente granulométrico decreciente en dirección a la presa, como lógica consecuencia del aumento de resistencia del agua y la pérdida de capacidad de transporte de los ríos (Palau Ybars, 2002). La distribución longitudinal de los sedimentos en el vaso de grandes embalses con escasas variaciones del nivel de agua embalsada y desagües de fondo poco frecuentes traduce una disminución progresiva del tamaño de las partículas desde la cola a la presa y un espesor de finos mayor junto a la presa (Fig. 13a). En otro tipo de embalses, con un régimen de explotación estacio-

nal, niveles de agua a menudo bajos cuando sobrevienen las avenidas (p.e. otoño) y desagües de fondo también poco habituales en dicha época, la sedimentación de los materiales más finos pierde importancia relativa en tanto que los depósitos de arenas y limos ganan potencia en las inmediaciones de la presa. A ello contribuye un desplazamiento relativamente rápido de los materiales transportados desde la cola hacia la presa, tanto más acusado cuanto menor sea el nivel de aguas embalsadas en el momento de las avenidas (Fig. 13b).

El modelo de sedimentación de los diques destinados al control de la erosión es bien diferente. Los diques constituyen un corte en la dinámica normal de los cursos torrenciales. A diferencia de los embalses un dique de retención, por su tamaño y especialmente por su ubicación en tramos de acusada pendiente, tiene menor capacidad para influir en la clasificación de los materiales retenidos (Fig. 14). En masas importantes de aguas, como las embalsadas por las presas (p.e. de regulación), los sedimentos acarreados por las avenidas se dispersan en toda la extensión del vaso, siendo las modalidades de transporte en suspensión y de depósito por decantación casi exclusivas. En cambio, los receptáculos de retención formados aguas arriba de los diques son estrechos y de longitud reducida, ya que por lo general no tienen como función almacenar aguas sino más bien disminuir el gradiente longitudinal del *talweg*, estabilizar el lecho y controlar la erosión.

La carga sedimentaria de las corrientes de avenida encuentra en estos diques un obstáculo que favorece su rápida deposición. La carga tractiva, de fondo, alcanza con facilidad la estructura del dique, acumulándose en su sector más próximo. La turbulencia creada por efecto de la colisión contribuye, dentro del cauce principal, a la desorganización de los depósitos originados por las corrientes de acarreo. Producto de todo ello son las potentes acumulaciones de material grueso, sin estratificación aparente, que se producen en el tramo de cauce situado inmediatamente aguas arriba del dique. En la primera fase de relleno, los depósitos de partículas gruesas (gravas, cantos y bloques) aparecen confinados en el cauce principal. De ahí las claras litofacies de canal encontradas en el tramo inferior derecho de la cuña sedimentaria estudiada en el presente trabajo. Es más, cuando sobrevienen

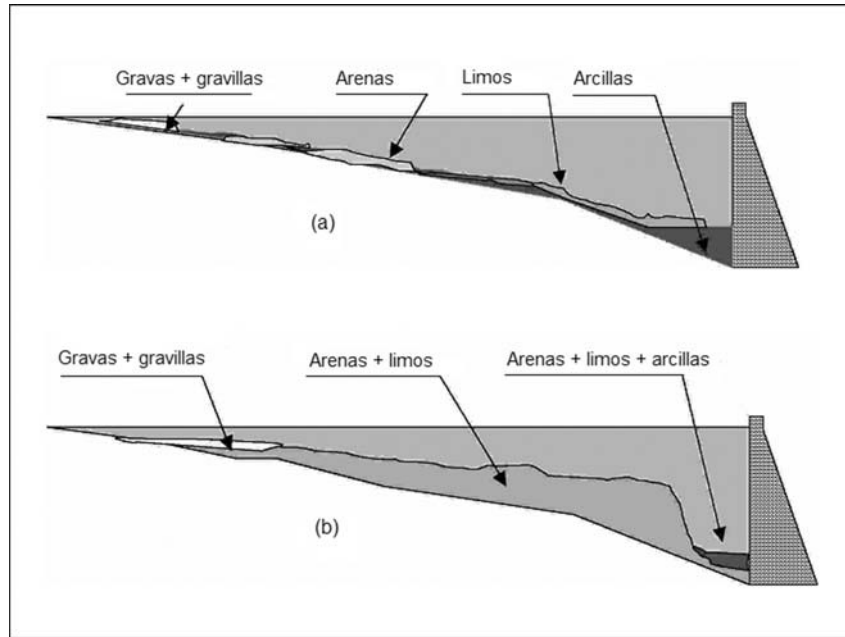


Figura 13. Distribución longitudinal esquemática de las fracciones granulométricas de sedimento en grandes embalses (a) y embalses estacionales (b), con nulo o escaso desagüe de fondo (Fuente: Palau Ybars, 2002).

Figure 13. Schematic longitudinal distribution of the grain-size fractions in deposits of the large reservoirs (a) and seasonal reservoirs (b), with null or scarce bottom drainage (From: Palau Ybars, 2002).

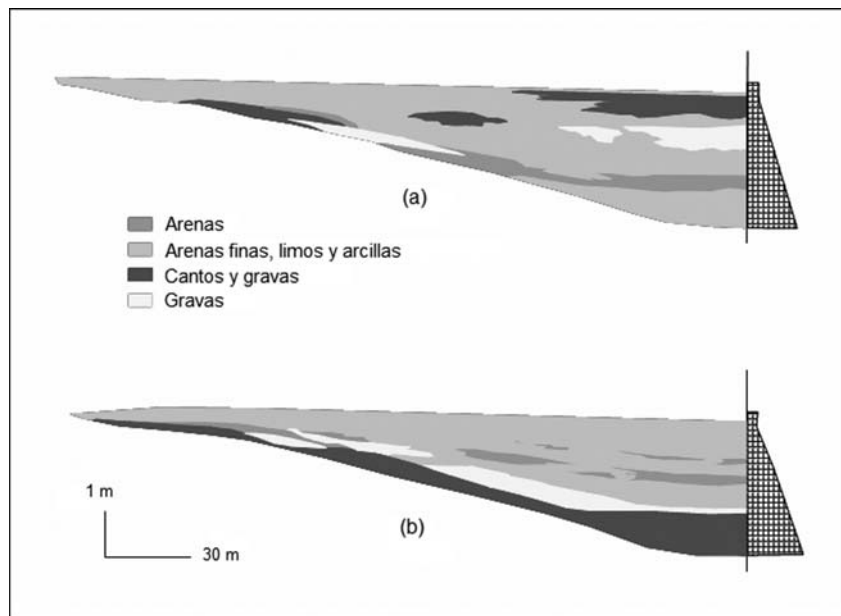


Figura 14. Modelo de sedimentación en diques de retención. Parte izquierda (a) y derecha (b) de la cuña sedimentaria del dique C20, tramo final de la rambla del Cárcavo.

Figure 14. Sedimentation pattern in check dams. Left (a) and right (b) edges of the sedimentary wedge behind the check dam C20, lower reach of the Cárcavo Rambla.

corrientes torrenciales con grandes acarreo poco después de ser construidos los diques, los subambientes de canal están bien definidos y permiten concentrar gran cantidad de gruesos. Un claro ejemplo lo constituye la configuración del cauce aguas arriba del dique C20, ya descrito, durante las avenidas de octubre de 1972 y 1973. Dichos sucesos provocaron corrientes de extraordinaria turbidez y carga de fondo, ésta última materializada bajo la forma de depósitos detríticos Gmm.

La avalancha de sedimentos gruesos suele venir acompañada de aguas turbias que decantan en los subambientes de inundación (barras limosas y limo-arenosas en el caso que nos ocupa) dentro del receptáculo creado por el dique. De este modo, durante la primera fase de relleno del dique están presentes, desde la cola hasta la estructura, los dos subambientes de deposición (canal y sector de inundación). A medida que progresa el relleno del dique, la topografía y granulometría del lecho tienden a hacerse más uniformes a lo largo de la cuña sedimentaria.

6. Conclusiones

La secuencia vertical de los depósitos retenidos por los diques del Bajo Cárcavo consiste esencialmente en un apilamiento de capas con predominio de limos y laminación paralela. La proporción de material fino es muy alta en las proximidades del dique. A medida que se alejan de éste los niveles de limos tienden a alternar con otros de textura más gruesa. Aunque los cambios son frecuentemente graduales, en ocasiones incluyen elementos discontinuos o locales. Las variaciones más importantes se producen en las posiciones del antiguo cauce principal a partir de los 100 m de distancia al dique. Aguas arriba de dichas posiciones se aprecia en la base de la secuencia sedimentaria una facies de canal, representado por un potente banco de gravas y cantos con estructura masiva y tendencia grano-decreciente, que prograda lateralmente hacia una facies de desbordamiento, de menor espesor.

En las secuencias proximales de la cuña sedimentaria, y muy especialmente en la formación P-iz, predominan los finos. Estas facies dominantes se atribuyen a un medio de aguas estancadas, aun-

que, por su espesor y alternancia con niveles episódicos detríticos, traducen un régimen de aguas turbias someras. Dicha formación se compone de 2 tramos bien diferenciados: uno inferior, correspondiente a un relleno simple biepisódico de geometría tabular con predominio de finos (Fm, Fl y Fr), y otro superior constituido por un relleno multiepisódico y gran variedad de litofacies (Fm, Gt, Fl y Gmm). Sin embargo, esta secuencia no es homogénea a lo ancho y largo de la cuña sedimentaria existiendo netas diferencias entre la parte derecha e izquierda, así como una cierta variación de las características geométricas y granulométricas de los depósitos de acuerdo con su distancia al dique. En definitiva, puede afirmarse que el modelo de sedimentación de los diques es aquí especialmente dinámico y mantiene un claro sesgo morfosedimentario fluvio-torrencial, en contraste con los modelos observados en lagos y embalses, caracterizados por una importante amortiguación de la energía del flujo de entrada. Los diques influyen en menor medida en la clasificación de los materiales retenidos, si bien se aprecia una gradación longitudinal de tamaños tanto mayor conforme progresa su relleno. Durante la primera fase de relleno, desde la cola hasta la estructura, aparece claramente perturbado el régimen de los dos subambientes de deposición fluvial (canal y sector activo de inundación). A medida que se va colmatando el dique, la topografía y granulometría del lecho tienden a hacerse más uniformes a lo largo de la cuña sedimentaria, simplificando el citado modelo.

Es de destacar finalmente la importante influencia que los cambios en la gestión y planificación de este tipo de cuencas producen en el ritmo de aterramiento y modelo sedimentario de los diques de cierre. La incorporación, por ejemplo, de nuevos diques de gran capacidad inmediatamente aguas arriba implican, por su mayor impacto geomorfológico, una aceleración del proceso de colmatación de aquéllos y una ruptura en el modelo de sedimentación previo. Se hace por tanto aconsejable una adecuada optimización de los criterios de instalación de diques, incluida la valoración de posibles efectos morfo-sedimentarios, que permita orientar la corrección hidrológica mediante un enfoque global e integrado.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido llevado a cabo en el marco del proyecto de investigación PI/13 “Respuesta hidrológica y geomorfológica de los sistemas fluvio-torrenciales afectados por obras de restauración hidrológico-forestal en cuencas semiáridas del Sureste Peninsular”, financiado por la Fundación Instituto Euromediterráneo de Hidrotecnia, Consejo de Europa.

Referencias bibliográficas

- Blair, T.C. (2000). Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hell's Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, 132, 233-262.
- Blair, T.C. (2001). Outburst flood sedimentation on the proglacial Tuttle Canyon alluvial fan, Owens Valley, California, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 657-679.
- Blair, T.C. & McPherson, J.G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *Journal of Sedimentary Research*, 64A, 451-490.
- Brandt, S.A. (2000). Classification of Geomorphological Effects Downstream of Dams. *Catena*, 40: 375-401.
- Bridge, J.S. (1993). Description and interpretation of fluvial deposits. a critical perspective. *Sedimentology*, 40, 801-810.
- Castillo Sánchez, V., Mosch, W., Conesa García, C., Barberá, G., Navarro Cano, J.A. & López Bermúdez, F. (2007). Effectiveness and geomorphological impacts of check dams for soil erosion control in a semiarid Mediterranean catchment: El Cárcavo (Murcia, Spain), *Catena*. DOI: 10.1016/j.catena.2006.11.009. www.elsevier.com/locate/catena.
- Chien, N. (1985). Changes in River Regime After the Construction of Upstream Reservoirs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10(2):143-159.
- Collier, M.P., Webb, R.H. & Schmidt, J.C. (1996). *Dams and Rivers*. U.S. Geological Survey. Circular 1126, 94 p.
- Comiti, F., Andreoli, A. & Lenzi, M.A. (2005). Morphological effects of local scouring in step-pool streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(12): 1567-1581.
- Conesa García, C., López Bermúdez, F. & García Lorenzo, R. (2007). Bed stability variations after check dam construction in torrencial channels (South-East Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*. DOI: 10.1002/esp.1521. 20 p.
- De Celles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Sriva Stava, P., Pequera, N. & Pivnik, D.A. (1991). Kinematic history of a foreland uplift from Palaeocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *GSA Bull.*, 103, 1458-1475.
- Eberth, D.A. & Miall, A.D. (1991). Stratigraphy, sedimentology and evolution of a vertebrate-bearing, braided to anastomosing fluvial system, Cutler Formation (Permian-Pennsylvanian), north-central New Mexico. *Sedimentary Geology*, 72, 225-252.
- Galay, V.J., Pentland, R.S. & Halliday, R.A. (1985). Degradation of the South Saskatchewan River below Gardiner Dam, *Can. J.Civil Eng.*, 12, 849-862.
- García Ruiz, J.M. y Puigdefábregas, J. (1985). Efectos de la construcción de pequeñas presas en cauces anastomosados del Pirineo Central. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Publicaciones del Colegio Universitario de La Rioja, Logroño, T. XI, fasc. 1 y 2, pp. 91-102.
- García Ruiz, J.M., White, S., Martí Bono, C., Valero, B., Errea, M.P. y Gómez Villar, A. (2004). La avenida del barranco de Arás y los riesgos hidrológicos en el Pirineo Central español. En: *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos* (J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sánchez, eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 131-140.
- Garzón, G. y Alonso, A. (1996). El río Guadarrama, morfología y sedimentación actual en un cauce arenoso tipo braided. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 21, 369-393.
- Gilvear, D.J. & Winterbottom, S.J. (1992). Channel change and flood events since 1783 on the regulated River Tay, Scotland: implications for flood hazard management, *Regulated Rivers: Research and Management*, 7, 247- 260.
- Grant, G.E., Schmidt, J.C. & Lewis, S.L. (2003). A Geological Framework for Interpreting Downstream Effects of Dams on Rivers. *Water Science and Application 7*. American Geophysical Union, 209-225.
- Halfar, J., Walter, R. & Walther, H. (1998). Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system. a Palaeogene example from the Weissenster Basin, Germany. *Sedimentology*, 45, 1-17.
- Holbrook, J. (2001). Origin, genetic interrelationships, and stratigraphy over the continuum of fluvial channel-form bounding surfaces, an illustration from middle Cretaceous strata, southeastern Colorado. *Sedimentary Geology*, 144, 179-222.
- Inbar, M. (1990). Effect of dams on mountainous bedrock rivers, *Phys.Geog.*, 11(4), 305-319.
- Jo, H.R. & Chough, S.K. (2001). Architectural analysis of fluvial sequences in the northwestern part of Kyongsang Basin (Early Cretaceous), SE Korea. *Sedimentary Geology*, 144, 307-334.
- Lenzi, M.A., Comiti, F. & Marion, A. (2004). Local scouring at bed sills in a mountain river: The Plima River, Italian Alps, *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, 130(3), 267-269.
- Ligon, F.K., Dietrich, W.E & Trush, W.J. (1995). Downstream ecological effects of dams: a geomorphic perspective, *Bioscience*, 45(3), 183-192.
- Marion, A., Tregnaghi, M. & Tait, S. (2006). Sediment supply and local scouring at bed sills in high-gradient streams, *Water Resour. Res.*, 42.
- Martínez Castroviejo, R., Inbar, M., Gómez Villar, A. y García Ruiz, J.M. (1990). Cambio en el cauce aguas abajo de una presa de retención de sedimentos. *I Reunión nacional de Geomorfología*, Teruel, 457-468.
- Mather, A. (1993). Basin inversion. some consequences for drainage evolution and alluvial architecture. *Sedimentology*, 40, 1069-1089.

- Miall, A.D. (1978). Facies types and vertical profile models in braided river deposits. a summary. In: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, ed.). Canadian Society for Petroleum Geologist, Memoir, 5, 597-604.
- Miall, A.D. (1985). Architectural-element analysis, a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22, 261-308.
- Miall, A.D. (1995). Description and interpretation of fluvial deposits. A critical perspective, Discussion. *Sedimentology*, 42, 379-384.
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer, Berlin, 582 pp.
- Miall, A.D. & Jones, B.G. (2003). Fluvial architecture of the Hawkesbury Sandstone (Triassic), near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 531-545.
- Moral Cardona, J.P, Gutiérrez Mas, J.M., Sánchez Bellón, A., López-Aguayo, F. y Caballero, M.A. (1997). Diferenciación textural y mineralógica de los minerales de Terrazas y bajos de la Cuenca del Río Guadalete. Cuadernos de Geología Ibérica, 22, 180-192.
- Palau Ybars, A. (2002). La sedimentación en embalses. Medidas preventivas y correctoras. I *Congreso de Ingeniería Civil, Territorio y Medio Ambiente*, Vol. 1. Colegio de Ing. de Caminos Canales y Puertos, 847-856.
- Petts, G.E. (1979). Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction, *Prog. Phys. Geog.*, 3, 329-362.
- Poesen, J.W.A.W. & Hooke, J.M. (1997). Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progress in Physical Geography* 21, 2: 157-199.
- Rust, B. & Gibling, M. (1990). Braidplain evolution in the Pennsylvanian South Bar Formation, Sydney Basin, Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 59-72.
- Spalletti, L.A. (1997). Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el 'rift' triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 49. 109-124. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A. (2001). Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en la rampa de un hemigraben. el Triásico de la Precordillera Occidental de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (2). 189-210.
- Tripaldi, A., Net, L., Limarino, C., Marensi, S., Re, G. y Caselli, A. (2001). Paleambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 56 (4): 443-465.
- Veiga, G. (1997). Influencia de los factores extrínsecos en la evolución de una planicie aluvial. sedimentología de la Formación Challacó en el Cerro Lotena, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 4, 111-128.
- Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle, R.C. & Bergerud, W.A. (2004). Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides*, Springer-Verlag GmbH, Vol. 1, Num. 1, 61-66.
- Williams, G.P. & Wolman, M.G. (1984). Downstream effects of dams on alluvial rivers, *Geol. Surv. Prof. Pap. 1286*, 83 pp.
- Xu, J. (1996). Underlying gravel layers in a large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment, *Geomorphology*, 17, 351-359.