

LA SEDIMENTACION LITORAL Y CONTINENTAL DURANTE EL CRETACICO INFERIOR. SINCLINAL DE GALVE, TERUEL

M. Díaz Molina (*) y A. Yébenes (**)

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es la reconstrucción del contexto paleoambiental en el cual se encuentran los arcosaurios de Galve. Los restos de arcosaurios son muy frecuentes en los 500 m basales de la sucesión estratigráfica del Cretácico Inferior. Estos 500 m de la sucesión Cretácica se apoyan sobre materiales del Kimmeridgiense-Portlandiense y pueden ser divididos en cuatro unidades.

La unidad basal está caracterizada por el predominio de los limos arcillosos. Los materiales terrígenos más gruesos (arena fina a media) rara vez están canalizados y con frecuencia forman cuerpos lenticulares y capas. Esta unidad ha sido interpretada como una llanura de marea fangosa.

La aparición de las calizas señala la base de la siguiente unidad. La unidad está formada por secuencias compuestas por margas y micritas con abundantes charáceas, bivalbos, gasterópodos, dientes de peces y restos de vertebrados. Estas facies corresponden a depósitos lacustres formados en agua dulce a salobre.

La siguiente unidad está compuesta de limos arcillosos, arenas, areniscas y gravas. Las arenas y gravas rellenan canales. Las areniscas forman capas delgadas y se interpretan como depósitos de desbordamiento. En la mitad inferior de la sucesión predominan los canales fluviales. Hacia el techo los canales presentan una influencia de corrientes de marea. En los limos se encuentran restos de vertebrados, arcosaurios y dientes de peces, bioturbación y colores resultantes de procesos de hidromorfismo. En los canales también se encuentran fragmentos de vertebrados y restos de plantas. Esta unidad se interpreta como un sistema fluvial múltiple, formado por canales de baja sinuosidad que en sentido vertical evoluciona a una llanura deltaica con influencia de las mareas.

La última unidad presenta una amplia variedad de litologías, que incluye conglomerados, areniscas, margas y calizas. Las margas son el tipo litológico más abundante, y ocasionalmente se encuentran en ellas estratificación lenticular y charáceas. Los terrígenos más gruesos aparecen rellenando canales, que además contienen ostreidos, o en capas finas. Las calizas son predominantemente micritas y wackestones que contienen abundantes ostreidos y gasterópodos. Esta unidad es interpretada como una asociación litológica que representa los sedimentos más distales del sistema deltaico y su transición a un medio de bahía.

Los restos de arcosaurios se encuentran en diferentes facies que se corresponden: al relleno de canales, depósitos de desbordamiento, llanura de inundación, lagos y llanuras de marea.

ABSTRACT

In this work we aim to reconstruct the paleoenvironmental context of the Galve archosaurs. The archosaurs remains are most frequently found in the lower 500 m of the Early Cretaceous succession. This succession is subdivided into four units which overly Kimmeridgian-Portlandian sediments.

The first Cretaceous unit is characterized by the predominance of mudstones. The coarser terrigenous material (fine to medium sand) is not typically channelized, but it most frequently occurs in lenticular bedding, isolated dunes and sheets. This is interpreted as a muddy intertidal flat deposit.

The appearance of limestones marks the base of the following unit. The unit is formed by sequences composed of marls and micrites with abundant charophytes, bivalves, gastropods, fish

(*) Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica, C.S.I.C. Facultad de Ciencias Geológicas. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

(**) Instituto Mixto de Bachillerato. Altea, Alicante.

teeth and vertebrate remains. This facies corresponds to lacustrine deposits, formed in fresh to brackish water.

The next unit is composed of mudstones, sands, sandstones and gravels. The sands and gravels are found in channels. The sandstones form thin sheets, interpreted as overbank deposits. Fluvially dominated channels predominate in the lower part of the unit. Towards the top the channels are tidally influenced. In the mudstones we find vertebrate remains, including Archosaurs and fish teeth, bioturbation and colours resulting from gleying. Also in the channels we find fragments of vertebrates and plant remains. This unit is interpreted as a multiple fluvial system, formed by channels of low sinuosity which evolve into a tidally influenced delta plain.

The last unit presents a wide variety of lithologies, including conglomerates, sandstones, mudstones, marls and limestones. The marls are the most abundant rock type, and occasionally lenticular bedding and charophytes occur within them. The coarser terrigenous material is found in small channels containing oyster, or forms thin sheets. The limestones are predominantly micrites and wackestones containing abundant oysters and gastropods. This is interpreted as the most distal facies of the deltaic system, and it is transitional with bay sediments.

The Archosaurs remains are found in several facies: in channel fills, in overbank deposits, within the flood plains, in lakes and in intertidal flats.

Introducción

El objetivo de este trabajo ha sido el estudio sedimentológico de un intervalo de la sucesión estratigráfica terrígeno-carbonatada del sinclinal de Galve (provincia de Teruel). La edad de esta sucesión estratigráfica abarca parte del Jurásico Superior y parte del Cretácico Inferior (fig. 1).

El sinclinal de Galve es uno de los pliegues formados por materiales mesozoicos en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Los sedimentos terrígeno-carbonatados que se encuentran en el núcleo de este sinclinal constituyen parte del relleno de la denominada cuenca de Miravete por Ginkel (1981). De acuerdo con el modelo de evolución tectónica propuesta por Alvaro *et al.* (1978) para la Cordillera Ibérica, el origen de esta cuenca se produciría por las perturbaciones en la etapa de flexura del aulacógeno ibérico, relacionadas con la apertura del Golfo de Vizcaya durante la rotación de la Península Ibérica, al cambiar el movimiento relativo entre las placas Africana y Euroasiática.

En 1968 Gautier realiza una síntesis de la estratigrafía de los sedimentos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior al N de Teruel. El mismo autor, en 1980, en la Memoria de la Hoja de Villarluengo, que en su borde NW incluye una pequeña parte del sinclinal de Galve, señala la existencia de una importante discontinuidad en la sedimentación en el límite Jurásico-Cretácico, desarrollada sobre un Portlandiense de «facies purbeck». Según este autor, el Cretácico se inicia con un complejo esencialmente detrítico «de facies wealdiense» en el que distingue dos unidades:

a) La «Formación oscura», constituida por dos tramos:

— 20-25 m de arcillas cuarzo micáceas oscuras, con un nivel conglomerático rojo basal.

— 25-30 m de calizas y margas negruzcas o caquis con charáceas y ostrácodos.

La asociación de charáceas y ostrácodos que encuentra en el tramo superior le permite datar esta formación como Hauteriviense-Barremiense basal.

b) «Serie detrítica roja». Formada por unos 150 m de arcillas cuarzo-micáceas, generalmente rojizas con intercalaciones de areniscas y arenas. En la mitad superior aparecen delgadas intercalaciones lenticulares de calizas margosas y margas verdosas con pequeñas conchas de ostras. Por su posición estratigráfica atribuye esta unidad a la parte inferior del Barremiense.

Por otra parte en la cuenca de Miravete todos los materiales del Jurásico Superior (*p.p.*) y pre-Aptiense se han denominado Fm. Las Parras (Ginkel y Mekel, 1976). En su conjunto estos sedimentos fueron interpretados como de origen continental y marino poco profundo en los que se han distinguido tres unidades de facies (Geuns y Boer, 1981). Estas unidades de facies han sido nombradas A, B y C. La unidad de facies A consta de depósitos aluviales con procedencias del NW y SW. La unidad de facies B se sitúa sobre la unidad anterior y generalmente consta de depósitos lacustres, lagunares y marinos de poca profundidad. La unidad de Facies C está constituida por areniscas de grano grueso, probablemente depositadas en una cuenca marina de poca profundidad, ligeramente restringida y con influencia de las mareas.

En el sinclinal de Galve la sucesión estratigráfica de la Fm. Las Parras supera los 515 m propuestos por Ginkel (1981) para este área, habiéndose calculado una potencia de al menos 900 m. En un trabajo anterior se abordó el estudio sedimentológico de los sedimentos terrígeno-carbonatados del Jurásico Superior, cuya edad es Kimmeridgiense-Portlandiense (*p.p.*) (Díaz Molina *et al.*, 1985). en el presente trabajo se

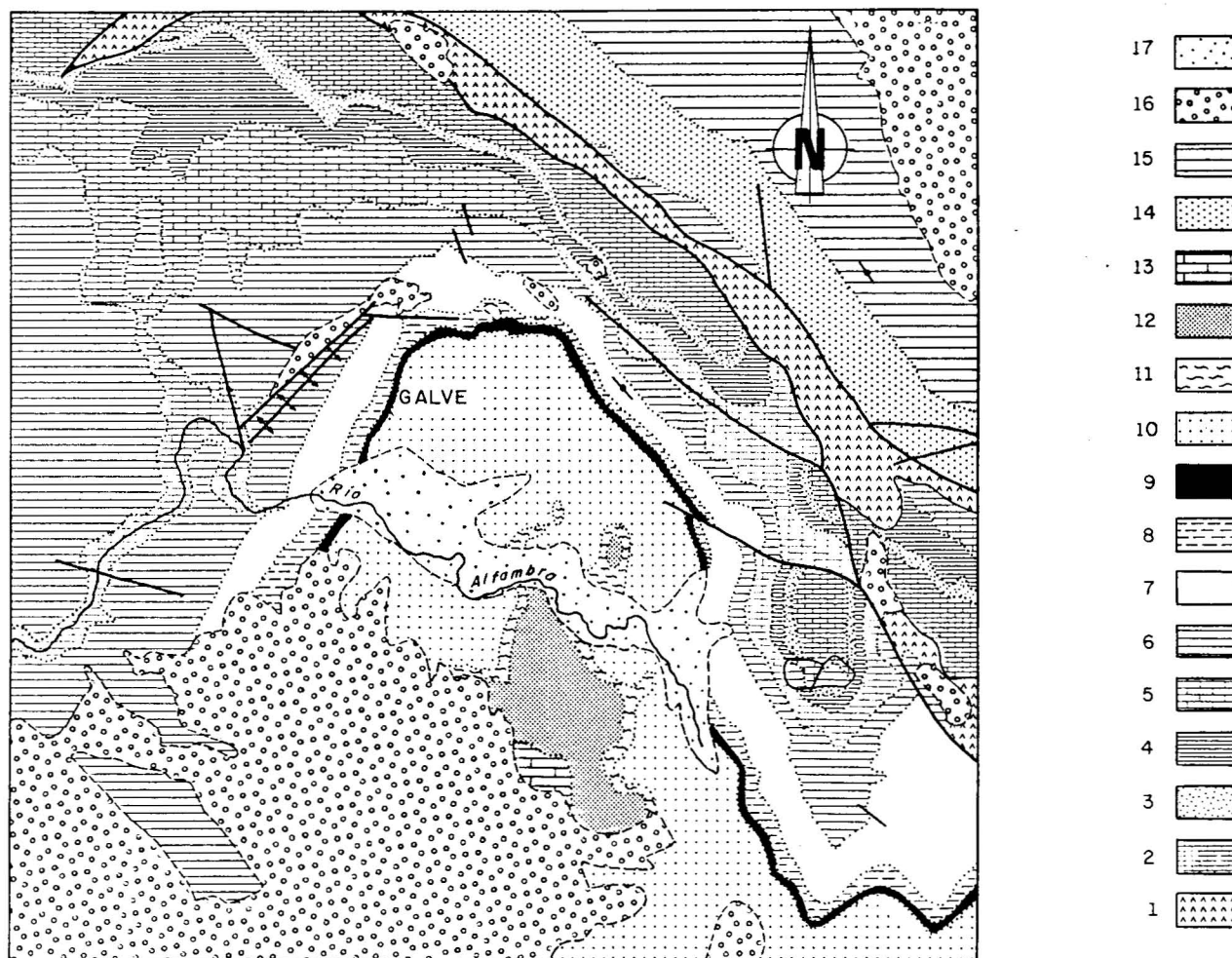


Fig. 1.—Cartografía geológica del sinclinal de Galve (Díaz Molina *et al.*, 1985): 1) facies Keuper; 2) Fms Cortes de Tajuña, Cuevas Labradas y Barahona (Lías inf.-med.); 3) Fm. Turmiel (Lías sup.); 4) Fm. Chelva (Dogger); 5) Fm. Loriguilla (kimm.); 6) Fm. Higuieruelas (Kimm.); 7) Jurásico Superior detrítico carbonatado; 8) unidad 3 (Cret. Inf.; fig. 3); 9) unidad 4; 10) unidad 5; 11) unidad 6; 12) areniscas y arcillas (Barrem. ?); 13) margas, calizas y areniscas (Barrem. ?-Apt. ?); 14) Fm. Utrillas (Albiense); 15) calizas y dolomías (Cret. Sup.); 16) conglomerados y arcillas (Terciario); 17) depósitos aluviales (Cuaternario).

estudian los 500 m basales de la sucesión cretácica que son los que se caracterizan, hasta el momento, por su contenido en restos de arcosaurios.

Estratigrafía

Sobre los «grainstones» oolíticos del techo de la Fm. Higuieruelas (Gómez y Goy, 1979) se apoya una unidad de 170 m de espesor (unidad 2, figs. 1, 2 y 3) que consiste en una superposición de ciclos formados por términos carbonatados y términos terrígenos. Los términos formados por sedimentos terrígenos fueron interpretados como una llanura deltaica en la que

dominaban los procesos fluviales, aunque también estuvo afectada por las mareas (Díaz Molina, Yébenes, Goy y Sanz, 1985). Los canales de la llanura deltaica pertenecían a un sistema múltiple, distribuidor, eran de baja sinuosidad y estuvieron sometidos a frecuentes avulsiones. Los términos carbonatados de los ciclos corresponderían a una bahía desarrollada en el sector interno de una plataforma carbonatada poco profunda. Se identificaron como los depósitos de desembocadura de los canales las capas de arenisca fina, bioturbadas, que se interestratifican entre los términos carbonatados de los ciclos. En esta unidad se ha encontrado la siguiente asociación de foraminíferos: *Pseudocyclamina* gr. *lituus*, *Archispirocyclus* lusita-

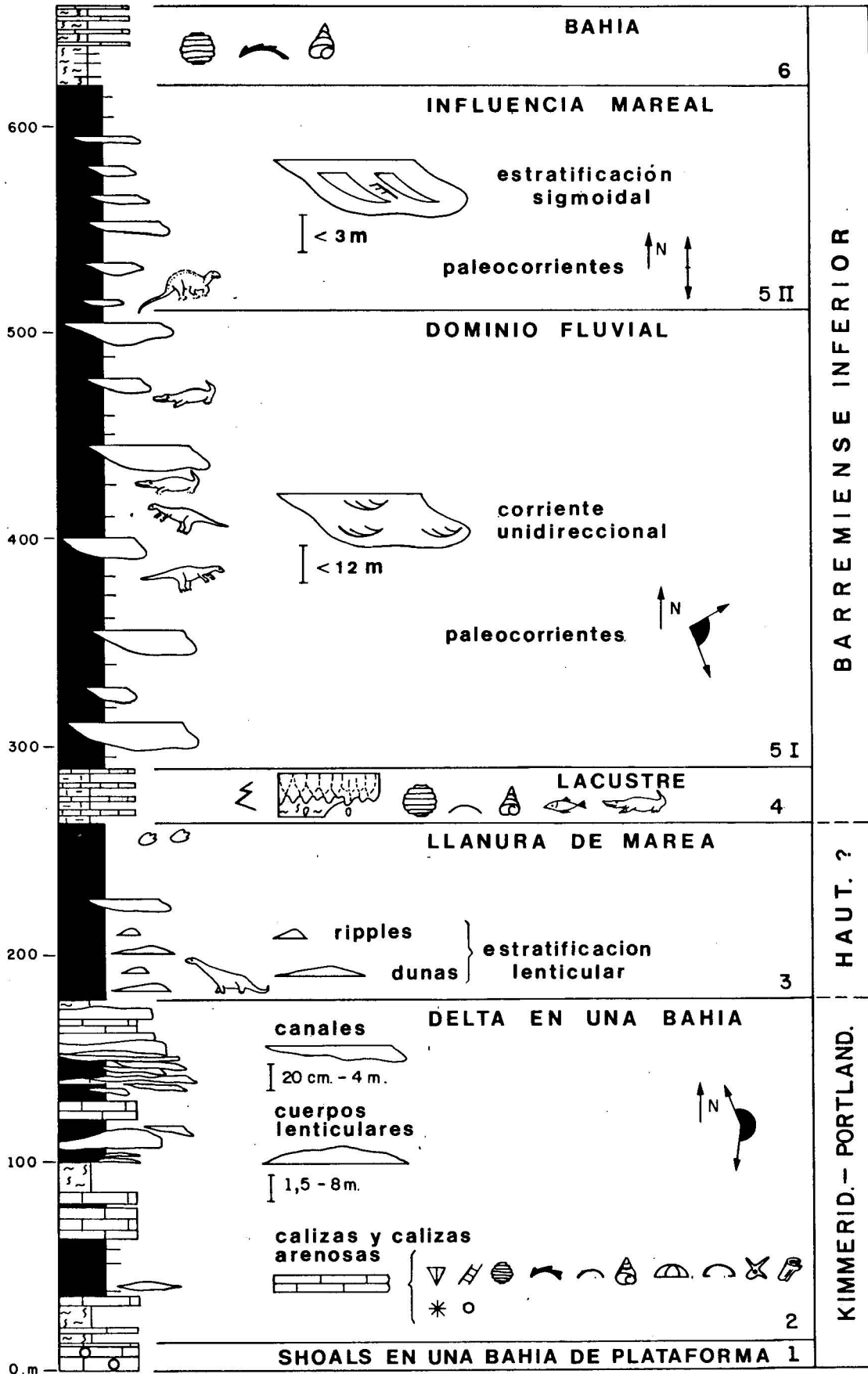


Fig. 2.—Síntesis estratigráfica de parte de la sucesión del Jurásico y Cretácico en el sinclinal de Galve (Díaz Molina *et al.*, 1985).

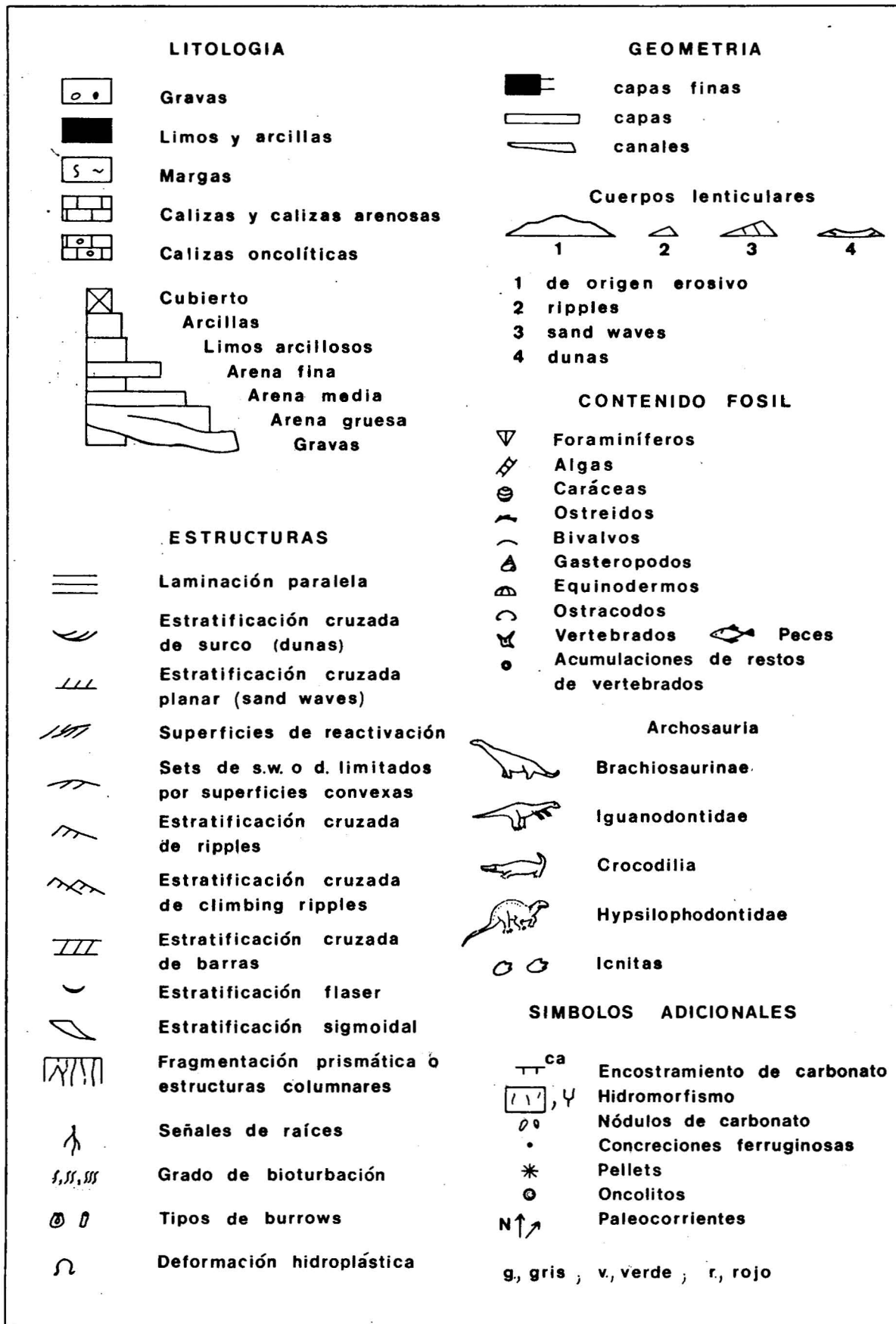


Fig. 3.—Leyenda para todas las figuras.

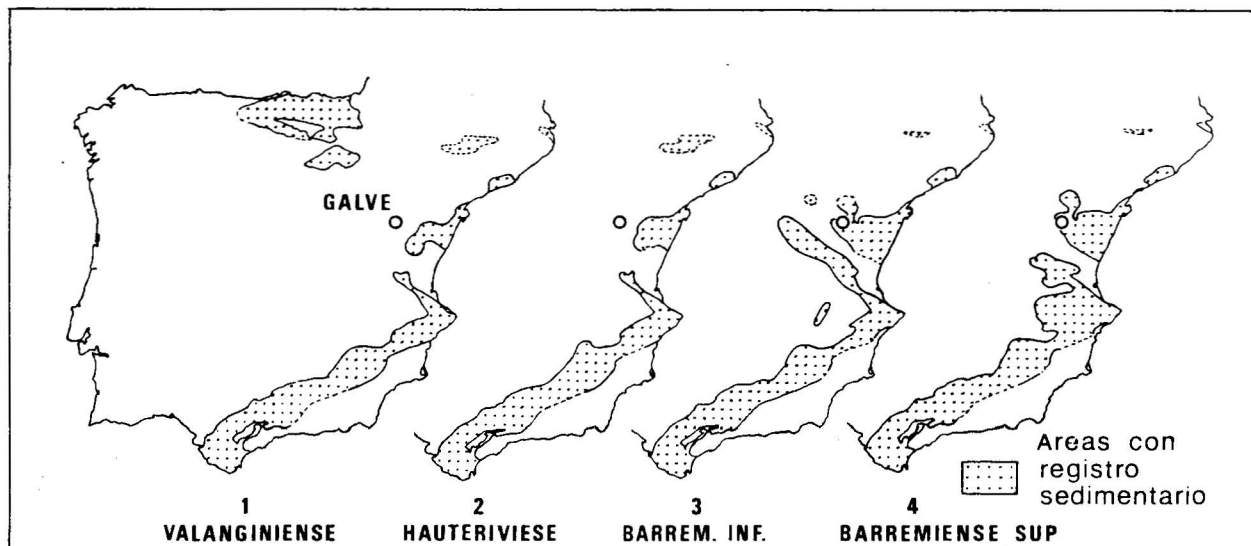


Fig. 4.—Evolución de las áreas con registro sedimentario entre el Valanginiense y el Barremiense Sup., según García (1982).

nica y *Rectocyclamina arrabidensis*, que podrían indicar una edad Portlandiense (Díaz Molina *et al.*, *op. cit.*).

Sobre esta unidad se apoya otra unidad estratigráfica de características litológicas notablemente diferentes (unidad 3, figs. 1, 2 y 3). Esta unidad está formada predominantemente por limos de color rojo, con intercalaciones de escaso espesor de sedimentos terrígenos más gruesos. Alcanza una potencia de 85 m. Hacia la base de esta unidad se encuentra la localidad conocida con el nombre de Las Zabacheras (Lapparent, 1960; Sanz, 1982; Sanz *et al.*, 1984), este yacimiento ha proporcionado restos de un Saurópodo cuyas piezas han sido identificadas como pertenecientes a los Camarasauridae, que tienen una distribución estratigráfica que va desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior.

La siguiente unidad estratigráfica (unidad 4, figs. 1, 2 y 3) está formada por una alternancia de términos margosos y micríticos y tiene un espesor de 24 m. En esta unidad existen dos yacimientos de vertebrados (fig. 9) de los que provienen restos de *Bernissartidae*, cf. *Therisuchus* sp., *Goniopholididae* indet. (Sanz *et al.*, 1984). Además se ha encontrado la siguiente asociación de Charáceas (*): *Atopochara trivolvis triqueta*, *Globator trochiliscoides*, *Glabellochara harrisi* y *Perimneste ancora*, considerada como frecuente en el Barremiense Inferior de la Cordillera Ibérica. Gautier (1980) propone una edad Haut.-Barremiense basal para la mitad superior de su «Formación oscura», que sería equivalente a nuestra unidad 4. No existe transición litológica entre esta unidad y la infrayacente, ni tampoco transición vertical con la unidad 5.

La unidad 5 alcanza un espesor de 330 m (figs. 1, 2 y 3). Está constituida por limos arcillosos, arcillas y sedimentos terrígenos más gruesos que se presentan como cuerpos canalizados o bien con geometría de capa o lenticular. A esta unidad pertenecen los yacimientos de Cabezos de Santa Bárbara 1 y 2, La Mina

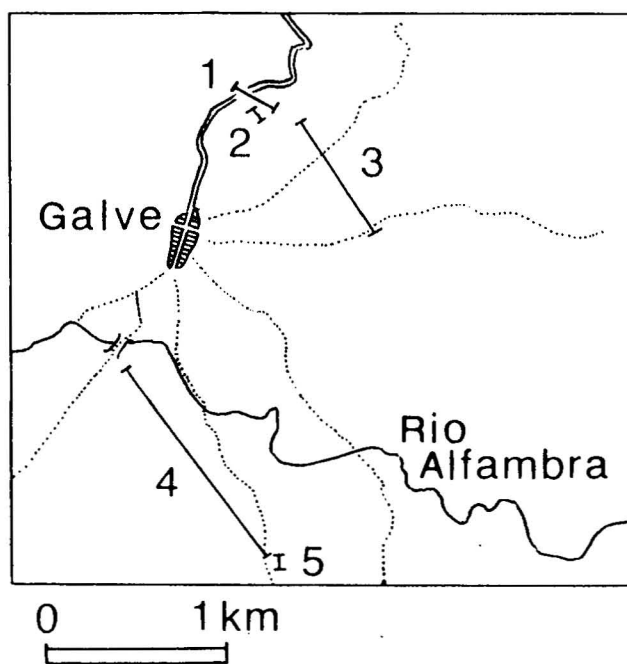


Fig. 5.—Situación de las columnas estratigráficas: 1, unidad 3; 2, unidad 4; 3 y 4, unidad 5; 5, unidad 6.

(*) Las Charáceas fueron identificadas por Guillermo Gutiérrez, Departamento de Paleontología de la Universidad Literaria de Valencia.

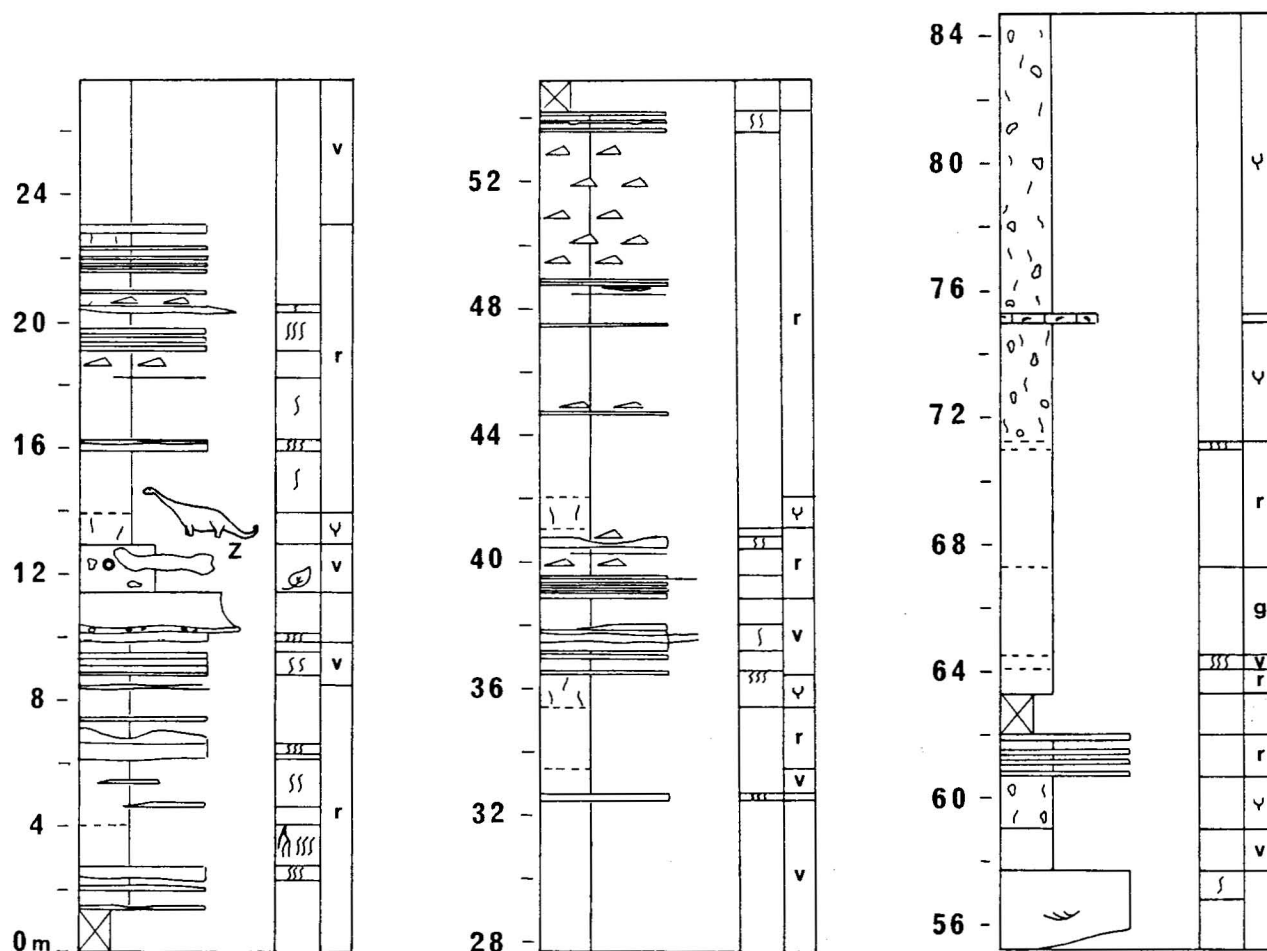


Fig. 6.—Columna estratigráfica de la unidad 3; z, yacimiento de Las Zabacheras.

y San Cristóbal, además de otros niveles, que han suministrado restos de vertebrados (fig. 2). En estos niveles se han obtenido restos de *Iguanodon bernissartensis*, *I. cf. mantelli*, *Bernissartia* sp., cf. *Valdosaurus* sp. y un ejemplar juvenil completo de *Bernissartia* (Buscalioni *et al.*, 1984).

El paso a la unidad suprayacente es gradual. La unidad 6 se caracteriza por el predominio de las margas verdes y su espesor es de 50 m. En esta unidad se ha identificado la misma asociación de Charáceas que la encontrada en la unidad 4, además de *Clypeator combei* y *Tolypella* sp.

En los mapas de áreas con registro sedimentario de las cuencas cretácicas españolas, realizados por García (1982), el sector de Galve formaría parte de la cuenca cretácica a partir del Barremiense Inferior (fig. 4).

Análisis de las facies

Unidad 3

Está formada por limos arcillosos y en menor

volumen por arenas finas, arenas medias y conglomerados (figs. 3, 5 y 6). Los limos arcillosos son en general de color rojo, también existen niveles de color verde y otros de colores verde, violeta, morado y mostaza que se interpretan asociados a procesos de hidromorfismo.

Los limos arcillosos son sedimentos masivos que en algunos niveles pueden presentar bioturbación y nódulos de carbonato. En el tercio superior de la unidad 3 el limo arcilloso es la litología predominante; en el resto de la unidad alternan regularmente con niveles de arenisca de escaso espesor.

Las areniscas de tamaño fino tienen geometría lenticular, geometría de capa o bien rellenan canales. Los cuerpos lenticulares y las capas son los tipos geométricos predominantes, los canales son escasos y el espesor de su relleno no supera los 2,5 metros.

Los cuerpos de arenisca de base canalizada tienen espesores comprendidos entre 0,20 y 2,5 m. Todos ellos están parcialmente bioturbados y sólo ocasionalmente se distingue alguna estructura sedimentaria



Fig. 7.—Sección transversal de una duna en los sedimentos de llanura de marea de la unidad 3.

en estos depósitos. Las estructuras identificadas son la estratificación cruzada de gran escala de surco, a veces con haces de láminas de origen mareal (Berg, 1980) o estratificación sigmoidal (Mutti, Allen, Rosell, 1984), la estratificación cruzada de pequeña escala («ripples»), la estratificación de «climbing ripples» y trenes de «sand waves» con la morfología preservada. Algunos de los cuerpos canalizados tienen en su base un depósito de carga residual conglomerático, formado por cantos blandos y de arenisca. Estos depósitos de carga residual tienen espesores comprendidos entre 0,07 y 0,03 m y son más frecuentes en la base de los cuerpos canalizados de menor espesor, entre 0,80 y 0,20 m.

Las areniscas con geometría lenticular pueden ser divididas en dos grupos. Estos grupos vienen definidos por su tamaño, que a su vez está en relación con la estructura sedimentaria que ha sido preservada. Los cuerpos lenticulares de menor espesor no sobrepasan los 3 cm de altura y se corresponden con «ripples» de corriente. El otro grupo de cuerpos lenticulares tiene espesores comprendidos entre 0,10 y 0,35 m, su base es horizontal o suavemente cóncava y su perfil puede corresponder a las morfologías preservadas de secciones más o menos longitudinales o transversales de «sand waves» y de dunas (fig. 1). Este grupo de cuerpos lenticulares suele presentar una intensa bioturbación, pero ocasionalmente se distinguen láminas cruzadas.

Las capas de arenisca tienen un espesor comprendido entre 0,12 y 0,30 m. Las bases de estos cuerpos es neta y normalmente horizontal, pero pueden presentar pequeñas incisiones de canales centimétricos. Aunque con frecuencia están bioturbadas, en las capas han podido distinguirse algunas estructuras y ocasio-

nalmente alguna secuencia. Las estructuras observadas son la estratificación flaser, la estratificación de «ripples» de corriente, la estratificación de «climbing ripples», deformación hidroplástica y secuencias formadas por laminación paralela hacia la base y estratificación de «ripples» hacia el techo. En la base de las capas puede estar presente un nivel de cantos de arcilla y de arenisca. Sobre las superficies de las capas o hacia su techo a veces se observan «ripples» de oscilación, de interferencia y «ripples» de oscilación truncados.

En las capas de arenisca pueden ser distinguidos tres tipos: las que están completamente bioturbadas, las que presentan estructuras de corriente de marea y las que tienen estructuras de desaceleración de corriente unidireccional. Las del primer tipo se presentan amalgamadas o bien se interestratifican con las de los otros dos tipos.

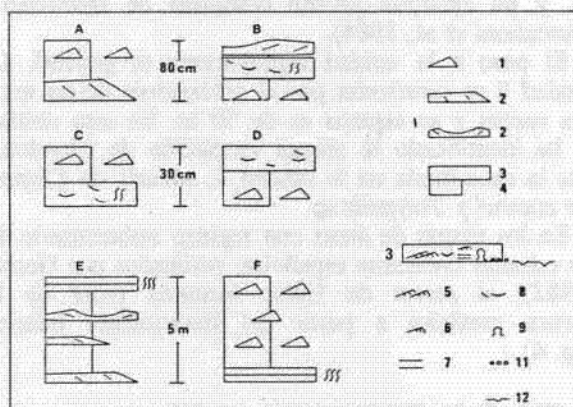


Fig. 8.—Estructuras sedimentarias en el interior de las capas y secuencias formadas por los sedimentos de llanura de marea de la unidad 3. 1 a 11 ver fig. 3; 12, base erosiva.

En la figura 8 se representan las relaciones verticales entre las capas con estratificación flaser y los cuerpos lenticulares. Las secuencias figuradas se superponen en sentido vertical y la unidad puede considerarse caracterizada por estas asociaciones de facies. Estas secuencias se interpretan como el resultado de regresiones (A y C, fig. 8) o transgresión + colmatación (PACs, Goodwin y Anderson, 1985) y transgresiones (C y D) dentro de un marco ambiental intermareal. Las secuencias E y F (fig. 8) se diferencian del resto en que los tramos alcanzan mayor espesor; en ellas la permanencia vertical de las facies podría ser debida a su preservación diferencial y no a una permanencia en las condiciones ambientales.

Las capas con estructuras propias de la desaceleración de una corriente, secuencias de laminación paralela y estratificación cruzada de «ripples» o bien «climbing ripples», aparecen interestratificadas entre limos con rasgos supramareales, hacia el techo de las secuencias de tipo A, C y E (fig. 8) o en la base de las secuencias de tipo B, D y F, y no se han observado interestratificadas con los términos que forman estas secuencias.

Los limos arcillosos que forman parte de las secuencias intermareales no siempre presentan diferencias notables con aquellos que alcanzan espesores mayores, sin intercalaciones de cuerpos de arenisca. Al margen de la presencia de colores de hidromorfismo y de los nódulos de carbonato que presentan algunos niveles, la única diferencia macroscópica entre ambos grupos es una frecuencia mayor de niveles claramente bioturbados en los limos interestratificados con las areniscas. Los limos arcillosos con colores de hidromorfismo, moteados de colores debidos a procesos de oxidación-reducción, y nódulos de carbonato,

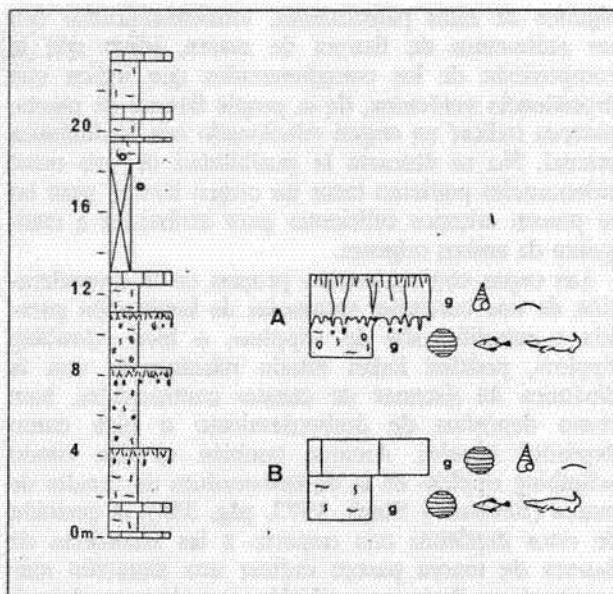


Fig. 9.—Columna estratigráfica de la unidad 4.

se pueden interpretar como horizontes de suelos hidromórficos o gleys calcíticos (Freytet y Plaziat, 1982). La presencia ininterrumpida, en sentido vertical, de ambos aspectos indicaría el ascenso progresivo del nivel freático y del perfil pedológico, que a su vez podría haber estado relacionado con una tasa de acumulación relativamente lenta y constante.

Los paleocanales que aparecen a lo largo de esta sucesión estratigráfica podrían haber tenido dos orígenes diferentes: haber formado parte de sistemas fluviales o haber sido canales de marea. La posición de



Fig. 10.—Aspecto de las secuencias de margas y calizas que caracterizan a la unidad 4.

algunos de estos paleocanales, interestratificados con los sedimentos de llanura de marea, junto con la composición de los conglomerados que indica una procedencia autóctona, de la propia llanura de marea, parecen indicar un origen relacionado con la dinámica mareal. No se descarta la posibilidad de que otros paleocanales pudieran tener un origen fluvial, pero no se poseen criterios suficientes para atribuirlos a cualquiera de ambos orígenes.

Las capas con estructuras propias de la desaceleración de una corriente, secuencias de laminación paralela y estratificación de «ripples», o bien «climbing ripples», podrían haber estado relacionadas con la dinámica de sistemas de canales continentales, bien como depósitos de desbordamiento o bien como depósitos distales. Aunque también se han citado «climbing ripples» en la desembocadura de canales de marea (Reineck y Singh, 1973, pág. 358), la posición de estos depósitos con respecto a las secuencias de llanura de marea parece indicar una situación más proximal, es decir, una relación con sistemas deposicionales continentales y no con canales de marea.

En resumen, la unidad 3 puede considerarse formada por sedimentos de llanura de marea y supramareales. La llanura de marea se caracteriza por el predominio del fango. Los sedimentos supramareales corresponderían a una llanura costera en la que los aportes de terrígenos probablemente estuvieron relacionados con sistemas deposicionales continentales. En conjunto la sucesión estratigráfica de esta unidad muestra una tendencia general regresiva.

Unidad 4

La unidad 4 se caracteriza, desde el punto de vista litológico, por la presencia de materiales carbonatados, alternancia de sedimentos margosos y calcáreos, siendo predominantes los primeros (figs. 9 y 10). No obstante, en este área se han encontrado también areniscas blancas intercaladas entre estos sedimentos.

Las facies margosas, de color gris, contienen abundantes charáceas, dientes de peces y restos de vertebrados. Es frecuente la aparición de nódulos de micrita arcillosa en el seno de las margas. Se interpretan como sedimentos de agua dulce o salobre depositados en lagunas efímeras, con importantes aportes de materiales terrígenos finos. Los tramos margosos ricos en nódulos se formarían en las zonas periféricas de las lagunas y/o en las fases de desecación de las mismas, en condiciones palustres.

Las facies calcáreas están constituidas por «mudstones» más o menos arcillosos. Se pueden distinguir dos tipos: «mudstones» arcillosos conteniendo gasterópodos, bivalvos y frecuentes estructuras prismáticas de desecación, y «mudstones» masivos con charáceas, gasterópodos y bivalvos. Corresponden a sedimentos de lagos efímeros con escasos aportes de terrígenos. Los tramos con estructuras prismáticas de desecación

se depositarían en las zonas periféricas de las lagunas y/o en las fases de desecación de las mismas.

Las areniscas, de espesor métrico, rellenan paleocanales. En ellas no se observa ningún tipo de estructura.

Estas facies están organizadas en secuencias de margas y calizas (fig. 9). Las margas con nódulos forman secuencia con las calizas con estructuras de desecación, mientras que las margas más puras están verticalmente relacionadas con las calizas masivas.

En conjunto la unidad 4 corresponde a depósitos de lagunas efímeras de aguas dulces o salobres, situa-

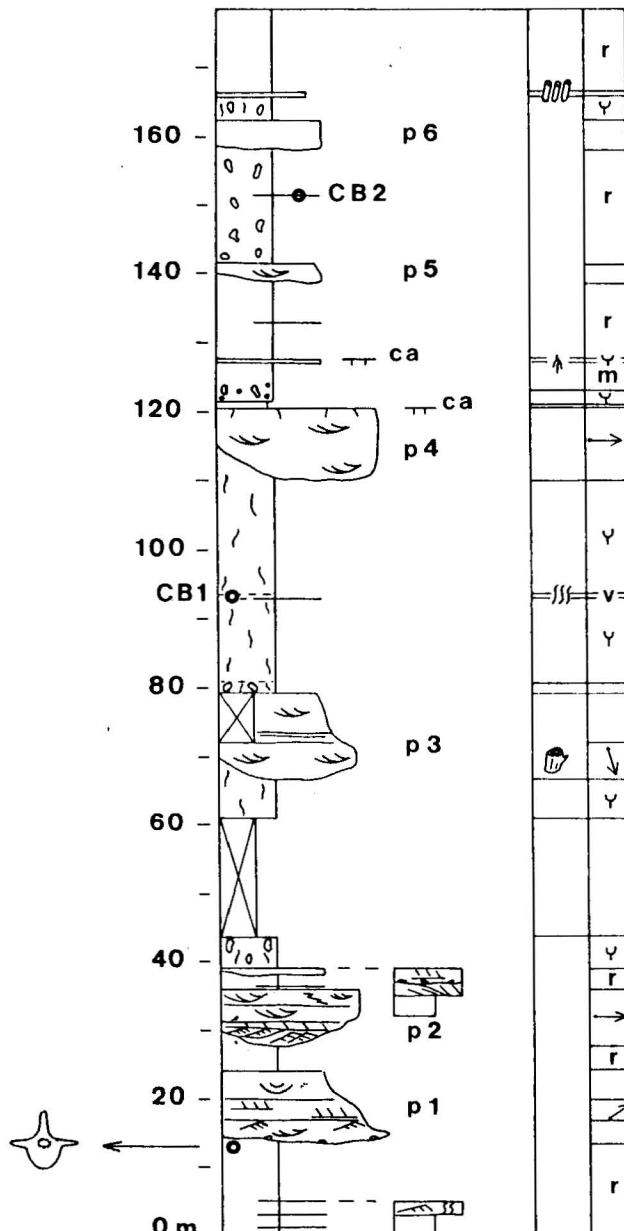


Fig. 11.—Columna de Cabezos de Santa Bárbara, unidad 5. CB1 y CB2 yacimientos de Cabezos de Santa Bárbara 1 y 2 respectivamente. p. 1-6 es la numeración de los paleocanales.

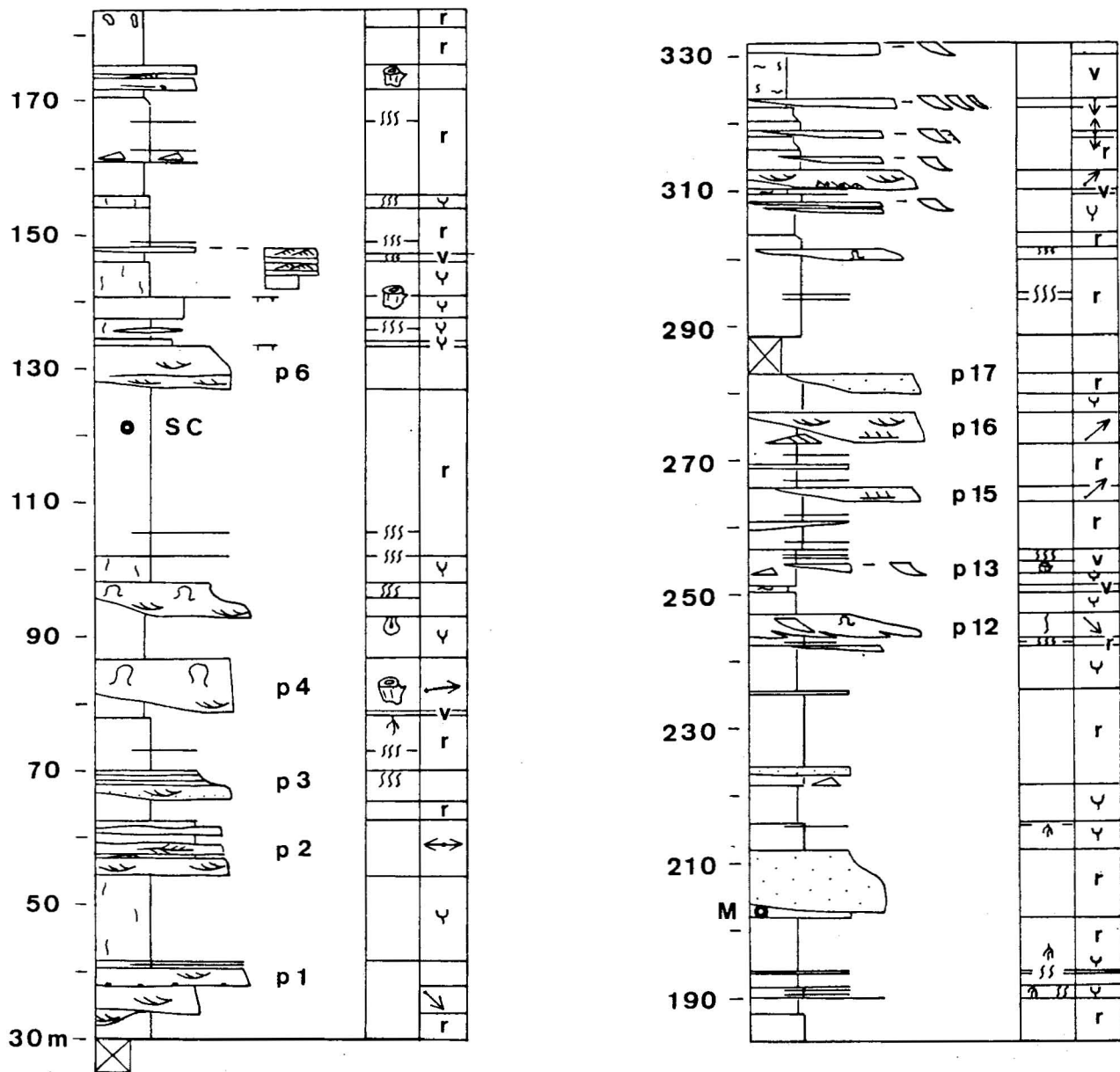


Fig. 12.—Columna del Río Alfombra, unidad 5. SC, yacimiento de San Cristóbal; M. yacimiento de La Mina. p 1-16 es la numeración de los paleocanales.

das probablemente en zonas no muy alejadas de la línea de costa. La desecación episódica de las lagunas daría origen a sedimentos palustres. La alternancia de depósitos ricos y pobres en sedimentos terrígenos finos podría ser explicada por variaciones espaciales en el sistema distribuidor de los terrígenos.

Unidad 5

De esta unidad se han obtenido dos columnas estratigráficas parciales (figs. 11 y 12). Su sucesión estratigráfica está constituida por limos arcillosos, arcillas, arenas, areniscas y gravas; en menor volumen están también presentes margas y calizas. Su límite con la unidad inferior se ha establecido en el cambio neto entre ambos grupos de litologías; por el contrario, su tránsito con la unidad 6 es gradual y el límite con ésta es, por lo tanto, arbitrario. Este límite se ha hecho coincidir con la desaparición de los canales del techo de la unidad 5.

Sedimentos no canalizados
La litología dominante son los limos arcillosos,

Sedimentos no canalizados

La litología dominante son los limos arcillosos,

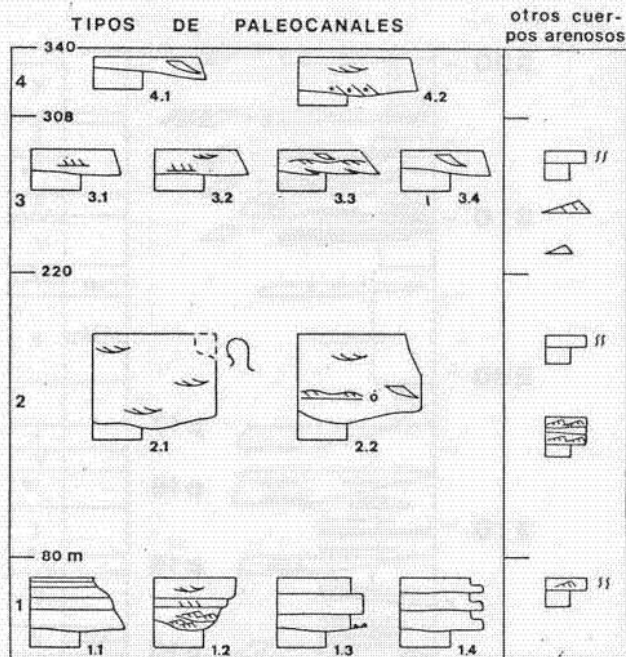


Fig. 13.—Tramos de la unidad 5 caracterizados por grupos de paleocanales. Cada grupo incluye tipos diferentes.

generalmente rojos, aunque también existen colores verdes y morados, y colores de hidromorfismo. Otros aspectos que caracterizan a estos niveles son la presencia de nódulos de carbonato, asociados o no a los colores de hidromorfismo, señales de raíces, concreciones ferruginosas y la presencia de restos de vertebrados. Las arcillas son también masivas y presentan características análogas a las de los limos, en ellas no se han encontrado concreciones ferruginosas.

Los terrígenos más gruesos, arenas y gravas, presentan geometrías semejantes a las descritas para las areniscas y conglomerados de la unidad 3. En esta unidad los cuerpos canalizados son más potentes y la proporción de cuerpos lenticulares y de capas es relativamente menor.

Las arenas de geometría lenticular, aunque escasas, están presentes en el tramo 3 de la sucesión (fig. 13). En esta unidad también se distinguen dos grupos de cuerpos lenticulares que se corresponden con «ripples» y «sand waves» preservados. En los «sand waves» ocasionalmente se distinguen haces de láminas.

Las capas están generalmente formadas por areniscas de tamaño muy fino a medio-grueso y tienen espesores comprendidos entre 0,05 y 0,30 m. Incluimos también en este tipo geométrico algunos depósitos de tendencia tabular, pero de base erosiva y techo irregular. La base de las capas de arenisca es siempre neta, en ocasiones erosiva y con estructuras de carga. Las capas se presentan de forma individual o amalgamadas, no superando la superposición de capas los 0,70 m de espesor. El cemento es calcáreo y de origen edáfico. Los procesos edáficos se manifiestan por la presencia de señales de raíces junto con estructuras prismáticas y colores de hidromorfismo. Las únicas estructuras que han sido identificadas en el interior de las capas son la estratificación cruzada de «ripples» y de «climbing ripples».

Paleocanales

Los cuerpos canalizados presentan características muy diversas, pero pueden ser diferenciados cuatro grandes grupos que caracterizan cuatro intervalos de la sucesión estratigráfica (fig. 13).



Fig. 14.—«Coset» de estratificación cruzada planar. El «set» inferior presenta superficies de reactivación del tipo formado bajo condiciones de flujo constantes (McCabe y Jones, 1977).

Grupo 1

El primer grupo de paleocanales incluye a todos los que aparecen en el intervalo que abarca los 80 m basales de la sucesión estratigráfica de esta unidad. El espesor de estos cuerpos es relativamente potente, alrededor de 10 m, y pueden descomponerse en unidades de relleno que, por lo general, presentan una marcada agradación vertical. Estas unidades de relleno están limitadas por superficies horizontales, a veces ligeramente erosivas, que destacan por estar asociadas a cambios granulométricos o en el tipo de estructuras. Las secuencias de relleno son de tres tipos: con tendencia positiva aunque incompleta, tendencia negativa o ausencia de pauta.

Las unidades de relleno pueden consistir de un solo «coset» de estratificación cruzada de gran escala (planar o de surco), de estratificación cruzada de pequeña escala («ripples») y estratificación de «foresets» de barras con superficies de reactivación (fig. 14). Hacia el techo de la secuencia de relleno de los paleocanales las unidades de agradación vertical pueden tener espesores menores (entre 0,20 y 0,30 m) y estar bioturbadas. En la base de estas unidades puede encontrarse un depósito de carga residual formado por grava de cuarzo y cantos blandos.

Hacia la base del segundo cuerpo canalizado de la columna de Cabezos de Santa Bárbara (fig. 11) se observa una unidad de relleno con más de un «coset», formada por canales imbricados con «climbing ripples». Estos canales imbricados son los únicos casos de incisión importante observados en los paleocanales de esta unidad, en los que predomina la agradación vertical. El resto de la secuencia de relleno de este ejemplo presenta una superposición de unidades tabulares y en conjunto muestra una tendencia negativa.

De los seis paleocanales que se incluyen en este grupo (p. 1, 2 y 3 de la fig. 11, y p. 1, 2 y 3 de la figura 12) cinco muestran estructuras unidireccionales, pero uno de ellos muestra paleocorrientes bidireccionales (p. 3, fig. 12) y preservación de superficies de erosión convexas al techo de los «sets» de gran escala. Otra diferencia que presenta el relleno de este paleocanal son cambios muy bruscos, en sentido vertical y dentro del mismo «coset», en la granulometría de los trenes superpuestos de dunas (arena gruesa a arena fina). No existen modelos completos, aunque sí algunas observaciones, sobre las modificaciones que las mareas pueden producir sobre el régimen hidrológico de un sistema fluvial y sobre las formas del lecho; no obstante, las paleocorrientes bidireccionales, las superficies de erosión convexas y la alternancia rítmica, en este ejemplo, en el tamaño de grano de las estructuras de corriente podría ser el resultado de la disminución periódica de la velocidad de la corriente del río, producida por la entrada de una corriente de flujo. Sin embargo, si cada ciclo de marea pudiera haber estado relacionado con estos cambios en la granulometría de los trenes de dunas superpuestos, habría que suponer una agradación muy rápida de los canales. En contraste, en los sedimentos de costas dominadas por la dinámica de las mareas la sedimentación de un solo tren de dunas puede ser correlacionada incluso con más de un ciclo lunar (Terwindt, 1981).

Grupo 2

Este grupo de paleocanales es uno de los más homogéneos de esta sucesión estratigráfica. Los cuerpos canalizados tienen espesores comprendidos entre 3 y 12 m (fig. 15), y su relleno consiste fundamental-



Fig. 15.—Paleocanal del tipo 2.1 (fig. 13), con agradación vertical continua, cementado a techo por procesos edáficos.



Fig. 16.—Haces de láminas en el relleno de un paleocanal del grupo 2 (fig. 13).

mente de arena muy gruesa y de arena media. El relleno de estos paleocanales se caracteriza por presentar una agradación continua, formada por un solo «coset» de estratificación cruzada de gran escala de surco, a veces de 12 m de espesor (p. 4 en la fig. 13); el «coset» de estratificación cruzada de surco presenta a veces deformación hidrolástica que afecta a la mitad superior del espesor del cuerpo arenoso. Existen dos paleocanales que no presentan este tipo de relleno y otros dos con relleno masivo.

De este tipo de relleno puede inferirse una agradación continua y posiblemente rápida. Las únicas variaciones detectadas en algunos ejemplos, en sentido vertical, han sido la disminución del tamaño de grano, de arena muy gruesa a arena muy fina, y la disminución del espesor de los «set» de estratificación cruzada. Estos paleocanales, que presentan disminución del tamaño de grano hacia el techo (p. 5 y p. 6 de la fig. 12), suelen mostrar desarrollo de paleosuelos. En el resto de los ejemplos se pueden realizar observaciones hasta el techo del cuerpo arenoso, en ellos el relleno termina con estratificación cruzada de gran escala, a veces formada por arena muy gruesa. Ocasionalmente en alguno de estos ejemplos se observan «sets» erosionados por superficies convexas y haces de láminas, aunque las superficies de reactivación no muestran evidencias de decantación (fig. 16).

Los paleocanales, que presentan un relleno constituido por un único «coset», deformaciones hidrolásticas y un techo del cuerpo arenoso que no manifiesta una disminución en la velocidad de la corriente, probablemente han sufrido un relleno continuo y rápido y, además, han sido abandonados bruscamente. El abandono podría haberse producido por un proceso de avulsión, a su vez condicionado por el taponamiento

brusco aguas abajo por sedimentación rápida y abundante sobre el lecho.

El relleno de algunos paleocanales es masivo y no se observan estructuras biogénicas.

Grupo 3

El primer cambio apreciable entre este grupo y los anteriormente descritos es la diferencia de escala; el espesor del relleno de los paleocanales del grupo 3 oscila entre 0,60 y 4,5 m. Otra diferencia es que se trata de un grupo muy heterogéneo de tipos de cuerpos canalizados, entre dos tramos (grupos 2 y 4) en los que los paleocanales se caracterizan por su mayor homogeneidad.

En este grupo existen paleocanales comparables a los del grupo 2 (3.1 y 3.2 de la fig. 13), de cuyo relleno se puede inferir una agradación vertical continua. El relleno está constituido por un solo «coset» de estratificación cruzada de gran escala planar (p. 15, de la fig. 12 y 3.1 de la fig. 13) o bien por una secuencia formada por estratificación cruzada de gran escala de surco. En ambos paleocanales el cuerpo arenoso termina con arena muy gruesa.

Otros dos tipos de paleocanales presentes en este grupo manifiestan una influencia de las mareas (3.3 y 3.4 de la fig. 13; p. 12 y 13 de la fig. 12). El ejemplo p. 12 (fig. 12) es un cuerpo de base cóncava, pero no erosiva, sino transicional con los limos arcillosos de su substrato. En el interior de este cuerpo arenoso se ha identificado un «coset» de estratificación cruzada de gran escala planar, con haces de láminas y superficies de erosión convexas limitando los «sets» de estratificación cruzada de los trenes superpuestos de dunas. Los haces de láminas son un



Fig. 17.—Ejemplo de haces de láminas en el relleno de un paleocanal del grupo 4 (fig. 13).

criterio suficiente para interpretar la presencia de corrientes de marea durante la formación del depósito. Las superficies de erosión convexas al techo de los «sets» no son por sí solas un criterio diagnóstico, aunque también son una de las modificaciones que las corrientes de marea producen sobre las formas del lecho (Terwindt, 1981, p. 12 y Berg, 1980, p. 21). En resumen, el cuerpo p. 12 puede considerarse la desembocadura de un canal en una zona intermareal.

El otro tipo de paleocanal que también manifiesta en su relleno un control de corrientes de marea está representado por un único ejemplo (p. 13 de la fig. 12 y 3.4 de la fig. 13), aunque este tipo va a caracterizar al tramo suprayacente. Su relleno tiene escaso espesor, 0,80 m, y presenta haces la lámina.

Grupo 4

Casi todos los paleocanales de este tramo pueden ser caracterizados con el tipo 4.1 (fig. 13). Las excepciones son dos ejemplos que presentan agradación vertical continua (4.2 de la fig. 13) y que son semejantes a otros tipos presentes en los tramos 2 y 3.

El tipo 4.1 incluye paleocanales con un espesor de relleno comprendido entre 1,20 y 1,60 m y formado por arena gruesa o microconglomerado. Las estructuras identificadas son «sets» de gran escala formados por haces de láminas (fig. 17) y la estratificación cruzada de gran escala de surco. Un paleocanal puede presentar sólo la primera de estas estructuras o bien ambas; cuando ambas están presentes los haces de láminas se encuentran hacia la base y la estratificación cruzada de surco hacia el techo. Además de los haces de láminas también pueden observarse «ripples» sobre las superficies de reactivación (los «ripples» dirigidos

en dirección opuesta a la de la estratificación de gran escala) y disminución en sentido lateral de la anchura de los haces de láminas. Los «ripples» los consideramos asociados a una corriente de flujo y el segundo aspecto con los cambios de velocidad que sufren las corrientes de marea a lo largo de un ciclo lunar (Berg, 1981).

Discusión

A pesar de que existe una variabilidad en las dimensiones de los cuerpos canalizados a lo largo de toda la sucesión estratigráfica de la unidad 5 (fig. 18), se observa una tendencia general a la disminución del tamaño de este tipo de cuerpos. De estas diferencias en tamaño pueden inferirse una variabilidad lateral y una evolución vertical en los canales del sistema fluvial. La variabilidad lateral puede ser explicada a partir de un modelo de abanico fluvial húmedo, en el sentido de Schumm (1977), formado por un sistema de canales múltiples, de tipo distribuidor, en el que la escorrentía superficial se reparte a través de canales de diferentes dimensiones. La disminución vertical en el tamaño de los canales refleja la tendencia, en sentido radial, de los sistemas fluviales distribuidores a la disminución en el tamaño de los canales. Esta tendencia que se infiere de la evolución vertical y horizontal de los sistemas fluviales antiguos fue deducida por primera vez a partir del análisis sedimentológico de formaciones fluviales antiguas por Friend (1978).

La geometría de los paleocanales y la de las unidades sedimentarias que los rellenan son propias de los canales de baja sinuosidad. Es muy probable que estos sistemas fluviales formaran su propia superficie

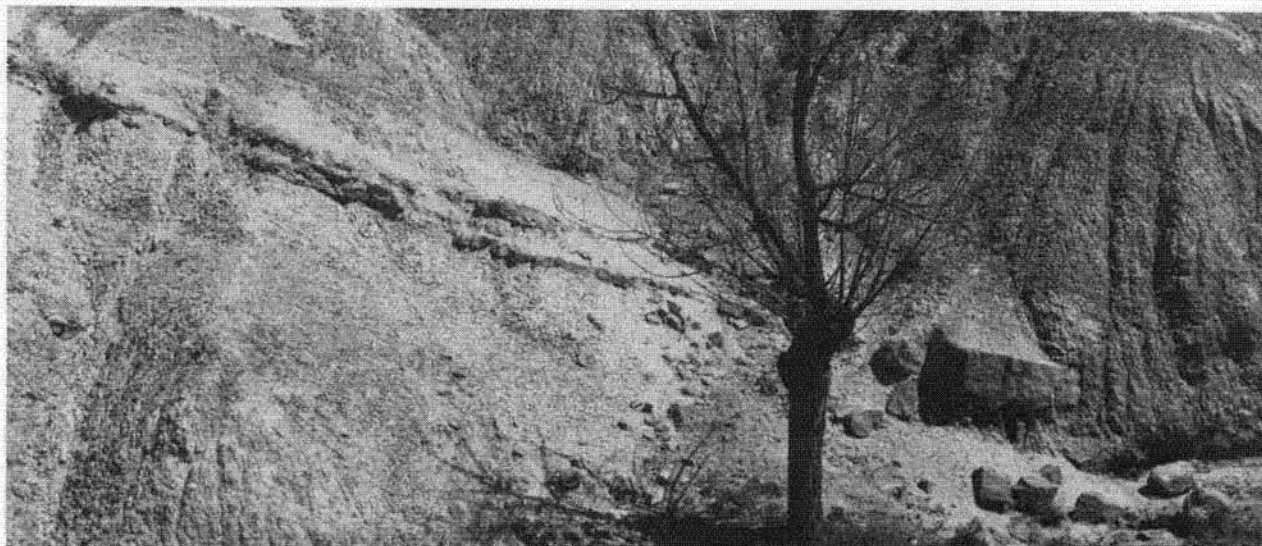


Fig. 18.—Paleocanal y depósitos de desbordamiento en el tramo 3 de la unidad 5. Compárense sus dimensiones con las del paleocanal de la fig. 15.

de sedimentación con el ángulo requerido para el transporte de agua y de sedimentos hacia el mar, como sucede en los sistemas deltaicos actuales, en los que los canales permanecen rectos, sin meandros que reducirían su gradiente y que producirían agradación (Schumm, 1977, p. 297). El hecho de que estos canales sean rectos podría deberse a un fenómeno de este tipo, no obstante otro control que produce un cambio de modelo, de meandriforme a recto, es traspasar un umbral de pendiente, por debajo del cual los ríos dejan de ser meandriformes (Schumm, 1977, páginas 121-131).

Los limos masivos, a veces con procesos edáficos, y las capas de areniscas, serían los depósitos de desbordamiento de los sistemas fluviales, se corresponderían respectivamente con la llanura de inundación y «crevasses». La agradación o «backfilling» de los canales probablemente se produciría por una elevada producción de sedimentos del área fuente y la subida relativa del nivel del mar. La elevada producción de sedimentos implicaría a su vez una carga de fondo importante que suele condicionar un modelo de canal trezado; no obstante, en condiciones de pendiente muy baja, la tendencia, a pesar de la carga de sedimentos, sigue siendo a formar canales rectos (Schumm y Khan, 1972).

En muchos sistemas antiguos de canales múltiples los depósitos distales de los canales son análogos a los descritos por Friend (1978), capas de poco espesor y relativa continuidad lateral. En estos sistemas fluviales, cuyo nivel de base corresponde a una línea de costa, las corrientes de marea distribuirían el sedimento llevado hasta las desembocaduras de los sistemas fluviales. Las corrientes de marea se detectan fácilmente en

el grupo de canales del tramo 4 (fig. 17), que se corresponde con el techo de la unidad 5, pero otros paleocanales de los grupos 2 y 3 también presentan algunos aspectos que podrían estar relacionados con interferencias de una corriente de flujo de marea sobre las formas del lecho de un río (paleocorrientes de sentido opuesto, superficies de erosión convexas, haces de láminas sin evidencia de decantación sobre las superficies de reactivación).

Unidad 6

La unidad 6 está formada por conglomerados, areniscas, limos, arcillas, margas y calizas (fig. 19). En su conjunto esta unidad muestra la relación espacial entre un sistema deposicional de aportes de sedimentos terrígenos y un ambiente marino restringido. Sobre esta unidad se apoya una sucesión estratigráfica de características sedimentológicas análogas a las de la unidad 5.

Los limos y arcillas son masivos, de color verde, rojos, o bien presentan colores de hidromorfismo. Los sedimentos terrígenos más gruesos pueden ser clasificados en los mismos tipos geométricos que se han distinguido en la unidad precedente. Los paleocanales tienen espesores comprendidos entre 0,40 y 1,30 m y su relleno lo forman desde conglomerados hasta areniscas de grano fino. Se diferencian de los paleocanales de la unidad 5 en la presencia de restos de ostreidos. En el interior de estos cuerpos se distinguen: secuencias positivas, alternancias de estratificación paralela y estratificación cruzada de «ripples», o un «coset» de estratificación cruzada de gran escala («sand waves») con «sets» limitados por superficies de

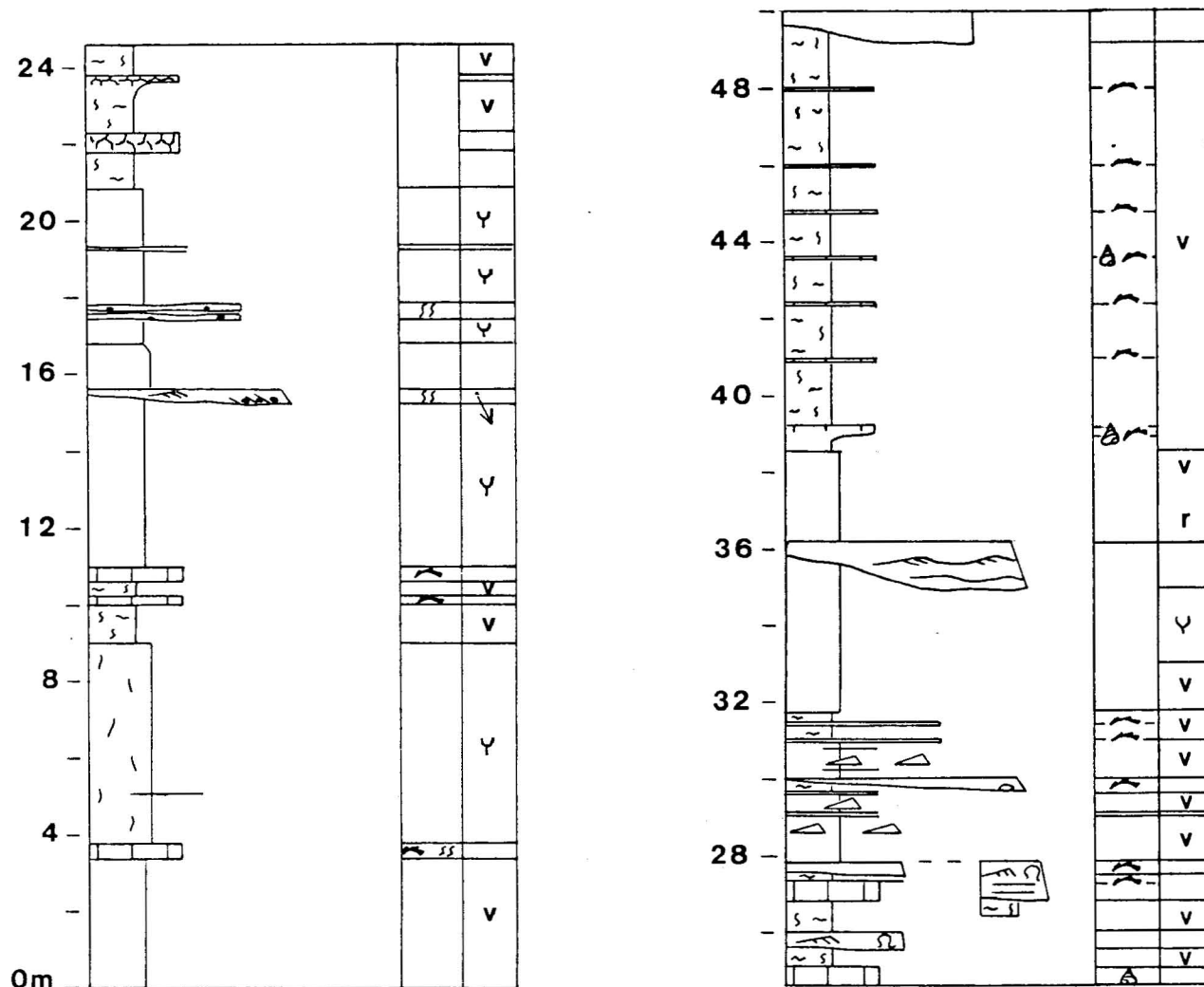


Fig. 19.—Columna estratigráfica de la unidad 6.

erosión convexas. En el relleno de uno estos paleocanales no se distinguen estructuras sedimentarias, estando formado por conglomerados e intercalaciones de calizas.

Las capas tienen espesores comprendidos entre 0,80 y 0,20 m. Están bioturbadas y en ocasiones contienen ostreidos y cantos blandos. La estratificación lenticular está incluida en una matriz arcillosa y sobre estas facies aparecen capas de mudstones calcáreos.

Los términos calcáreos presentes en la unidad 6 incluyen tramos margosos y distintos grupos texturales de calizas. Los niveles de margas constituyen la litología dominante, sobre todo en la parte superior de la unidad, mientras que las calizas aparecen subordinadas como capas finas y medias (de 0,05 a 0,30 m).

Algunos niveles de margas, en general de color verde, contienen charáceas y esporádicamente pueden presentar estratificación lenticular.

Entre las calizas predominan los tipos micríticos, fundamentalmente «wackestones» y «mudstones» bioclásticos con gasterópodos y ostreidos. Con frecuencia aparecen texturas de bioturbación en estos niveles calcáreos. En la parte superior de la unidad las capas de calizas contienen abundantes ostreidos, de varias especies, que llegan a formar acumulaciones de tipo «floatstone» y «rudstone», sobre todo a techo de las capas. En algunos canales con relleno arenosos y bioclástico se pueden observar niveles discontinuos muy finos, micríticos, que podrían indicar un funcionamiento efímero e intermitente de estos canales (fig. 20).

En base a las caracterizaciones sedimentológicas y al contenido fósil se pueden interpretar estos materiales calcáreos como sedimentos depositados en ambientes de baja energía y salinidad variable, en general menor que la marina normal, como los que se desarrollan en bahías influenciadas por sistemas deltaicos.

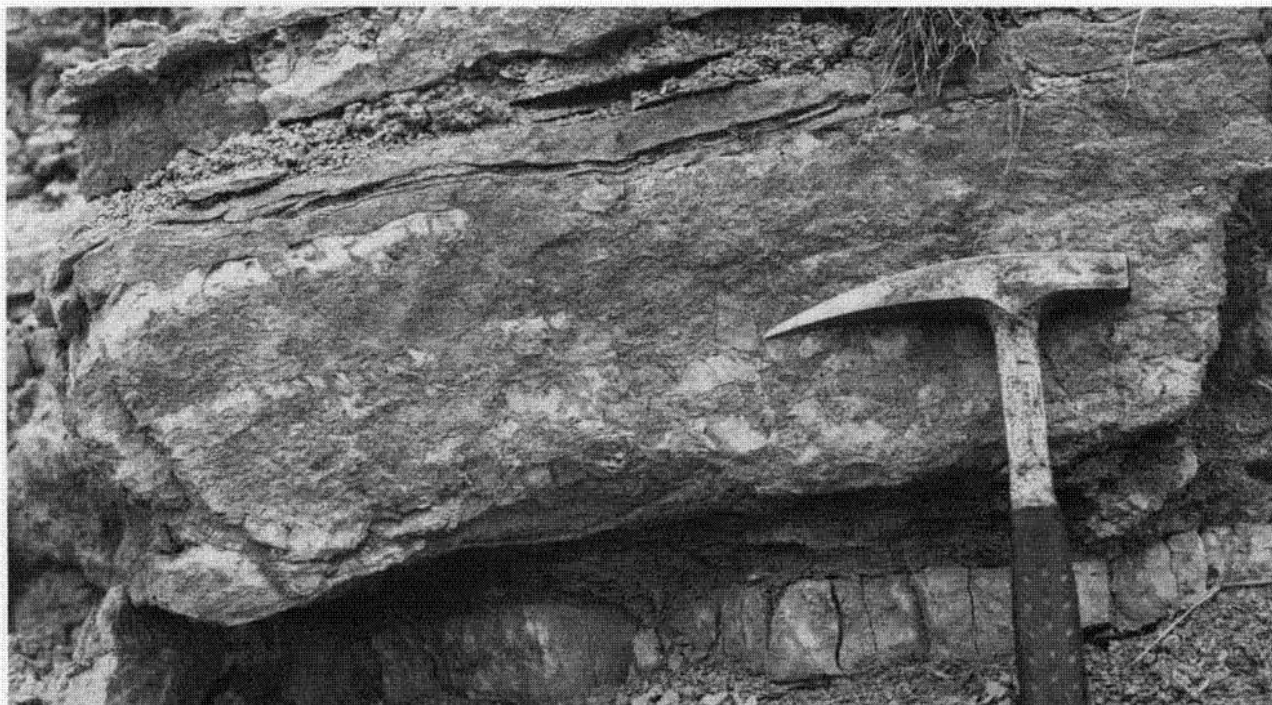


Fig. 20.—Unidad 6. Paleocanal de arena gruesa con niveles interestratificados de micrita y cantos procedentes de la erosión de dichos niveles.

Las acumulaciones de ostreidos podrían corresponder a bancos incipientes de tipo «bafflestone», de escaso relieve. La alternancia de términos margosos y calcáreos puede explicarse a partir de variaciones temporales y/o espaciales (cambios en la posición o actividad de los canales distribuidores) en el sistema deposicional de aportes de terrígenos finos.

Conclusiones

La sucesión estratigráfica del Cretácico Inferior se apoya sobre materiales del Jurásico Superior detrítico-carbonatado (Kimmeridgiense, p.p. Portlandiense p.p.). Entre los sedimentos de edad jurásica y los de edad cretácica existe una ruptura sedimentaria que se manifiesta como una laguna estratigráfica que probablemente abarca parte del Portlandiense, el Valanginiense y al menos a parte del Hauteriviense.

La sedimentación cretácica comienza con depósitos terrígenos, en general, finos (unidad 3), sedimentados en una llanura de marea en la que predominaba el fango. En esta unidad, de carácter regresivo, los sedimentos de llanura de marea evolucionan gradualmente a depósitos continentales, formados también por terrígenos finos, con manifestaciones de procesos edáficos.

La aparición de materiales calcáreos caracteriza a la unidad 4, que se interpreta como el resultado de la sedimentación en ambientes lacustres efímeros y palus-

tres, relacionados lateralmente con un sistema fluvial que suministra sedimentos terrígenos.

La Unidad 5, de naturaleza terrígena, se inicia con sedimentos de abanicos fluviales húmedos, formados por sistemas de canales múltiples de baja sinuosidad. Los paleocanales manifiestan predominantemente una agradación vertical, a veces continua. De la evolución vertical en el tamaño de los cuerpos canalizados se infiere un retroceso de los sistemas fluviales que finalmente evolucionan a una llanura deltaica con influencia de las mareas. La sedimentación de la unidad 5 probablemente se produce asociada a una subida del nivel del mar que sólo se manifiesta como transgresión cuando se produce el retroceso de los sistemas deposicionales continentales, entonces se establece un ambiente marino de bahía, representado por la unidad 6.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica, proyecto 1.110.

Las fotografías fueron reveladas por E. Martín.

Bibliografía

- Alvaro, M.; Capote, R., y Vegas, R.: (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp. Homenatge a Lluís Solé i Sabaris*. 14: 172-177.

- Berg, J. H. van den (1980): *Field course guidebook in the SW Netherlands*. Comparative Sedimentology Division. Rijksuniversiteit Utrecht. 67 pp.
- Buscalioni, A. D.; Buffetaut, E., y Sanz, J. L. (1984): An immature specimen of the crocodylian *Bernissartia* from the Lower Cretaceous of Galve (Provincia of Teruel). *Palaeontology*. Londres, 27 (4): 809-813.
- Díaz-Molina, M.; Yébenes, A.; Goy, A., y Sanz, J. L. (1984): Landscapes inhabited by Upper Jurassic-Lower Cretaceous archosaurs (Galve, Teruel, Spain). *Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Short Papers*. Tübingen, 67-72.
- Díaz-Molina, M.; Yébenes, A.; Goy, A., y Sanz, J. L. (1985): Le Jurassique Supérieur detritique-carbonaté du synclinal de Galve (Teruel). *Strata, Série 2,2*: 155-182.
- Freytet, P. y Plaziat, J. C. (1982): *Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France*. Ed. B. H. Purser. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart, 213.
- García, A. (1982): Recapitulación. En *El Cretácico de España*. Universidad Complutense. Madrid, 655-680.
- Gautier, F. (1968): Sur la stratigraphie et les faciès du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au Nord de Teruel (Espagne). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. Paris*, 2: 43-45.
- Gautier, F. (1980): Memoria explicativa de la Hoja núm. 543 (Villarluengo). Mapa geológico de España 1:50.000, segunda serie. I.G.M.E. Madrid.
- Goodwin, P. W. y Anderson, E. (1985): Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journal of Geology*. 93: 515-533.
- Geuns, L. C. van y Boer, P. L. (1981): A sedimentological interpretation of the Parras Formation. En *Geological maps of the Montalban Region*. Eds. A. C. van Ginkel and J. F. M. Mekel. *ITC Publ.* Enschede, Holanda, 2: 54-63.
- Ginkel, A. C. van (1981): Part. 1 Stratigraphy. En *Geological maps of the Montalban Region*. Eds. A. C. van Ginkel and J. F. M. Mekel. *ITC Publ.* Enschede, Holanda, 2: 1-24.
- Ginkel, A. C. van y Mekel, J. F. M. (1976): Stratigraphy. En *Geological maps of the Muniesa-Oliete and Montalban-Obón Regions*. *ITC Publ.* Enschede, Holanda. 33: 12-42.
- Gómez, J. J. y Goy, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 35: 569-598.
- Friend, P. (1978): Distinctive features of some ancient river systems. En *Fluvial Sedimentology*. Ed. A. D. Miall. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5: 531-345.
- Lapparent, A. F. de (1960): Los dinosaurios de Galve. *Teruel*. 24: 177-197.
- Mc Cabe, P. J. y Jones, C. M. (1977): Formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bed forms. *J. Sediment. Petrol.*, 47: 707-715.
- Mutti, E.; Allen, G. P., y Rosell, J. (1984): Sigmoidal cross stratification and sigmoidal bars: depositional features diagnostic of tidal sandstones. *5 th European Regional Meeting of Sedimentology, I. A. S. Abstracts*. Marsella, 312-313.
- Reineck, H. E. y Singh, I. B. (1973): *Depositional sedimentary Environments*. Springer-Verlag. Berlín. 440.
- Sanz, J. L. (1982): A Sauropod Dinosaur tooth from the Lower Cretaceous of Galve (Provincia of Teruel, Spain). *Geobios*. Lyon. 15 (6): 943-949.
- Sanz, J. L.; Buscalioni, A. D.; Casanovas, M. L., y Santafé, J. V. (1984): The archosaur fauna from the Upper Jurassic/Lower Cretaceous of Galve (Teruel, Spain). *Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems. Short Papers*. Tübingen, 207-210.
- Schumm, S. A. (1977): *The Fluvial System*. Jhon Wiley & Sons. Londres, 338.
- Schumm, S. A. y Khan, H. R. (1972): Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 1.755-1.770.
- Terwindt, J., H. J. (1981): Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. In: «Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin». *I.A.S., Spec. Publ.*, 5: 4-26.