

Facies estuarinas en el Albiense superior de Cabo Quintres (Cantabria, región Vasco-Cantábrica occidental)

Estuarine facies in the Late Albian of Cabo Quintres (Cantabria, Basque-Cantabrian Region)

M. A. López-Horgue^(*), A. Aranburu^(**), P. A. Fernández-Mendiola^(**) y Joaquín García-Mondéjar^(**)

^(*)Departamento de Ingeniería Minera y Metalúrgica y Ciencia de los Materiales. Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Minera. Colina de Beurko s/n, 48901 Barakaldo (Bizkaia).

^(**)Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea. Apdo. 644, 48080 Bilbao.

^(**)Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea. Apdo. 644, 48080 Bilbao.

ABSTRACT

The Late Albian siliciclastic series of Cabo Quintres (Bielba-Formation) display an internal stratigraphic architecture made up of lithosomes of sandstones and silty mudstones up to ten metres thick and more than one hundred metres wide. They are arranged in coarsening and thickening upward successions bounded by marine flooding surfaces, representing the advance and return of estuarine channels on estuary-mouth subtidal areas. Groups of these successions are bounded by marine flooding surfaces (characteristics of parasequences) which present hardground development and high grade of bioturbation. Those groups are considered to have formed in response to events of transgression and regression. The Río Miera palaeogeographic deep-structure, situated to the west of the studied area, was responsible for a greater subsidence to the east (Cabo Quintres), and possibly caused relative sea-level rising pulses in the area, which were in the origin of the parasequences.

Key words: channel, estuary, parasequence, ichnofacies, Late Albian, transgression, regression, Basque-Cantabrian Region, Spain.

Geogaceta, 30 (2001), 75-78

ISSN:0213683X

Introducción y marco estratigráfico

La serie del Cabo Quintres (Cantabria) constituye un conjunto arenoso y lutítico intercalado estratigráficamente entre las calizas urgonianas del Cabo de Ajo y las calcarenitas y margas del Cretácico superior de Galizano. Pertenece al Complejo arenoso Supraurgoniano de Rat (1959) y ha sido descrita con la sigla C5²⁻¹₁₆₋₂₁ en la hoja de Santander (35) de la Serie Magna (IGME). También se integra en la Formación Bielba definida por García-Mondéjar y Pujalte (1982). Su edad abarca desde el Albiense superior hasta el Cenomaniense inferior.

Estructuralmente, el área de estudio se localiza en el Dominio Periasuriano de Feuillée y Rat (1971) y constituye parte del flanco oriental del sinclinal de Ribamontán al Mar. Datos de subsuelo, sin embargo, revelan la existencia de importantes cabalgamientos y escamas tectónicas de vergencia norte en el sector de Ajo, que causan la repetición vertical de la se-

rie albiense hasta en tres ocasiones (Cámara Rupelo, 1989).

Paleogeográficamente, el área del Cabo Quintres constituyó un surco siliciclástico adyacente a zonas de plataforma carbonatada localizadas en áreas de paleoalto relativo (Formación Barcenaciones; García-Mondéjar, 1982). La parte final de la Formación Bielba (extremo techo del Albiense superior y base del Cenomaniense inferior) habría correspondido a una unidad enteramente terrígena, no limitada por carbonatos adyacentes (Siliciclastic Unit -Santillana Delta-de Wilmsen, 1997). La potencia de la Formación Bielba aumenta considerablemente hacia el Este a partir de la estructura sinclinal N-S conocida como flexura de Río Miera (Rat, 1959; Figura 1), pasando de 250 m en Santillana a 750 m en la zona de Cabo Quintres.

La serie de Cabo Quintres, descrita aquí mediante sedimentología de facies por primera vez, está compuesta por un apilamiento repetitivo de secuencias negativas estrato y granocrecientes, separa-

das por superficies de inundación marina. Estas secuencias son de espesor métrico, de entre 5 y 10 m, y a su vez forman grupos de hasta 20 m de potencia. El objetivo de este trabajo es la caracterización sedimentológica y de icnofacies de dos de estas secuencias, las cuales forman el grupo básico de apilamiento de dicha formación en esta zona; sus caracteres permiten atribuir las a un ambiente de transición estuarino.

En los materiales estudiados se han distinguido *Orbitolina (Mesorbitolina) subconca* Leymerie y *O. (M.) aperta* (Erman), las cuales indican, en conjunto, una edad Albiense superior, parte inferior (equivalente a la Zona de ammonites de *Mortoniceras inflatum*, en el sentido de Owen, 1984).

Sedimentología

En la figura 2 se resume la litología y la interpretación sedimentológica de los materiales estudiados mediante facies descriptivas, las cuales son tratadas a continuación.

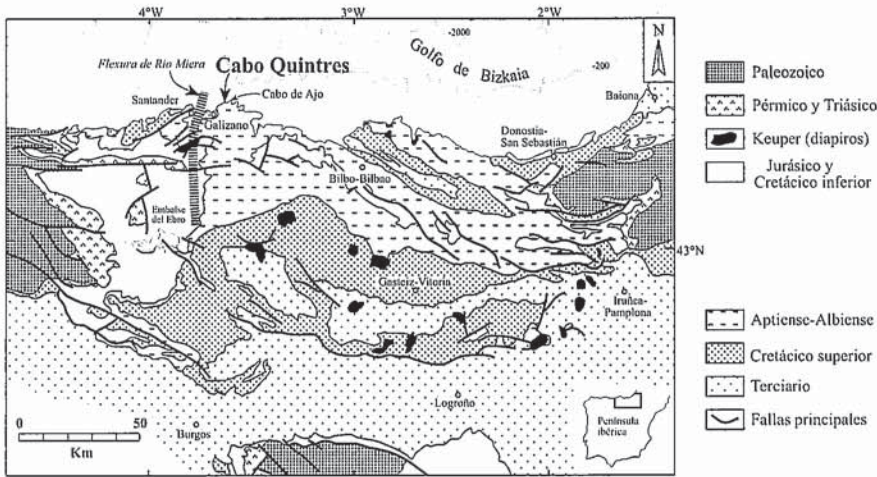


Fig. 1. Mapa geológico simplificado de la Cuenca Vasco-Cantábrica con indicación de la zona estudiada de Cabo Quintres.

Fig. 1. Simplified geological map of the Basque-Cantabrian Region with location of the studied Cabo Quintres area.

Areniscas con estratificación cruzada de surco (A)

Estas areniscas de grano fino-medio se organizan en sets de espesor decimétrico y extensión lateral métrica, separados por tapices de lutita con cantos planos milimétricos de carbón y masas de ámbar de hasta 15 cm; los contactos entre sets son frecuentemente erosivos (superficies de reactivación), llegando a eliminar el material lutítico. A su vez, estos sets forman una estratificación cruzada a gran escala. En conjunto, las areniscas se disponen de manera neta y a veces erosiva sobre facies limolíticas, areniscas con HCS (estratificación cruzada tipo hummocky) o sobre areniscas similares. Contienen *Ophiomorpha*, generalmente vertical, así como otras galerías oblicuas. En techos relacionados con superficies de discontinuidad se presentan colonias de organismos bentónicos, tales como orbitolinas, corales, equínidos regulares y pelecípodos, extensas redes de galerías atribuidas a *Thalassinoides*, y apreciable nodulización. En uno de los casos (s.i.-3), la red de galerías se entrecruza repetidamente y se encuentra deformada por nodulización, llegando a abarcar los 50 cm finales de la capa.

Esta facies se interpreta como el depósito de arena litoral sometida a corrientes canalizadas. La colonización por organismos bentónicos sugiere abandono del canal y la instauración de condiciones marinas no energéticas. La nodulización e intensa bioturbación en algunos techos sugiere creación de *hardgrounds*. La presencia de masas de ámbar de tamaño importante sugiere proximidad de sistemas fluviales mientras el sistema está activo.

Ophiomorpha se incluye en la icnofacies de *Skolithos*, típica de ambientes marinos de litorales a infralitorales y desarrollada en sustratos móviles que sugieren un medio energético (Frey *et al.*, 1990).

Las paleocorrientes medidas en las láminas de los sets son casi perpendiculares a las paleocorrientes medidas en estratificación a gran escala, sugiriendo migración lateral de canales para estas últimas. Facies canalizadas en medios de transición, con la litofacies y biofacies descritas, se forman comúnmente a partir de corrientes intermitentes dentro de un ambiente de estuario.

Areniscas con estratificación cruzada sigmoidal (B)

Se organizan en sets de orden decimétrico con laminación cruzada sigmoidal y laminación cruzada de ripple de corriente (en ocasiones de oleaje). Internamente, estos sets presentan *bundles* de milimétricos a centimétricos. A mayor escala, los sets están separados por tapices lutíticos y se organizan en un único cuerpo de algo más de 2 m de espesor, con estratificación cruzada sigmoidal (Mutti *et al.*, 1985). El *bottomset* de este litosomo es heterolítico (arena-limo) y presenta abundante bioturbación (*Planolites*). Hacia *foreset*, las capas aumentan de espesor, disminuyendo bruscamente el grado de bioturbación y produciéndose el relevo a *Skolithos* de distinto grosor. Paleocorrientes medidas en los sets (N20-30E) son ligeramente oblicuas a las paleocorrientes de la estratificación cruzada mayor (N50-60E). Ello sugiere que hubo una forma del lecho mayor, cuya cresta debía formar un pequeño ángulo respecto a los flujos princi-

pales. Se interpreta como una barra arenosa afectada por corrientes de marea en una zona de boca de estuario. Barras con orientación oblicua similar son típicas en estuarios y plataformas terrígenas someras (Dalrymple, 1992).

Areniscas con estratificación cruzada Hummocky (C)

Se presentan principalmente en la base de las areniscas anteriormente comentadas. Forman sets de areniscas de grano fino a medio de 5 a 20 cm de espesor, separados por superficies erosivas. Presentan *Ophiomorpha* y galerías oblicuas no identificables. Se atribuyen a retrabajamiento por tormentas (Dott y Bourgeois, 1982) de material arenoso acarreado por canales estuarinos. Su ambiente más probable es de bajío (*shoal*) situado hacia la parte abierta al mar de un canal de marea, quizás de núcleo de crecimiento de isla barrera o de espigón arenoso (*spit*), a modo de barra de boca de distribuidor barrida por el oleaje.

Areniscas bioturbadas (D)

Sólo se ha distinguido una capa, entre limolitas arenosas. Está formada por areniscas de grano fino con un grado de bioturbación intenso y homogéneo que oblitera cualquier estructura primaria; las trazas son similares a las de las limolitas encajantes (*Teichichnus*), aunque predominan galerías oblicuas y subhorizontales. Su base es neta, aunque modificada por bioturbación. Se interpreta como un depósito de canal estuarino abandonado.

Limolitas arenosas intensamente bioturbadas (E)

Constituyen la parte inferior de las secuencias negativas arriba mencionadas. Su intenso y uniforme grado de bioturbación oblitera casi siempre estructuras primarias, dejando entrever pequeños tramos laminados inconexos. No obstante, algunos tramos limolíticos presentan capas milimétricas de areniscas de grano muy fino con laminación ondulada y micro-HCS de gran continuidad lateral; en estos casos, la bioturbación no llega a modificar totalmente la laminación. Las trazas fósiles encontradas se agrupan en la icnofacies de *Cruziana*; *Chondrites*, *Teichichnus*, *Asterosoma*. Esta icnofacies es muy común en medios marinos de infralitorales a circalitorales someros, por debajo del nivel de oleaje mínimo y por encima del nivel de oleaje máximo (Frey *et al.*, 1990).

Discusión

El paso de facies limolíticas a arenosas en las secuencias estudiadas representa un cambio a condiciones más energéticas en el medio, lo cual, a su vez, refleja condiciones de estrés para los organismos habitantes. Ambientalmente, se pasa de la icnofacies de *Cruziana* a la de *Skolithos*, con pérdida de diversidad de icnogéneros. La baja diversidad y el dominio de trazas fundamentalmente verticales (*Ophiomorpha*) que se observa en las areniscas son características típicas de las asociaciones icnológicas de medios marginales marinos (e. g., estuarios; Pemberton y Wightman, 1992). El cambio en las icnofacies sugiere una somerización desde zonas de *offshore-lower shoreface* a zonas litorales (*upper shoreface*). La yuxtaposición de las icnofacies comentadas, así como la presencia de icnogéneros con tamaño reducido (e. g. *Thalassinoides* y *Skolithos*) son asimismo características de icnofacies de medios estuarinos (Ekdale et al., 1984; Wightmann et al., 1987).

El ámbar, asociado sobre todo a los canales estuarinos, apoya el carácter proximal de éstos y su cercanía a costa; el tamaño de algunos cantos de ámbar (15 cm) sugiere un retrabajamiento mínimo. La presencia de superficies de reactivación, *mud drapes* y *bundles* son características comunes en medios con dominio mareal (e. g. Dalrymple, 1992). La influencia del oleaje es subordinada, dada la escasez de estructuras claramente relacionadas (e. g. *ripples* de oleaje). Sin embargo, el oleaje de tormenta parece importante en momentos concretos en zonas de *offshore-lower shoreface*, donde llega a modificar las barras arenosas. De esta manera, se observa en la vertical el paso de medios submareales, con cierta acción de oleaje de tormenta, a medios claramente dominados por corrientes de marea. Las secuencias observadas responden, por tanto, a la progradación de canales arenosos estuarinos y barras adyacentes sobre zonas heterolíticas marinas litorales abiertas, dentro de la parte distal de un complejo estuarino. *Tidal sand bars* ligeramente oblicuas a las corrientes de marea (e. g., m 10-12 de la sección estudiada) son comunes en bocas de estuario (e. g., Dalrymple, 1992). Este tipo de tendencias progradantes han sido clásicamente citadas en los denominados deltas mareales, término sinónimo de estuario mareal, ya que ambos son casi exclusivamente transgresivos (Walker, 1990).

Las superficies limitantes de las dos secuencias (s.i.-1, s.i.-2 y s.i.-3) se siguen lateralmente durante al menos 300 m,

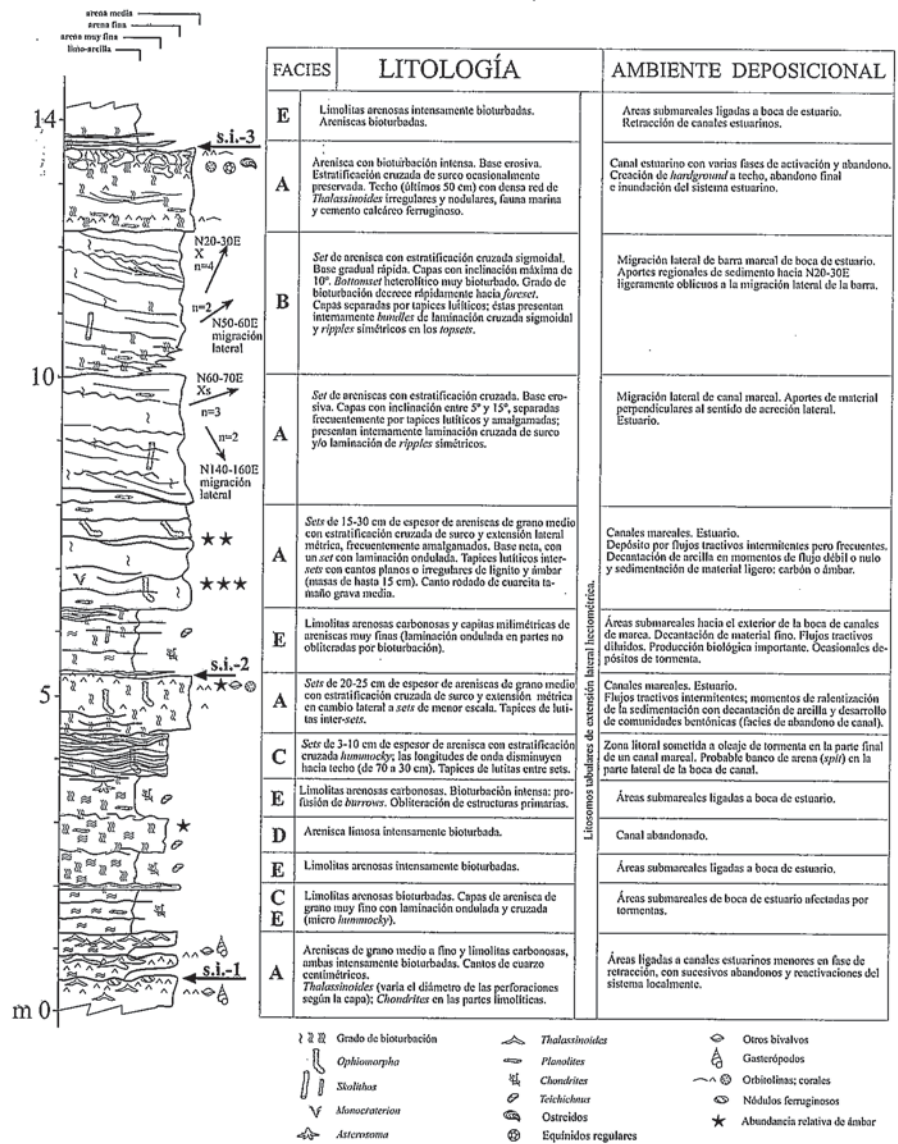


Figura 2. Columna de detalle de la Formación Bielba en sus afloramientos de Cabo Quintres, en la que se resumen las características litológicas y ambientales de sus facies.

Fig. 2. Detailed section of Bielba Formation in the Cabo Quintres area with a brief lithological description and environmental interpretation of its facies.

dando una idea de su validez areal. Estas superficies se consideran superficies de inundación marina en base al incremento batimétrico que conllevan (Van Wagoner et al., 1990), por lo que las secuencias pueden ser denominadas parasecuencias en terminología de *sequence stratigraphy*. Éstas se agrupan según el rango de las discontinuidades limitantes. Las superficies limitantes del grupo (s.i.-1 y s.i.-3) aparecen a techo de canales estuarinos y en la base de tramos originados por retracción rápida de los mismos (cuerpos estratodecrecientes); presentan *hardgrounds* (nódulos ferruginosos, bioturbación intensa), indicativo de subidas relativas del nivel del mar y de creación de superficies no deposicionales con hiato (origen alocíclico). De manera diferente,

la superficie de techo de la primera parasecuencia (s.i.-2) presenta menor grado de bioturbación, sin creación de *hardgrounds* ni tramo de retracción de canales; este hecho sugiere un periodo menor sin depósito y, por tanto, un rango menor que las anteriores. El origen de esta última podría estar en causas autocíclicas, tales como abandono de canal por deriva lateral del mismo o cambio del régimen de aporte sedimentario, o quizás, en causas alocíclicas de menor rango, tales como una subida relativa menor del nivel del mar. En cualquier caso, hay que tener muy en cuenta el condicionante tectónico, ya que la zona estudiada se comportó como un área de mayor subsidencia, al este de la estructura paleogeográfica de Río Miera.

Según Arnott (1995), los cuerpos de retracción de canales como los aludidos anteriormente representan depósitos en condiciones transgresivas, previos a la instauración de registros regresivos en la parte superior de las parasecuencias. De esta manera, las parasecuencias comprenden una sucesión completa transgresivo-regresiva.

A mayor escala, los estuarios se consideran generalmente desarrollados en etapas transgresivas formando parte del *Transgressive System Tract* y, por tanto, estas parasecuencias habrían formado parte de un cortejo de ese tipo. No obstante, tendencias similares de origen estuarino son citadas por Van Wagoner (1995) como componentes del *Lowstand System Tract*. En cualquier caso, está en curso la distinción de discontinuidades mayores (límites de secuencia) que ayudarán a comprender mejor la estratigrafía de secuencias de la zona de estudio. Asimismo, no se ha obtenido, por el momento, una resolución bioestratigráfica lo suficientemente precisa como para correlacionar este sistema con plataformas carbonatadas equivalentes en el Sur (*e. g.*, área de Soba-Karrantza; García-Mondéjar y Fernández-Mendiola, 1998; López-Horgue, 2000), para así ver su posible pertenencia a uno u otro cortejo sedimentario.

Conclusiones

- Se describen por vez primera las unidades básicas que constituyen la Formación Bielba en la zona de Cabo Quintres, en la comunidad de Cantabria.

- Se han distinguido cinco facies principales: (A) Areniscas con estratificación cruzada de surco, atribuidas a canales de estuario; (B) Areniscas con estratificación cruzada sigmoidal, atribuidas a migración de barras de boca de estuario; (C) Areniscas con estratificación cruzada *Hummocky*, de boca de estuario con retrabajamiento por tormentas; (D) Areniscas bioturbadas, de canal abandonado; y (E) Limolitas arenosas bioturbadas, de áreas submareales fuera de canales activos.

- Las unidades descritas están limitadas a techo y muro por superficies de inundación marina, y están formadas principalmente por la progradación de canales arenosos estuarinos sobre materiales limoso-arcillosos de boca de estuario. Pueden describirse como parasecuencias.

- Hay superficies de inundación marina de rango mayor que sugieren un hiato más importante (*hardgrounds*), sobre las que se implantan facies de canales estuarinos distales. Su origen se atribuye a causas aloclílicas, tales como variaciones relativas del nivel del mar de índole local, originadas en último término por tectónica (estructura de Río Miera).

- Una superficie de inundación de menor rango pudo tener origen autocíclico, tal como deriva lateral de canal o variación de aporte sedimentario.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la ayuda a grupos de investigación de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea 121.310-G39/98 y el proyecto del Ministerio de Educación y Ciencia PB98-0237.

Referencias

- Arnott, R. W. C. (1995): *Jour. of Sed. Res.*, B65 (1), 1-6.
- Cámara Rupelo, P. (1989): En *Libro Homenaje a Rafael Soler*. Asoc. Geol. y Geof. Esp. del Petróleo, Madrid, 27-35.
- Dalrymple, R. W. (1992): En *Facies Models, Response to sea level change*. Geol. Ass. of Canada, 195-218.
- Dott, R. H. y Bourgeois, J. (1982): *Bull. of the Geol. Soc. of America*, 93, 663-680.
- Ekdale, A. A., Bromley, R. G. y Pemberton, S. G. (1984): *Ichnology: trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. SEPM, Tulsa, 317 pp.
- Feuillée, P. y Rat, P. (1971): En *Historie structurale du Golfe de Gascogne*. Publ. de l'Inst. Français du pétrole, Collec. colloques et séminaires vol. 22,

Technip, Paris, 1-48.

- Frey, R. W., Pemberton, S. G. y Saunders, T. D. A. (1990): *Jour. of Paleont.*, 64, 155-158.
- García-Mondéjar, J. (1982): En *El Cretácico de España*, A. García (ed.). Univ. Compl., Madrid, 63-84.
- García-Mondéjar, J. y Fernández-Mendiola, P. A. (1998): *15th IAS Int. Sed. Congress, Excursión B1*, 173-195.
- García-Mondéjar, J. y Pujalte, V. (1982): En *El Cretácico de España*, A. García (ed.). Univ. Compl., Madrid, 84-88.
- IGME. (1976): *Mapa geol. de Esp. 1:50.000, Santander (35)*. Serv. Publ. Minist. Indust. y Ener., Madrid.
- López-Horgue, M. A. (2000): *Tesis Doctoral inédita*, Univ. País Vasco/Eusk. Herr. Unib., 264 pp.
- Mutti, E., Rossel, J., Allen, G. P., Fonesu, F. y Sgavetti, M. (1985): En *Excursion Guidebook, 6th Europ. Reg. Meet. IAS*, Lérida, M. D. Mila y J. Rossel (eds.), 579-600.
- Owen, H. G. (1984). *Cret. Res.*, 5, 329-344.
- Pemberton, S. G. y Wightman, D. M. (1992): En *Applications of ichnology to petroleum exploration*, S. G. Pemberton (ed.). Core workshop 17, SEPM, Tulsa, 141-167.
- Rat, P. (1959): *Thèse publ. Université de Dijon*, XVIII, 525pp.
- Van Wagoner, J. C. (1995): En *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*, J. C. Van Wagoner y G. T. Bertram (eds.). AAPG Memoir 64, Tulsa, ix-xxi.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. y Rahmanian, V. D. (1990): *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. AAPG Methods in Expl. Series, 7, 55 pp.
- Walker, R. G. (1990): *Jour. of Sed. Petrol.*, 60, 777-786.
- Wightman, D. M., Pemberton, S. G. y Singh, C. (1987): En *Reservoir Sedimentology*, R. W. Tillman y K. J. Weber (eds.). SEPM Spec. Publ., 40, 189-220.
- Wilmsen, M. (1997): *Tesis Doctoral, Berlin. Geowiss. Abh. (E)* 23, 261 pp.