

La Capa de conglomerado-brecha de la Llosa del Cavall (Solsona, Lleida): características sedimentarias

The Llosa del Cavall conglomerate-breccia bed (Solsona, Lleida): sedimentary characteristics

Marc Divins¹ y Ferran Colombo¹

¹ Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà. Facultat de Ciències de la Terra. Universitat de Barcelona. C/Martí-i-Franquès s/n. E- 08028 Barcelona. divinsrigel@gmail.com y colombo@ub.edu

RESUMEN

La Capa de la Llosa del Cavall, nivel de conglomerado-brecha de gran continuidad lateral, presenta dos grupos principales de litofacies. El primero consta de unidades con facies masivas, facies con grano-clasificación vertical, y fábrica soportada por los clastos o por la matriz. La matriz es esencialmente carbonática y contiene un porcentaje elevado de partículas finas (tamaño limo-arcilla). Presenta estructuras de deformación por carga y por escape de fluidos, fragmentos vegetales, cantos blandos acorazados, bloques exóticos y estructuras erosivas de corriente. El segundo incluye facies tractivas caracterizadas por: laminación/estratificación planar o de bajo ángulo, laminación/estratificación cruzada, gradaciones granulométricas, cantos blandos y clastos intraformacionales. El primer grupo de litofacies se generó por flujos de alta densidad, principalmente no confinados. El segundo grupo de litofacies corresponde a flujos de alta a baja densidad, confinados o no confinados y con una clara tendencia a la dilución. Los cambios laterales y verticales de litofacies corresponden a transformaciones del flujo; por ejemplo el tránsito de flujos gravitatorios de sedimento de alta densidad a flujos hídricos de baja densidad.

Palabras clave: Nivel guía, aluvial, evento, cambio lateral de facies, cuenca del Ebro.

Geogaceta, 69 (2021), 83-86
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

The Llosa del Cavall bed is a conglomerate-breccia layer of great lateral continuity that presents two groups of lithofacies. The first group consists of units with massive, graded bedding facies, with a fabric that can be clast or matrix-supported. The matrix is essentially made up of carbonates with a high percentage of fine-grained particles (silt-clay size). It also contains soft-sediment deformation structures (water-escape and loading), plant remains, armoured mud balls, oversized boulder clasts and various erosive structures due to currents. The second group includes a wide range of tractive facies, evidenced by features such as planar or low angle lamination/stratification, graded bedding, cross-bedding, mud balls and intraformational clasts. The first group of lithofacies was generated by high-density flows that were mainly unconfined. The second group of lithofacies corresponds to high to low-density flows with or without confinement that tend to be diluted. Lateral and vertical lithofacies changes resulted from gradual flow transformations such as changes from high-density gravity flows to low-density currents.

Key-words: Key bed, alluvial, event, Ebro Basin, lateral facies change.

Fecha de recepción: 01/07/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

El estudio sedimentológico y la cartografía de niveles guía constituye una herramienta básica para la correlación entre sucesiones estratigráficas y, por ende, esencial para la reconstrucción de la arquitectura estratigráfica. En los sistemas aluviales estos niveles suelen ser conglomerados, brechas o calizas detríticas de gran continuidad lateral. La Capa de la Llosa del Cavall (CLC) es un ejemplo excepcional poco conocido, pero no el único, del sector este de la cuenca del Ebro. En esta cuenca, en la zona de Berga (Saula *et al.*, 2002) describen la Capa de Pedret y definen otros tres niveles dentro del segundo sistema aluvial de Berga, ciclo sedimentario III Mató y Saula (1991). Por otro lado, López Blanco *et al.*, (1994) describen hasta cinco niveles de gran continuidad lateral que afloran en el sector de Sant

Llorenç del Munt. Además de su importancia cartográfica, son de especial interés sus características sedimentológicas.

El presente trabajo tiene como objetivo hacer un análisis sintético de las facies de la CLC para poder interpretar así las características del flujo que lo generó y su relación con el sistema sedimentario.

Marco Geológico

El área de trabajo se sitúa en el margen noreste de la cuenca del Ebro (Figs. 1A y B) entre los ríos Segre y Llobregat. La cuenca del Ebro es una unidad morfoestructural delimitada en el norte por los Pirineos, en el sureste por la Cadena Costera Catalana y en el oeste por la Cordillera Ibérica. En su evolución tectosedimentaria se han distinguido cinco estadios evolutivos (Garcés *et al.*, 2020) que para el sector nordeste pueden sintetizarse del siguiente modo.

- 1) fase inicial de inversión tectónica de las cuencas extensivas durante el Cretácico superior, con desarrollo de facies aluviales y lacustres, y fase de transgresión marina durante el llerdiense con desarrollo de extensas plataformas carbonatadas.
- 2) emplazamiento de mantos durante el Eoceno inferior y medio, y desarrollo de las cuencas flexurales de Ripoll, en el este, y de Jaca, en el oeste.
- 3) expansión de la cuenca con desarrollo importante de facies marinas *offshore* y reducción de las plataformas carbonatadas.
- 4) desconexión de la cuenca del Ebro con el océano Atlántico durante el Eoceno superior e inicio de la etapa de endorreísmo. Su fase inicial se caracterizó por la sedimentación de potentes sucesiones evaporíticas (Fm. Cardona) y fue seguida por una expansión de los sistemas aluviales e instauración de sistemas lacustres en el centro de la cuenca.
- 5) apertura hacia el mar Mediterráneo

y erosión durante el Mioceno superior. El exorreísmo se instauró por la captura de la cuenca lacustre central de la cuenca del Ebro por las redes de drenaje vertientes al Mediterráneo.

Estratigrafía

En el norte de Solsona, cerca de la localidad de Sant Llorenç de Morunys y al frente de las unidades alóctonas (lámina del Port del Comte, manto del Cadí y lámina de Queralt), aflora una sucesión de más de 4000m de potencia con aparente continuidad estratigráfica. Su parte inferior (Fm. de Sant Llorenç), de edad Eoceno medio y superior y perteneciente al tercer estadio, se encuentra en posición vertical o invertida y consta de margas, areniscas, conglomerados, calizas y margocalizas interpretadas como depósitos marinos y de transición. La parte superior de la sucesión (Grupo Berga), de edad Eoceno superior y Oligoceno y perteneciente al cuarto estadio, está compuesta de conglomerados, areniscas y lutitas. En el sector norte estos materiales presentan un dominio de facies conglomeráticas y se encuentran afectados por discordancias progresivas y angulares (Riba, 1976). Han sido interpretados como depósitos de abanico aluvial, abanico fluvial proximal y abanico deltaico lacustre (Barrier *et al.*, 2010; Williams *et al.*, 1998). Hacia el centro de la cuenca (Sáez *et al.*, 2007) las unidades de conglomerados gradan lateralmente y verticalmente a depósitos de abanico aluvial medio (Fm. Solsona) y distal (lóbulos terminales, Fm. Súria) y a depósitos lacustres evaporíticos (Fm. Barbastro) y carbonáticos (Fm. Castelltallat).

Resultados

La CLC es un nivel de conglomerado-brecha de gran continuidad lateral, que ocupa un área mínima de unos 300 Km² y se interdigita con los conglomerados del Grupo Berga. En el norte del sinclinal de Busa aflora de forma discontinua afectado tanto por fallas como por superficies erosivas asociadas a la formación de discordancias sintectónicas. Hacia el sur, en la zona del anticlinal de Puig-reig, aflora de forma más continua, solo afectado por algunas fallas normales, direccionales e inversas. Hacia el este y el sudeste, área de Montmajor, se observa un acuñaamiento muy gradual y no uniforme, y hacia el sur queda cubierto por unidades aluviales

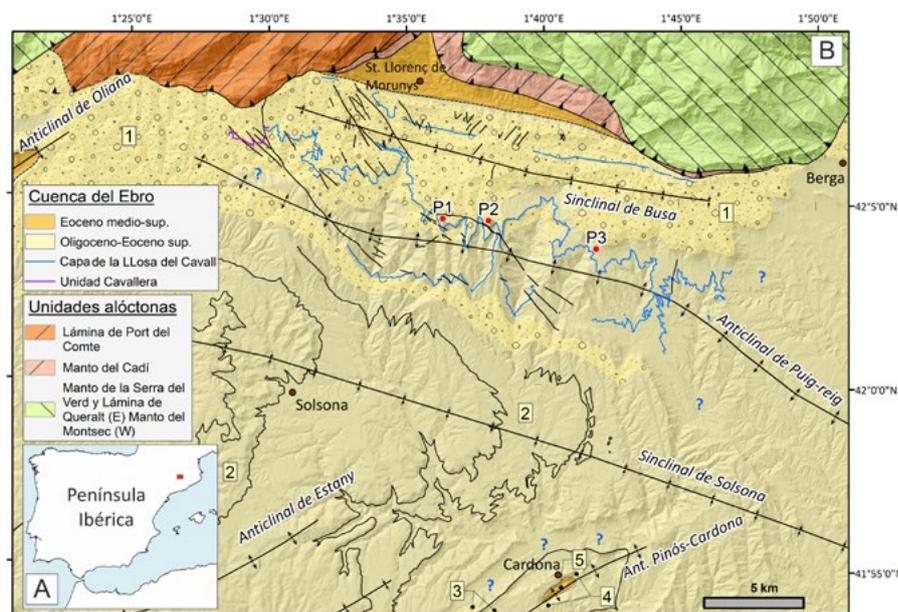


Fig. 1.- A) Localización del área de estudio. B) Mapa geológico sintético del margen NE de la cuenca del Ebro. La traza azul corresponde al CLC. 1: Grupo Berga, 2: Fm. Solsona, 3: equivalente Fm. Castelltallat, 4: Fm. Súria, y 5: Fm. Cardona. P1, P2, P3: perfiles estratigráficos. La posición de las unidades alóctonas ha sido adaptada de Vergés (1993).

Fig. 1.- A) Location of the study area. B) Synthetic geological map of the north-eastern margin of the Ebro Basin. The blue trace corresponds to the CLC. 1: Berga Group, 2: Solsona Fm., 3: Castelltallat Fm. equivalent, 4: Súria Fm., and 5: Cardona Fm. P1, P2 and P3: stratigraphic sections. The position of allochthonous units has been adapted from Vergés (1993).

más modernas. La presencia de la CLC u otras unidades genéticamente relacionadas en las series equivalentes que afloran a lo largo del anticlinal de Pinós-Cardona aún no ha sido confirmada.

La CLC presenta una estratigrafía compleja, constando de distintas unidades menores que muestran cambios laterales y verticales de facies a diversas escalas. Las superficies de estratificación entre dichas unidades pueden ser planas, irregulares, graduales o imprecisas (cambios granulométricos bruscos). Tanto las superficies planas como las irregulares pueden ser erosivas o no. Estas unidades, de composición principalmente carbonatada, están constituidas por ruditas, arenitas, calcilimolitas y lutitas (muy subordinadas). Las ruditas son heterométricas, con clastos de redondeamiento variable (bien redondeados a angulosos) y polimícticas, con un porcentaje de clastos carbonatados muy superior al de clastos siliciclásticos. Además, según el contenido en matriz pueden presentar textura grano-soportada o matriz-soportada. Las arenitas (s.l) son mayoritariamente litarenitas y arenitas limolíticas.

Se han identificado clastos pertenecientes a rocas carbonatadas del Paleozoico (por ejemplo, calizas *griotte*), del Mesozoico (calizas ocreas con belemnitos entre

otras) y del Cenozoico (calizas con Alveolinas, calizas con Orbitolites...). Los clastos no carbonáticos son de rocas siliciclásticas (areniscas y conglomerados del Carbonífero, Permotrias y Cenozoico) y de rocas metamórficas e ígneas del zócalo (corneanas y escasamente de granitoides). Los clastos de cuarzo son localmente abundantes y se caracterizan por ser poligénicos. Un porcentaje significativo de los clastos silíceos corresponde a fragmentos de sílex, que se pueden observar aislados o aún como nódulos en los clastos de calizas.

Se diferencian dos grupos de litofacies (Fig. 2). El primero incluye ruditas (conglomerado-brecha), arenitas y limolitas, caracterizadas por ser masivas (m) o gradadas (g). Tanto la matriz (<2mm) de las ruditas como los componentes de las arenitas tienen un porcentaje elevado de fragmentos finos (tamaño limo-arcilla). Las facies más comunes de este grupo son: ^{gm}F2) tramos de ruditas masivas a gradadas inversamente de modo incipiente en la parte inferior y con granoclasificación normal bien desarrollada en la parte superior. Presentan soporte de clastos o de matriz, principalmente hacia techo, un empaquetamiento laxo y carecen de ordenación preferente de los clastos. Muestran estructuras de deformación internas por carga y por escape de fluidos,

y cantos blandos (acorazados). Estos tramos tienen una continuidad lateral kilométrica, con variaciones de potencia y tamaño de grano. **gm F3** tramos de ruditas con granoclasificación inversa, inversa a normal o normal, clastos con una cierta orientación, localmente imbricados y un mejor empaquetamiento, generalmente con soporte de clastos. Contienen también cantos blandos, restos vegetales y bloques exóticos (*outsized boulder clasts*) de hasta 3,5m³. **gm F4** Facies heterolítica, incluye ruditas, arenitas, calcilimolitas y varios de sus términos intermedios. Pueden presentar granoclasificación inversa,

inversa a normal o normal, alineación de clastos o granos, estructuras de deformación (*load casts, flames, pseudonódulos*, entre otras) y erosivas (*tool casts, crescent casts*, entre otras). Estas facies se localizan lateralmente y hacia techo de las dos anteriores. En el segundo grupo de litofacies (**F5-F6**) se incluyen ruditas, arenitas y lutitas (subordinadas), y se caracterizan por presentar un mayor desarrollo de estructuras de ordenamiento interno. Las ruditas presentan orientación preferente de los clastos, son granosoportadas (*clast-supported*) con o sin matriz (localmente *openwork*). La matriz es usual-

mente de granulometría arena, aun así, también puede ser limolítica de forma local o asociada al contacto con las facies del primer grupo. Se han observado las siguientes facies: ruditas con estratificación planar o de bajo ángulo, ruditas con estratificación cruzada, ruditas masivas, arenitas con laminación/estratificación planar o de bajo ángulo, arenitas con estratificación/laminación cruzada en surco, arenitas con *ripples* y lutitas masivas. Asociadas a estas facies existen cantos blandos (lutíticos y areníticos) y clastos intraformacionales generados por la erosión de depósitos de misma CLC.

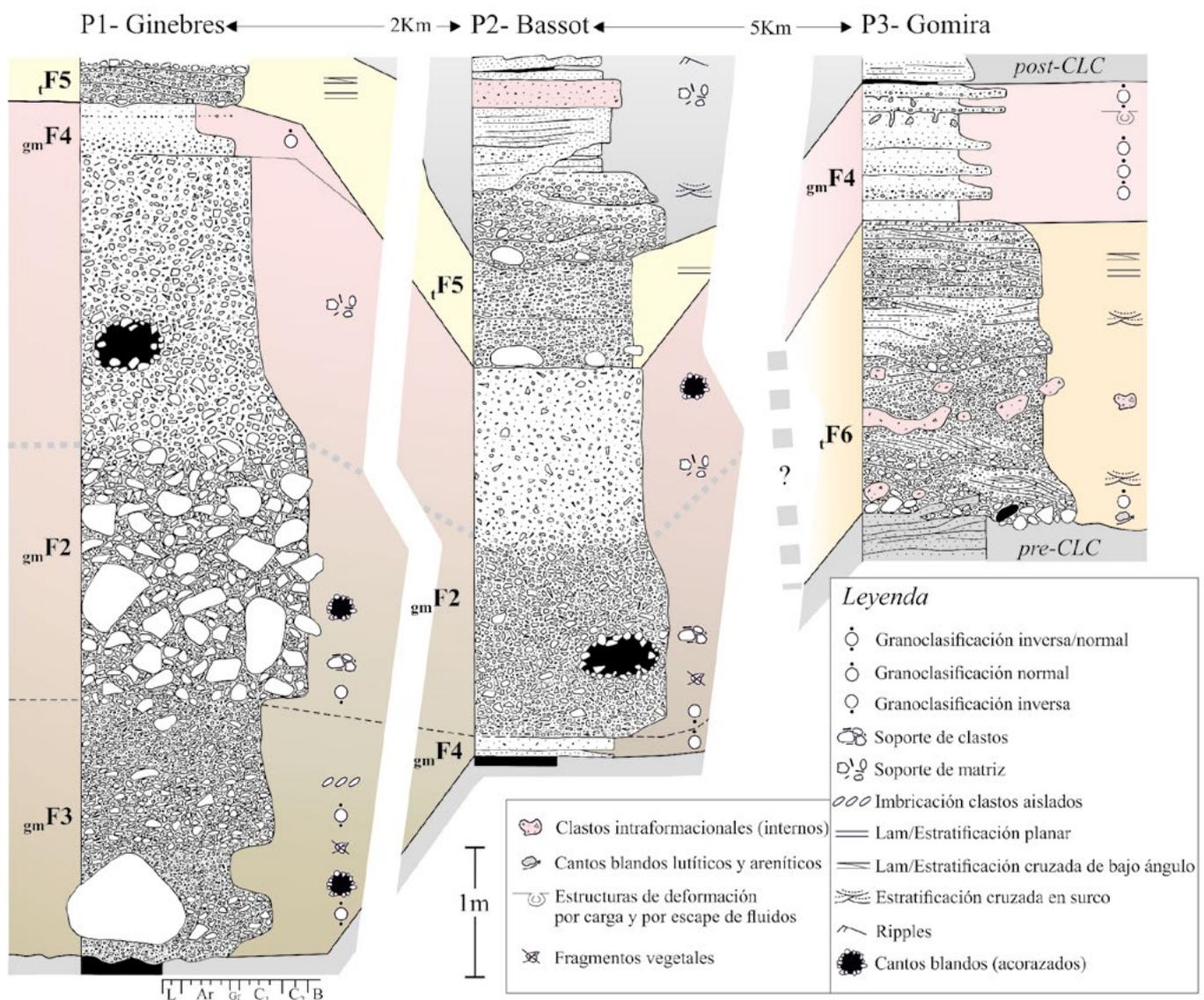


Fig. 2.- Esquema resumen de las principales asociaciones de facies de tres sectores del CLC. En P1 se observa un importante desarrollo de las facies del primer grupo, en P2 se mantiene el dominio de estas pero con reducción de la potencia y de la granulometría, y en P3 se observa un cambio significativo con predominio de litofacies del segundo grupo. Cada perfil corresponde a estadios puntuales dentro de una variación lateral y vertical de facies más continua. P3 solo representa una de las distintas asociaciones de facies que se observan hacia las partes distales del mismo. L: lutita, Ar: arena, Gr: gránulo, C1: guija C2: canto y B: bloque.

Fig. 3.- Summary diagram of the main facies associations of three sectors of the CLC. In P1 there is an important development of the facies of the first group, in P2 the dominance of these is maintained but with a reduction in thickness and grain-size, and in P3 there is a significant change with a predominance of lithofacies of the second group. Each profile corresponds to point stages within a more continuous lateral and vertical variation of facies. P3 is just one of the different facies associations observed towards the distal parts of the CLC. L: lutite, Ar: sand, Gr: granule, C1: pebble, C2: cobble and B: boulder.

Discusión y conclusiones

La facies $_{gm}F2$ presenta características mixtas de distintos tipos de flujos densos (*debris-flow s.l.*). Por un lado, la granoclasificación vertical con incremento de matriz hacia techo y la granoclasificación lateral, se relacionarían con flujos capaces de generar una segregación por fracción granulométrica (Lowe, 1982; Talling, 2013) y que conjuntamente con su geometría y extensión se podrían explicar a partir de flujos densos no cohesivos. Por otro lado, la desorganización interna y el empaquetamiento laxo se pueden relacionar con un cierto grado de cohesión, una rápida deposición o debido al escape de agua poral. El mecanismo de soporte dominante que actúa en los "true debris-flows" es la cohesión que ejerce la matriz (mezcla de arcilla y agua) (Middleton y Hampton, 1976). El flujo será más o menos cohesivo dependiendo del porcentaje y mineralogía las arcillas, de la granulometría del sedimento y de las fuerzas de cizallamiento (Peakall, et al., 2020; Sumner et al., 2009). Por otra parte, y según Tian Hongshui et al. (2016) un depósito de partículas finas ($\leq 5\mu m$) y de composición carbonatada (bajos índices de plasticidad) confiere un grado de cohesión muy bajo en comparación con las arcillas. El hecho que parte la matriz de la CLC sea de granulometría (limo-arcilla) pero mayoritariamente de composición carbonatada se debería de relacionar con flujos densos de tipo *debris-flows* no cohesivos o escasamente cohesivos. Aun así, la cohesión podría haber actuado al reducirse la velocidad del flujo durante los estadios finales del transporte. La aparición de granoselección inversa y de clastos paralelos a la estratificación se podrían explicar por cizallamiento basal. La presencia de cantos blandos de grandes dimensiones observados en distintas posiciones dentro de la unidad y de sección esférica u ovalada, así como la granulometría (muy gruesa) y la extensión del litosoma indicaría que se trataría de flujos de muy alta densidad y probablemente de corta de duración. Además, se trataría de flujos no confinados, pero con variaciones que generaron facies diferenciadas.

Algunas de las características descritas en la facies $_{gm}F3$ como la granoclasificación inversa, la presencia de bloques exóticos (*outsized boulder clasts*) claramente separados del muro y la existencia de algunos clastos imbricados (aislados) se pueden relacionar con depósitos generados por flujos de inercia o *density-modified gra-*

in flows (Lowe, 1976; Postma et al., 1988). Los tramos con granoclasificación normal y de forma local con estructuras tractivas indicarían un aumento de la turbulencia. Se trataría de flujos no confinados (*debris-flows* no cohesivos a flujos hídricos de alta densidad) pero de menor volumen y extensión que $_{gm}F2$. La facies $_{gm}F4$ se puede interpretar como flujos de expansión (desbordamiento) lateral o de las fases finales de los flujos que habrían depositado las facies $_{gm}F2$ o $_{gm}F3$ con un aumento de la dilución y pérdida de carga tractiva.

El origen de los cantos blandos observados en las facies $_{gm}F2$ y $_{gm}F3$ se puede explicar como el resultado de la incorporación de grandes volúmenes de sedimento por colapso y erosión de depósitos superficiales (por ejemplo, deslizamientos o desprendimientos) dentro de la cuenca de drenaje; o por erosión del lecho/margen del canal principal, en zonas más proximales del sistema aluvial o de la cuenca de drenaje. Por otro lado, los bloques exóticos habrían sido acarreados de zonas más proximales y, en muchos casos, su forma redondeada indicaría que sería heredada de descargas anteriores (clastos reciclados). Ambos elementos habrían sido transportados por varios km probablemente a causa de avenidas monoepisódicas.

Las facies del segundo grupo ($_{t}F5$ y $_{t}F6$) se relacionan con flujos de alta a baja densidad. A diferencia de las anteriores, muestran abundantes estructuras tractivas generadas por flujos hídricos. Se puede observar un amplio rango de estructuras, desde la relacionadas con flujos supercríticos a las generadas por flujos subcríticos.

La CLC se interpreta como el resultado de un gran evento (megaevento) con distintas fases (avenidas o descargas). La facies $_{gm}F2$, $_{gm}F3$ y $_{gm}F4$ corresponden a los sectores de sedimentación por flujos gravitatorios de alta densidad, $_{t}F6$ se relaciona con la transformación lateral-distal del flujo y $_{t}F5$ se corresponde a estadios finales diluidos con retrabajamiento. La asociación de facies $_{gm}F3/4$ - $_{gm}F2$ - $_{gm}F4$ se puede explicar a partir de la superposición de distintas fases independientes en algunos sectores o como flujos mixtos en otros. Según Saula et al. (2002) depósitos similares a la CLC se pueden relacionar con grandes inundaciones producidas por la ruptura de presas naturales. La formación de presas naturales ha sido ampliamente documentada (Costa y Schuster, 1988) en distintos contextos geológicos, entre ellos, áreas tectónicamente activas.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Ildelfonso Armenteros y a un segundo revisor científico anónimo que con sus propuestas y comentarios han contribuido en gran manera a la mejora substancial del manuscrito original.

Referencias

- Barrier, L., Proust, J. N., Nalpas, T., Robin, C. y Guillocheau, F. (2010). *Journal of Sedimentary Research* 80, 728-749.
- Costa, J. E. y Schuster, R. L. (1988). *Geological Society of America Bulletin* 100, 1054-1068.
- Garcés, M., López-Blanco, M., Valero, L., Beamud, E., Muñoz, J. A., Oliva-Urcia, B., Vinyoles, A., Arbués, P., Cabello, P. y Cabrera, L. (2020). *Marine and Petroleum Geology* 113, 1-20.
- López Blanco, M., Piña, J. y Marzo, M. (1994). *Geogaceta* 15, 49-51.
- Lowe, D.R. (1976) *J. Sed. Petrol.* 46, 188-199.
- Lowe, D. R. (1982). *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.
- Mató, E. y Saula, E. (1991). *Geogaceta* 10, 45-48.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A. (1976) En: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Stanley, D.H. and Swift, D.J.P. Eds.). John Wiley & Sons, New York, 197-218.
- Peakall, J., Best, J., Baas, J. H., Hodgson, D. M., Clare M. A., Talling, P. J., Dorrell, R. M. y Lee, D. R. (2020). *Sedimentology* 67, 1601-1666.
- Postma, G., Nemec, W. y Kleinspehn, K. L. (1988). *Sedimentary Geology* 58, 47-61.
- Riba, O. (1976). *Sedimentary Geology* 15, 213-233.
- Sáez, A., Anadón, P., Herrero, M. J. y Moscardello, A. (2007). *Sedimentology* 54, 367-390.
- Saula, E., Mató, E. y Puigdefàbregas, C. (2002). *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* 32, 195-209.
- Sumner, E.J., Talling, P.J. y Amy, L.A. (2009). *Geology* 37, 991-994.
- Vergés, J. (1993): *Estudi tectònic del vessant sud del Pirineu central i oriental. Evolució cinemàtica en 3D*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 203 p.
- Talling, P. (2013). *Geosphere* 9 (3), 460-488.
- Tian Hongshui, Zhang Shenhe y Zhang Aishe. (2016). *Acta Geologica Sinica (English Edition)* 90 (6), 2008-2021.
- Williams, E. A., Ford, M., Vergés, J. y Artoni, A. (1998). En: Mascle, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H. P., Fernández, M. (eds) *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geological Society Special Publications 134, 69-106.