

— Finalmente cabe señalar, que las restituciones palimpásticas, restituyendo la componente de giro debida al emplazamiento diferencial de los mantos, puede modificar sustancialmente la dirección de las paleocorrientes, sin que ello suponga modificación en los modelos deposicionales propuestos.

El origen último de la secuencia Sollube es un tema en el que se sigue investigando y cuya resolución puede aportar nuevos datos sobre la paleogeografía Albiense y la evolución geodinámica de este sector de la cuenca Vasco-Cantábrica.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto de Investigación del Gobierno Vasco 89 Nº A11.

Referencias

- Robador, A. (1984): *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco.*
- Robles, S.; Pujalte, V. & García-Mondejar, J. (1988): *Rev. Soc. Geol. España.* vol 1 (3-4), pp. 409-441.
- Robles, S.; Pujalte, V.; Vicente Bravo, J. C.; & Quesada, S. (1989): *Volumen de Simposio del XII Congreso Español de*

- Sedimentología.* Leioa-Bilbao, 1989, pp. 177-186.
- Robles, S.; Vicente Bravo, J. C.; Quesada, S. & Pujalte, V. (1990): *Abstract Book, 13th Interational Congress.* Nottingham. England. pp. 574-575.
- Vicente Bravo, J. C.; Quesada, S.; Robles, S. & Pujalte, V. (1989): *Volumen de Simposio del XII Congreso Español de Sedimentología.* Leioa-Bilbao, 1989. pp. 187-196.
- Voort, H. B. (1963): *Geologischen Rundschau.* Bd, 53, seite 220-223.
- Wiedmann, J. & Boess, J. (1984): *Eclogae geol. Helv.* vol. 77. pp. 483-510.

*Recibido el 1 de enero de 1991
Aceptado el 1 de marzo de 1991*

Caracterización de las facies de la transición canal-lóbulo en la secuencia Jata del Flysch Negro (Albiense Superior norte de Vizcaya)

Characterization of the channel-lobe transition facies association of the Black Flyschjata sequence (Upper Albian, northern Spain)

J. C. Vicente Bravo y S. Robles

Dpto. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Fac. Ciencias. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Billbao

ABSTRACT

Channel-lobe transition deposits have not been well documented in the ancient record. The apparent continuous spectrum between the two end members involved, channel-fill and lobe deposits respectively, has left this facies association as the less well known in turbidite facies scheme. Detailed analysis of well outcropped sections has allowed the characterization of this poorly known facies association.

Key words: *Channel-lobe transition, Megaflute, Hummocky bedforms, hydraulic jumps.*

Geogaceta, 10 (1991), 72-75.

Introducción

Los depósitos de la transición canal-lóbulo han recibido poca atención en la literatura geológica, exceptuando algunas citas para sistemas turbidíticos en el Grupo Hecho (Mutti & Normark, 1987), Cuenca Piedmont (Cazzola *et al.*, 1981) y el Flysch Negro de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Vicente Bravo *et al.*, 1989, 1990). Su posición ambiental, intermedia entre conjuntos de facies más establecidos, i.e., facies de relleno de canal y facies de lóbulo, han favorecido la fusión de los depósitos de la transición canal-lóbulo en un espectro continuo de facies entre los términos comentados.

Estudios detallados, junto a un estudio objetivo de las geometrías de las formas erosionales y deposicionales, han permitido caracterizar estos depósitos en términos de una asociación de facies con identidad propia. Al mismo tiempo las conclusiones extraídas permiten clarificar la distinción de verdaderos cuerpos de canal, i.e. «cuerpos discretos con caracteres erosionales comunes, que muestran rasgos de haber constituido pasillos de transporte preferente de sedimento hacia cuenca», de aquellos cuerpos con geometría similar, pero que no constituyen verdaderos canales.

Estudios en ambientes actuales para análogos del margen californiano

(Normark, 1979), describen áreas con rasgos fisiográficos (formas de mesotopografía), coincidentes en geometría, pero de un orden de magnitud inferior, a las propuestas por nosotros para la transición canal-lóbulo. La situación areal de estas formas se sitúa en la interfase entre los canales turbidíticos y las zonas de suprafan, coincidente con la transición canal-lóbulo en ambientes antiguos.

Situación geológica

La sección estudiada pertenece a la secuencia turbidítica Jata (Robles *et al.*, 1989), de edad Albiense, situada

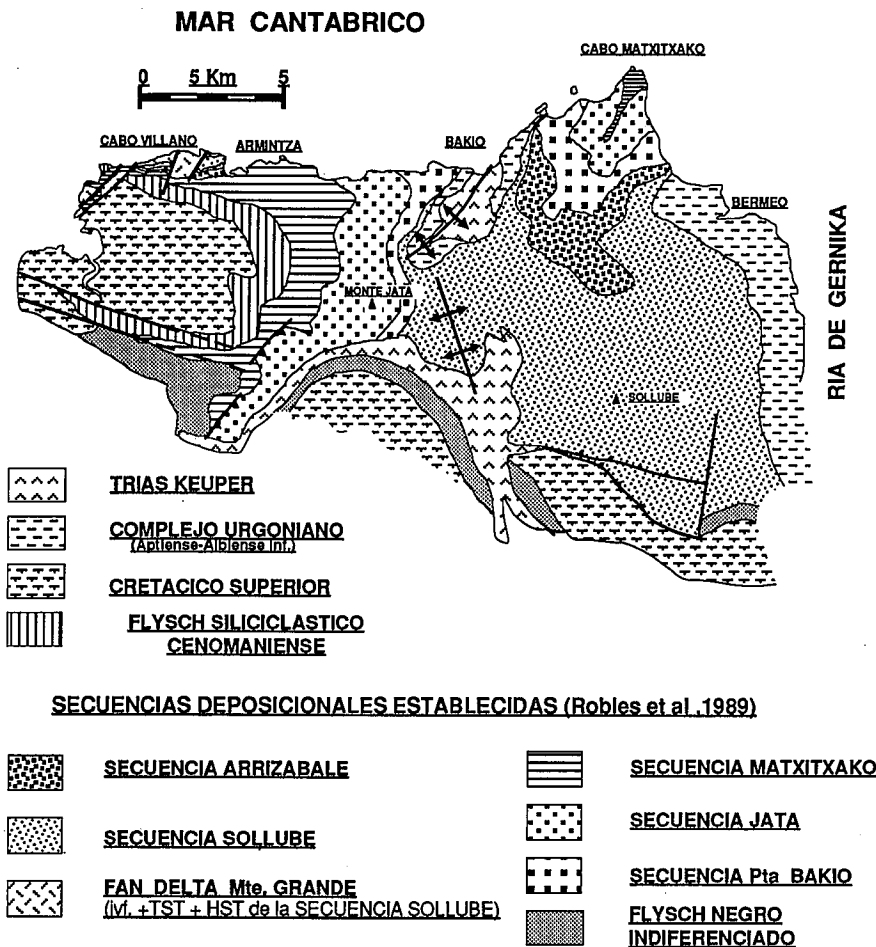


Fig. 1.—Cartografía de secuencias en la zona de estudio.

Fig. 1.—Sketch map of depositional sequences in the studied area.

en el extremo noroccidental del Arco Vasco, entre las localidades de Bakio y Armintza (norte de Bizkaia, fig. 1). Esta secuencia constituye una unidad turbidítica siliciclástica con términos granulométricos gruesos, integrada en el Flysch Negro de procedencia septentrional (Robles *et al.*, 1989). Presenta un claro carácter retrogradacional, situándose las facies de transición canal-lóbulo entre depósitos de relleno de canal, localizados en la base, y facies de lóbulo bien establecidas hacia el techo de la secuencia.

El afloramiento estudiado en detalle se sitúa en acantilado costero, presentando unas excelentes condiciones para el estudio de secciones transversales y longitudinales al régimen de paleocorrientes.

Caracterización

Los depósitos de la transición canal-lóbulo han sido caracterizados en

términos de las facies turbidíticas presentes (sensu Pickering *et al.*, 1986), y especialmente en base a la geometría tridimensional de las formas erosivas y deposicionales. Las formas erosivas y deposicionales, por sí solas, también pueden estar presentes en dominios de complejo de canal turbidítico (Vicente Bravo *et al.*, *in press*), por lo cual las propias facies son definitivas para la caracterización de este subambiente turbidítico.

Los rasgos faciológicos característicos son la alternancia de areniscas masivas amalgamadas (B11, A14), ocasionalmente con estructuras de tipo carpet-traction (B21), alternando con limos organizados (D22, D23) y areniscas organizadas minoritarias (turbiditas clásicas tipo C2). También aparecen depósitos caóticos (debris flows, slumps), restringidos a rellenos de «scours». Todos estos términos no presentan ciclos evidentes, si bien se intuye algún ciclo negativo. La continuidad lateral de las capas areniscosas

es limitada, bien por causa deposicional, bien debido a truncaciones erosivas por eventos erosionales posteriores.

Respecto a los rasgos erosionales y deposicionales que caracterizan a esta asociación, se distinguen:

Formas erosivas muy abundantes, desde cicatrices erosivas con tapices lutíticos y capas «canalizadas» relacionadas con fenómenos de «cut and fill», hasta grandes formas con geometría de megaflyte con vacíos erosionales de 5 metros de profundidad y 20 metros de anchura en sección transversal al flujo. La geometría de megaflyte puede ser verificada sólo cuando se estudian secciones longitudinales al flujo, en las que se observa que los aparentes canales en sección transversal desarrollan la típica «cabeza de flyte» en perfil longitudinal (fig. 2 y 3), lo cual demuestra la nula conexión con un pasillo de transporte que nutra el canal. Cuando este aspecto no puede ser demostrado por no disponer de una sección paralela al flujo, el término «channel-like» es utilizado.

El relleno de estas formas erosivas viene determinado por una alternancia de areniscas y limos. Las capas de arenisca se acuñan progresivamente contra los márgenes del Scour, mientras los limos y lutitas «tapizan» de un modo más uniforme la cicatriz y su relleno. A menudo estos grandes scours actúan a modo de trampas para depósitos caóticos o sedimentos en términos granulométricos más gruesos, intercalándose a modo de lentes dentro de estas depresiones erosivas. Este último fenómeno se relaciona con la pérdida de competencia que sufre la corriente de turbidez, cuando viaja sobre estas formas de relieve negativo. Este efecto se observa con frecuencia en los pequeños flytes situados en la base de las capas turbidíticas clásicas.

Formas deposicionales: A varias escalas se desarrollan formas del lecho complejas, compuestas por areniscas/gravas organizadas que en sección longitudinal muestran el aspecto de dunas laxas de tipo simétrico. Sin embargo, en sección transversal y más evidentemente en planta, presentan geometrías de tipo «hummocky» con relieves positivos de origen deposicional de hasta 0,5 metros (desde la cota superior del domo a la cota inferior de la cubeta). Las capas tienen un espe-

sor de hasta 1 metro. El relieve deposicional de cada forma tiende a ser suavizado por la siguiente, resultando en ciclos de compensación a pequeña escala. Internamente estas capas presentan una estratificación paralela/sinuosa definida por variaciones granulométricas de grava/arena, cuyas láminas tienden al paralelismo con el techo de la forma deposicional, aunque también se dan estratificaciones cruzadas de muy bajo ángulo. En ocasiones aparecen asociadas a formas erosivas de tipo megaflute, por lo cual puede existir alguna ligazón genética entre ambas.

Otros caracteres típicos de la transición canal-lóbulo son los depósitos de tipo «lag» como los gravel nest, clay-chip lags, etc. relacionados con procesos de retrabajamiento del sustrato por corrientes erosivas, generando intraclastos y seleccionando aquellas clases granulométricas que la corriente turbidítica es capaz de removilizar. Debido a los fenómenos de «cut and fill», son típicas las estructuras de tipo impacto, con estratos contorsionados e intraclastos a favor de superficies de amalgamación entre capas de arenisca.

Significado genético y discusión

Cabe destacar que los depósitos de la transición canal-lóbulo han de entenderse como un conjunto definido en parte por las facies constituyentes, pero caracterizado por una serie de fenómenos erosivos y deposicionales que imprimen un carácter tipificador al conjunto de facies a las que afectan.

Las formas de tipo megaflute tendrían origen en flujos muy turbulentos y expansivos en un contexto hidrodinámico característico del salto hidráulico (Mutti *et al.*, 1987), si bien en nuestra opinión, la «teoría del defecto» (*Defect theory*, Allen 1971), que sugiere el agrandamiento de relieves negativos previos por corrientes turbidíticas de gran poder erosivo, puede explicar el origen de estas formas.

Las capas de tipo «hummocky» presentan un origen incierto puesto que para algunos autores representan formas erosivo-deposicionales (Normak, 1979), mientras que para otros son formas erosionales puras. En nuestra opinión el origen de estas for-

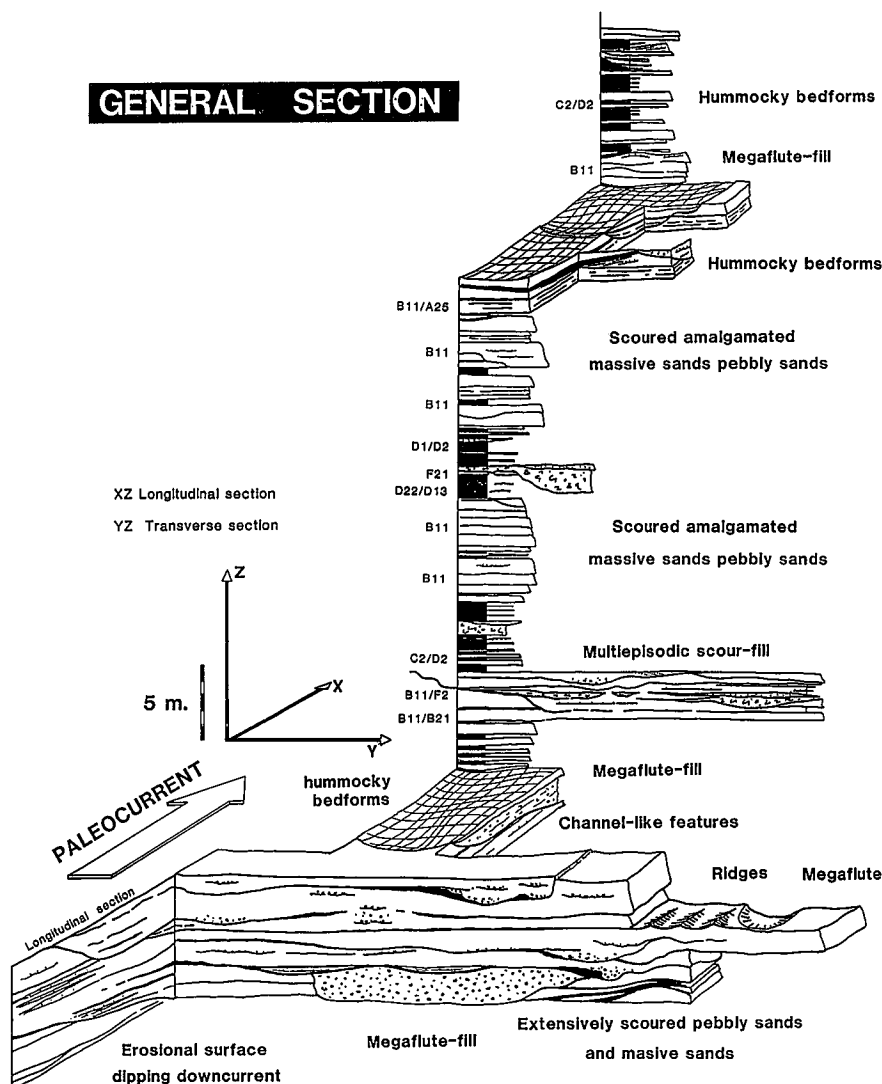


Fig. 2.—Columna detallada con modelos tridimensionales de las formas erosivas y deposicionales de la transición canal-lóbulo.

Fig. 2.—Detailed section with tridimensional pattern of depositional and erosional features of the channel-lobe transition deposits.

mas puede tener varias causas. La relación física con megaflutes sugiere la creación de sombras de presión en las partes frontales de los megaflutes, como consecuencia de flujos secundarios, inducidos por el relieve negativo de éstos. En ocasiones, la compensación de relieve por geometrías deposicionales o erosivas previas también provoca un suavizado del fondo, creando geometrías deposicionales de tipo hummocky. Un último origen puede deberse al salto hidráulico que los flujos turbidíticos sufren cuando evolucionan de flujos confinados a expansivos. En este contexto, fenómenos erosivo-deposicionales debido a la creación de flujos secundarios a gran escala darían lugar a las formas de

tipo hummocky. Los otros rasgos característicos de la transición canal-lóbulo (depósitos residuales, lags, etc.), indican fenómenos de tipo by-passing y winnowing.

Sugerimos un ambiente hidrodinámico caracterizado por flujos muy turbulentos con gran capacidad erosiva, debidos al salto hidráulico que sufren las corrientes turbidíticas al evolucionar desde flujos confinados en el thalweg del canal a flujos más expandidos (Mutti & Normark, 1987). Nosotros consideramos que estos saltos hidráulicos también pueden tener origen en procesos de separación de flujo provocado por el relieve erosional y deposicional que caracteriza a este subambiente.

Mesotopography scale

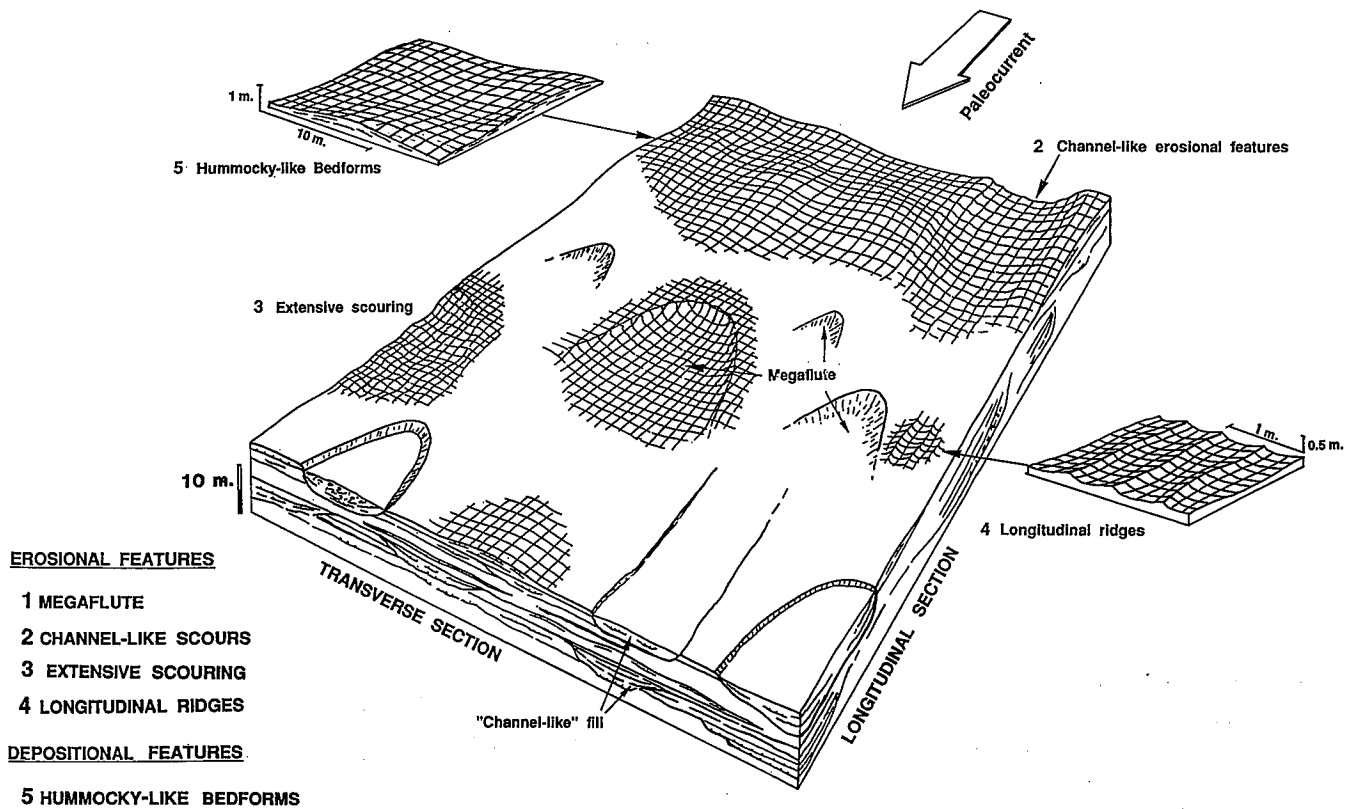


Fig. 3.—Formas características de la transición canal-lóbulo.

Fig. 3.—Characteristic features found in the channel-lobe transition deposits.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto de Investigación el Gobierno Vasco 89 N^o A11.

Referencias

Allen, J. R. L. (1971): *Sedim. geol.*, 5, 167-385.
 Cazzola, C.; Fonessu, F.; Mutti, E; Ram-

pone, G.; Sonnino, M. & Vigna, B. (1981): F Ricci Lucci ed. *Excursion guidebook, 2nd, I. A. S. Eur. Reg. Meet.*, Bologna, pp. 5-56.
 Mutti, E. & Normark, W. R. (1987): J. K. Legget & G. G. Zuffar eds. *Marine Castic Sedimentology*. (Graham & Tritman, 1987), pp. 1-38.
 Normark, W. R., Piper, D. J. R. & Hess G. R. (1979): *Sedimentology*, 26, 749-774.
 Pickering, K.; Stow, D.; Watson, M. & Hiscott, R. (1986): *Earth Sci. Reviews*, 23 pp. 513-516.

Robles, S.; Pujalte, V.; Vicente Bravo, J. C. & Quesada, S. (1989): *Volumen de Simposio del XII Congreso Español de Sedimentología*. Leioa-Bilbao, 1989, pp 177-186.
 Vicente Bravo, J. C.; Quesada, S.; Robles, S. & Pujalte, V. (1989): *Volumen de Simposio del XII Congreso Español de Sedimentología*. Leioa-Bilbao, 1989, pp. 187-196.re.

Recibido el 1 de enero de 1991
 Aceptado el 1 de marzo de 1991