

Depósitos de flujos de sedimentos por densidad en la transición canal-lóbulo submarino: un ejemplo del Tortoniense superior de la Cuenca de Sorbas, SE España

Sediment density flow deposits at the channel-lobe transition zone: an example from late Tortonian of the Sorbas Basin, SE Spain

Álvaro Carrión-Torrente y Ángel Puga-Bernabéu

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva, 18002, Granada, España. alvct.91@gmail.com, angelpb@ugr.es

ABSTRACT

The subaqueous sediment density flows (SDF) in Mizala (Sorbas Basin, SE Spain) were deposited during the late Tortonian in a middle submarine fan system, near the channel-lobe transition zone. Channel and lobe deposits comprise 6 facies types interpreted as debrites, high-density turbidites, low-density turbidites and hemipelagic autochthonous deposits. The results of this study show the flow transformation of the SDF at the channel-mouth as a consequence of hydraulic jumps. A relative sea-level rise might have conditioned the stacking pattern of the channel-lobe system. This study contributes to understand the sedimentary processes that control the grain size and facies distribution of the SDF deposits at the channel-lobe transition zone, which are of interest in the petroleum industry as they can be potential reservoirs.

Key-words: turbidites, submarine channels and lobes, flow transformation, Markov chain, Sorbas Basin.

RESUMEN

Los flujos de sedimentos marinos por densidad (FSD) en la localidad de Mizala (Cuenca de Sorbas, SE de España) se depositaron durante el Tortoniense tardío en un sistema de abanico submarino medio, en las proximidades de la zona de transición canal-lóbulo. Los depósitos de canal y lóbulo están compuestos por 6 tipos de facies que corresponden a debritas, turbiditas de alta y baja densidad y a depósitos hemipelágicos autóctonos. Los resultados muestran la transformación de FSD a la salida de los canales como consecuencia de saltos hidráulicos. Se interpreta que una subida relativa del nivel del mar pudo condicionar el patrón de apilamiento del sistema de canal-lóbulo. Este estudio contribuye a entender los procesos sedimentarios que controlan la distribución de tamaños de grano y facies en depósitos de FSD de la zona transición canal-lóbulo, los cuales tienen un elevado interés en la industria de hidrocarburos ya que constituyen excelentes rocas almacén.

Palabras clave: turbiditas, canales y abanicos submarinos, transformación de flujo, Cadenas de Markov, Cuenca de Sorbas.

Geogaceta, 60 (2016), 87-90
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 12 de febrero de 2016
Revisión: 20 de abril de 2016
Aceptación: 20 de Mayo de 2016

Introducción

Los flujos de sedimentos marinos por densidad (FSD) son uno de los mecanismos más importantes de movilización de sedimentos, llegando a transportar hasta 10 veces la tasa anual de sedimento transportado por todos los ríos del planeta (Talling *et al.*, 2012). Los depósitos generados por los FSD incluyen un amplio rango de tipos de depósito. En los ambientes marinos profundos, los procesos sedimentarios ligados a los FSD controlan la distribución de facies y tamaño de grano en los depósitos resultantes. Este aspecto es muy importante en la exploración de hidrocarburos ya que puede condicionar la calidad (porosidad/permeabilidad) de un reservorio (Beard y Weyl, 1973).

Se presentan los resultados de un estudio sedimentológico de depósitos generados por FSD ligados a la transición canal-lóbulo submarino (ZTCL) en la Cuenca de Sorbas, SE España. Los objetivos son: 1) establecer un modelo sedimentario para los materiales estudiados; 2) entender cómo se produce la transformación de flujo en la ZTCL; y 3) encuadrar los resultados dentro del contexto regional de la cuenca.

Metodología y nomenclatura

Se realizó una cartografía geológica a escala 1:10.000 y se levantó una sección estratigráfica general de la zona de estudio. Se estudiaron un total de 555 capas distribuidas en tres secciones estratigráficas des-

critas estrato a estrato. El trabajo de campo se completó con la descripción petrográfica y análisis cuantitativo de 15 láminas delgadas. Se realizó un estudio estadístico mediante cadenas de Markov siguiendo la metodología de Powers y Easterling (1982). En esta contribución, se ha adoptado el esquema de clasificación de Talling *et al.* (2012) para la interpretación de los diferentes tipos de FSD y los depósitos resultantes.

Contexto geológico

La Cuenca de Sorbas es una cuenca intermontañosa situada en el sureste de España (Fig. 1). Su basamento está compuesto por materiales metamórficos y carbonatados de las Zonas Internas de la

Cordillera Bética. El relleno de la cuenca, compuesto por materiales carbonatados, detríticos y evaporíticos, comenzó durante el Mioceno medio y se extendió hasta el Cuaternario (Martín y Braga, 1994). Las unidades que integran el relleno muestran el paso desde ambientes marinos profundos, con depósitos de abanicos submarinos y facies de talud (objeto de estudio en este trabajo) a ambientes de plataforma somera y finalmente, el paso a medios continentales, con el depósito de facies fluviales y aluviales.

La zona de estudio se sitúa en los alrededores de Mizala (Fig. 1). Los materiales estudiados abarcan margas con intercalaciones de areniscas y conglomerados del Tortonense superior (Ott d'Estevou y Montenat, 1990) que corresponden al Miembro Gátar de la Formación Chozas (Völk y Rondeel, 1964). Los depósitos de grano grueso son más abundantes en la parte inferior de la unidad y hacia la parte alta los materiales son más margosos y las intercalaciones de areniscas disminuyen hasta desaparecer (Fig. 2).

Facies

Los materiales en las tres secciones estratigráficas levantadas (Fig. 2) se pueden dividir en 6 tipos de facies que se reconocen en toda la zona de estudio.

S1: Conglomerados matriz-soportados.

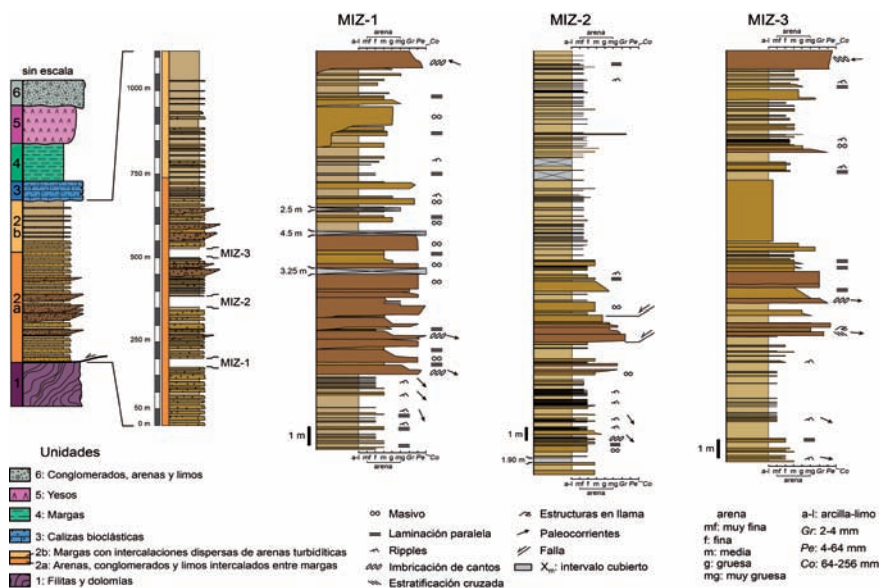


Fig. 2.- Columna estratigráfica general del área de estudio a la izquierda, con detalle ampliado de la unidad 2 sobre la que se focaliza la parte específica de este trabajo. A la derecha, se muestran las secciones estratigráficas levantadas. Ver figura en color en la Web.

Fig. 2.- General stratigraphic section of the study area (left) and zoomed detail of the unit 2 (the aim of this study). To the right, stratigraphic sections logged in detail. See colour figure on the Web.



Fig. 1.- Localización de la Cuenca de Sorbas (izquierda) y del área estudiada (derecha). Ver figura en color en la Web.

Fig. 1.- Location of the Sorbas Basin (left) and study area (right). See colour figure on the Web.

Abarcan conglomerados matriz-soportados, desde granules (2-4 mm) a pebbles muy gruesos (32-64 mm), y localmente bloques de escala métrica. Se organizan en estratos, generalmente con base erosiva, de espesores de decímetros a pocos metros. La granoclasificación puede ser masiva, normal o inversa, y el sedimento está por lo general pobremente seleccionado.

S2: Areniscas con gradación normal. Comprenden niveles tabulares de espesor decimétrico de arena media a muy gruesa. Localmente incorporan láminas centimétricas de grava. Suelen aparecer con granoclasificación normal, aunque también existen texturas masivas. Localmente presenta estratificaciones cruzadas en artesa.

S3: Areniscas masivas de grano fino. Incluyen areniscas finas a medias, bien seleccionadas, organizadas en cuerpos tabulares

de poco espesor (~5 cm de media). No suelen mostrar estructuras ni gradación en el tamaño de grano, presentándose de forma masiva a escala mesoscópica.

S4: Areniscas con laminación paralela. Están compuestas por areniscas generalmente de grano fino a medio, localmente hasta gravas finas. Aparecen formando estratos con geometría tabular de 5 a 20 cm de espesor. Se caracteriza por la presencia de laminación paralela de espesor milimétrico.

S5: Areniscas con laminación cruzada. Consisten en areniscas de grano fino a medio, en capas de < 15 cm de espesor, con buena o muy buena granoselección. Presentan laminación cruzada y laminación ondulada.

S6: Lutitas. Comprenden capas de espesor muy variado, desde pocos centímetros a metros. No presentan estructuras, aunque a veces se observa una laminación paralela milimétrica. Contienen abundante fauna de foraminíferos planctónicos.

Geometría de los depósitos

Los diferentes tipos de facies clásticas se agrupan en cuerpos sedimentarios lenticulares y cuerpos tabulares o ligeramente plano-convexos.

Los cuerpos lenticulares tienen base erosiva aunque sólo ligeramente canalizada, en ocasiones con amalgamaciones erosivas entre capas de areniscas y conglomerados sin limos intercalados. Estos depósitos tienen espesores de hasta varios metros y se extienden lateralmente decenas a cientos de metros, con una relación anchura/espesor de alrededor de 50:1. El material que forma estos cuerpos corresponde principalmente a las facies S1 y S2, aunque las facies S3, S4 y S5 aparecen en proporciones moderadas. Los cuerpos tabulares se agrupan en dos tipos: 1) cuerpos con una abundancia moderada a alta de facies are-

nosas amalgamadas o separadas por niveles poco potentes de limos. En estos cuerpos dominan las facies S3 a S5 sobre el resto de facies arenosas; 2) cuerpos con intercalaciones regulares y espaciadas de estratos poco potentes de facies S3 y S5 entre niveles limosos mucho más potentes. Los cuerpos tabulares tienen espesores de pocos metros a 10-15 m y centenares de metros de continuidad lateral.

Interpretación y modelo sedimentario

Las facies S1 se interpretan como debritas poco cohesivas depositadas a partir de flujos de derrubios. Las facies de arenas gradadas (S2) y laminadas (S4) se interpretan como depósitos emplazados por corrientes turbidíticas de alta densidad. Las facies S3 y S5 se interpretan como turbiditas de baja densidad. Las facies S6 representan el sedimento autóctono entre el que se intercalan las facies S1 a S5.

El modelo sedimentario que se interpreta a partir de las geometrías deposicionales y relaciones de facies observadas en el campo es el de un sistema de canal-lóbulo submarino. Los cuerpos lenticulares con base canalizada corresponden a los canales mientras que los cuerpos tabulares forman los lóbulos. La ausencia de *levees* y la morfología de canales muy abiertos con ratios anchura/altura relativamente altos (Weimer y Slatt, 2007) sugieren que los depósitos de los canales corresponden a una zona cercana a la ZTCL. En la ZTCL son frecuentes los saltos hidráulicos en el flujo de sedimento, los cuales van acompañados de una rápida disipación de la energía, una dilución del flujo y erosión local (Mutti y Normark, 1987). En los depósitos estudiados, el salto hidráulico en la ZTCL está reflejado por el cambio brusco de facies que componen los canales y lóbulos (Figs. 3A y B). Las facies asociadas a altas concentraciones de sedimento S1 y S2 (dominantes en los canales), se depositarían antes al producirse un salto hidráulico (Fig. 3A). La disminución de la concentración de sedimento como consecuencia del salto hidráulico favorecería la formación de flujos menos concentrados que construirían los lóbulos (facies S3 a S5; Fig. 3A). El depósito progresivo de sedimento desde la ZTCL por corrientes de turbidez de baja densidad o transición de corrientes de alta a baja densidad dio lugar a una diferenciación entre lóbulo proximal caracterizado por facies S3 y S4 y lóbulo distal caracterizado

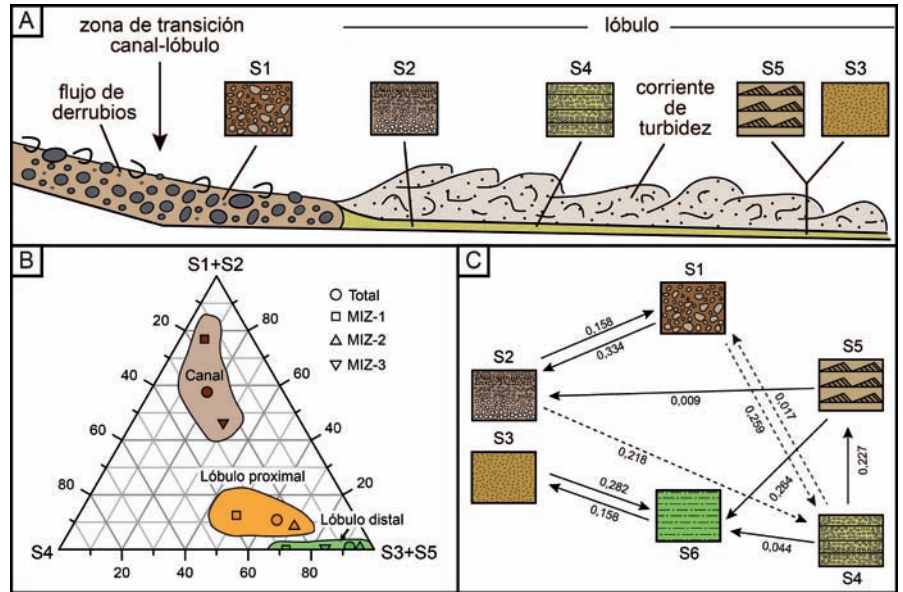


Fig. 3.- A) Esquema interpretativo de la transformación de flujo resultado del salto hidráulico producido en la ZTCL. B) Diagrama triangular mostrando la distribución de facies en cada elemento deposicional del sistema de canal-lóbulo de Mizala. Nótese la desconexión entre el campo correspondientes a los canales y lóbulos, la cual podría corresponder al salto hidráulico en la ZTCL. C) Esquema de las relaciones de facies obtenidas a partir del análisis de Markov. Ver figura en color en la Web.

Fig. 1.- A) Interpretative sketch showing the flow transformation resulting from the hydraulic jump at the channel-lobe transition zone. B) Ternary diagram showing the facies distribution within each depositional element in the Mizala channel-lobe system. Note the gap between the fields corresponding to channels and lobes, which may correspond to the hydraulic jump at the channel-lobe transition zone. See colour figure on the Web.

casi exclusivamente por facies S3 y S5 (Fig. 3B). Las zonas proximal y distal del lóbulo corresponden, respectivamente, a los cuerpos tabulares con pocas intercalaciones limosas y amalgamaciones de capas, y a los cuerpos tabulares con turbiditas de poco espesor intercalados regularmente entre niveles más potentes de limos.

El análisis de Markov para transiciones verticales de facies sugiere que puede existir una relación genética entre las facies (Fig. 3C). Las facies S1 tienen normalmente a techo facies de tipo S2, aunque también son frecuentes los cambios a S4. Esta relación podría resultar de la transformación de flujo, desde un flujo de derrubios a una corriente turbidítica de alta densidad. Esta transformación, la cual está probablemente relacionada con el salto hidráulico en la ZTCL, es un proceso muy común en los flujos de sedimento por densidad (Talling *et al.*, 2012). Las facies S4 están normalmente cubiertas por facies S5. Esta relación genética se explica por el depósito de las facies S4 por la parte concentrada del flujo en la parte basal, y de las facies S5 por la parte diluida del flujo en la parte superior, formándose entre ambas facies una ruptura en el tamaño de grano. Las facies S1 y S2

muestran una relación significativa entre sí, lo que sugiere que el paso de una a otra dentro de la misma capa se produce por una disminución de la densidad de flujo. Las transiciones entre las facies groseras, S1 y S2, a las facies con laminación paralela (S4) puede atribuirse a la transformación de un flujo de turbidez alta densidad en uno de densidad mucho menor.

Evolución del medio sedimentario y encuadre regional

La litología de los cantos conglomeráticos (gneises, esquistos y mármoles), el estudio petrográfico de las areniscas (abundante moscovita y fragmentos de esquistos) y los datos de paleocorrientes indican que el área fuente del sistema de canal-lóbulo de Mizala era el Complejo Nevado-Filábride, lo cual sitúa la paleolínea de costa durante el Tortonense tardío hacia el norte de la zona estudiada (Fig. 4). Las primeras interpretaciones de los materiales del Miembro Gátar que incluye los materiales estudiados situaban la zona de alimentación al oeste, procedente de un gran abanico submarino situado en la Cuenca de Tabernas (Ott d'Estevou y Montenat, 1990).

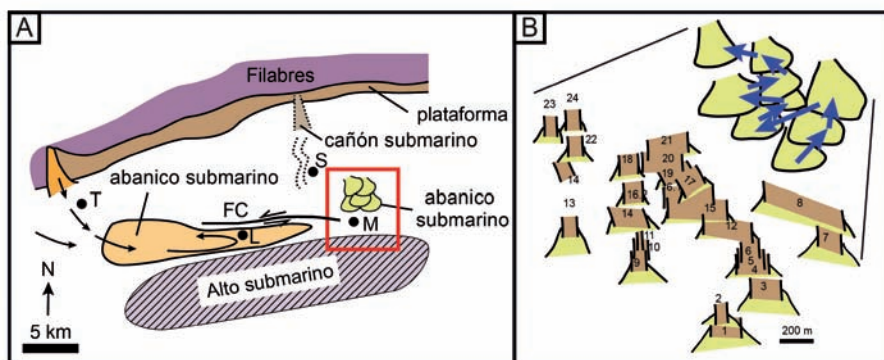


Fig. 4.- A) Esquema paleogeográfico de la Cuenca de Sorbas durante el Tortoniano tardío según Haughton (2001) y este estudio (T–Tabernas, S–Sorbas, L–Lucainena, M–Mizala, FC–Falla de Cantona). B) Distribución espacial y estratigráfica (indicada con números) de las transiciones de canal–lóbulo en el afloramiento de Mizala. Ver figura en color en la Web.

Fig. 1.- A) Paleogeographic sketch of the Sorbas Basin during the late Tortonian according to Haughton (2001) and this study (T–Tabernas, S–Sorbas, L–Lucainena, M–Mizala, FC–Cantona fault). B) Spatial and stratigraphic distribution (marked with numbers) of the channel–lobe transitions in the Mizala outcrops. See colour figure on the Web.

Haughton (2001) propuso que el aporte de sedimento desde el oeste no pudo llegar hasta zonas tan orientales como Mizala, en primer lugar, porque los depósitos de FSD situados al oeste de la cuenca son más modernos que los de Mizala y, en segundo lugar, debido a la presencia de la Falla de Cantona (Fig. 4A). Esta falla individualizó un depocentro en la parte occidental de la cuenca que impedía que los flujos movilizados desde el oeste alcanzasen el área de estudio. El esquema paleogeográfico aquí propuesto indica una procedencia de los materiales estudiados con componente norte y no oeste (Fig. 4A), lo que reforzaría la hipótesis de Haughton (2001).

La distribución espacial y estratigráfica de los canales (Fig. 4B), interpretados como próximos a la ZTCL, es consistente con un patrón de apilamiento compensatorio que caracteriza las zonas de abanicos submarinos medios (Pyles *et al.*, 2014). En esta zona son comunes las yuxtaposiciones longitudinales y laterales de los canales y lóbulos como consecuencia de los cambios en la posición de la ZTCL. En la vertical se observa, además, un patrón retrogradante de los canales dentro de la unidad estudiada, los cuales desaparecen completamente hacia techo. Este patrón retrogradante se podría atribuir a una subida relativa del

nivel del mar. Un ascenso del nivel del mar normalmente produce un atrapamiento del material terrígeno en la zona costera, por lo que el aporte de sedimento de grano grueso que puede ser removilizado hacia el talud y la cuenca disminuye, y también lo habría hecho, por tanto, la actividad en el sistema de canal–lóbulo. La curva eustática (Miller *et al.*, 2005) indica una etapa de subida entre los 8,5 y 8 Ma., la cual es consistente con la hipótesis de ascenso del nivel del mar para explicar la retrogradación del sistema de canal–lóbulo de Mizala.

Conclusiones

Las principales conclusiones obtenidas de este estudio son:

1. El modelo sedimentario interpretado es el de un sistema de canal–lóbulo correspondiente a una zona de abanico submarino medio, cuya fuente de alimentación se sitúa en el margen norte de la cuenca.
2. Se identifican ambientes de canal próximo a la ZTCL, lóbulo proximal y lóbulo distal, formados respectivamente por debritas, turbiditas de alta densidad y turbiditas de baja densidad.
3. La segregación de facies en la ZTCL se

interpreta como consecuencia de saltos hidráulicos a la salida de los canales.

4. Los depósitos de canal estudiados se disponen con un patrón retrogradante, posiblemente resultado de una subida relativa del nivel del mar que dio lugar a la reducción progresiva en el aporte de sedimento al sistema de canal–lóbulo.

Agradecimientos

Estudio financiado por el proyecto CGL2013-47236-P (Ministerio de Economía y Competitividad) y el FEDER. Agradecemos los comentarios constructivos de los revisores V. Pujalte, J.A. Morales y E. Schwarz.

Referencias

- Beard, D.C. y Weyl, P.K. (1973). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57, 349-369.
- Haughton, P. (2001). *Basin Research* 13, 117-139.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. (1994). *Sedimentary Geology* 90, 257-268.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, J.P., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. y Pekar, S.F. (2005). *Science* 310, 1293-1298.
- Mutti, E. y Normark, W.R. (1987). En: *Marine Clastic Sedimentology*, (J.K. Leggett y G.G. Zuffa, Eds.), Graham and Trotman, London, 1-38.
- Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1990). En: *Les bassins néogènes du domaine bétiqne oriental (Espagne)* (C. Montenat, Ed.), Documents et Travaux IGAL Paris 12-13, 101-128.
- Pyles, D.R., Strachan, L.J. y Jennette, D.C. (2014). *Geosphere* 10, 1104-1122.
- Powers, D.W. y Easterling, R.G. (1982). *Sedimentary Petrology* 52-3, 913-923.
- Talling, P.J., Masson, D.G., Summer, E.J. y Malgesini, G. (2012). *Sedimentology* 59, 1937-2003.
- Völk, H.R. y Rondeel, H.E. (1964). *Geologie en Mijnbouw* 43, 310-315.
- Weimer, P. y Slatt, R.M. (2007). *AAPG Studies in Geology*, Vol. 57, 862 p.