



CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y SEDIMENTOLÓGICA DE LA FORMACIÓN SARDINERO (CRETÁCICO SUPERIOR) EN COSTA QUEBRADA (CANTABRIA)

Stratigraphic and sedimentological characterization of the Sardinero Formation (Late Cretaceous) in Costa Quebrada (Cantabria, Northern Spain)

Miguel Herrera Durán¹ y Juan R. Bahamonde^{2*}

¹ Barrio San José 53-a. Boo de Piélagos, 39478-Piélagos, Cantabria, España. herrera.d.miguel@gmail.com

²* Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C./ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005-Oviedo, España.
jrbaham@uniovi.es; jrbahamon@gmail.com

Resumen: La Formación Sardinero (Turoniana a Campaniana) está compuesta por alternancias rítmicas de margas y calizas nodulosas, depositadas en ambientes marinos abiertos de baja energía, en el sector externo de una plataforma (rampa) mixta siliciclastica-carbonatada. En la zona de Costa Quebrada (norte de la Cuenca Vasco-Cantábrica), esta formación alcanza un espesor de hasta 450 m, lo que indica una elevada tasa de sedimentación (~5 cm/ka), aunque inferior a la registrada en sectores más subsidentes de la cuenca; y marca la re-inundación y reactivación de la sedimentación tras una etapa sin depósitos. Inicialmente, dichos depósitos fueron predominantemente siliciclasticos (lutitas margosas laminadas), alternando con etapas de sedimentos hemipelágicos carbonatados (calizas nodulosas ricas en calciesferas y glauconita). Posteriormente, se generalizó la acumulación de caparazones calcáreos de organismos planctónicos junto con arcilla, limo y arena procedentes de sectores más someros de la cuenca. La sucesión registra una tendencia somerizante que culmina con la colmatación progresiva de la cuenca, registrada por las calizas arenosas de la Formación Cabo de Lata (Campaniana superior-Maastrichtiana). En este trabajo se describen e interpretan los principales tipos de facies y asociaciones de facies, destacando la presencia de superficies de truncación intraformacional, originadas por la tectónica sin-sedimentaria de la cuenca.

Palabras clave: Cuenca Vasco-Cantábrica, calciesferas, hemipelágico, truncación sedimentaria, Costa Quebrada.

Abstract: The Sardinero Formation (Turonian-Campanian), comprising limestone-marl alternations, has been analyzed in five stratigraphic sections along the Costa Quebrada (Northern Cantabrian Basin), where it reaches a thickness of ~450 m. This study shows a sedimentological characterization and interpretation of the main facies types and facies associations. The formation records the reinundation and reactivation of sedimentation in the northwestern Basque-Cantabrian Basin following an extended phase of non-deposition and condensation. The lower part consists of dark marly clay-shales with fine lamination (~1 cm thick), interpreted as distal turbidites or storm-induced deposits, interbedded with nodular calcareous strata indicative of low sedimentation rates and condensation (e.g., abundant planktonic fossils, glauconite, intense bioturbation, and Fe-P oxide concentrations). The bulk of the succession comprises hemipelagic, rhythmically bedded,

chalcisphererich nodular limestones and marls, deposited on the distal sector of a low-energy, mixed siliciclastic-carbonate open-marine ramp. Estimated sedimentation rates average ~5 cm/kyr, with higher values documented elsewhere in the basin. The formation exhibits an overall shallowing-upward trend, culminating in the sandy limestones of the Cabo de Lata Formation (Upper Campanian-Maastrichtian). Deposition occurred under warm climatic conditions and high sea levels, following Oceanic Anoxic Event 2 (Late Cenomanian-Early Turonian), which significantly impacted marine biota—most notably, the decline of benthic microfauna and the proliferation of chalcispheres. Pre-lithification differentiation between limestones and marls is inferred based on contrasts in skeletal grain content and the angular discordance of bedding across intraformational truncation surfaces. In contrast, irregular carbonate nodules with diffuse marl transitions are interpreted as diagenetic in origin, linked to vertical carbonate redistribution and bioturbation. Several intraformational truncation surfaces identified in the lower half of the succession resemble, by scale and geometry, those documented in contemporary successions in southern England, Normandy and other locations in northern France. These features are attributed to gravitational collapse associated with syn-sedimentary extensional tectonics during the final stages of Bay of Biscay rifting, or alternatively, to halokinetic deformation linked to Keuper salt mobilization.

Keywords: Basque-Cantabrian Basin, calcispheres, hemipelagic, sedimentary truncation, Costa Quebrada.

Herrera Durán, M., Bahamonde, J.R., 2025. Caracterización estratigráfica y sedimentológica de la Formación Sardinero (Cretácico Superior) en Costa Quebrada (Cantabria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 38 (1), 40-61.

Introducción

Después de la explosión de organismos planctónicos marinos de caparazón carbonatado (cocolitofóridos en el Jurásico Inferior, y foraminíferos en el Cretácico), las sucesiones pelágicas y hemipelágicas formaron espesas acumulaciones en diversas cuencas mesozoicas y cenozoicas del mundo (Tucker y Wright, 1990). Con frecuencia, estas sucesiones se presentan como una alternancia rítmica de margas y calizas, siendo una de los ejemplos más estudiados las cretas (*chalks*) del Cretácico Superior del noroeste de Europa y mar del Norte (Kennedy y Garrison, 1975, Kennedy, 1987, Mortimore, 2011, entre otros), debido a su interés como roca productora y almacén de hidrocarburos.

La Formación Sardinero (Cretácico Superior), en Costa Quebrada (Cantabria), es un buen ejemplo de sucesiones rítmicas, que se caracteriza una gran abundancia de calciesferas, y aunque el abundante material siliciclastico (granos de cuarzo y arcilla) impide considerarla una creta, muestra ciertas similitudes en facies y estructuras sedimentarias con ellas. La Formación Sardinero ha sido estudiada anteriormente desde un punto de vista bio-estratigráfico, paleontológico y también estratigráfico, por diversos autores de la escuela alemana, como se detallará en los apartados siguientes. A pesar de ello, creemos que ciertos aspectos estratigráficos y sedimentológicos merecen más atención, y son sobre los que se centrará este trabajo a partir del estudio de varias secciones estratigráficas costeras de esta Formación. Así, los objetivos de este trabajo son: 1) definir la evolución sedimentaria durante el Turonien-Campaniense en este sector de la cuenca Vasco-Cantábrica; 2) describir e interpretar las superficies de truncación

intraformacional presentes; y 3) determinar el origen del carácter rítmico que caracteriza a dicha Formación.

Contexto geológico

Costa Quebrada es un área acantilada y abrupta situada entre la desembocadura del río Pás (al O) y la ciudad de Santander (al E), un sector costero de ~15 km de longitud de dirección ENE/OSO, con un elevado interés geomorfológico y paisajístico. La zona se caracteriza por un conjunto de plataformas de abrasión, playas y ensenadas, excavadas en las calizas y margas de la Formación Sardinero (Turonien-Campaniense), y diversos salientes calcáreos que forman crestas, agujas o promontorios (urros), pertenecientes a las calcarenitas infrayacentes de la Formación Altamira o a las calizas urgonianas (Albiense-Aptiense). Incluye varias localidades indexadas en el Catálogo de Puntos de Interés Geológico del IGME: Dunas de Liencres (34003), Plataforma de abrasión de Covachos-Arnía-El Madero (34001) y Sucesión de la playa de los Peligros-Soto de la Marina (35001).

Geológicamente, la zona de estudio se sitúa en el extremo noroccidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC) que, durante el Cretácico, estuvo dividida en varios dominios. En este trabajo seguiremos la subdivisión de Robles (2014) que sigue la realizada por Feuillée y Rat (1971), en la se diferencian tres sectores (Fig. 1A): a) Surco Vasco, con una sucesión turbidítica y pelágica de gran espesor; b) Rampa Navarro-Cantábrica, al sur y oeste del sector anterior, y que representa la parte externa y subsidente de una rampa carbonatada; y c) Rampa Castellana (o Plataforma Nor-Castellana de Feuillée y Rat, 1971) que representa la parte interna o proximal de la rampa. Costa Quebrada se

localiza en el extremo septentrional de la Rampa Navarro-Cantábrica, denominado Bloque Costero de Santander (o *North Cantabrian Basin*, NCB, de Wiese, 1997 y Wilmsen, 1997), separado del resto del dominio por la falla de Cabuérniga, de dirección E-O. A escala local, la zona de estudio se sitúa en el flanco septentrional de sinclinal de San Román (Fig. 1B).

Durante el Cretácico, la placa Ibérica era un grupo de islas de escaso relieve (macizo Ibérico al SO, del Ebro al SE, de La Demanda al S, de Cinco-Villas al NE y de Las Landas al N) situado entre 25°-30° latitud norte, dentro del cinturón subtropical anticiclónico del dominio del *Tethys*, con un clima subtropical y bajo la influencia de la corriente oceánica nor-ecuatorial cálida (Martín-Chivelet

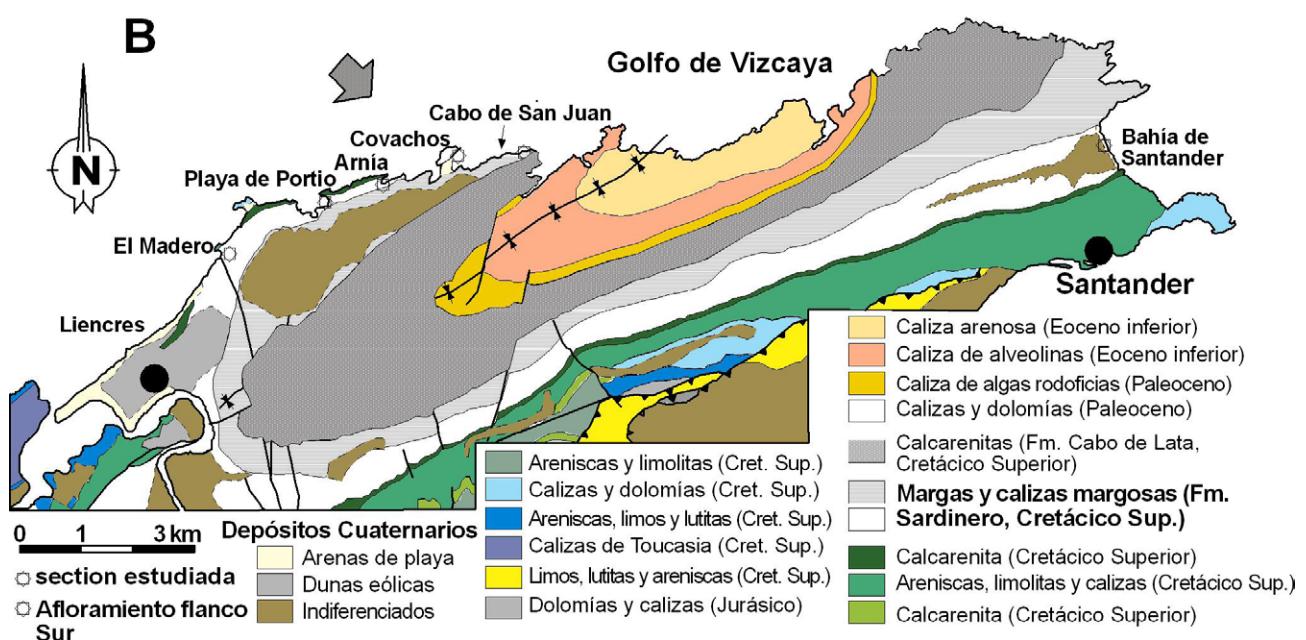
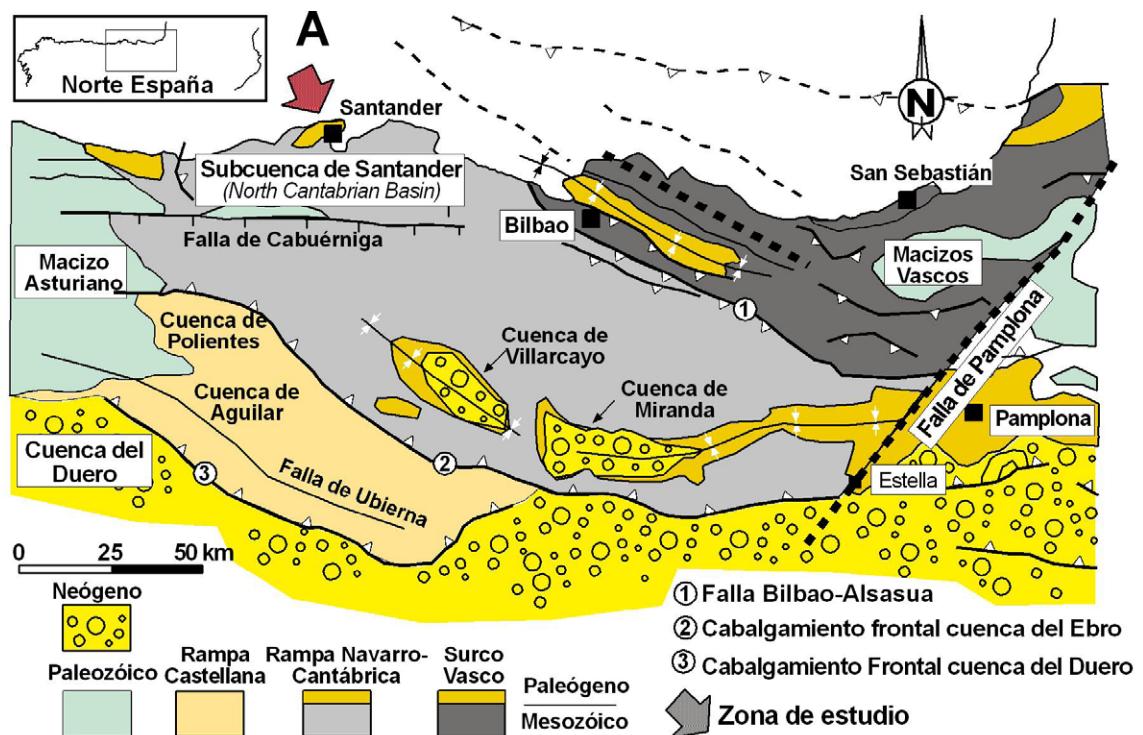


Fig. 1.- Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC) en el norte de la península Ibérica, entre la terminación occidental de los Pirineos (Falla de Pamplona) y el Macizo Paleozoico Asturiano. A. Subdivisión de la CVC en tres dominios (modificado de Robles, 2014, basado en Feuillée y Rat, 1971), señalando la posición de la zona estudiada en el Bloque Costero de Santander (extremo NO de la Rampa Navarro-Cantábrica). B. Mapa geológico del sinclinal de San Román (modificado de Cendrero *et al.*, 1986), mostrando la situación de las secciones estudiadas.

et al., 2002), un contexto favorable para la sedimentación carbonatada.

Estudios estratigráficos previos

García-Mondéjar *et al.* (1982) hacen una descripción general de la sucesión del Cretácico Superior de Cantabria, siendo los primeros que definen la Formación Sardinero como una sucesión rítmica de alternancias de margas y calizas margosas nodulosas de plataforma externa. Hines (1986) realiza una descripción general de la sucesión estratigráfica cretácico-cenozoica situada al oeste de Santander, incluyendo la Formación Sardinero (que denomina Formación Pedruquios) que interpreta como depósitos de plataforma externa. El trabajo más relevante sobre la sucesión Turoniense-Coniaciense de la NCB, desde San Vicente de la Barquera hasta la playa de Langre, incluyendo la Formación Sardinero, es la tesis doctoral de Wiese (1997), destacando sus aportaciones en el campo de la estratigrafía y bioestratigrafía. La subdivisión bioestratigráfica de la sucesión, realizada con ammonioideos e inocerámidos en su parte superior, señala la falta de registro de la parte inferior del Turoniense inferior, y subdivide el resto de la sucesión (Turonense inferior a Coniaciense inferior) en diez zonas (zones y assemblage zones). Además, diferencia diez eventos sedimentarios que utiliza para correlacionar entre sí las series descritas, y éstas con otras del norte de Alemania. Define seis límites de secuencia que separan cinco secuencias sedimentarias (ciclos de 3º orden en el sentido de Haq *et al.*, 1988). Wiese y Wilmsen (1999) proponen una subdivisión detallada en secuencias estratigráficas de la sucesión del Cenomanense-Campaniense de la NCB, diferenciando cinco megasecuencias (inducidas tectónicamente), subdivididas en 21 secuencias. Gräfe y Wiedmann (1998) estudiaron la sucesión del intervalo Cenomaniense-Santonense en afloramientos situados al sureste de la zona de estudio de este trabajo, proponiendo una subdivisión de la sucesión en veinte secuencias estratigráficas, que no se ajustan del todo a las secuencias de los autores anteriores.

Metodología

Se ha seguido la metodología clásica de trabajos estratigráfico-sedimentológicos, describiendo cinco secciones parciales de la mitad inferior de la Formación Sardinero (por la falta de una sección completa) en los afloramientos costeros: El Madero, Arnía, Portio, Covachos y Punta de San Juan. Se han recogido un total de 21 muestras de diferentes tipos de facies, para su estudio en lámina delgada en un microscopio de luz transmitida (Nikon, modelo Eclipse LV 100 POL) y tomando microfotografías (equipo acoplado Nikon DG-800). Las preparaciones han sido teñidas parcialmente con una preparación de rojo de alizarina y ferrocianuro potásico. Los trabajos de gabinete han consistido en la representación de las columnas estratigráficas, su correlación, utilizando estudios previos de otros autores. Se han realizado análisis de difracción de rayos X en de roca total de dos nódulos en los servicios centrales de

la Universidad de Oviedo. Se ha seguido la clasificación textural de Dunham (1962) para la clasificación de rocas carbonatadas.

Estratigrafía y sedimentología

En Costa Quebrada, la Formación Sardinero (Turonense medio a Campaniense medio, Wiese, 1997) alcanza un espesor de ~450 m, mientras que en el flanco sur del sinclinal de San Román aumenta hasta ~900 m, e incluye depósitos más someros, como capas canaliformes de calizas *grainstone* arenosas con estratificaciones cruzadas y bioconstrucciones, de pequeña escala, de corales y esponjas. Hacia el SO (sinclinal de Bielva) el espesor es de ~500 m (García-Modéjar *et al.*, 1982). En sucesiones de la misma edad en otras partes de la cuenca, el espesor y la proporción marga-caliza varía significativamente como consecuencia de su configuración en bloques; así, en la Rampa Navarro-Cantábrica, al S de Bilbao y N de la provincia de

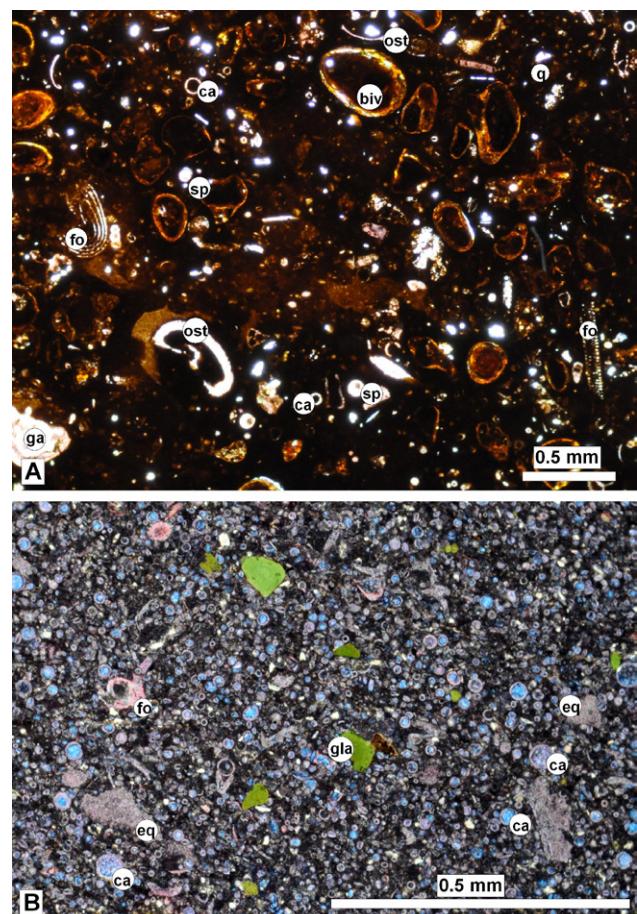


Fig. 2.- A. Microfotografía de la caliza del techo de la Formación Altamira (sección El Madero) sobre la que se desarrolló el *Hardground-99*, mostrando la coloración ocre-rojiza por las tinciones de óxidos de hierro y una fauna marina bentónica muy diversa: calciesferas (ca), ostrácodos (ost), foraminíferos (fo), bivalvos (biv), espículas silíceas de esponja (spi), gasterópodos (ga); y algunos granos de cuarzo (q). B. Microfotografía de la caliza *packstone* de la base de la Formación Sardinero (justo a techo del *Hardground-99*), con abundantes calciesferas (ca), granos de glauconita (gla), equinodermos (eq) y foraminíferos indeterminados (fo).

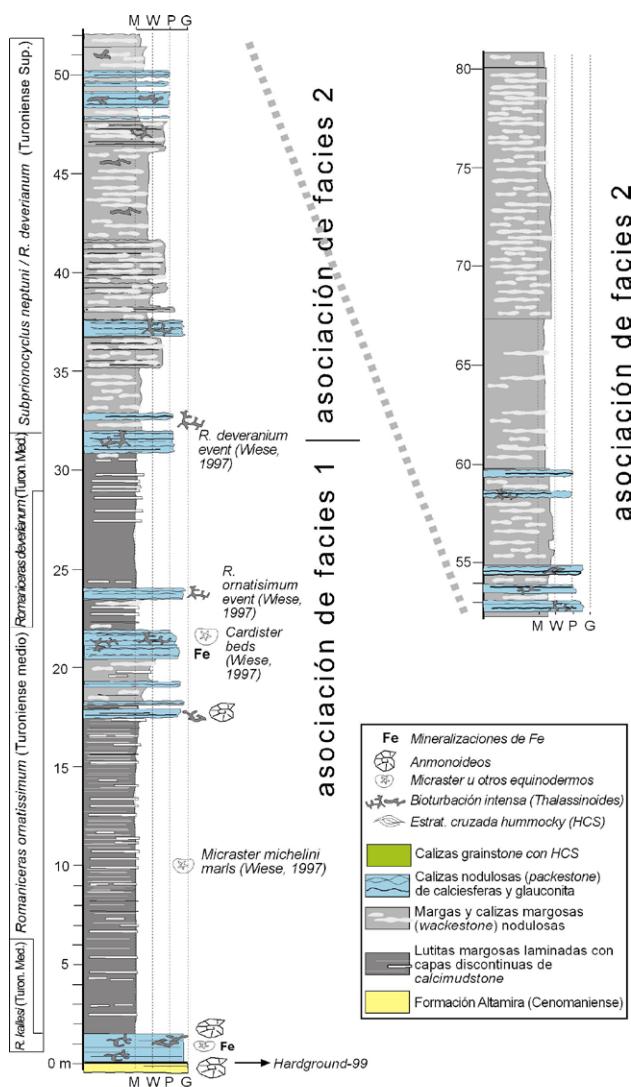


Fig. 3.- Columna estratigráfica de la Formación Sardinero en la sección de El Madero, incluyendo distintos eventos y zonación bioestratigráfica de Wiese (1997).

Burgos (al E y SE de Costa Quebrada), la sucesión Cenomaniense-Santoniana alcanza los 4.000 m de espesor (ver (Martin-Chivelet *et al.*, 2002).

En el área de estudio, la Formación Sardinero se apoya sobre un nivel de condensación ferruginizado e intensamente bioturbado (Hardground-99, Wiese 1997) con corales, esponjas, bivalvos, amonoideos, calciesferas, espículas silíceas de esponja (Fig. 2A), que corresponde al techo de la Formación Altamira. Finaliza con la Formación Cabo de Lata (Campaniense-Maastrichtiense).

En la sección de El Madero (Fig. 3) se han estudiado los 82 m basales de la Formación, en la de Portio 220 m (Fig. 4) y en la de Arnía los 175 m inferiores. En las tres secciones, la sucesión a techo del Hardground-99 comienza una capa de acumulación de calciesferas con abundantes granos de glauconita (Fig. 2B) que pasa a una sucesión de lutitas margosas laminadas, cuyo espesor varía de una sección a otra, con intercalaciones de capas de calizas nodulosas similares a la capa basal. Verticalmente, las lutitas pasan a las alternancias marga-caliza

características (Fig. 5). En las secciones de Arnía y Portio destaca la presencia de superficies estratigráficas que separan grupos de estratos no concordantes entre sí y que se han denominado superficies de truncación intraformacional, que ya fueron reconocidas anteriormente por Wiese (1997) y por Gräfe y Wiedman (1993). En la playa de Covachos afloran algo más de 100 m de una sucesión rítmica monótona de la parte media de la Formación. En Punta de San Juan aflora la transición entre las formaciones Sardinero y Cabo de Lata, caracterizada por calizas *grainstone* arenosas de ambientes marinos someros. También se han realizado observaciones puntuales en el flanco sur del sín-

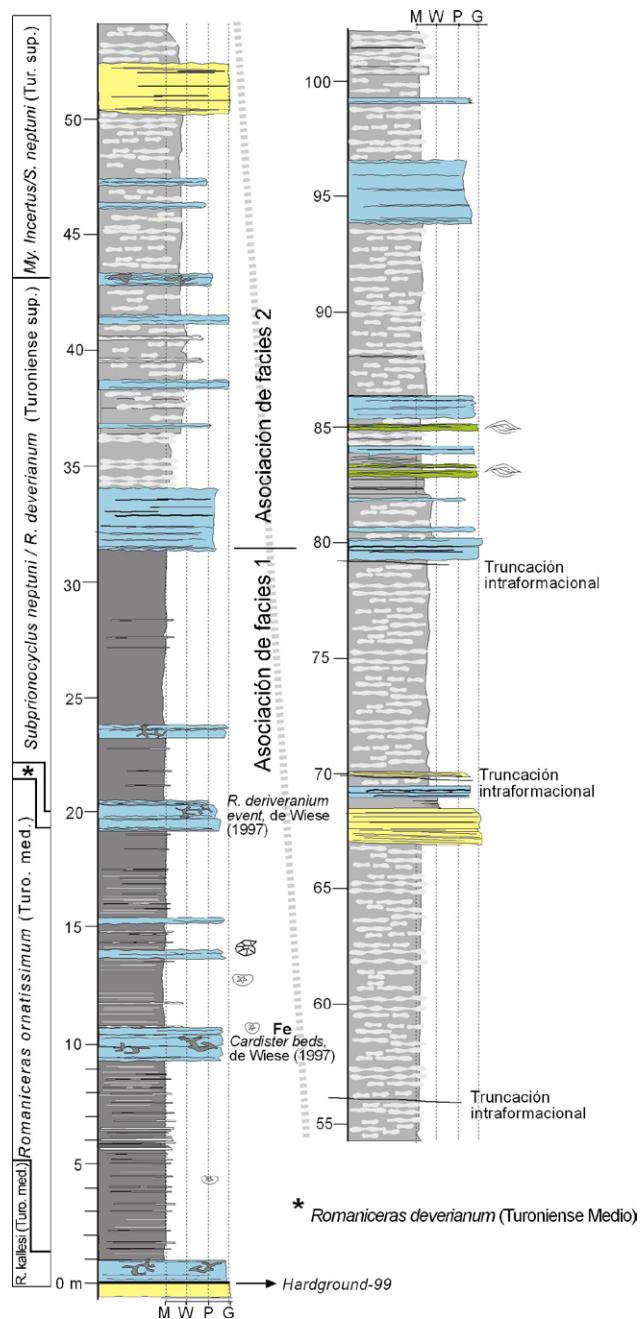


Fig. 4.- Columna estratigráfica de la Formación Sardinero en la sección de Portio, incluyendo distintos eventos y zonación bioestratigráfica de Wiese (1997). La sucesión continúa al menos 100 m con una monótona sucesión rítmica marga/caliza (ver Fig. 5).

Facies y posición estratigráfica	Estratificación y estructuras	Granos, matriz y porosidad	Interpretación
Calizas <i>grainstone</i> arenosas. Base Fm. Cabo de Lata.	Capas tabulares, espesor métrico, interestratos margosos bioturbados con restos fósiles poco fragmentados.	15-20 % bioclastos (eq., fo., bra. y biv.), 5-7 % pe. y gla., 25-30 % q limo y arena fina.	Cordones o bancos arenosos, ambientes bajo la acción del oleaje de buen tiempo (submareal somero, rampa interna).
Calizas nodulosas <i>grain-packstone</i> . Techo Fm. Sardinero.	Capas nodulosas.	Bioclastos (eq., fo., bentónicos, ost. y algas rojas); 5-10 % int., pe. y q limo arena fina. Ox. de Fe, intensa bioturbación. 30-35 % porosidad interpárticula con cemento marino.	Ambiente marino somero: paleo-ecología de los foraminíferos, cementos marinos tempranos, micritización de granos. Nodulización por bioturbación.
Calizas <i>grainstone</i> bio- e intraclásticas (grano fino-grueso). Secciones Arnia y Portio.	Capas de espesor métrico y más de 100 m de extensión lateral. Estratificación cruzada.	Bioclastos (fo. bentónicos, eq., bri., bra. y ost.), int. (calizas de ca.), pe. < 20 %, q limo y arena. < 1 % gla. 25-30 % Porosidad interpárticula	Canal o depresión submarina rellena por sedimento transportado desde de zonas someras por flujos tractivos. Alternativamente, depósito relacionado con corrientes contournáticas de fondo.
Calizas <i>grainstone</i> . Sección Portio, parte media Fm. Sardinero.	Capas continuas, base neta planar y techo ondulado, de 10-20 cm. HCS.	Bioclastos marinos diversos (bentónicos y planetarios). 10-20 % q limo grueso a arena muy fina.	Capas de tormenta en la parte intermedia de una rampa mixta siliciclastica-carbonatada.
Calizas nodulosas <i>packstone</i> . Parte inferior Fm. Sardinero.	Capas decimétricas, de base y techo irregulares. Abundante bioturbación.	Abundantes ca. Fo. plantónicos y bentónicos, ost., eq. y biv. Gla. > 15 % q. Óxidos de Fe y P.	Condensación/ralentización en la sedimentación en ambientes marinos relativamente profundos.
Margas y calizas margosas (ritmita). Más característica de la Fm. Sardinero.	Tramos potentes de alternancia ritmica. Límites difusos de las capas nodulosas de calizas que localmente son formas nodulosas aisladas.	Abundantes ca. (<i>Phitonella</i> sp.), fo. (planetónicos y bentónicos), eq. (micráster y otros), ost., esp., ga., biv., am. 10-15 % q. Bioturbación.	Fangos carbonatados hemipelágicos, con cysts algas planctónicas dinoflageladas, acumulados en ambientes de rampa externa y de cuenca.
Lutitas margosas laminadas. Parte basal Fm. Sardinero.	Tramos de varios metros de espesor. Láminas sub-milimétricas, paralelas y ligeramente onduladas. Intercaladas capas discontinuas, blancas de micrita.	Micrita homogénea con 2-10 % q y bioclastos. Láminas sub-milimétricas de q limo y granos esqueléticos (ca. y esp., principalmente) muy finos.	Sedimentos bajo acción oleaje de tormenta (parte externa de rampa mixta terrígeno-carbonatada). Capas blancas de origen diagenético.

HCS: estratificación cruzada de tipo *hummocky*. fo: foraminíferos; eq: equinodermos; bra: braquiópodos; biv: bivalvos; bri: briozos; ga: gasterópodos; am: ammonioideos; esp: espículas silíceas de esponja; ost: ostrácodos; pe: pellets/peloides; gla: glauconita; int: intraclastos; q: granos de cuarzo.

Tabla 1.- Facies sedimentarias en la Formación Sardinero.

clinal de San Román, en los afloramientos de hotel Chiqui y playa de Molinucos.

En total se han diferenciado 7 facies sedimentarias, una en la base de la Formación Cabo de lata y las 6 restantes en la Formación Sardinero (Tabla 1).

Calizas *grainstone arenosas*

Forman capas tabulares de espesor métrico (Fig. 6A), en la base de la Formación Cabo de Lata (ver situación en Fig. 1B), separadas por intervalos centimétricos de calizas margosas (*packstone*) bioturbadas, con restos esqueléticos poco fragmentados o enteros de organismos bentónicos variados (Fig. 6B). Texturalmente, son calizas *grainstone* con un 15-20 % de granos esqueléticos (equinodermos, foraminíferos, braquiópodos y bivalvos, principalmente), pellets, peloides y granos de glauconita (5-7%), y entre el 25-30 % del volumen total de la roca de granos de cuarzo tamaño limo y arena de grano fino (Fig. 6C). Un cemento esparácito en mosaico rellena totalmente la porosidad primaria interpárticula (45-55 %). A escala microscópica se ha observado dolomitización parcial.

Interpretación.- Las calizas *grainstone* bioclásticas (incluyendo o no granos de cuarzo) son características de la parte interna (proximal) de las rampas carbonatadas (Burchette y Wright, 1992), formando acumulaciones submareales someras, o cordones arenosos sublitorales, sometidos a la acción del oleaje de buen tiempo (Tucker y Wright, 1990). Las calizas bioclásticas con abundantes granos de cuarzo (*sandy allochem limestone*, en Fügel, 2004) son, por lo general, interpretadas como depósitos someros, próximos a la costa. Esta interpretación coincide con la realizada por García-Mondéjar *et al.* (1982) para los depósitos de la base de la Formación Cabo de Lata. La ausencia de una secuencia de cementación que incluya

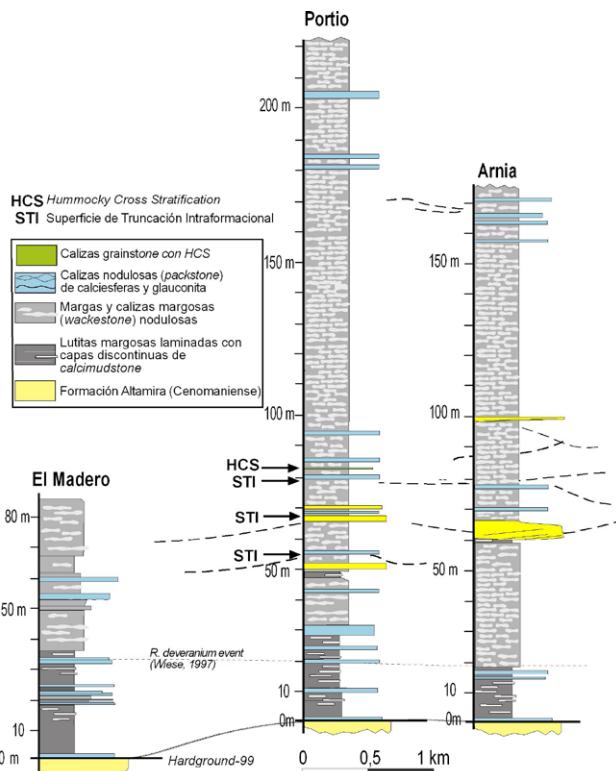


Fig. 5.- Correlación estratigráfica de las sucesiones descritas en El Madero, Portio y Arnia, tomando como nivel de referencia el *Romaniferas devenarium event* de Wiese (1997). No se ha incluido la sucesión que aflora en la playa de Covachos (la más oriental), por su carácter monótono y a su parecido con la mitad superior de la sucesión que aflora en Portio.

cementos marinos freáticos o vadosos, característicos de sedimentos de playas o dunas (Flügel, 2004), o de otros rasgos que sugieran exposición subáerea, descarta que ésta se haya producido. La falta de estructuras inorgánicas tractivas (estratificaciones cruzadas) puede ser debida a la bioturbación del sedimento.

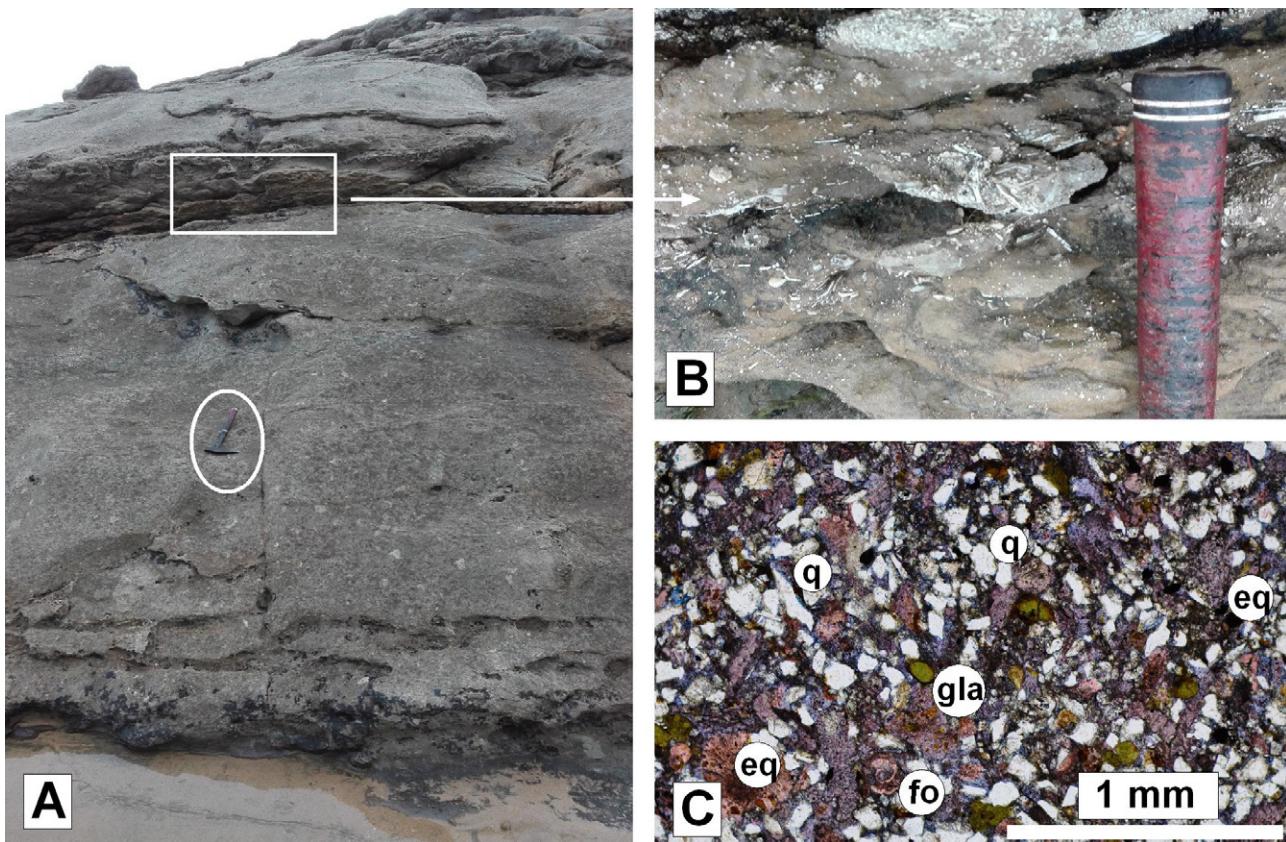


Fig. 6.- Calizas arenosas de la base de la Formación Cabo de Lata (Punta de San Juan). A. Capa de ~2,5 m de espesor (escala: martillo de 32 cm de longitud en mitad de la capa) de calizas *grainstone* arenosas. B. Detalle del inter-estrato situado en el recuadro de la fotografía anterior. C. Microfotografía de una muestra de la capa mostrada en A equinodermo (eq); foraminífero indeterminado (fo); granos verdes de glauconita (gla), granos de cuarzo (q).

Calizas nodulosas grainstone-packstone

Constituyen el techo de la Formación Sardinero en el afloramiento de Punta de San Juan (Fig. 7A), y están formadas por restos esqueléticos de fauna marina diversa, principalmente equinodermos y foraminíferos bentónicos (orbitoides/pseudorbitoides, rotálicos y miliolíticos, entre otros), y en menor proporción ostrácodos, y algas rojas. Contienen también intraclastos micríticos, pellets/peloides y granos de cuarzo (5-10 %) de tamaño limo-arena fina (Fig. 7B). Localmente, se han observado óxidos de Fe y una intensa bioturbación no figurativa, responsable del carácter noduloso. La porosidad primaria inter-partícula (30-35 % del volumen total) se rellena por una primera generación de cemento marino (cortezas isópicas de cemento fibroso bordeando los granos), y la porosidad remanente por cemento sintaxial y en mosaico de esparita. Puntualmente, se observa un sedimento interno (infiltrado) entre las dos fases de cementación. La micritización, total o parcial, de granos esqueléticos es generalizada (Fig. 6C).

Interpretación.- Corresponden a sedimentos marinos someros considerando los siguientes argumentos: a) paleoecología de los foraminíferos bentónicos descritos (Gräfe, 2005; Boudagher-Fadel, 2008); b) presencia de granos de cuarzo (*sandy allochem limestone*) en general (no siempre), propios de ambientes costeros (Flügel, 2004); c) pre-

sencia de cortezas isópicas de cemento fibroso, propias de ambientes diagenéticos marinos freáticos que suelen afectar a sedimentos de aguas poco profundas (Tucker y Wright, 1990); d) micritización de granos esqueléticos, que ocurre preferentemente en aguas someras agitadas (Flügel, 2004). La intensa bioturbación del sedimento es uno de los procesos que generan nodulización (Kennedy y Garrison, 1975). Por lo tanto, esta facies registra la somerización de la Formación Sardinero desde las alternancias de margas y calizas que caracterizan la unidad.

Calizas bioclásticas e intraclásticas grainstone con estratificación cruzada

Se han reconocido en las secciones de Arnía (Figs. 8A y 8B) y Portio (Fig. 4), formando litosomas que lateralmente se acuñan, de su espesor máximo es de orden métrico y de más de 100 metros de extensión lateral. Aparecen intercalados en la sucesión rítmica y próximos a superficies de truncación. Texturalmente son calizas *grainstone* de grano fino a grueso (Fig. 8C y 8D), de granos esqueléticos (foraminíferos bentónicos diversos, equinodermos, briozoos, braquíopodos y ostrácodos), intraclastos de calizas ricas en calciesferas, peloides (bioclastos micritizados), cuarzo tamaño limo y arena (<20 %), y granos de glauconita (<1 %). La porosidad primaria interpartícula, 25-30 % del volumen total de la roca (después de una compactación significativa:

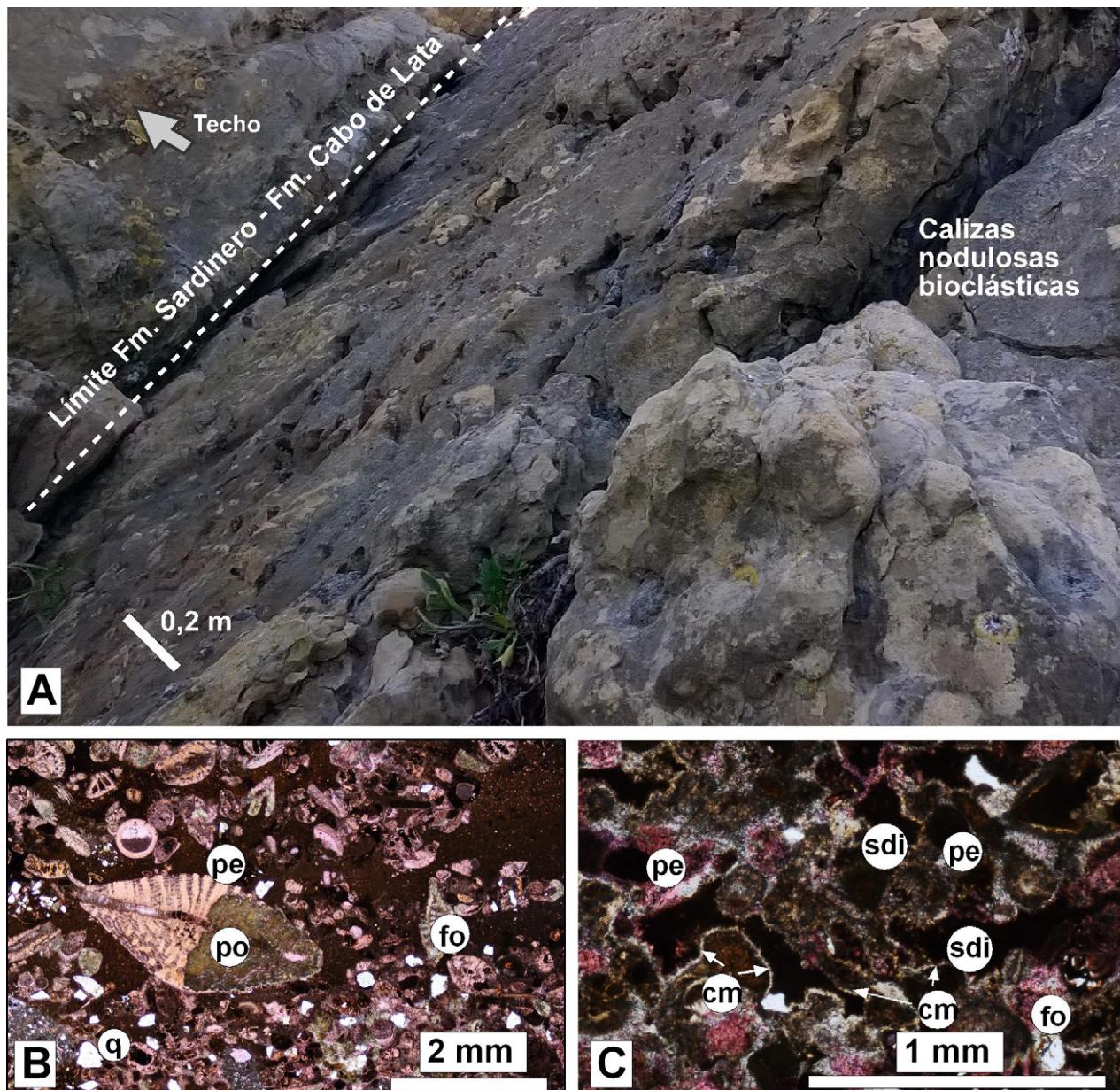


Fig. 7.- Calizas nodulosas *packstone* bioturbadas en el techo de la Formación Sardinero en Punta San Juan. A. Fotografía de campo mostrando el límite entre las formaciones Sardinero y Cabo de Lata. B. Microfotografía de calizas nodulosas, mostrando diversos foraminíferos bentónicos (po, orbitoide/pseudorbitoide; fo, rotálico), granos de cuarzo (q) y peloides (pe). C. Microfotografía de detalle de las mismas calizas mostrando cortezas isópicas delgadas de cemento marino temprano (cm); sedimento interno (sdi) en el poro remanente.

contactos suturados) está ocluida totalmente por cemento esparítico sintaxial (asociado a equinodermos) y en mosaico. Internamente, los cuerpos sedimentarios muestran superficies de estratificación planas y oblicuas cruzada respecto a la base y techo (Figs. 8A y 8B).

Interpretación.- Esta facies corresponde al relleno de una depresión o canal submarino por sedimentos transportados desde zonas más someras por flujos tractivos. Las superficies oblicuas indican que el relleno tuvo forma de abanico arenoso cuya progradación fue atenuando gradualmente su inclinación hacia la parte distal. La dirección de progradación (hacia el oeste) es solo aparente (o de carácter local) y poco relevante para reconstruir la paleogeografía de la cuenca. La

ausencia de cementos marinos freáticos tempranos apoya la interpretación de ambientes profundos. Wiesen (1997) describe también estos depósitos próximos a superficies de truncación intraformacionales en las mismas secciones, interpretándolas como el relleno siliciclastico y carbonatado de canales submarinos en secuencias de abanicos de lowstand. Otra posible interpretación es que esta facies y las superficies de truncación intraformacional estén relacionadas con corrientes contouríticas. Corrientes del fondo marino activadas por la circulación termohalina oceánica que pueden generar niveles arenosos con estructuras tractivas, intercalados entre sedimentos pelágicos y hemipelágicos, con superficies y terrazas de erosión, superficies onduladas convexas, canales, fosas y surcos, etc. (Rebesco *et al.*, 2014).

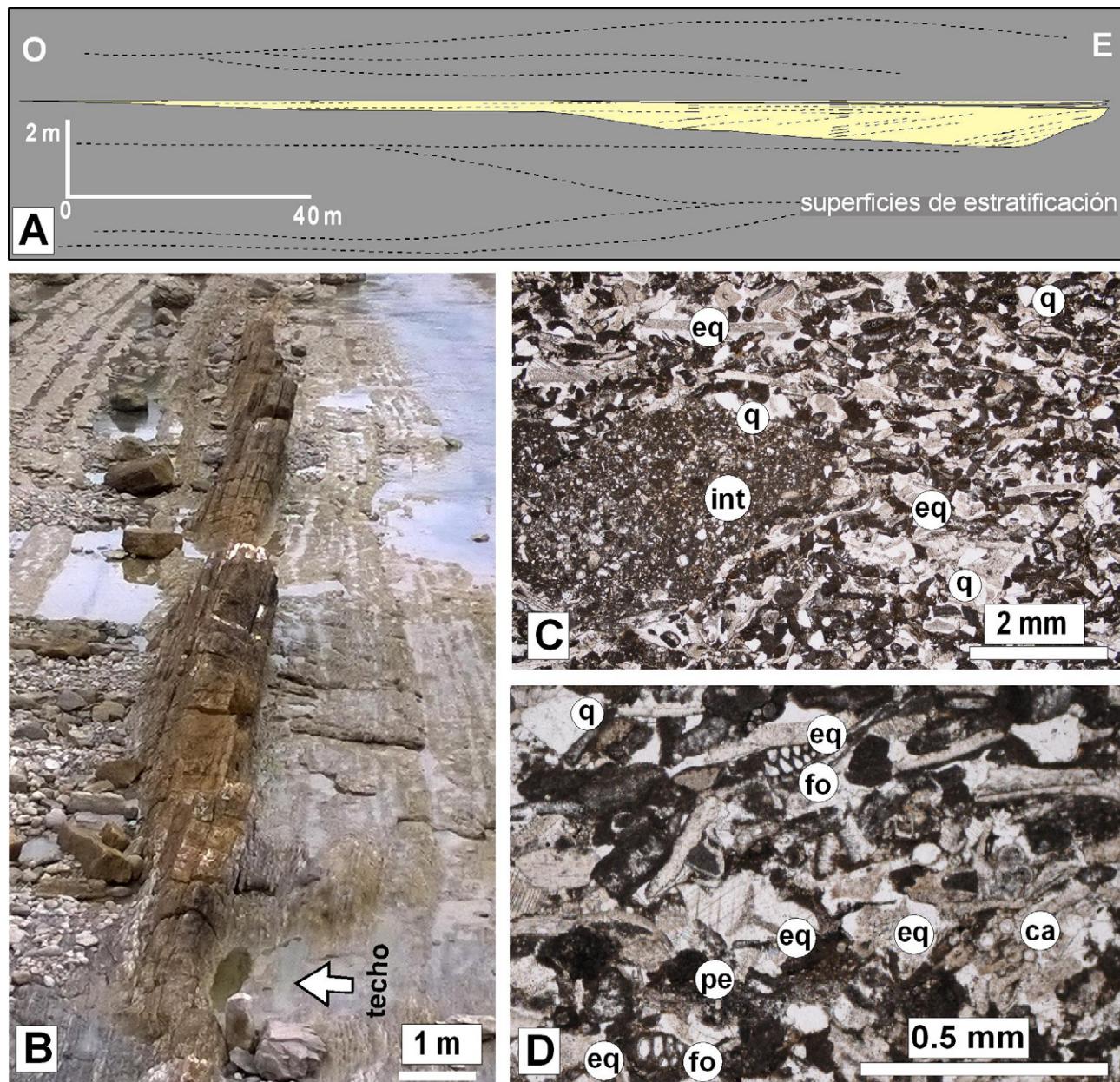


Fig. 8.- Calizas bioclásticas *grainstone* con estratificación cruzada en la sección de Arnía. A. Esquema de uno de los litosomas de esta facies. B. Aspecto de campo del litosoma, sobresaliendo en el perfil de meteorización de la plataforma de abrasión. C y D. Microfotografías de las calizas: intraclasto de caliza con abundantes calciesferas (int), equinodermo (eq), foraminífero (fo), calcisfera (ca), peloide (pe), grano de cuarzo (q).

Calizas grainstone con estratificación cruzada hummocky

En la sección de Portio, se han observado, intercaladas entre las alternancias de caliza y marga, cuatro capas de calizas, de entre 10 y 20 cm de espesor, con base neta y techo ondulado. Estas capas presentan laminación ondulada interna, interpretada como a estratificación cruzada de tipo hummocky, parcialmente destruida por bioturbación (Fig. 9). La textura es *grainstone-packstone* de fragmentos esqueléticos diversos (de organismos bentónicos y planctónicos) y un contenido entre el 10-20 % de sedimento siliciclástico fino de cuarzo de tamaño de grano arena muy fina a limo grueso. Internamente se ha observado una ligera grano-selección decreciente hacia el techo.

Interpretación.- Capas con la misma estructura interna han sido interpretada como depósitos de tormenta (Dott y Bourgeois, 1982), característicos de una rampa intermedia, según la subdivisión ambiental de estos sistemas realizada por Burchette y Wright (1992).

Calizas nodulosas packstone de calciesferas y glauconita

Forman capas de espesor decimétrico y aspecto noduloso (Fig. 10A), lateralmente continuas a escala de afloamiento, con el límite inferior irregular (gradual o neto) muy bioturbado (*Thalassinoides*, Fig. 10B), y el superior irregular y neto. Algunas capas aparecen amalgamadas, formando conjuntos de espesor métrico o sub-métrico de tres o cuatro estratos. Texturalmente, son calizas *packstone*



Fig. 9.- Aspecto de campo de la facies de calizas grainstone con estratificación cruzada de tipo hummocky, en la playa de Portio (techo de la sucesión hacia la derecha).

(algo margosas), destacando la alta concentración de calesferas (Fig. 10C), las cuales coinciden en tamaño (10 a 100 μm de diámetro y 40 μm de media), forma y estructura de la pared con el género *Phitonella* sp. cf. *P. johnstoni* Bolli, común en el Cretácico Superior (Flügel 2004). Otros restos esqueléticos son de: foraminíferos plantónicos de caparazón aglutinante y foraminíferos bentónicos (milióridos, globorotálicos, entre otros), ostrácodos, equinodermos (con microborings) y bivalvos. Otros rasgos destacables son la abundancia de granos de glauconita (Fig. 10D), un contenido en granos de cuarzo, por lo general, inferior al 15 %, y mineralizaciones de Fe y P. Estas capas resaltan en el perfil de meteorización del afloramiento debido al menor contenido en arcilla y mayor grado de cementación que las rocas entre las que aparecen intercaladas. En algún caso, esta facies fosiliza una superficie de truncación intraformacional (Fig. 10E). Estos depósitos han sido descritos por Wiesen (1997) como “*nodular limestones*” en la parte inferior de la Formación (*Cardiaster beds*, Turoniense medio), y en niveles con coloraciones rojizas y amarillentas del Turoniense superior. La capa basal de la Formación, justo por encima del *Hardground-99*, corresponde a esta misma facies (Fig. 2B).

Interpretación.- Esta facies comparte algunos de los rasgos característicos de las superficies de no sedimentación y erosión (*hardgrounds*), tales como aspecto nodulo-

so, mineralización (P y Fe), intensa bioturbación (*Thalassinoides*) y glauconita. Sin embargo, el rasgo que define a los *hardgrounds* es la cementación marina temprana (la que se produce antes del enterramiento), con la precipitación de cementos carbonatados específicos que litifican el fondo del mar (Christ *et al.*, 2015). Aunque estos niveles están mejor cementados que los niveles entre los que se intercalan, no se han observado evidencias petrográficas de que dicha cementación hubiera sido temprana. Por ello, estas facies no pueden ser considerada como verdaderos *hardgrounds*, aunque sin duda representan niveles de condensación o ralentización en la sedimentación (Wiesse 1997, Wiese y Wilsem, 1999). Es importante resaltar que en sedimentos hemi-pelágicos acumulados a profundidades superiores a 100 m, como probablemente sean los depósitos de la Formación Sardinero, la cementación se produce por fábricas microcristalinas (Christ *et al.*, 2015), lo que haría difícil reconocer los cementos tempranos en las muestras estudiadas en este trabajo. La baja tasa o ralentización de la sedimentación favorecen los procesos de disolución local y reprecipitación de CaCO_3 , que genera el carácter nodular de las calizas, el cual, aumenta con la posterior compactación y disolución por presión (Jenkyns, 1974). También la litificación temprana del fango carbonatado calcítico y la bioturbación (Tucker, 1974) son procesos que generan o acentúan la estructura nodular.

La presencia de granos de glauconita, exclusiva de sedimentos marinos, está relacionada con aportes elevados de Fe en el sedimento, condiciones subóxicas y bajas tasas de sedimentación (McRae, 1972; Odin y Matter, 1981). La forma lobulada y bordes agrietados, como los observados aquí, indican también elevada madurez y condensación (Huggett y Gale, 1997), al igual que el color verde claro a verde oscuro y a marrón señala una madurez textural de baja a alta respectivamente. Enriquecimientos de Fe, Mn y P son comunes en *hardgrounds* carbonatados y estarían relacionados con aumento en nutrientes, de condiciones oligotróficas a eutróficas (Föllmi *et al.*, 1994, Drzwecki y Simo, 1997). Las capas de calizas con los rasgos estratigráficos descritos son comunes en sucesiones cretácicas de calizas micríticas pelágicas y hemipelágicas depositadas en plataformas marinas epicontinentales, y han sido interpretadas como niveles de condensación desarrollados en condiciones submareales (Flügel, 2004). Calizas nodulosas bien cementadas, ricas en glauconita, diversas mineralizaciones, con rasgos de erosión y retrabajamiento, han sido interpretadas como niveles con distinto grado de condensación (firmgrounds o hard-grounds) en una sucesión pelágica y hemipelágica de ritmitas margo-calcáreas del sur de Inglaterra acumulada a 200-300 m de profundidad (Kennedy y Garrison, 1975).

Chrits *et al.* (2015) señalan dos momentos en la curva eustática como los más favorables para la formación de *hardgrounds*: al final de una regresión (máximo regresivo) y al final de una transgresión (superficie de máxima inundación), registrando niveles de exposición subáerea o discontinuidades de inundación (*drowning unconformities*) respectivamente. Pero no siempre es fácil determinar si corresponden a una situación o a otra, sobre todo si en

la sucesión estratigráfica no se han definido, con fiabilidad, secuencias estratigráficas (depositional sequences) y cortes sedimentarios. Pandey *et al.* (2018) han descrito hardgrounds en depósitos siliciclástico-carbonatados del Jurásico de la India, como niveles de condensación formados en condiciones submareales permanentes, preferentemente durante fases de máxima inundación. En el Cretácico Superior de Polonia Olszewska-Nejbert (2004) interpreta como *hardgrounds* niveles similares a los aquí estudiados, en los que identifica litificación por cementación marina temprana

(microcristalina), asociándolos a pausas relativamente cortas (decenas a centenares de años) en la sedimentación durante etapas de disminución de aporte siliciclástico por inundación de la plataforma.

Margas y calizas margosas de calciesferas (ritmita)

Forma tramos muy potentes de una alternancia rítmica de niveles margosos y otros más carbonatados (Fig. 11A), con límites difusos entre las dos litologías. Los tér-

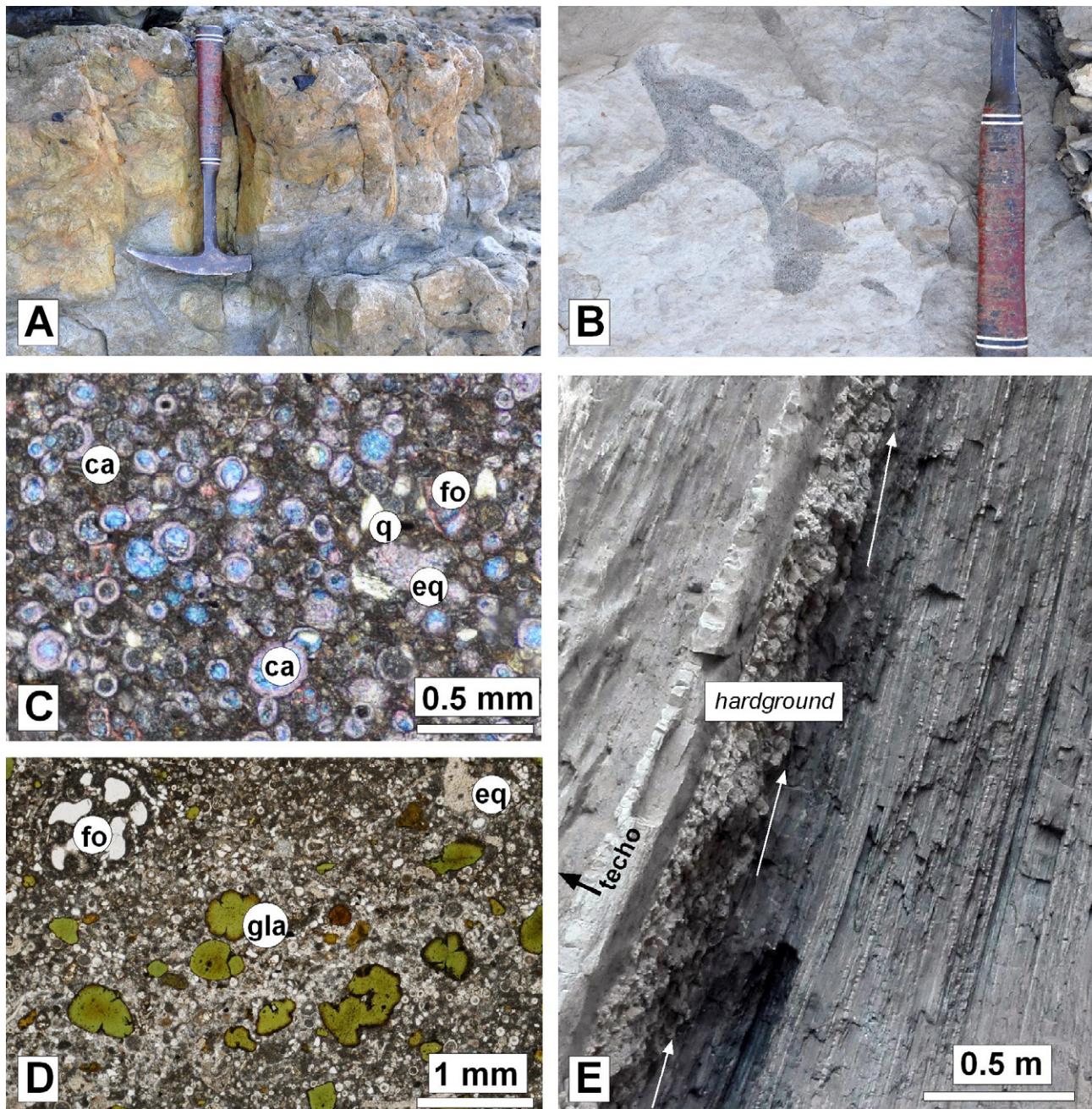


Fig. 10.- A. Aspecto de campo de las facies *calizas nodulosas* packstone de calciesferas, glauconita y mineralizaciones de Fe, en la parte inferior de la Formación Sardinero, sección de El Madero. B. Detalle del techo del tramo de capas vistas en A, mostrando una pista de bioturbación (*Thalassinoides*) rellena por un sedimento con abundantes granos de glauconita. C y D. Microfotografías de las calizas mostradas en A, constituidas por una acumulación de calciesferas (ca) y granos de glauconita (gla). Otros componentes como granos de cuarzo (q), foraminíferos bentónicos (fo) y equinodermos (eq) son visibles. E. Aspecto de campo de una capa nodulosa de unos 25 cm de espesor de esta misma facies, en la sección de Arnía (metro 80 de la sucesión), que fosiliza una superficie de truncación intraformacional (las flechas blancas señalan superficies de estratificación cortadas a techo por la capa nodulosa).

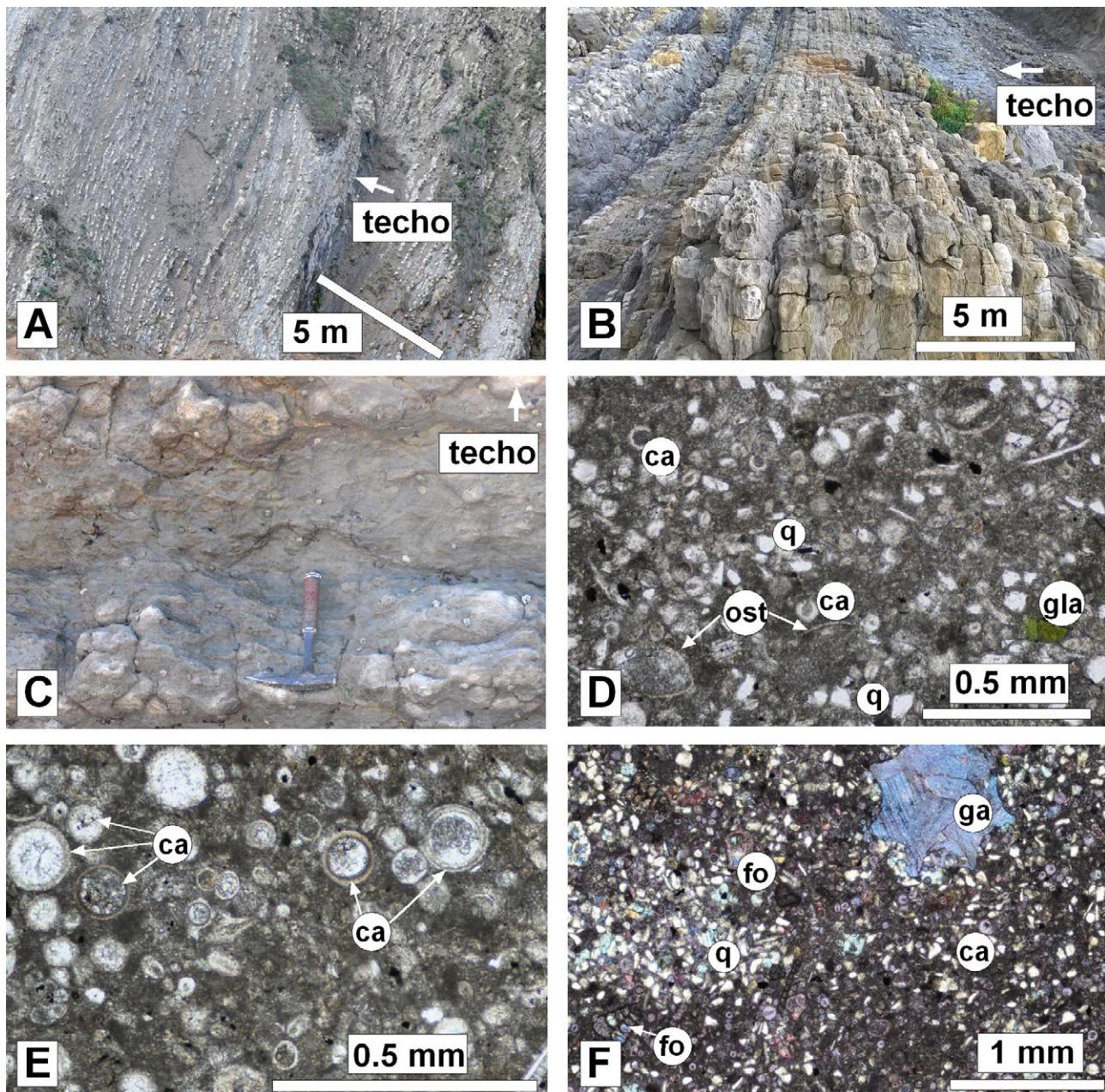


Fig. 11.- A, B y C. Aspectos de campo de la facies *margas y calizas margosas wackestone de calciesferas* (ritmita), la más representativa de la Formación Sardinero, en la sección de Covachos. En B se observa la continuidad lateral de las capas, con límites difusos entre las dos litologías. En C, los términos carbonatados formando nódulos aislados de bordes mal definidos. D. Microfotografía de una caliza nodulosa *wackestone de calciesferas* (ca), ostrácodos (ost), granos de glaucomita (gla) y escasos granos de cuarzo de tamaño limo (q). E. Microfotografía de una caliza nodulosa *packstone* con abundantes calciesferas (ca) del género *Phitonella* sp. F. Microfotografía de una caliza *packstone* arenosa, con un contenido en cuarzo (q) anormalmente alto, foraminíferos (fo, textulárido), calciesferas (ca), gasterópodos (ga, porosidad biomóldica rellena por cemento esparcido en mosaico).

minos más calcáreos forman capas nodulosas continuas (Fig. 11B) o formas nodulosas aisladas (Fig. 11C) de unos centímetros de espesor. Texturalmente son calizas *wackestone* (puntualmente *packstone*), siendo las calciesferas (*Phitonella* sp.) el componente esquelético más abundante (Figs. 11D y 11E). Se han identificado también foraminíferos planctónicos (indeterminados) y diversos organismos bentónicos: foraminíferos, equinodermos, ostrácodos, espículas de esponjas calcificadas (silíceas originalmente), gasterópodos, y bivalvos (Fig. 11D). El contenido en granos de cuarzo varía entre el 10-15%,

siendo puntualmente muy superior (Fig. 11F). Aunque no se han podido realizar láminas delgadas de los términos margosos, éstos presentan un menor contenido de granos esqueléticos, y se han reconocido caparazones completos de micráster, ammonoides y gasterópodos. La bioturbación (no figurativa) es de moderada a intensa, habiéndose identificado los icnogéneros *Zoophycos*, *Thalassinoides* y *Chondrites*. En las secciones de Portio y playa de Arnía se han observado agregados de cristales aciculares de celestina dispuestos radialmente a partir de un núcleo, formando nódulos (Fig. 12).

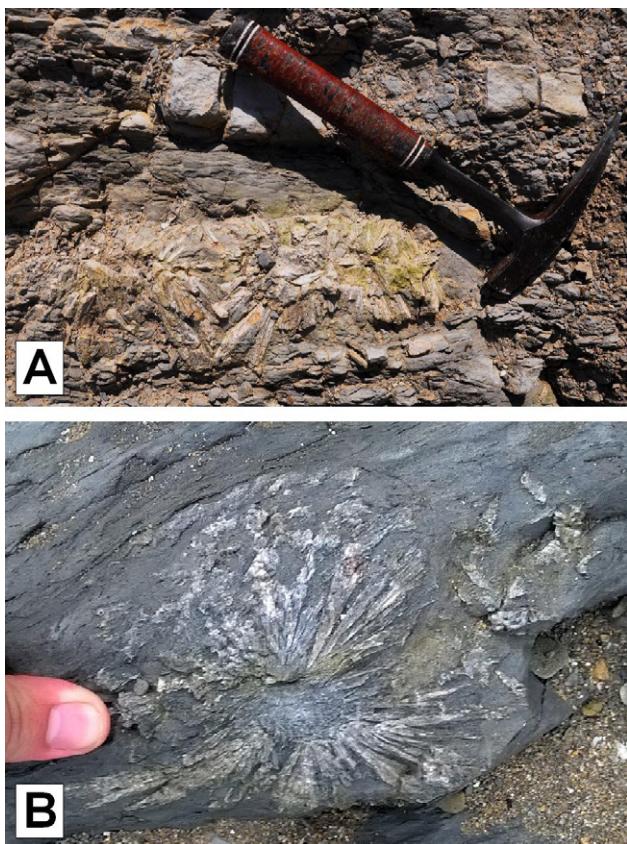


Fig. 12.- A y B. Nódulos de cristales de celestina en un tramo de margas en la sección de la ensenada de Arnía.

Interpretación.- Esta facies sería asimilable a la Facies SMF 3 de Wilson (1975): fangos carbonatados *mudstone* y *wackestone* con microfósiles planctónicos, y a *Phitonella packstone* de Gräfe y Wiedmann (1993) descrita en sucesiones del Turoniano superior en otras partes de la CVC. Las calciesferas mesozoicas, consideradas quistes (*cysts*) de algas planctónicas dinoflageladas (Flügel, 2004), fueron especialmente abundantes en algunos momentos del Jurásico y Cretácico siendo uno de los principales formadores de sedimentos carbonatados pelágicos acumulados en ambientes de rampa externa o de cuenca (Flügel, 2004). Durante el Cretácico, las calciesferas (*Phitonella* y otros géneros dependiendo de la microestructura de la pared) formaron, junto con foraminíferos planctónicos (tipo *Globotruncana*), calpionélidos y radiolarios espesas acumulaciones en ambientes marinos abiertos (plataforma profunda, talud, cuenca, y más raramente en plataforma interna), en diversas partes del mundo (Flügel, 2004 y referencias allí citadas). Gräfe y Wiedmann (1993) coinciden con esta interpretación, considerando que el depósito de las calciesferas, cuyo ciclo vital ocurre en la parte superior de la columna de agua, se produjo en ambientes marinos de baja energía en la parte distal de una rampa carbonatada. Las concentraciones de calciesferas en biomicritas pelágicas y hemipelágicas del Cretácico Superior del S de Inglaterra y Europa (*chalks*) han sido asociadas a aportes de nutrientes elevados en la columna de agua (Hart, 1987). La precipitación de los agregados de cristales de celestina ocurriría durante la diagénesis temprana en condiciones de escasa oxigenación (Yan y Carlson, 2003).

Lutitas margosas laminadas

Forman tramos de varios metros de espesor en la parte inferior de la Formación Sardinero (Fig. 13A). Las láminas son sub-milimétricas, paralelas y ligeramente onduladas (Figs. 13B y 13C), con granos sub-angulosos de cuarzo tamaño limo (y algunos de moscovita) y granos esqueléticos muy finos de calciesferas y espículas silíceas de esponja (ahora calcificadas), principalmente. Fuera de las laminaciones, la roca presenta pocos granos detriticos (en general entre un 2-10 % del volumen total) y de tamaño muy fino: de cuarzo, glauconita y esqueléticos (ostrácodos además de los mismos de las laminaciones). La bioturbación, muy abundante en el conjunto de la Formación, es escasa en esta facies. Destacan intercalados niveles discontinuos, de ~5 cm de espesor, de calizas micríticas de tonos blancos, que internamente incluyen la misma laminación que las lutitas margosas. Aunque estas capas aparentan una geometría tabular, presentan bruscas terminaciones laterales, creando un rosario de tramos inconexos, en ocasiones nódulos, de una misma “capa” (Fig. 13A).

Interpretación.- Esta facies se interpreta como sedimentos acumulados por debajo de la acción del oleaje de tormenta, en la parte externa de una rampa mixta terrieno-carbonatada. Wiese (1997) interpreta estos tramos como secuencias calciturbidíticas (*silt-bearing calciturbidites*) acumuladas tanto en cortejos sedimentarios LST/TST como HST de una secuencia estratigráfica, aunque no queda claro si se refiere a todo el conjunto (lutitas margosas) o solamente a las capas blancas de aspecto tabular. Las laminaciones corresponderían a aportes de sedimento tamaño limo (siliciclástico y carbonatado) erosionado de otras partes de la cuenca, en relación con tormentas o corrientes submarinas de plataforma. No se descarta que puedan corresponder a calciturbiditas, aunque éste tipo de depósitos son más propios de la base de talud y cuenca adyacente a plataformas carbonatas de márgenes elevados y taludes inclinados, que de rampas y sistemas pelágicos y hemipelágicos. El hecho de que tampoco se hayan reconocido rasgos estratigráficos específicos de calciturbiditas, como gradaciones o laminaciones de ripples (Flügel, 2004 y referencias allí citadas) apoya esta interpretación. La ausencia o escasa bioturbación se asocia a niveles bajos de oxígeno en el fondo y/o a altas tasas de sedimentación (Tucker y Wright, 1990). Estos mismos autores señalan que laminaciones similares pueden corresponder a depósitos de nubes de fango de bajo densidad (*low-density mud coulds*). Depósitos con espículas de esponja son habitualmente interpretados como sedimentos relativamente profundos: Facies SMF 1 de Wilson (1975), espiculitas en la base de talud de plataformas carbonatadas (Bahamonde *et al.*, 2004). Respecto a las capas discontinuas a escala de afloramiento de tonos blancos con mayor contenido en carbonato que las lutitas margosas entre las que se intercalan, pudieran tener un origen diagenético, dada su estructura interna que engloba las laminaciones descritas, y sus bruscas terminaciones laterales o el aspecto de nódulos aislados que presenta en otras ocasiones.

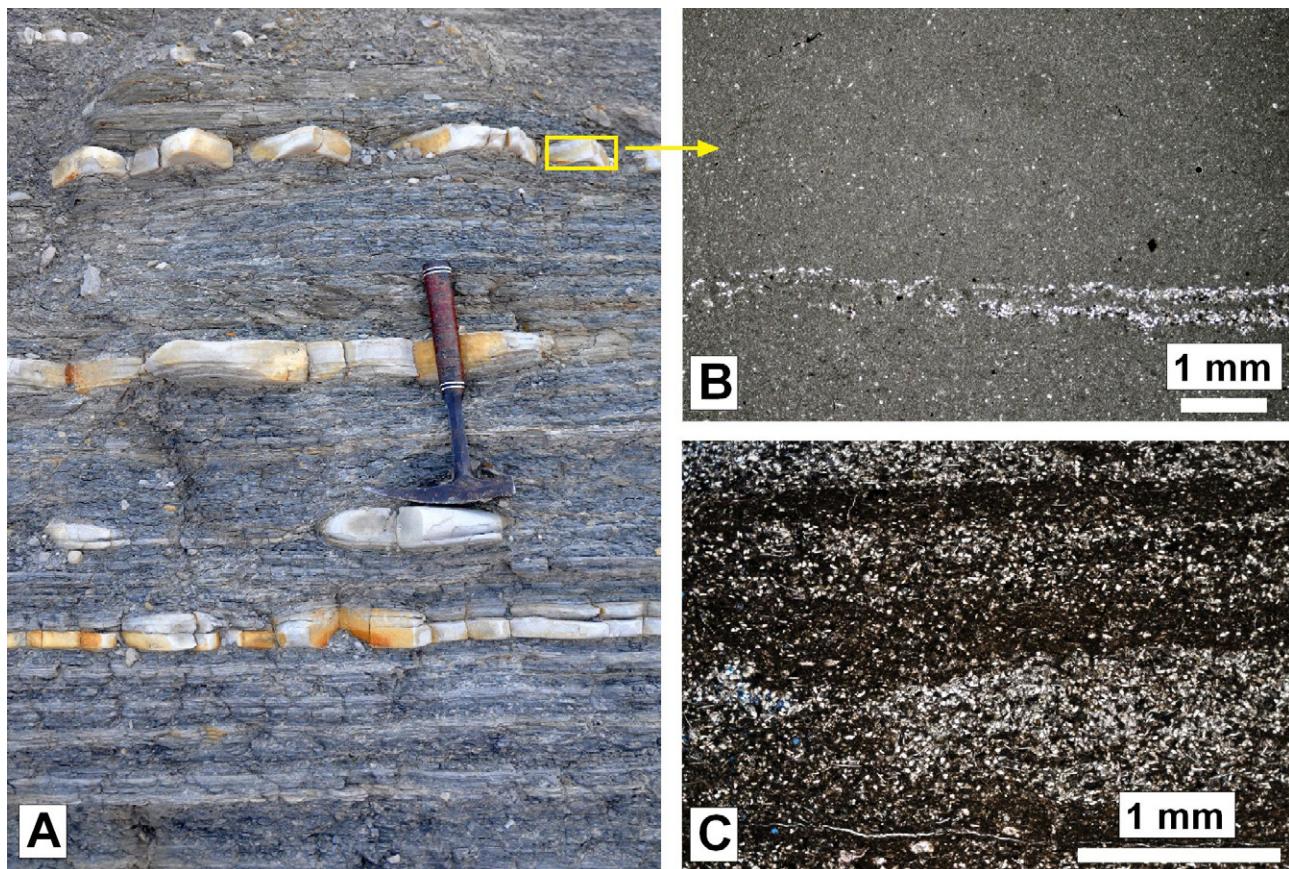


Fig. 13.- A. Aspecto de campo de la facies *lutitas margosas laminadas*, mostrando el carácter discontinuo de los niveles de calizas blancas intercalados. B. Microfotografía de un nivel de calizas micríticas intercalado en las lutitas margosas. Ver posición en A. C. Microfotografía de las lutitas margosas laminadas mostrando el aspecto de las laminaciones formadas por granos de cuarzo tamaño limo y granos esqueléticos de grano muy fino, de calciesferas y espícululas silíceas de esponja (ahora calcificadas).

Asociaciones de facies y evolución estratigráfica

En la Formación Sardinerio se han diferenciado tres asociaciones de facies (Tabla 2).

La asociación de facies 1, en la parte inferior de la Formación (hasta 35 m en la sección de El Madero), consiste en lutitas margosas con finas laminaciones (e intercalaciones de calizas centimétricas *mudstone*) y calizas nodulosas ricas en calciesferas y granos de glauconita, en una sola capa aislada o en un conjunto de 2 a 4 capas amalgamadas. Ambas facies muestran una cierta ciclicidad de escala métrica (Fig. 14A y 14B). Esta asociación representa la recuperación, de forma intermitente, de la producción carbonatada (hemipelágica) en la cuenca, posterior al *Hardgroung-99*, y del episodio oceánico anóxico (*OAE2*, Cemonaniense superior-Turoniano inferior) que causó cambios globales importantes en la fauna marina, con la extinción de numerosas formas de vida y la expansión de otras, como las calciesferas (Jarvis *et al.*, 1988 y referencias allí citadas). La escasa bioturbación en las lutitas margosas (por lo que se conserva la laminación), así como el carácter detrítico de los granos (siliciclásticos y calcáreos), transportados desde otras zonas de la cuenca, indican muy escasa una productividad orgánica muy escasa en la columna de agua, que alternó con etapas de alta productividad registrada en las calizas nodulosas ricas en calciesferas. Estos cambios des-

de una sedimentación detrítica carbonatada y siliciclástica a carbonatada a hemipelágica (con arcilla y cuarzo) pueden interpretarse como variaciones en el nivel de oxigenación en la cuenca, debido a modificaciones en los patrones de circulación marina en la cuenca que pudieron provocar el intercambio vertical de las aguas. Como posible interpretación, la alternancia de tramos de lutitas margosas laminadas y tramos de calizas nodulosas ricas en calciesferas podría ser el registro de cambios relativos del nivel del mar, representando las lutitas laminadas (depósitos turbidíticos según Wiese, 1997), etapas de mar bajo durante las que se activaría la erosión en las partes más someras de la cuenca y el transporte del material erosionado a las más profundas (distales). Durante las etapas de mar alto se reactivaría la producción carbonatada pelágica en la misma, disminuyendo los aportes detríticos y depositándose las calizas nodulosas ricas en calciesferas y glauconita. El menor contenido de material siliciclástico en las calizas nodulosas respecto a las lutitas laminadas indica que su formación se produciría preferentemente en momentos de máxima transgresión. De todas formas, en el Turoniano el contexto general era fuertemente transgresivo, con el nivel del mar global más alto del Cretácico (240-250 m de media más alto que en la actualidad, Haq, 2014), manteniéndose bastante estable hasta el Campaniense, con fluctuaciones relativas de baja amplitud (unos 20 m en ~20 Ma, Haq, 2014).

Asociación de facies, posición estratigráfica y facies que la componen	Interpretación
Asociación 1 , parte inferior de la Fm. Sardinero: lutitas margosas con laminaciones finas y calizas nodulosas ricas en calciesferas y glauconita, mineralizaciones e intensa bioturbación. Ciclos de escala métrica.	Sedimentos acumulados por debajo de la acción del oleaje de tormenta, en la parte externa de una rampa mixta terrígeno-carbonatada. Registra la recuperación de la producción carbonatada (hemipelágica) posterior al <i>Hardgroung-99</i> , y al <i>OAE2</i> . La escasa bioturbación y contenido fosilífero indica escasa productividad orgánica, que alternó con etapas de alta productividad (calizas nodulosas de calciesferas y glauconita). Ciclicidad por variaciones en el nivel de oxigenación en la cuenca, por cambios en los patrones de circulación marina.
Asociación 2 , la mayor parte de la Fm. Sardinero: alternancia rítmica de margas y calizas margosas, calizas nodulosas ricas en calciesferas y glauconita, calizas con HCS.	Sedimentos marinos hemipelágicos, parte externa de una rampa mixta carbonatada-siliciclastica (bajo acción oleaje de tormenta). Profundidad > 50-100 m. Capas de concentración de calciesferas, glauconita e intensa bioturbación: bajas tasas de sedimentación registran cambios ambientales. Capas de tormenta (HCS): ambientes de rampa intermedia. Intercalaciones de calizas <i>grainstone</i> con estratificación cruzada asociadas a superficies de truncación intraformacional.
Asociación 3 , transición de la Fm. Sardinero a la Fm. y Cabo de Lata (sección de Punta de San Juan): calizas nodulosas <i>grainstone</i> y calizas <i>grainstone</i> arenosas.	Sedimentos acumulados por encima de la acción del oleaje de buen tiempo. Registra la somerización y colmatación de la cuenca.

Tabla 2.- Asociaciones de facies en la Formación Sardinero.

La asociación 2, la más característica, está constituida por la alternancia rítmica de margas y calizas margosas con intercalaciones de calizas nodulosas *packstone* de calciesferas y glauconita (de la asociación anterior). Corresponde a depósitos hemipelágicos acumulados sobre un fondo marino en la parte externa de una rampa mixta carbonatada-siliciclastica (Hines, 1986; Wiesen, 1997, entre otros). Por definición (Burchette y Wright, 1992), estos sectores se sitúan por debajo de la acción de oleaje de tormenta, una profundidad superior a 50-100 m, aunque dada la ausencia de indicadores paleobatimétricos en este tipo de sedimentos, esta batimetría puso ser mucho mayor (Tucker y Wright, 1990). En sucesiones hemipelágicas del Cretácico Superior del noroeste de Europa (*chalks*), con cierta similitud con la Formación Sardinero, se han estimado profundidades entre 100 y unos pocos cientos de metros, a excepción del Graben Central del Mar del Norte donde se superarían los 1000 m (Tucker y Wright, 1990 y referencias allí citadas). Los niveles con mayor concentración de calciesferas, glauconita y más intensa bioturbación corresponden a tasas de sedimentación más bajas por cambios ambientales en la cuenca. La escasez de fauna bentónica en buena parte de la Formación Sardinero estaría en consonancia con el carácter profundo de las facies, así como las trazas fósiles reconocidas (*Thalassinoides*, *Chondrites* y *Zoophycos*) que son comunes en depósitos de una cierta profundidad, pero no permiten más precisiones (Tucker y Wright, 1990). Puntualmente forman parte de esta asociación capas de tormenta (capas de estratificación cruzada *hummocky* en la sección de Portio, ver Fig. 4) que indicarían condiciones puntuales algo más someras, dentro de la zona intermedia de la rampa. También aparecen intercaladas muy puntualmente con la alternancia rítmica las facies de calizas *grainstone* con estratificación cruzada que suele ir asociada a superficies de truncación intraformacional.

La asociación de facies 3 estaría formada por las facies de calizas nodulosas *grainstone* y calizas *grainstone* arenosas en la transición a la Formación Cabo de Lata (sección de Punta de San Juan) que registraría la somerización y colmatación de la cuenca. Las calizas *packstone* margoso-arenosas fosilíferas y las calizas *grainstone* con estratificación cruzada (Fig. 15A y 15B) en los afloramientos del hotel Chiqui y playa de Molinucos (flanco meridional del Sinclinal de San Román) corresponden a depósitos de ambientes más someros que los del flanco N (ver apartado de facies sedimentarias).

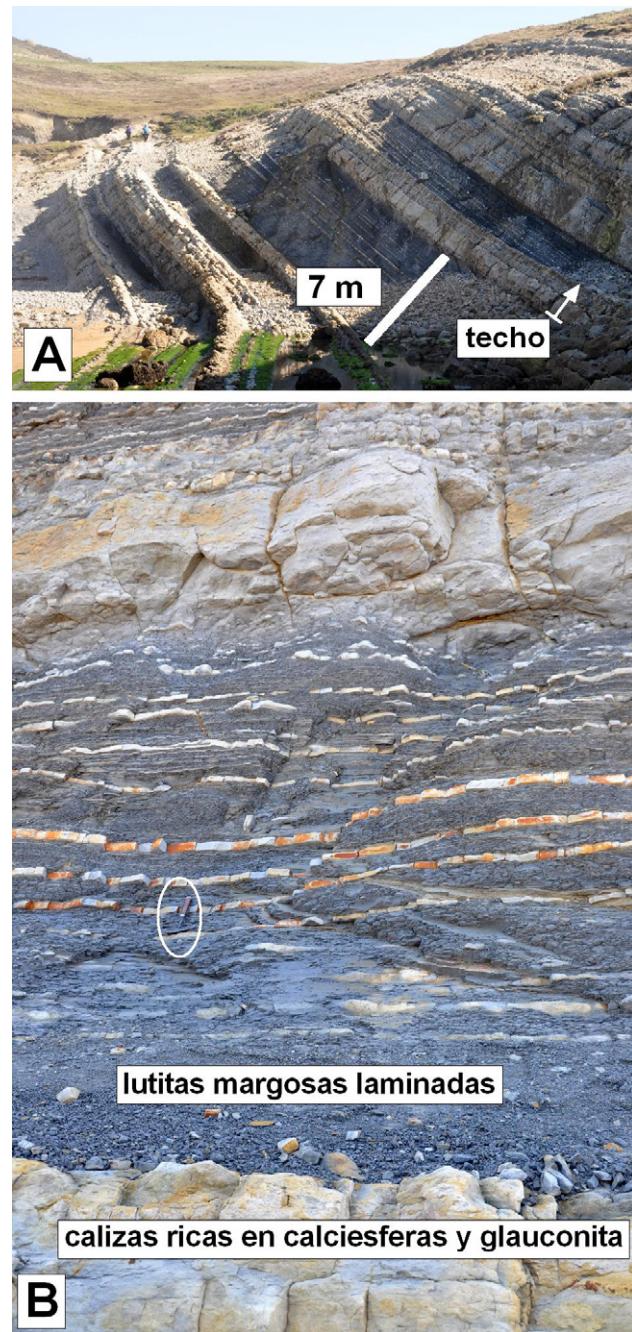


Fig. 14.- Aspectos de campo de la asociación de facies 2 (lutitas margosas laminadas y calizas nodulosas ricas en calciesferas y glauconita), en la parte inferior de la Formación Sardinero (sección El Madero). A) Vista general, mostrando la repetición cíclica de las dos facies que forman la asociación. B) Detalle del ciclo señalado con la escala en A. En el círculo, martillo de 32 cm de longitud como escala.

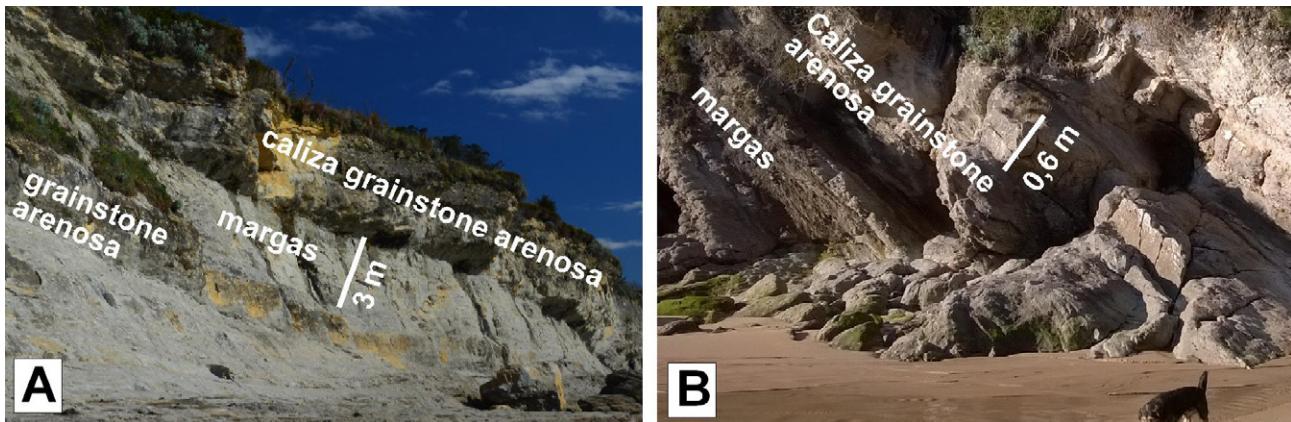


Fig. 15.- Aspectos de campo de la Formación Sardinero en el flanco meridional del Sinclinal de San Román (aforamientos del hotel Chiqui y playa de Molinucos), mostrando depósitos más someros que los del flanco norte. A. Calizas arenosas *grainstone* con estratificación cruzada entre margas. B. Calizas arenosas *grainstone*.

Discusión

Evolución sedimentaria y secuencias estratigráficas en la Formación Sardinero

Wiese y Wilmsen (1999) señalan que las sucesiones del Cretácico Superior del N de Cantabria, registran una etapa transgresiva que, inicialmente, permitió el desarrollo de la plataforma carbonatada de la Formación Altamira, y posteriormente (Cenomaniense medio y superior) su inundación, con condensación en la sedimentación (*Hard-ground-99* de Reitner *et al.*, 1995) en unas zonas (zona de Liencres), y acumulación de margas y calizas nodulosas en otras (hasta 50 m). Un evento tectónico (*Santander tecto-event*) causaría la emersión generalizada de la *Cuenca Cantábrica Norte* y el final de la sedimentación durante el Cenomaniense (Wilmsen, 1997). La re-inundación y reactivación de la sedimentación en esta zona de la cuenca, de carácter diacrónico dada su configuración en bloques, se produjo a lo largo del Turoniano inferior y medio, con depósitos condensados en la base de la Formación Sardinero (*kalles Zone*, SB Tu 1, de Wiese 1997), y posteriormente (Turoniano medio, *neptuni / deverianum Zone*) con sedimentación turbidítica (DS Tu 2). Esta re-inundación estuvo relacionada con la subida global del nivel del mar al inicio del Turoniano (Haq, 2014), ampliamente documentada en diversas cuencas del mundo con sedimentación carbonatada (Mulayim *et al.*, 2020).

Wiese (1997) ha identificado seis límites de secuencia en la sucesión Turoniana inferior-Coniaciana inferior, interpretados como límites de ciclos de tercer orden en el sentido de Haq *et al.* (1988). Según Wiese (1997), los límites de estas secuencias no coinciden en todos los casos con los límites de secuencias definidas en otras sucesiones de la misma edad del occidente de Europa. Posteriormente, Wiese y Wilmsen (1999) diferencian en el intervalo Cenomaniense a Campaniense cinco megasecuencias (individuadas tectónicamente) que se subdividen en 21 secuencias estratigráficas: 6 del Cenomaniense, 5 del Turoniano, 3 del Coniaciano, 3 del Santoniano, y 4 del Campaniense; cuyos límites coinciden, en numerosas ocasiones, con

límites de biozonas. En ellas se diferencia un LST/TST y un HST. En las secuencias del Turoniano interpretan las lutitas margosas laminadas como cuñas de calciturbiditas acumuladas durante los LST en las depresiones de la cuenca, acuñándose hacia los bloques elevados. Los tramos de calizas nodulosas se consideran depósitos de HST, aunque no siempre se sigue ese mismo criterio. De todas formas, la subdivisión en las citadas 5 megasecuencias del Turoniano no coincide, en buena parte, con la subdivisión que realizaron otros autores para este periodo, tanto en la cuenca Vasco-Cantábrica (Floquet, 1998, Gräfe y Wiedman, 1998), como en Túnez (Robaszynski *et al.*, 1993), Inglaterra (Gale, 1996), o con el cuadro del ciclo global de Haq *et al.* (1988). Según Wiese y Wilmsen (1999), esto puede deberse a que las biozonas de los otros autores no son compatibles con las de ellos; y, en algunos casos, a interpretaciones contradictorias sobre la posición de los límites de secuencia en las sucesiones.

En nuestra opinión, las subdivisiones en megasecuencias o secuencias estratigráficas realizadas por los diversos autores tienen cierto carácter especulativo, y los criterios aplicados no siempre son los adecuados (como el uso de límites de biozonas). Lo más probable es que los límites de las secuencias aparezcan registrados por niveles con rasgos estratigráficos específicos intercalados en la monótona sucesión rítmica: hardgrounds durante subidas relativas, o niveles calcareníticos (*rudstone* o *grainstone*) de base neta (erosiva) durante bajadas relativas. Este tipo de niveles específicos aparecen en las columnas de Wiese (1997), pero no siempre coinciden con los límites de secuencias o de los cortejos sedimentarios propuestos por el autor. En este trabajo, se propone que la Formación Sardinero en el área de estudio muestra una tendencia somerizante que culminaría con las calizas *grainstone* bioclásticas de la Formación Cabo de Lata en la sección de Punta de San Juan. La definición de ciclos o secuencias de menor jerarquía (*depositional sequences*) dentro de la sucesión necesitaría un estudio más detallado que el realizado aquí (incluyendo análisis de isótopos estables), por las siguientes razones: a) por la dificultad que entraña el contexto sedimentario con tectónica activa; b) por la poca amplitud de las fluctuacio-

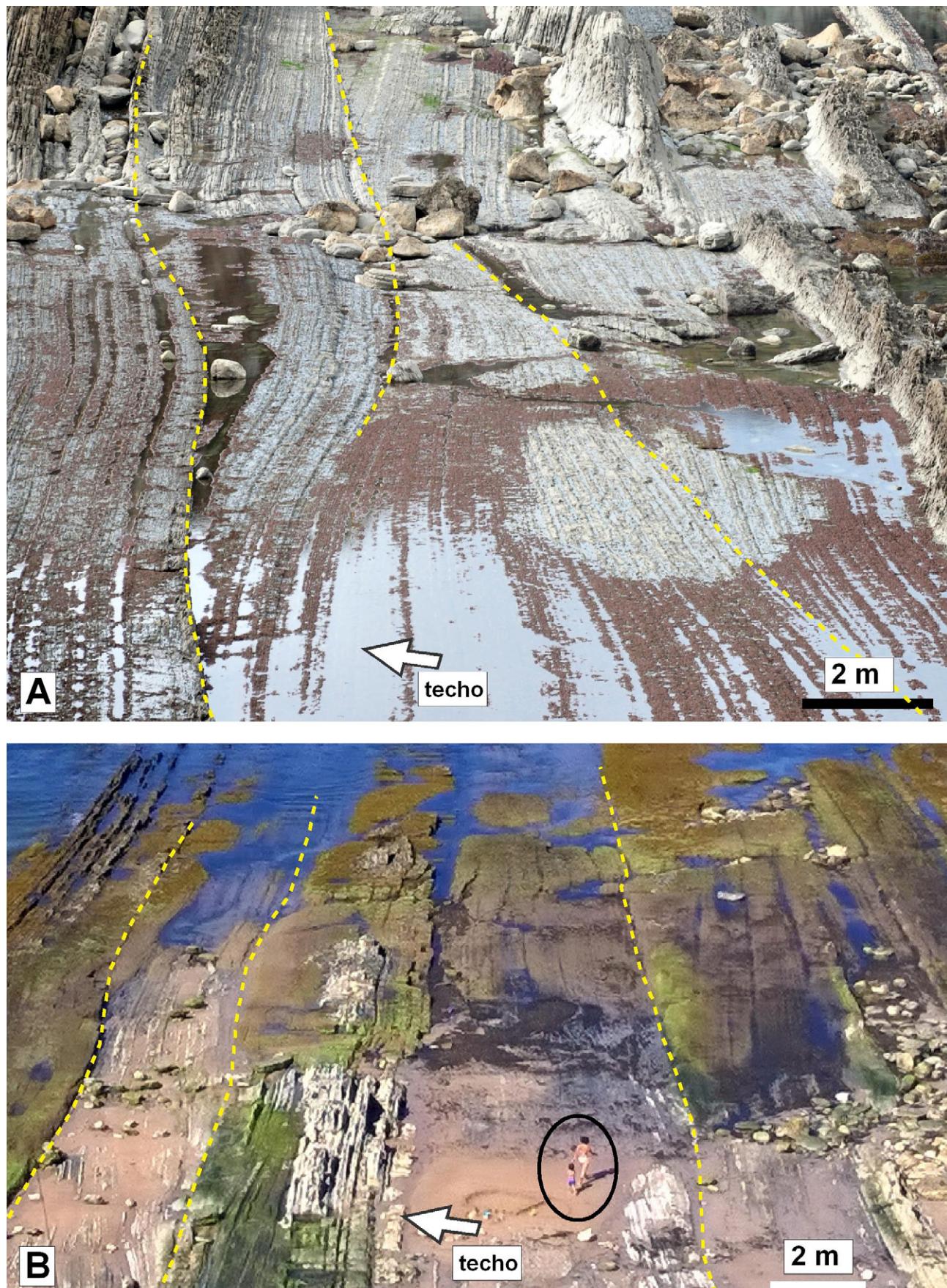


Fig. 16.- Aspectos de campo de la parte inferior de la Formación Sardinero, mostrando diversas superficies de truncación intraformacional (líneas discontinuas amarillas). A. Plataforma de abrasión de Arnía. Ancho de la fotografía en su parte inferior ~15 m, techo hacia la izquierda. B. Playa de Portio, ancho de la fotografía en su parte inferior ~20 m, techo hacia la izquierda.

nes del nivel mar de alta frecuencia durante el Cretácico Superior (Haq, 2014); c) por la monotonía de buena parte de la sucesión estudiada.

Aunque es difícil estimar una tasa de sedimentación fiable de la sucesión estudiada, al carecer de una sección completa, que permita conocer su espesor total, y de un control geocronológico preciso, los valores obtenidos son entorno a ~5 cm/ka (~450 m/~8 Ma, Turoniano medio a Santoniano superior). Este valor es superior a la tasa calculada para sucesiones hemipelágicas, de edad similar, en el noroeste de Europa (*chalks*) por Kennedy y Garrison (1975) que sería de 2-3 cm/ka (sin corrección por compactación), probablemente debido a una elevada tasa de subsidencia.

El origen de la estratificación en la alternancia marga-caliza

El origen de la estratificación en la alternancia marga-caliza es el resultado de procesos diagenéticos que acentúan una anisotropía sedimentaria predefinida (en porosidad-permeabilidad, contenido de arcilla, contenido fósil, etc.). Unos autores dan más importancia a los procesos diagenéticos y otros a los sedimentarios. Estos últimos (Einsele, 1982; Elrick y Hinnov, 2007) consideran que cada par marga-caliza representa una parasecuencia: la caliza nodulosa se formaría en un periodo de nivel del mar alto y la marga durante un periodo de bajo nivel del mar con mayor aporte siliciclástico. Kennedy (1987) describe una ciclicidad rítmica que registraría cambios climáticos de alta frecuencia controlados por factores como la energía solar, productividad orgánica y temperatura del agua (Hart 1987). Los del primer grupo (Bathurst, 1987; Westphal *et al.*, 2000) sostienen que diversos procesos diagenéticos han generado la estratificación rítmica (*diagenetic unmixing*): las capas de caliza serían cementadas durante la diagenésis temprana por transferencia (vertical) de carbonato cálcico desde otros niveles (margosos), siendo mínima la compactación en los primeros y mucho mayor en los segundos (Munnecke y Samtleben 1996). La estratificación diagenética (*diagenetic bedding*) es un rasgo característico de las sucesiones de *chalks* cretácicas (Ekdale y Bromley, 1988), y de las calizas margosas de plataforma marina abierta de Gran Bretaña (Bathurst, 1987), con una repetición de procesos de disolución y cementación que amplifican ligerísimas variaciones litológicas primarias. Así, los planos de estratificación se dispondrían donde la compactación fue más intensa (en la parte media de los niveles menos competentes) y, por lo tanto, no coincidiría con los límites originales entre estratos. En la Formación Sardinerio se observan dos situaciones diferentes: 1) par caliza-marga bien definido (Fig. 11A y 11B); y 2) nódulos carbonatados dispersos, o no conectados entre sí, dentro de las margas (Fig. 11C). En el primer caso, algunos rasgos señalarían un origen primario de la estratificación: a) mayor contenido de granos esqueléticos en la caliza que en los intervalos margosos; b) falta de paralelismo (concordancia) de la estratificación entre los paquetes de caliza-marga situados por debajo y por encima de las superficies de truncación

intraformacional, lo que indicaría que la diferenciación de caliza y marga ya había ocurrido antes de la deformación o truncación sinsedimentaria, y que la redistribución vertical del carbonato durante la litificación/compactación fue limitada. Por el contrario, calizas nodulosas con formas irregulares y discontinuas, con transiciones caliza-marga difusas y graduales, y sin cambios texturales claros entre ambas litologías, parecen ser el resultado de procesos dia-genéticos como la cementación concrecionaria diagenética temprana y la bioturbación (Möller y Kvordan 1988).

Superficies de truncación intraformacional

En las secciones de Arnía y Portio (Fig. 16A y 16B, respectivamente), las superficies de truncación intraformacional pasan lateralmente a superficies de concordancia, y a techo de ellas, e intercaladas en la alternancia marga-caliza se disponen calizas *grainstone* con estratificación cruzada (Fig. 10B). En otros afloramientos, aparecen asociadas a niveles de calizas nodulosas interpretados como niveles de condensación. Ligadas a ellas se han observado estructuras de deformación sin-sedimentaria, tales como cabalgamientos de pequeña escala, fracturas y *slumps*. Estructuras similares se han descrito en las sucesiones cretácicas del sur de Inglaterra, Normandía y otras localidades del norte de Francia, así como en la cuenca de París (Kennedy, 1987; Mortimore, 2011; Esmerode *et al.*, 2007, entre otros), como canales y cicatrices erosivas de gran escala que cortan sucesiones rítmicas (marga-caliza) de cretas y que contienen conglomerados, *hardgrounds*, capas deformadas (*slumps*) y depósitos de *debris flow* (Quine y Bosence, 1991). En esos casos, su origen ha sido atribuido a fuertes corrientes en el fondo marino (Quine y Bosence, 1991) en una cuenca fracturada en bloques. Otros autores han evocado erosión por corrientes de contorno paralelas a la costa (Esmerode *et al.*, 2007, 2008; Esmerode y Surlyk, 2009), deslizamientos gravitacionales desencadenados por tectónica sin-sedimentaria (Kennedy, 1987; Mortimore, 2011). En el caso de la Formación Sardinerio, su origen podría estar relacionado con el régimen tectónico extensional ligado a la apertura del Golfo de Vizcaya, desde finales del Aptiense hasta principios del Campaniense (p. ej. Olivet, 1996), antes del inicio de la convergencia alpina. Wiese (1997) y Wilmsen (1997) han señalado que la Cuenca Cantábrica Norte estuvo afectada por una tectónica activa durante el Cretácico Superior. Además, las deformaciones cretácicas relacionadas con actividad diapírica de las sucesiones del Triásico (Küchler, 2000), pudieron causar fragmentación e inclinación de bloques en el fondo oceánico. Casos de transporte gravitacional de bloques a gran escala dentro de cretas, con planos de deslizamiento rotacional y otros rasgos de deformación plástica, resultado de actividad tectónica han sido descritos, entre otras, en sucesiones del Cretácico Superior y Paleógeno Inferior en el NO de la península Arábiga (Livnat *et al.*, 1986; Buchbinder *et al.*, 1988); en el Canal de Etreat, cuenca de París (Mortimore, 2011), en el Graben Central del Mar del Norte (Kennedy, 1987). No se descarta la interpretación como contouritas, ya que éstas pueden incluir estructuras tractivas intercaladas en sucesiones pelágicas y hemipelágicas, superficies de

erosión, superficies corrugadas convexas, canales, etc. (Rebesco *et al.*, 2014). Las calizas *grainstone* con estratificación cruzada asociadas (acumulaciones de material bentónico re-trabajado desde áreas más someras de la cuenca), podrían estar relacionadas con dichas corrientes de contorno. En cualquier caso, se requieren estudios complementarios que permitan obtener datos adicionales para esclarecer totalmente el origen de las superficies y de las estructuras asociadas.

Conclusiones

En Costa Quebrada (flanco norte del sinclinal de San Román, O de Santander), la Formación Sardinero (Turoníense a Campaniense) alcanza ~450 m espesor y consiste en margas y calizas margosas, con abundantes calciesferas y granos de glauconita, acumuladas en ambientes de plataforma (rampa) externa (por debajo del nivel de acción de oleaje de tormenta) mixta, carbonatada-siliciclástica. Este espesor varía considerablemente en otras partes de la cuenca (~900 m en el flanco sur del sinclinal de San Román), dada su configuración en bloques.

La Formación registra la re-inundación de esta zona de la cuenca (Turoníense medio), consecuencia de la subida global del nivel del mar en ese periodo, después de una larga etapa sin depósito y con sedimentación condensada (*Hardground-99*). Al inicio, la sedimentación fue predominantemente siliciclástica (lutitas margosas laminadas), interrumpida por niveles de calizas nodulosas amalgamadas que representan intentos de recuperar una sedimentación carbonatada en la cuenca, posteriormente al episodio oceánico anóxico global *OAE2* (Cemonaniense superior-Turoníense inferior) que causó cambios importantes en la fauna marina a nivel global. En el Turoníense superior, se recuperó la producción de organismos con caparazón calcáreo en la columna de agua marina, manteniéndose durante el resto del Cretácico. A esta etapa, con un nivel del mar muy elevado, corresponden los depósitos hemipelágicos de margas y calizas nodulosas que caracterizan a la Formación Sardinero y que se acumularon, con elevadas tasas de sedimentación (~5 cm/ka), en un fondo marino situado entre 50-100 m de profundidad. Los depósitos de calizas margoso-arenosas fosilíferas y las calizas con estratificación cruzada que afloran en el flanco sur del sinclinal de San Román (afloramientos del hotel Chiqui y playa de Molinucos), registrarían ambientes más someros que los anteriores. La colmatación de la cuenca aparece registrada en las calizas arenosas de la Formación Cabo de Lata (sección de Punta de San Juan).

En la mitad inferior de la Formación Sardinero se han reconocido superficies de truncación intraformacional previamente descritas, que separan conjuntos de capas no concordantes entre sí, comparables en geometría y escala a estructuras descritas en las sucesiones cretácicas del S de Inglaterra, Normandía y N de Francia. Su origen estaría relacionado con la tectónica sinsedimentaria descrita en la cuenca durante este periodo: movimientos extensionales ligados a la apertura del golfo de Vizcaya y/o procesos halocinéticos de las facies salinas del Keuper. No obstante, no se descarta la interpretación como contouritas, ya que éstas pueden incluir, intercaladas en sucesiones pelágicas y

hemipelágicas, estructuras tractivas, superficies de erosión, superficies corrugadas convexas, canales, etc.

Algunos rasgos estratigráficos señalarían un origen primario de la estratificación en la alternancia marga-caliza de la Formación Sardinero: a) mayor contenido de granos esqueléticos en la caliza que en los intervalos margosos; b) falta de paralelismo (concordancia) de la estratificación entre los paquetes de caliza-marga situados por debajo y por encima de las superficies de truncación intraformacional, indicando que la diferenciación de caliza y marga fue previa a la truncación, y que la redistribución vertical del carbonato durante la litificación/compactación fue limitada. Por el contrario, cuando los nódulos carbonatados aparecen dispersos, con transiciones caliza-marga difusas y graduales, y sin cambios texturales claros entre ambas litologías, su formación sería resultado de procesos dia-genéticos, como la cementación concrecionaria dia-genética temprana y la bioturbación.

Agradecimientos y financiación

El presente estudio es el resultado en un trabajo fin de estudios del Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo, y ha recibido financiación del Departamento de Geología de dicha institución. Más allá de esa pequeña financiación, la investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro. Agradecemos a los revisores Pedro Huerta y Alberto Pérez López los comentarios y sugerencias realizadas que han supuesto una mejora significativa del manuscrito original.

Contribución de autores/as

Los dos autores han contribuido en todos los apartados del trabajo. Si bien, en la obtención de datos de campo y revisión del manuscrito Miguel Herrera ha realizado la contribución principal; mientras que Juan R. Bahamonde ha tenido un papel protagonista en apartados como elaboración del trabajo (redacción, diseño de figuras e interpretación de resultados).

Referencias

- Bahamonde, J.R., Kenter, J.A.M., Della Porta, G, Keim, L., Immenhauser, A., Reijmer, J.J.G., 2004. Lithofacies and depositional processes on a high, steep-margined Carboniferous (Bashkirian-Moscovian) carbonate platform slope, Sierra del Cuera, NW Spain. *Sedimentary Geology*, 166: 145-156.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.11.019>
- Bathurst, R.G.C., 1987. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology*, 34: 749-778.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00801.x>
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera, Vol 21. Chapter 5, the Mesozoic large benthic foraminifera: The Cretaceous, 215-295. UCL Press, U.K.
[https://doi.org/10.1016/S0920-5446\(08\)00005-8](https://doi.org/10.1016/S0920-5446(08)00005-8)

- Buchbinder, B., Benjamini, C., Mimran, Y., Gvirtzman G., 1988. Mass transport in Eocene pelagic chalk on the northwestern edge of the Arabian platform, Shefela area, Israel. *Sedimentology*, 35: 257-274.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb00948.x>
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
[https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A)
- Cendrero, A., Díaz de Terán, J.R., Flor, E., Francés, E., González J.R., Salas L., 1986. Guía didáctica de la franja costera entre la Península de la Magdalena y Liencres (Cantabria) - Universidad de Cantabria, Consejería de Educación del Gobierno de Cantabria. TOMOS I y II.
- Christ, N., Immenhauser, A., Wood, R., Darwich, K., Hachenberg, A., 2015. Petrography and environmental controls on the formation of Phanerozoic marine carbonate hardgrounds. *Earth-Science Reviews*, 151: 176-226.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.10.002>
- Dott, R.H., Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of variable bedding sequences. *Geological Society of America, Bulletin*, 93: 663- 680.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<663:HSSOIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<663:HSSOIV>2.0.CO;2)
- Drzwecki, P.A., Simo, J.A., 1997. Carbonate platform drowning and oceanic anoxic events on a mid-Cretaceous carbonate platform, south-central Pyrenees, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 698-714.
<https://doi.org/10.1306/D426861C-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of Carbonate Rocks* (W.E. Ham, Ed.), Memoir American Association Petroleum Geologists, 1: 108-121.
<https://doi.org/10.1306/M1357>
- Einsele, G., 1982. Limestone-marl cycles (Periodites): diagnosis, significance, causes—a review. En: *Cyclic and event stratification* (G. Einsele, A. Seilacher, Eds.), Berlin, Springer. 8-53.
https://doi.org/10.1007/978-3-642-75829-4_2
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., 1988. Diagenetic microlamination in chalk. *Journal Sedimentary Petrology*, 58: 857-861.
<https://doi.org/10.1306/212F8E8B-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Elrick, M., Hinnov, L.A., 2007. Millennial-scale paleoclimate cycles recorded in widespread Palaeozoic deeper water rhythmites of North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243: 348-372.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.08.008>
- Esmerode, E.V., Lykke-Andersen, H., Surlyk, F., 2007. Ridge and valley systems in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin: contourites in an epeiric sea. En: *Economic and Palaeceanographic Significance of Contourite Deposits* (A.R. Viana, M. Rebisco, Eds.). Geological Society of London Special Publication, 276: 265-282.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.276.01.13>
- Esmerode, E.V., Surlyk, F., 2009. Origin of channel systems in the Upper Cretaceous Chalk Group of the Paris Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1338-1349.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.05.001>
- Feuillée, P., Rat, P., 1971. Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques. En: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne* (J. Deviser, X. Le Pichon, L. Montardet Eds.), Publications de l'Institut Français du Pétrole, Collection Colloques et Séminaires, 22, Technip, Paris, 1-48.
- Floquet, M., 1998. Outcrop cycle stratigraphy of shallow ramp deposits: the Late Cretaceous series on the Castilian Ramp (Northern Spain). En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (P.C. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail, Eds.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 60: 343-361.
<https://doi.org/10.2110/pec.98.02.0343>
- Föllmi, K.B., Weissert, H., Bisping, M., Funk, H., 1994. Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 729-746.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0729:PCISAC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0729:PCISAC>2.3.CO;2)
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.
<https://doi.org/10.1007/978-3-662-08726-8>
- Gale, A.S., 1996. Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. En: *Sequence Stratigraphy in British Geology* (S.P. Hesselbo, D.N. Parkinson, Eds.). Geological Society of London, Special Publication, 103:177-195.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.103.01.10>
- García-Mondéjar, J., Pujalte V., Amiot, A., Mathey, B., 1982. Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. En: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.). Ed. Complutense, Madrid, 49-160.
- Gräfe, K.U., 2005. Late Cretaceous benthic foraminifers from the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. *Journal of Iberian Geology*, 31: 277-298.
- Gräfe, K.U., Wiedmann, J., 1993. Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Basco-Cantabrian Basin, northern Spain. *Geologische Rundschau*, 82: 327-361.
<https://doi.org/10.1007/BF00191837>
- Gräfe, K.U., Wiedmann, J., 1998. Sequence stratigraphy on a carbonate ramp: the Late Cretaceous Basco-Cantabrian Basin (Northern Spain). En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (P.C. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail, Eds.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 60: 333-341.
<https://doi.org/10.2110/pec.98.02.0333>
- Haq, B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global Planet Change*, 113, 44-58.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.007>
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.A. Ross, H.W. Posamentier, J.C. Van Wagoner, C.G. St. C. Kendall, Eds.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42: 71-108. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0071>
- Hart, M.B., 1987. Orbitally-induced cycles in the Chalk facies of the United Kingdom. *Cretaceous Research*, 8: 335-348.
[https://doi.org/10.1016/0195-6671\(87\)90003-6](https://doi.org/10.1016/0195-6671(87)90003-6)
- Hines, F.M. 1986. The sedimentation, tectonics and stratigraphy of the cretaceous/tertiary sequence of northwest Santander, Northern Spain. PhD thesis, Univ. Oxford, 274 p.
- Huggett, J.M., Gale A.S., 1997. Petrology and paleoenvironmental significance of glaucony in the Eocene succession at Whitecliff Bay, Hampshire Basin, UK. *Journal Geological Society London*, 154: 897-912.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.5.0897>
- Jarvis, I., Carson, G.A., Cooper, M.K.E., Hart, M.B., Leary, P.N., Tocher, B.A. 1988. Microfossil assemblages and the

- Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research*, 9, 3-103.
[https://doi.org/10.1016/0195-6671\(88\)90003-1](https://doi.org/10.1016/0195-6671(88)90003-1)
- Jenkyns, H.C., 1974. Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetical model. En: *Pelagic Sediments: on Land and Under the Sea* (K.J. Hü, H.C. Jenkyns, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 1: 249-271.
<https://doi.org/10.1002/9781444304855.ch11>
- Kennedy, W.J., 1987. Late Cretaceous and early Paleocene Chalk Group sedimentation in the Greater Ekofisk Area, North Sea Graven. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 11: 91-126.
- Kennedy, W.J., Garrison, R.E., 1975. Morphology and genesis of nodular chalks and hard-grounds in the Upper Cretaceous of Southern England. *Sedimentology*, 22: 311-386.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1975.tb01637.x>
- Küchler, T., 2000. Upper Cretaceous of the Barranca (Navarra, northern Spain); integrated litho-, bio-, and event stratigraphy. Part II. Campanian Maastrichtian. *Acta Geologica Polonica*, 50: 441-499.
- Livnat, A., Flexer, A., Shafran, N., 1986. Mesozoic unconformities in Israel: characteristics, mode of origin and implications for the development of Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 55: 189-212.
[https://doi.org/10.1016/0031-0182\(86\)90150-1](https://doi.org/10.1016/0031-0182(86)90150-1)
- Martín-Chivelet, J., Berasategui, X., Rosales, I., Lorenzo, L., Vera, J.A., Caus, E., Gráfe, K., Maas, R., Puig, C., Segura, M., Robles, S., Floquet, M., Quesada, S., Ruiz-Ortiz, P.A., Fregenal-Martínez, M.A., Salas, R., Arias, C., García, A., Martín-Algarra, A., Meléndez, M.N., Chacón, B., Molina, J.M., Sanz, J.L., Castro, J.M., García-Hernández, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Gil, J., Ortega, F., 2002. Cretaceous. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons, T. Moreno, Eds.). Geological Society of London, 255-292.
<https://doi.org/10.1144/GOSPP.12>
- McRae, S.G. 1972. Glauconite. *Earth Science Review*, 8: 397-440.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(72\)90063-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(72)90063-3)
- Möller, N.K., Kværing, K., 1988. The genesis of nodular limestones in the Ordovician and Silurian of the Oslo region (Norway). *Sedimentology*, 35: 405-420.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb00994.x>
- Mortimore, R.N., 2011. A chalk revolution: what have we done to the Chalk of England? *Proceedings of the Geologists' Association*, 122: 298-331.
<https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2010.10.003>
- Mulayim, O., Yilmaz, O.I., Sari B., Tasli, K.M., 2020. Cenomanian-Turonian drowning of the Arabian Carbonate Platform, the İnişdere section, Adiyaman, SE Turkey. En: *Cretaceous Climate Events and Short-Term Sea-Level Changes*, (M. Wagreich, H.B. Hart, B. Sames, I.O. Yilmaz, Eds.). Geological Society of London Special Publication, 498: 189-210.
<https://doi.org/10.1144/SP498-2018-130>
- Munnecke, A., Samtleben, C., 1996. The formation of micritic limestones and the development of limestone-marl alternations in the Silurian of Gotland, Sweden. *Facies*, 34:159-176.
<https://doi.org/10.1007/BF02546162>
- Odin, G.S., Matter, A., 1981. De glauconiarum originae. *Sedimentology*, 28: 611-641.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1981.tb01925.x>
- Olivet, J.L., 1996. Kinematics of the Iberian Plate. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 20: 131-195.
- Olszewska-Nejbert D., 2004. Development of the Turonian Coniacian hard-ground boundary in the Cracow Swell area (Wielkanoc quarry, Southern Poland). *Geological Quarterly Journal*, 48: 159-170.
- Pandey, D.K., Fürsch, F.T., Alberti, M., Sharma, J.K., Swami, N., 2018. Recurrent hardgrounds and their significance for intra-basinal correlations: a case study of upper Bathonian rocks from the western margin of the Indian craton. *Journal of Palaeogeography*, 7:14.
<https://doi.org/10.1186/s42501-018-0013-3>
- Quine, M., Bosence, D., 1991. Stratigraphic geometries, facies, and sea-floor erosion in Upper Cretaceous Chalk, Normandy, France. *Sedimentology*, 38: 1113-1152.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1991.tb00375.x>
- Rebesco, M., Hernández-Molina, J., Van Rooij, D., Wählén, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*, 352: 111-154.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011>
- Reitner, J., Wilmsen, M., Neuweiler, F., 1995. Cenomanian/Turonian sponge microbialite deep-water hardground community (Liencres, Northern Spain). *Facies*, 32, 203-212.
<https://doi.org/10.1007/BF02536869>
- Robaszynski, F., Hardenbol, J., Caron, M., Amédro, F., Dupuis, Ch., González Donoso, J.-M., Linares, D., Gartner, S., 1993. Sequence stratigraphy in a distal environment: the Cenomanian of the Kalaat Senan Region, Central Tunisia. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 17:395-433.
- Robles, S., 2014. Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (A. Bodego, M. Mendiola, A. Aramburu, A. Apraiz, Eds.): Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, UPV-EHU, Bilbao, 9-103.
- Tucker, M.E., 1974. Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: The Devonian griotte (southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). En: *Pelagic Sediments: on Land and Under the Sea* (K.J. Hü, H.C. Jenkyns, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 1: 71-92.
<https://doi.org/10.1002/9781444304855.ch4>
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science. 482 p.
<https://doi.org/10.1002/9781444314175>
- Westphal, H., Head, M.J., Munnecke, A., 2000. Differential diagenesis of rhythmic limestone alternations supported by palynological evidence. *Journal Sedimentary Research*, 70: 715-725.
<https://doi.org/10.1306/2DC40932-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- Wiese, F., 1997. Das Turon und Unter-Coniac im Nordkantabrischen Becken (Provinz Kantabrien, Nordspanien): Faziesentwicklung, Bio-, Event- und Sequenzstratigraphie. Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe E, Paläobiologie. Band 24, PhD thesis, Univ. Berlin, 176 p.
- Wiese, F., Wilmsen, M., 1999. Sequence stratigraphy in the Cenomanian to Campanian of the North Cantabrian Basin (northern Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 212: 131-173.
<https://doi.org/10.1127/njgp/212/1999/131>
- Wilmsen, M., 1997. Das Oberalb und Cenoman im Nordkantabrischen Becken (Provinz Kantabrien, Nordspanien):

- Faziesentwicklung, Bio- und Sequenzstratigraphie. Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe E, Paläobiologie, Band 23. PhD thesis, Univ. Berlin, 279 p.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, Berlin. 471 pp.
<https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6383-8>
- Yan, J., Carlson, E.H., 2003. Nodular celestite in the Chihsia formation (Middle Permian) of south China. *Sedimentology*, 50: 265-278. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00552.x> Lobo, F.J., Hernández-Molina,

F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V., 2001. The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain). *Marine Geology*, 178: 171-195.

[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00176-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00176-1)

MANUSCRITO RECIBIDO: 29-04-2025

REVISIÓN RECIBIDA: 21-05-2025

ACEPTACIÓN DEL MANUSCRITO REVISADO: 02-06-2025