

Características sedimentológicas y paleogeográficas del fan-delta albiense de la Formación Monte Grande y sus relaciones con el Flysch Negro (Arminza-Górliz, Vizcaya)

V. PUJALTE, S. ROBLES y J. GARCÍA-MONDÉJAR

Departamento de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco. Apartado 644, 48080 Bilbao.

RESUMEN

La Fm. Monte Grande (Albiense inferior-medio, Vizcaya) posee más de 500 m de conglomerados, areniscas, lutitas y calizas urgonianas, sedimentadas en un «fan-delta» retrogradante. Importantes discordancias limitando la unidad sugieren dos variaciones relativas bruscas del nivel del mar.

Palabras clave: Fan-delta. Albiense. Variaciones del nivel del mar. Vizcaya.

ABSTRACT

The Monte Grande Formation is a thick unit (more than 500 m of conglomerates, sandstones and mudstones, plus minor urgonian-type limestones) of the Lower-Middle Albian of Biscay, N Spain. Its sedimentary features suggest mostly deposition in a fan-delta complex with important reworking by waves, later on encroached by a carbonate platform. Erosional boundaries with the underlying and overlying formations further reveal important relative changes of sea level.

Key words: Fan-delta. Albian. Sea-level changes. Biscay (northern Spain).

INTRODUCCIÓN

La Formación Monte Grande es una unidad formal que proponemos para describir el potente conjunto de conglomerados, areniscas, lutitas y calizas de facies someras, individualizado dentro de la sucesión albiense de Vizcaya, y cuyos únicos afloramientos aparecen en los acantilados litorales entre Górliz y Arminza (fig. 1). Su potencia mínima es de 500 m (no aflora el muro) y su corte tipo se establece el oeste de Arminza (parte infe-

rior) y al norte de la punta del Castillo de Górliz (parte superior).

El estudio realizado evidencia que esta unidad tiene gran interés sedimentológico como ejemplo de ambientes transicionales de tipo abanico costero («fan-delta»), y un importante significado paleogeográfico, por cuanto implica la presencia de paleorrelieves emergidos en las cercanías del área referida y demuestra la existencia de un fuerte tectonismo sinsedimentario. Asimismo son muy significativas las relaciones con las formaciones encajantes, particularmente con la suprayacente (Flysch Negro), porque indican importantes cambios relativos del nivel del mar.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFÍA

Existen dos grupos principales de afloramientos de la Formación Monte Grande, separados por un sistema de fallas de orientación NE-SW, que producen un importante desplazamiento en dirección (fig. 1 b). En los afloramientos situados al este del sistema de fallas (sector oriental o de Monte Grande) no aflora el muro de la unidad pero, salvo por algunas fallas transversales, la tectonización es pequeña y puede hacerse una reconstrucción bastante precisa y completa de la sucesión estratigráfica expuesta. Sin embargo, en los afloramientos al oeste del sistema de fallas (sector occidental o de Cabo Villano), la tectonización es mayor, faltando algunos tramos de la formación por causa de fracturas más o menos importantes.

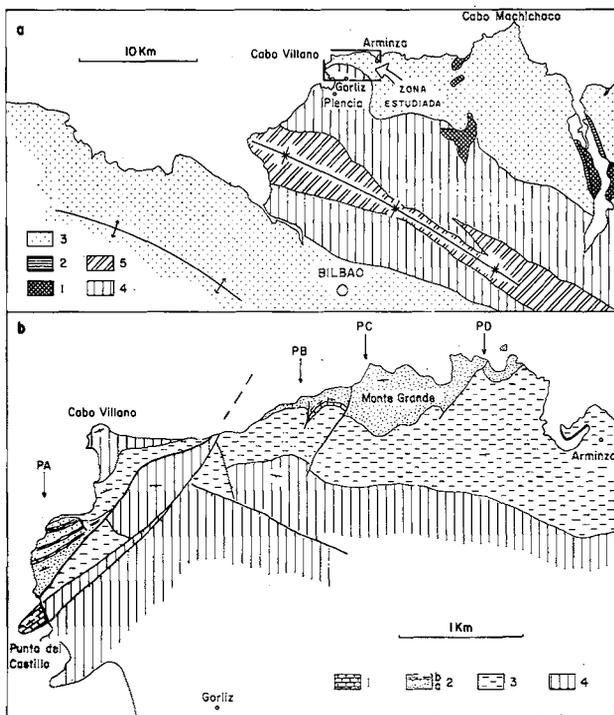


Figura 1. — a) Contexto geológico y situación de la zona estudiada: 1) Keuper (diapiros). 2) Jurásico. 3) Cretácico inferior. 4) Cretácico superior. 5) Terciario. b) Mapa geológico simplificado de la zona estudiada: 1) Calizas Urgonianas (Albiense inferior). 2) Fm. Monte Grande (Albiense inferior-medio): a) Miembro terrígeno inferior; b) Miembro calcáreo superior. 3) Flysch Negro (Albiense superior-Cenomaniense inferior). 4) Cretácico superior indiferenciado.

Figure 1. — a) Geological context and situation of the study area: 1) Keuper (diapirs). 2) Jurassic. 3) Lower Cretaceous. 4) Upper Cretaceous. 5) Tertiary. b) Simplified geological map of the study area: 1) Urgonian limestone (Lower Albian). 2) Monte Grande Fm. (Lower-Middle Albian): a) Lower terrigenous Member; b) Upper carbonate Member. 3) Black Flysch (Upper Albian-Lower Cenomanian). 4) Undifferentiated Upper Cretaceous.

La Formación Monte Grande está limitada a techo y muro por discontinuidades sedimentarias importantes. En efecto, el infrayacente (sólo aflorado en el sector occidental) está constituido por calizas urgonianas con una importante paleokarstificación (calizas de la punta del Castillo, ver fig. 1 b y García-Mondéjar y Pujalte, 1983). El contacto con el suprayacente Flysch Negro se realiza a través de una superficie irregular que atribuimos a erosión submarina (ver penúltimo apartado). La génesis de las discontinuidades limitantes está, por tanto, ligada claramente a cambios relativos del nivel del mar.

Dentro de la unidad se reconocen dos Miembros intergradacionales. El inferior es exclusivamente terrígeno (conglomerados, areniscas y lutitas), mientras que el superior, cuya distribución espacial es más limitada, con-

tiene sedimentos terrígenos y carbonatados en proporciones similares. En los carbonatos del Miembro Superior se ha encontrado una asociación fosilífera datadora compuesta por *Hensonina lenticularis* HENSON, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *minuta* DOUGLASS, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *aperta* ERMAN (forma primitiva), *Agardhiellopsis cretacea* (LEM.), *Lithophyllum amphiroeformis* (ROTHPLETZ), y posibles *Simplorbitolina*, que sugiere una edad de Albiense medio. Para el conjunto de la Formación la edad máxima posible es Albiense inferior, parte superior-Albiense medio, ya que en el infrayacente (calizas de la punta del Castillo) se ha encontrado *H. lenticularis*, *Simplorbitolina manasi* (CIRY y RAT) y *Simplorbitolina conulus* (SCHROED.).

ASOCIACIONES DE FACIES Y AMBIENTES DEPOSICIONALES DE LA FORMACIÓN MONTE GRANDE

En la Formación Monte Grande se diferencian dos grandes conjuntos de facies: uno terrígeno, de dominio exclusivo en el miembro inferior, y otro carbonatado, predominante en el miembro superior. Tanto las facies terrígenas como las carbonatadas han sido agrupadas en «asociaciones de facies», en base a litologías, secuencias, estructuras, geometría y dimensiones de los cuerpos sedimentarios. En el miembro inferior hemos establecido siete asociaciones terrígenas principales, mientras en el superior hemos diferenciado tres terrígenas y dos carbonatadas. La agrupación de distintas asociaciones nos ha permitido, en fin, definir los distintos subambientes del sistema deposicional de la unidad (fig. 2 y tabla 1). En la descripción de facies que sigue, se utilizará habitualmente el código de Miall (1978), con ligeras modificaciones.

Asociaciones de facies terrígenas

Relleno de canales distribuidores principales (D en fig. 2). Están constituidos esencialmente por conglomerados silíceos, con matriz limo-arenosa, soporte de cantos, diámetros máximos de los clastos de 15 a 20 cm (50 cm en casos excepcionales). Se presentan con estratificación e imbricación (facies Gm), sin estructura interna (facies G) y, en menor proporción, con estratificación cruzada de surco (facies Gt). Forman niveles de 1 a 3 m de espesor (reellenos simples o multiepisódicos de canales) que se amalgaman en cuerpos de 4 a 10 m de potencia y más de 200 m de extensión lateral en perfil transversal a las corrientes. Estas unidades conglomeráticas mayores representan reellenos complejos de sucesivos canales amal-

gamados que se desplazan lateralmente de forma moderada (figs. 2 y 4). En el techo de los depósitos de relleno de canales se desarrollan a veces dunas arenosas (facies St) de dimensiones variable (hasta 1 m de altura

y de 8 a 10 m de longitud de onda). Estas facies pueden presentar en el techo bioturbación vertical (Skolithos). Las diferentes unidades complejas de relleno de canales, que presentan secuencias positivas más o menos mar-

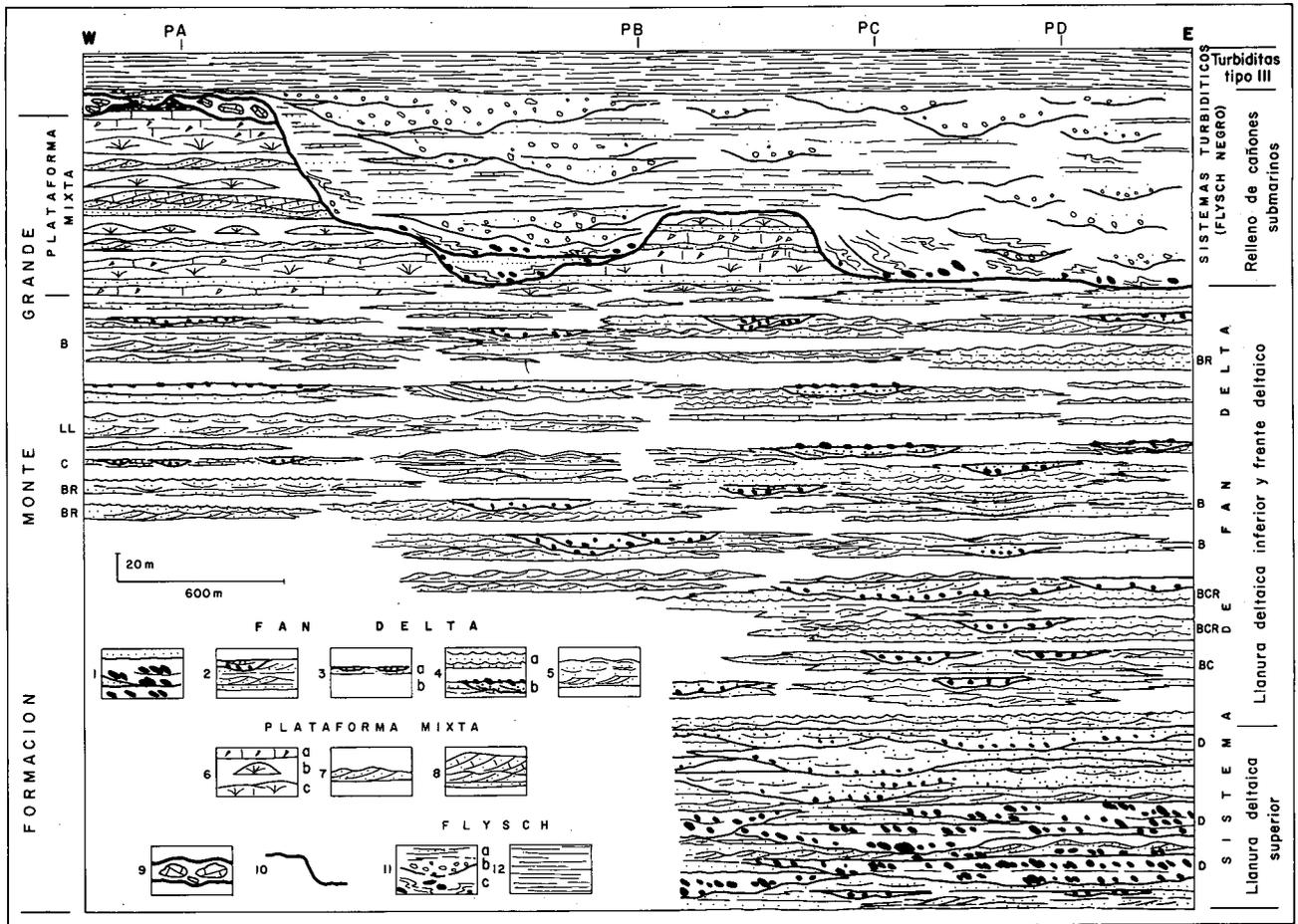


Figura 2. — Diagrama de facies de la Formación Monte Grande y sus relaciones con el Flysch Negro. 1) Relleno de canales con facies G y Gm. 2) Barras de desembocadura (facies St, Sh y L) cortadas por canales distribuidores (Facies G, Gm y St). 3): a) Subdeltas de crevasse (facies G, St, Sh y Sr), b) facies L y Sr, bioturbadas. 4): a) Areniscas con ripples de oleaje (Sr), b) tapices de cantos residuales. 5) Llanura arenosa de retrabajamiento marino (facies St). 6) Plataforma carbonática: a) niveles bioclásticos, b) biohermos de corales entre margas y lutitas y c) bioconstrucciones estratiformes. 7) Barras terrígenas (facies St de gran escala). 8) Barras bioclásticas sobre barras terrígenas. 9) Megabrechas calcáreas. 10) Superficie de erosión submarina. 11) Facies turbidíticas s.l.: a) Turbiditas Tb-e, b) conglomerados y c) debritas y slumps. 12) Turbiditas finas (Tc-e). D) Distribuidores principales. B) Barras de desembocadura. BC) Sistemas de barra-canal distribuidor. BR) Barras de desembocadura con retrabajamiento por oleaje. BCR) Sistemas de barra-canal con retrabajamiento por oleaje. C) Subdeltas de «crevasse». LL) Llanura arenosa. PA, PB, PC y PD: Perfiles de referencia (situación en figura 1).

Figure 2. — Facies diagram of the Monte Grande Fm, showing also its relationships with the Black Flysch. 1) Channel fills (facies G and Gm). 2) Mouth bars (facies St, Sh and L) incised by distributary channels (facies G, Gm and St). 3): a) Crevasse subdeltas (facies G, St, Sh and Sr), b) facies L and Sr, bioturbated. 4): a) Sandstones with wave ripples (Sr), b) residual gravel lags. 5) Sand shoal formed by marine reworking (facies St). 6) Carbonate platform: a) bioclastic accumulations, b) coral bioherms intercalated with marls and lutites and c) stratiform bioconstructions. 7) Terrigenous bars (facies St of large scale). 8) Bioclastic bars onto terrigenous bars. 9) Carbonate mega-breccias. 10) Submarine erosional surface. 11) Turbiditic facies: a) Tb-e turbidites; b) conglomerates; c) debrites and slumps. 12) Thin-bedded turbidites (Tc-e). D) Main distributaries. B) Mouth bars. BC) Mouth bar-distributary channel system. BR) Mouth bars with wave reworking. BCR) Mouth bar-distributary channel system with wave reworking. C) Crevasse subdeltas. LL) Sand shoal. PA, PB, PC and PD: Reference sections (see fig. 1 for location).

TABLA 1. — Ambientes deposicionales y procesos sedimentarios de la Formación Monte Grande.

TABLE 1. — Depositional environments and sedimentary processes from the Monte Grande Fm.

AMBIENTES	SUBAMBIENTES	ASOCIACIONES DE FACIES	PROCESOS PREDOMINANTES			
			Fluvio-aluviales		Litorales y marinos	
			Sub-aéreos	Sub-acuáticos	Inorgánicos	Orgánicos
Plataforma Mixta	Plataforma carbonatada	Bioconstrucciones estratiformes. Biohermos coralinos aislados.				*
	Plataforma terrígena	Barras y barras mixtas Llanura arenosa (LL)			*	*
Fan Delta	Llanura deltaica inferior y frente deltaico	Subdeltas de crevasse (C)		*	*	
		Llanura arenosa (LL)		*	*	
		Barras desembocadura retrabajadas por oleaje (BR)		*	*	
		Barras desembocadura (B)		*	*	
		Sistemas barra/canal retrabajado por oleaje (BCR)		*	*	
		Sistemas barra/canal		*		
	Llanura deltaica superior	Canales distribuidores principales (D)	*			

cadras, quedan individualizadas por capas de 0,2 a 1 m de espesor de areniscas o de lutitas arenosas grises bioturbadas.

Esta asociación de facies constituye fundamentalmente la parte inferior (120 m) de la formación en el sector de Monte Grande (fig. 2).

Subdeltas de crevasse (C en fig. 2). Están constituidos por secuencias negativas, de 1 a 2,5 m de espesor. Su parte inferior está formada por lutitas masivas (L) o laminadas (LI), con intercalaciones de ripples de arena o de finas capas de arenisca laminada. Por lo general presentan bioturbación abundante (galerías horizontales), y suelen incluir restos carbonosos más o menos frecuentes. Su parte superior está formada por un nivel de 0,5 a 1 m de espesor, de base erosiva, de areniscas con laminación cruzada de surco (St) y cuñas de conglomerados (facies G o Gm). Este nivel suele presentar secuencia positiva de conglomerados a areniscas con ripples, e incluir restos vegetales y de ostreidos. Las secuencias se repiten en la vertical de 2 a 5 veces, formando intervalos de 3 a 10 m de espesor. Esta asociación de facies la interpretamos como el relleno de canales de «crevasse» (episodios de crecida) que penetran en las zonas de bahía o zonas

pantanosas de interdistribuidores (figs. 2 y 3). Aparecen fundamentalmente en la parte media y superior del miembro terrígeno, especialmente en sus afloramientos más occidentales (fig. 2).

Barras de desembocadura de distribuidor y barras de desembocadura retrabajadas por el oleaje (B y BR en fig. 2). Esta asociación de facies forma secuencias negativas de 3 a 6 m de espesor, en las que de base a techo pueden diferenciarse, en los casos ideales, tres niveles, correspondientes a las zonas de barra distal, intermedia y proximal respectivamente. La barra distal está constituida fundamentalmente por lutitas laminadas, y lutitas arenosas, grises, generalmente bioturbadas y con pequeños restos carbonosos. En las lutitas se intercalan niveles centimétricos de areniscas, con estratificación lenticular (Sr), laminación paralela (SI) o masivas. La barra intermedia está constituida por una alternancia de lutitas y capas decimétricas de areniscas laminadas o con ripples (SI, Sr). Algunas de estas capas, de acuerdo con sus estructuras y forma pudieron ser depositadas por flujos turbulentos episódicos (tempestitas o flujos procedentes del distribuidor). La barra proximal está constituida fundamentalmente por capas, de 0,3 a 0,5 m de espesor,

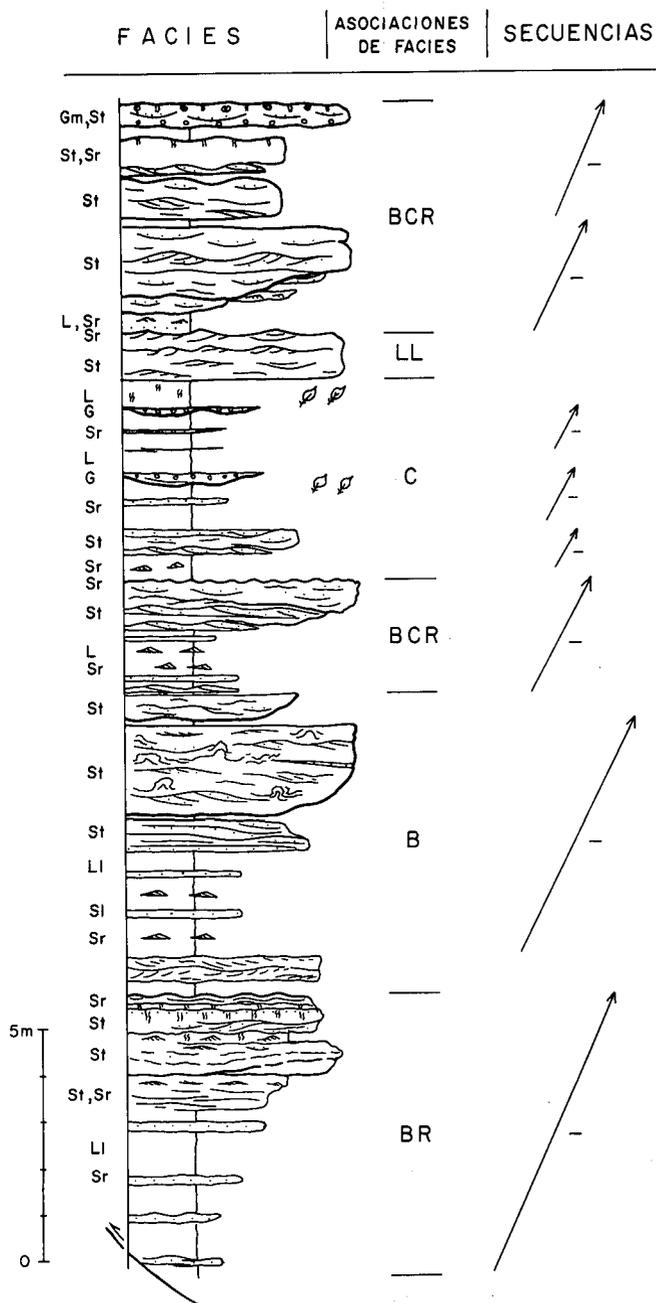


Figura 3. — Asociación de facies de frente deltaico y llanura deltaica inferior. Corresponde a la parte basal del perfil estratigráfico PA en la figura 2. B) barra de desembocadura de distribuidor. BR) barra de desembocadura retrabajada en el techo por la acción marina (ripples de oleaje, skololithos, arenicolites, etc.). BCR) barra de desembocadura cortada por el relleno arenoso del canal distribuidor, retrabajada en el techo por la acción marina (ripples oleaje, tapiz de cantos, acúmulo bioclástico, skololithos, etc...). C) subdeltas de crevasse en bahías de interdistribuidores. LL) Llanura arenosa de retrabajamiento marino. L) Depósitos fangosos de baja energía (sedimentación de fondo).

de areniscas con laminación de dunas (facies St), relleno de surcos («channel fill») y más raramente con laminación distorsionada por escape de agua. Estas asociaciones, interpretadas como barras construidas en la desembocadura de distribuidores, aparecen fundamentalmente en el tercio superior del miembro terrígeno (figs. 2 y 3).

La asociación de facies que hemos interpretado como correspondiente a barras de desembocadura retrabajadas por el oleaje tiene unas características generales semejantes a las descritas, diferenciándose principalmente por la frecuente presencia de ripples simétricos, bien en el techo de la barra, o más frecuentemente, en la mayoría de las capas arenosas de la secuencia. Otras características de estas barras retrabajadas por la acción marina son: a) galerías verticales (*Skolithos* y *Arenicolites*) en la superficie de las capas de la barra proximal (fig. 3) b) acumulaciones de bioclastos (lamelibranquios, gasterópodos, etc.), también en la parte superior de la barra, y c) existencia de un tapiz de cantos en el techo de la barra, producido por eliminación selectiva de la arena (tapiz residual), probablemente por corrientes de tempestad, de un modo semejante al descrito por Cotter (1985). En casos extremos, los techos de las secuencias se muestran colonizados por corales solitarios, e incluso llega a formarse una costrificación ferruginosa. Estas barras retrabajadas aparecen, de forma general, en las mismas partes de la formación que las anteriores, siendo más frecuentes que aquéllas.

Sistemas de barra de desembocadura-canal distribuidor y sistemas de barra-canal con retrabajamiento por corrientes marinas (BC y BCR en fig. 2). La asociación de facies interpretada como un sistema de barra de desembocadura y relleno de canal distribuidor está constituida por una secuencia negativa de barra de desembocadura (semejante a la descrita anteriormente) cortada en su parte superior (barra proximal) por el relleno del propio canal distribuidor. En conjunto forma una secuencia de 3 a 6 m de espesor (figs. 3 y 6) que puede ser mayor en el caso de barras complejas. La termi-

Figure 3. — Delta front and Lower delta plain facies associations. They correspond to the lowermost part of PA reference section of fig. 2. B) Mouth bar. BR) Mouth bar with wave rippling and marine bioturbation (skolithos, arenicolites, etc.). BCR) Mouth bar incised by a sand-filled distributary channel, with wave rippling, marine reworking (residual gravel lags and shell debris) and marine bioturbation. C) Crevasse subdeltas in interdistributary bays. LL) Sand shoal created by marine reworking. L) Mud-dominated sediments of low energy subenvironments (back-ground deposits).

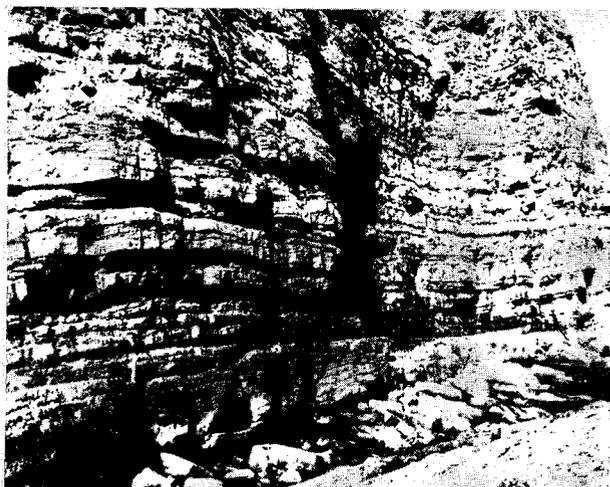


Figura 4. — Facies de llanura deltaica superior. Relleno conglomerático de grandes canales amalgamados (escala de referencia: persona en el ángulo inferior izquierdo).

Figure 4. — Upper delta plain facies association. Conglomerates infilling large-scale channels (scale: geologists in the lower left corner).

nación de la secuencia, correspondiente al relleno del canal, es positiva. El relleno del canal distribuidor suele ser complejo, presentando bastantes cicatrices internas, y puede estar formado por: a) areniscas con laminación cruzada de surco (St) (dunas y «channel fill»); b) una secuencia simple de conglomerados y areniscas; y c) varias secuencias de reexcavación y relleno formadas por conglomerados (residuales, G, Gm o Gt) y areniscas (St). El espesor de estos depósitos suele ser de 0,5 a 2 m.

Estos sistemas de barra de desembocadura-canal distribuidor también pueden estar retrabajados por la acción marina, especialmente por oleaje de diferente intensidad, presentando características similares a las barras retrabajadas. En este caso son especialmente típicos los tapices de cantos residuales en el techo del relleno de canal.

Los sistemas de barra-canal aparecen en los dos tercios superiores del miembro terrígeno (figs. 2 y 5).

Llanura arenosa (LL en fig. 2). Esta asociación está caracterizada por cuerpos de forma tabular a escala de afloramiento, que tienen un espesor de 1,5 a 5 m y que no presentan internamente tendencia secuencial apreciable. El contacto inferior de estos cuerpos es una superficie deposicional neta y plana (a escala de afloramientos decamétricos), y el límite superior una superficie ondulada que refleja la morfología deposicional de dunas migratorias.



Figura 5. — Sucesión de facies de llanura deltaica y frente deltaico. Canales conglomerático-arenosos y sistemas de barra de desembocadura-canal distribuidor (espesor sedimentario visible en la fotografía, 175 m).

Figure 5. — Vertical stacking of sequences of delta plain and delta front facies associations. Sandy and conglomeratic channels and mouth bar-distributary channel system. (Thickness of the succession in this outcrop is 175 m).

Estas unidades están formadas por estratificaciones cruzadas de surco (facies St), que en conjunto manifiestan fuerte dispersión de paleocorrientes. La parte inferior de algunas de estas unidades puede estar formada por cuerpos sigmoidales. Las superficies limitantes de los cuerpos de estratificación cruzada pueden ser planares, aunque generalmente conservan la morfología deposicional de las dunas. En algún caso las superficies internas pueden presentar ondulaciones simétricas de media a gran escala, y el techo de las unidades acumulación de bioclastos marinos. Consideramos que estas facies se originan a partir del retrabajamiento, por corrientes marinas (litorales, mareales?) de depósitos terrígenos deltaicos (fases destructivas del delta) o de los aportes fluvio-aluviales que llegan a la cuenca en zonas —o períodos— de fuerte actividad de las corrientes marinas. Estas facies también pueden estar retocadas por el oleaje.

La asociación de llanura arenosa aparece en el tercio superior del miembro terrígeno entre barras deltaicas, y en la base del miembro carbonático (superior) (fig. 2).

Barras terrígenas y barras mixtas. Las barras terrígenas son unidades areniscosas de 3 a 5 m de espesor con secuencia negativa. La zona inferior está formada por capas decimétricas de areniscas con laminación «ripple» y paralela. En la parte media aumenta el espesor de las

capas, que presentan laminación horizontal y laminación cruzada de muy bajo ángulo, seguido de laminación cruzada de surco. La parte superior de las barras se caracteriza por un nivel de dunas de gran magnitud (0,5 a 1 m de espesor y más de 2 m de longitud de onda) que conservan la morfología deposicional. Estas barras fueron originadas probablemente por corrientes litorales y progradaban sobre llanuras fangosas circundantes.

Las barras mixtas están formadas por la superposición de una barra bioclástica a una barra terrígena del tipo descrito previamente (fig. 7). Las barras bioclásticas, tienen de 3 a 4 m de espesor y están constituidas por grupos de estratos cruzados de gran escala (fig. 7), constituidos por calizas bioclásticas de rudistas, corales, estromatopóridos, ostréidos, orbitolinas y otros fósiles. Sugieren el fuerte retrabajamiento por corrientes de zonas de gran densidad de organismos.

Ambas asociaciones de facies aparecen intercaladas entre los niveles carbonatados del miembro superior (fig. 2).



Figura 7. — Ejemplo de barra mixta del miembro superior. A) Barra terrígena, B) Barra bioclástica. Escala (en círculo) 1 m.

Figure 7. — Example of mixed bar of the Upper Member. A) Terrigenous bar; B) Bioclastic bar. Scale (encircled) 1 m.



Figura 6. — Facies de frente deltaico. Secuencias de barra de desembocadura y canal distribuidor.

Figure 6. — Delta front facies: Mouth bar-distributary channel sequences.

Asociaciones de facies carbonatadas

Las facies carbonatadas se localizan exclusivamente en el miembro superior de la unidad. En el gráfico general de facies de la fig. 2 aparecen esquematizadas como calizas bioclásticas, biohermos aislados y calizas de plataforma, asociadas a margas y lutitas de plataforma carbonatada somera.

Calizas bioclásticas. Las calizas bioclásticas son de los tipos grainstone-rudstone o wackestone-floatstone. En el primer caso reflejan corrientes más o menos persistentes durante un cierto tiempo, y en el segundo testifican etapas de agitación ocasional, probablemente inducidas por tormentas en un ambiente de depósito predominantemente tranquilo. Su descripción se efectúa con la de las facies constructivas que siguen a continuación, dada la estrecha relación que guardan con ellas.

Biohermos aislados. La asociación de facies de biohermos aislados consta fundamentalmente de calizas formadas por el acúmulo localizado de corales que crearon suaves relieves en el fondo marino. Dentro de cada construcción se pueden distinguir facies de núcleo y facies de flanco. Existen núcleos edificados sobre areniscas, comprendiendo calizas «lumpy» en litosomas de 4×50 m de dimensiones mínimas, llenas de corales masivos, planares y ramosos, que se pueden atribuir a la fase de coloni-

zación del desarrollo de un arrecife descrita por James (1978). También se han observado núcleos sobre limolitas, en cuyo caso la sucesión vertical consta, de abajo a arriba, de niveles de rudstones gradadas, corales microselénidos, corales ramosos finos, corales planares gruesos y domales —en varios niveles separados por margas discontinuas— y a techo niveles incipientes de esponjas, estromatopóridos, rudistas, ostréidos, equínidos y corales diversos, con ejemplares de pequeña talla. En este segundo caso se pueden considerar representadas las fases de estabilización, colonización y diversificación incipiente del desarrollo arrecifal del mismo autor.

Como facies de flanco de las construcciones se han observado margas y calizas arenosas, en ocasiones con braquiópodos, corales ramosos dispersos, restos de lignito y algún biostromo de corales ramosos finos, y en otros con fauna del mar abierto como ammonites. En un caso se ha observado una secuencia de relleno de depresiones inter-biohermos, compuesta por dos ciclos contenido cada uno de ellos areniscas, grainstone/rudstone de bioclastos (corales, equínidos, orbitolinas, ostréidos...), y lutitas/limolitas arenosas, de abajo a arriba.

Los biohermos aislados descritos sugieren en general un ambiente submareal somero con influencias terrígenas. Las construcciones se debían iniciar a través de la estabilización de un sustrato móvil con relieve sobre el fondo marino, continuando después con asentamientos de comunidades cada vez de menor tolerancia a la contaminación terrígena. En contados casos se logró desarrollar la etapa de diversificación biológica, probablemente por falta de batimetría suficiente o exceso de contaminación.

Bioconstrucciones estratiformes. Esta asociación se refiere a unos 20 m de calizas en bancos gruesos, tabulares, en los que abundan las facies de corales, rudistas y ostréidos. En su base, en el corte de la Punta del Castillo, se observan parches de corales planares y ramosos en posición de vida, que recuerdan en todo las secuencias de los biohermos aislados descritos antes. Inmediatamente encima, sin embargo, aparecen facies repetidas de corales, rudistas, ostréidos y orbitolinas, con escasos terrígenos (0,5 m de limolitas solamente), en bancos bioclásticos micríticos alternando con otros biohermales y biostrómicos. Se puede interpretar el conjunto como una construcción carbonatada amplia, de cientos o incluso de miles de metros de extensión superficial, que refleja en secuencia vertical las etapas de estabilización, colonización y diversificación del modelo de desarrollo arrecifal de James (1978). Estas calizas presentan a techo brechas y megabrechas discontinuas de bloques calizos

y areniscosos, que se asocian a una importante superficie de erosión.

INTERPRETACIÓN PALEOGEOGRÁFICA

Debido a la limitación espacial de sus afloramientos, no es posible realizar una reconstrucción paleogeográfica completa del sistema deposicional de la Formación Monte Grande. Los datos adquiridos permiten, no obstante, subrayar varios rasgos paleogeográficos de interés.

Las medidas de paleocorrientes, efectuadas en los canales y barras del sistema de abanico deltaico a partir de marcas de base, imbricaciones de cantos y estratificaciones cruzadas, indican sentidos de aporte hacia el sur, con una dispersión de las paleocorrientes entre el SW y el ESE. El área fuente y las zonas proximales del sistema se situarían por tanto al norte de los afloramientos, esto es, en la plataforma cantábrica actual. Las grandes dimensiones de los canales conglomeráticos basales y el grueso calibre de muchos de los cantos (clastos de hasta 50 cm) sugiere la inmediata proximidad de dicha área. Asimismo, la frecuente presencia de restos vegetales, incluyendo troncos, demuestra que estaba emergida y colonizada por vegetación arbórea.

El afloramiento de los acantilados (4 km) ofrece de E a W una sección transversal del complejo sedimentario (fig. 2). La zona más proximal del mismo aflora en el sector de Monte Grande (base de los perfiles PC y PD en figs. 1b y 2), y corresponde, como se ha señalado en el punto anterior, a depósitos de la llanura deltaica superior. Es de resaltar, sin embargo, que incluso estas facies proximales presentan diversos testimonios de influencia marina, tales como ripples de oscilación, bioturbaciones (skolithos, arenicolites, ophiomorpha, etc.) y fragmentos de corales, rudistas y otros fósiles marinos.

En el resto de la sucesión del sector oriental, y en la totalidad de la serie del sector occidental, la influencia marina es manifiesta, dominando las estructuras atribuibles al oleaje, tanto de buen tiempo como de tempestad. Es probable, sin embargo, que existiera también una cierta oscilación mareal, que aumentaba la franja de acción del oleaje. El sistema de abanico deltaico, desarrollado en un período de ascenso relativo del nivel marino, muestra un conjunto un carácter retrogradacional (evolución de una llanura deltaica a un frente deltaico), que concluye con la instauración de una plataforma urgónica de tipo mixto. La secuencia vertical general de las asociaciones de facies carbonatadas sigue sugiriendo una transgresión, con desarrollo de cuerpos arrecifales cada vez más «completos» en una situación progresivamente más lejana a costa. La existencia de un nivel disconti-

nuo de megabrechas calcáreas (de hasta 15 m de espesor), en el techo de la unidad, indica el inicio de la inestabilidad tectónica y el colapso de la plataforma recién formada.

Los caracteres descritos señalan que la Formación Monte Grande fue depositada en un área fuertemente subsidente, que recibía abundantes aportes sedimentarios. La permanencia a todo lo largo del perfil vertical (más de 500 m) de ambientes sedimentarios litorales demuestra, por otro lado, un cierto equilibrio entre subsidencia y depósito.

El sistema deposicional de la Formación de Monte Grande puede compararse con los «fan-deltas» actuales del Golfo de Aqaba, puesto que en ambos el oleaje es el principal agente de retrabajamiento marino, y además están franjeados por arrecifes y plataformas carbonáticas (cf. Hayward, 1985). La climatología durante el depósito de la Formación de Monte Grande habría sido, sin embargo, más lluviosa que la de Aqaba, por lo que a diferencia de aquélla carece de depósitos eólicos, al menos en la zona costera.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS GENERALES ENTRE LA FORMACIÓN MONTE GRANDE Y EL FLYSCH NEGRO

Un aspecto adicional de la Fm. Monte Grande que merece ser brevemente resaltado es el carácter de su discontinuidad limitante superior, y sus relaciones con el suprayacente Flysch Negro. Así, el contacto entre estas dos unidades es una superficie erosiva irregular, con desniveles de hasta 100-150 m, que bisela totalmente hacia el E el tramo superior carbonático de la Fm. Monte Grande. Las zonas elevadas del paleorrelieve (umbrales) presentan costrificación ferruginosa, indicadora de un período de no sedimentación en condiciones submarinas. Por tanto la propia excavación del paleorrelieve debió realizarse, en buena parte, en condiciones subacuáticas.

El relleno de las depresiones erosivas tuvo lugar en condiciones relativamente profundas, en todo caso por debajo del nivel del oleaje. En efecto, en esta zona la parte basal del Flysch Negro está constituida por facies resedimentadas de conglomerados y brechas, que en general constituyen rellenos complejos de canal (fig. 2), y que por la naturaleza de sus cantos y bloques es claro que proceden de la erosión de la Formación Monte Grande. Dichos canales están encajados en lutitas negras con intercalaciones turbidíticas, que, con frecuencia, aparecen eslumpizadas. Esta asociación basal del Flysch Negro fue previamente interpretada como de talud inferior (García-Mondéjar y Pujalte, 1985). Las nuevas observaciones rea-

lizadas demuestran que constituyen de hecho el relleno de un cañón submarino, cuya colmatación se realizó de forma compleja, con varios períodos de reexcavación.

Por encima de la asociación descrita aparecen facies turbidíticas arenosas de grano fino medio y gran continuidad lateral, asimilables a las de sistemas tipo III de Mutti (1985), esto es, depositadas en períodos de nivel de mar alto.

En resumen, por tanto, las relaciones estratigráficas entre la Formación Monte Grande y el Flysch Negro demuestran la existencia de variaciones relativas del nivel del mar. La erosión causante de la creación de los cañones submarinos se habría producido por una fuerte caída del nivel marino (intra-Albiense); el relleno de los mismos denota una etapa de ascenso progresivo, y su colmatación y subsecuente depósito de turbiditas tipo III se habría realizado durante un período de nivel del mar alto.

CONCLUSIONES

1) Se define formalmente la Formación Monte Grande para describir una unidad estratigráfica muy característica del Albiense de Vizcaya. Sus límites inferior y superior con sendas discontinuidades estratigráficas importantes y su edad Albiense inferior pp.-Albiense medio.

2) Los únicos afloramientos conocidos de la unidad se encuentran en los acantilados del litoral vizcaíno, entre Górliz y Arminza. Se diferencian allí un miembro terrígeno inferior (450 m, potencia mínima aflorada) y un miembro carbonático-terrígeno superior (140 m, potencia máxima conservada).

3) El miembro inferior está constituido por areniscas conglomerados y lutitas (en orden decreciente de abundancia). Se interpretan como depósitos de un sistema de abanico costero «fan delta»), retrabajado por oleaje (en condiciones normales y de tempestad), reconociéndose ambientes de llanura deltaica superior, llanura inferior y frente deltaico.

4) El miembro carbonático-terrígeno superior está formado por calizas organógenas y bioclásticas, con intercalaciones de niveles areniscosos y lutíticos. Se interpretan como depósitos de una plataforma urgoniana de tipo arrecifal, con biohermos aislados y bioconstrucciones estratiformes afectadas por materiales terrígenos (posiblemente de origen deltaico con retrabajamiento por corrientes marinas litorales).

5) El sistema de «fan-delta» se desarrolló en un período de ascenso relativo del nivel del mar. Ello ocasionó

primeramente una evolución vertical de llanura deltaica a frente deltaico y concluyó con la instauración de una plataforma urgoniana del tipo mixto.

6) El complejo de «fan-delta» se expandía hacia el S-SW. No afloran ni sus zonas más proximales (abanico mayoritariamente subaéreo) ni sus zonas distales (prodelta), que deben encontrarse respectivamente al N y al S de los afloramientos existentes en el litoral.

7) La rápida sedimentación (más de 500 m de espesor durante el Albiense inferior-medio), y la persistencia de ambientes litorales, indica una subsidencia local muy importante (elevación relativa del nivel marino).

8) La existencia de megabrechas calcáreas a techo de la formación indica el inicio de una inestabilidad tectónica y el colapso de la plataforma urgoniana recién formada.

9) El límite superior de la unidad es una superficie erosiva irregular originada por una fuerte caída del nivel del mar intraalbiense, que ocasionó la excavación de cañones submarinos.

10) El subsiguiente ascenso del nivel del mar dió lugar primeramente al relleno y colmatación de dichos cañones, fundamentalmente con materiales erosionados de

la Formación Monte Grande, y condujo finalmente al depósito de turbiditas de sistemas tipo III de Mutti (1985).

BIBLIOGRAFÍA

- COTTER, E., 1985: Gravel-topped offshore bar sequences in the Lower Carboniferous of southern Ireland. *Sedimentology*, 32: 195-213.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. y PUJALTE, V., 1983: Origen, karstificación y enterramiento de unos materiales carbonatados albienses (Punta del Castillo, Górliz, Vizcaya). *X Congres. Nac. de Sedimentología. Menorca-83. Libro Abstracts*, p. 3.9-3.12.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. y PUJALTE, V., 1985: The Black Flysch (Upper Albian-Lower Cenomanian) in the Bay of Arminza, Vizcaya. In: Milá, M.D. y Rosell, J. Eds. *6th European Regional Meeting, Lérida, Excursion Guidebook*, Excursion No. 9. Int. Assoc. of Sediment. Univ. Aut. Barcelona, p. 313-329.
- HAYWARD, A.B., 1985: Coastal alluvial fans (fan deltas) of the Gulf of Aqaba (Gulf of Eliat), Red Sea. *Sedimentary Geology*, 43: 241-260.
- JAMES, N.P., 1978: Facies moldes 10. Reefs. *Geoscience Canada*, 5: 16-26.
- MIALL, A.D., 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In A.D. Miall, ed. *Fluvial Sedimentology*, p. 597-604. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5.
- MUTTI, E., 1985: Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In G.G. Zuffa, ed. *Provenance of Arenites*, Zuffa, G.G. (Ed.). NATO ASI Series (C), vol. 148. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, p. 65-93.