



COMISIÓN DE GEOLOGÍA SEDIMENTARIA DE LA SGE V REUNIÓN DE CAMPO

Sistemas terrígenos de edad Barremiense – Albiense en el Dominio Intermedio de las Zonas Externas de la Cordillera Bética

G.A. de Gea¹, F. García-García², P.A. Ruiz-Ortiz¹.

- 1. Departamento de Geología. Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra. Universidad de Jaén.
- 2. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada.

Jaén - octubre-2019



V REUNIÓN DE LA COMISIÓN DE GEOLOGÍA SEDIMENTARIA DE LA SGE

Jaén -25-27 octubre-2019

Sistemas terrígenos de edad Barremiense – Albiense en el Dominio Intermedio de las Zonas Externas de la Cordillera Bética

Las Zonas Externas de la cordillera Bética están constituidas por rocas sedimentarias con intercalaciones locales de rocas volcánicas submarinas que, en conjunto, abarcan un intervalo temporal que se extiende desde el Triásico al Mioceno. Corresponden, esencialmente, a los materiales que se acumularon en la parte meridional de Iberia.

Este mismo año se ha publicado un nuevo libro sobre la Geología de Iberia, España y Portugal (C. Quesada, J. T. Oliveira, Editores: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Vol. 3, The Alpine Cycle*), que pone énfasis en la geodinámica que determinó, en el caso que nos ocupa, la configuración del margen meridional de la placa Ibérica y, con ello, las características y evolución de la sedimentación en el mismo. Los párrafos que siguen están directamente extraídos de lo que hemos escrito en este volumen sobre la Geología de nuestro país.

The South Iberian Continental Margin (apartado 5.3 de la obra citada)

Ruiz-Ortiz PA, Castro JM, Arias C, Vilas L, Martín-Chivelet J, de Gea GA, Molina JM, Nieto LM, Reolid M, Aguado R, Quijano ML and Coruña F

During the late Middle Jurassic to Early Cretaceous time interval, the meridional part of Iberia experienced multiple episodes of extensional tectonics, which should be framed within the broad process of continental break-up that affected Iberia and surrounding areas since the Early Triassic and that finally derived in the individualization of Iberia as a plate in the Early Cretaceous. That prolonged tectonic evolution determined that the southern part of Iberia evolved into a new continental margin, the South Iberian Margin, which defined the transition between the continental block and the oceanic (or semi-oceanic) crust that formed between Iberia and the so-called Mesomediterranean block (e.g. Behmel 1970; Vera 2001; Vera et al. 2004).

The tectonic configuration of the South Iberian Margin during the Late Jurassic and the Early Cretaceous was defined by a series of complex tectonic domains that were individualized during the main extensional phases. As early as the Pliensbachian, a first episode of rift tectonics caused the frag- mentation of a vast pre-existing carbonate platform that occupied most of the sedimentary basin, and thus the separation of tectonic and paleogeographic domains. This included a strong differentiation between the Prebetic Domain, adjacent to the emerged land and dominated by continental and shallow marine settings, and the Subbetic Domain, located ocean-ward and dominated by pelagic/hemipelagic settings (Azéma et al. 1979; García-Hernández 1978; García-Hernández et al. 1980).

These units are today incorporated in the External Zones of the Betic Chain (Fig. 5.12), which include the parauthochthonous Prebetic Zone and the allochthonous Subbetic Zone (Jerez 1973; Rodríguez-Estrella 1979; Olóriz et al. 1991, 1992, 1996; Ruiz-Ortiz et al. 2001a; Castro 1998; Martín-Chivelet et al. 2002; Vera et al. 2004). Note the use of the terms Zone and Domain. Zone refers to the present outcrops and Domain to the paleogeographic locus of deposition of the sediments. Nowithstanding, sometimes are used equally and is the context who makes the difference.

The configuration of the ancient continental margin during the Late Jurassic – Early Cretaceous interval was complex. It consisted of a series of broad tectonically controlled sedimentary domains (External and Internal Prebetic, Intermediate Domain, External, Middle, and Internal Subbetic) roughly sub-parallel to the Iberian mainland and bounded by major extensional structures (such as large listric faults). Each of these domains accumulated very different sedimentary successions (Fig. 5.13) according to its paleogeographic position and subsidence history. Additionally, each of these domains internally shows large lateral changes in subsidence and sedimentation which allow the definition of

subdomains, mainly limited by structural features such as transference faults and zones of tectonic accommodation that generated roughly perpendicular to the main normal extensional faults.

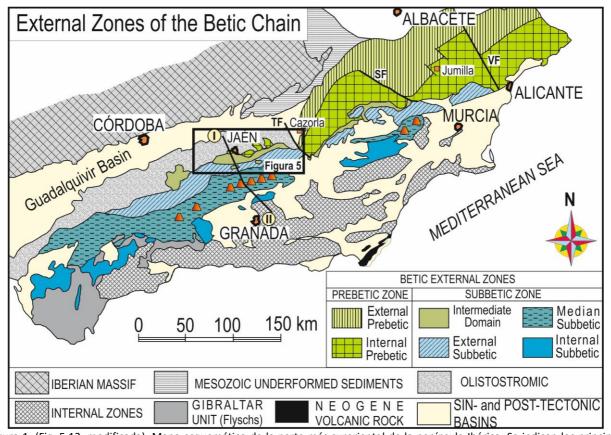


Figura 1. (Fig. 5.12, modificada). Mapa esquemático de la parte más suroriental de la península Ibérica. Se indican los principales dominios paleogeográficcos del Margen Continental Sudibérico, actualmente estructurado como dominios tectosedimentarios de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. TF: Tiscar Fault. SF: Socovo Fault. VF: Vinalopó Fault. Los trapecios de color rojo indican la existencia de rocas volcánicas submarinas.

Thus, the most used nomenclature has paleogeographic significance and was introduced by García-Dueñas (1967) for the central sector of the Subbetic. This author differentiated three large subdomains, elongated in a WSW-ENE direction, which from NW to SE are: External Subbetic, Middle Subbetic and Internal Subbetic. Subsequently, this triple division was completed with two modifications. The first was the attribution to the Subbetic of the previously defined Intermediate Units (Foucault 1962), later called Intermediate Domain (Ruiz-Ortiz 1980, 1981). The Intermediate Domain is located, geologically and paleogeographically (Figs. 5.12 and 5.13), between the Prebetic and the External Subbetic and it was separated in previous classifications from both Prebetic and Subbetic (Azéma et al. 1979; Vera 1986). But later on (Vera et al. 2004) it was included in the Subbetic because it has an affinity of facies and tectonic style more similar to the Subbetic than to the Prebetic, to which it overthrusts extensively. The second modification is the distinction of the Western Subbetic as a particular subdomain called Penibetic (Martín-Algarra 1987; Martín-Algarra and Vera 1982, 1989; Vera 2001), based on stratigraphic, paleogeographic and tectonic peculiarities (Fig. 5.13).

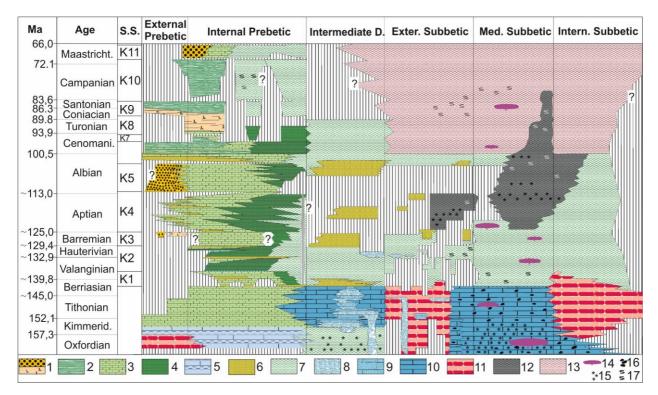


Figura 2 (Fig. 5.13). Gráfico cronoestratigráfico sintético del Oxfordiense al Albiese de las Zonas Externas Béticas. Leyenda: 1. Sedimentación litoral y continental (arenas y conglomerados/suelos y depósitos relacionados); 2. Sedimentación de plataforma interna; 3. Sedimentación de plataforma externa/rampa; 4. Calizas y margas jurásicas de rampa externa; 5. Entradas de terrígenos significativas; 6. Sedimentación pelágica/hemipelágica. 7. Conglomerados y brechas calcáreas (redepósitos); 8. Calcarenitas (redepósitos); 9. Calizas Jurásicas indiferenciadas; 10. Facies Ammonítico Rosso y calizas condensadas; 11. Facies pelágicas ricas en materia orgánica con intercalaciones de materiales resedimentados; 12. Sedimentación pelágica rica en planctónicos con colores predominantemente rojos o rosas; 13. Rocas volcánicas submarinas; 14. Radiolarios (se usa el símbolo cuando son abundantes); 15. Lechos y nódulos de silex; 16. Slumps; S.S. Sequence Sets; Al. Fm Amadich; Ar: Fm Argos; Ca: Fm Carretero; Car: Fm Caroch; Cb: Fm Carbonero; Ce: Fm Cerrajón; Fa: Fm Fardes; LH: Fm La Huérgina; Lo: Fm Loriguilla; LV: Fm Los Villares; MI: Fm Milanos; O: Fm Oliva; RJ: Fm Radiolarite Jarropa; Sa: Fm Sácaras; Se: Fm Seguilí; Ser: Fm Serpis; SL: Fm Sierra Larga; TL: Fm Torcal; To: Fm Toril; UAR: Fm Ammonitico Rosso Superior; Ut: Fm Utrillas.

From the Pliensbachian, extensively from the Carixian substage (early Pliensbachian), when the huge carbonate platform that occupied the entire Tethys realm during the Early Jurassic was broken-up and drowned, a more open marine and subsiding area of the ocean was differentiated. This event can be recognized all along the External Zones of the Betic Cordillera and can be considered the beginning of the Subbetic history. Block-tectonics determined a different behavior of nearby areas in the marine basin with contrasting subsidence rates or even uplift (Navarro et al. 2012). The size of the blocks has been evaluated at about 2.5–3 km (Ruiz-Ortiz and de Gea 2008). In that way, the Middle and Late Jurassic basin was configured as a succession of tilted fault-blocks (Subbetic Domain), developed to the S and SE of another area linked to the emerged areas of the Iberian Plate. In these areas adjacent to the continent (Prebetic Domain), shallow-sea platform environments remained at least up to the latest Jurassic (Fig. 5.19).

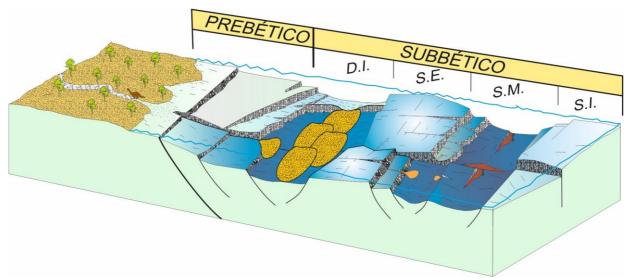


Figura 3 (Fig. 5.19). Modelo paleogeográfico idealizado del Margen Continental Sudibérico durante el Cretácico inferior. I.D. Intermediate Domain. E.S. External Subbetic. M.S. Middle Subbetic. I.S. Internal Subbetic. Modificado de Ruiz-Ortiz (2010)

The configuration of the block succession led to the differentiation of four sub-domains in the Subbetic. From NNW to SSE: the Intermediate Domain (trough), and the External (swell), Middle (trough) and Internal (swell) Subbetic can be distinguished. The Penibetic (very shallow pelagic swell) is a local subdivision differentiated into the western Internal Subbetic. Alternative groups of tilted blocks defined a succession of troughs and swells, what means more subsiding and deeper areas and less subsiding and shallower areas. This is the classic paleogeography of these domains in the Alpine-Mediterranean region along the Middle and Late Jurassic (García-Dueñas 1967; Bernoulli and Jenkyns 1974; Azéma et al. 1979; Ruiz-Ortiz 1980; Martín-Algarra 1987; Vera 2001; among others). In the Subbetic, the greatest differentiation between troughs and swells was reached during the Late Jurassic (Vera 2001; Vera et al. 2004). On the contrary, during the Early Cretaceous a trend towards a homogenization of the bottom relief was installed, which along with the blooming of nannoplankton determined a homogenization of the sedimentation in the different Subbetic subdomains. Nevertheless, some exceptions occurred, as commented below.

As stated in previous publications (Vera 2001; Vera et al. 2004), the process of rifting that gave way to the birth and development of the SICM, underwent a marine phase of expansion during the Late Jurassic (up to the Berriasian p.p.), followed, during the rest of the Early Cretaceous, by another rifting episode affecting mainly the northern proximal shallow platform settings (Prebetic). In this sense, two main episodes of rifting can be differentiated: an earlier expansive episode of latest Bathonian—earliest Late Berriasian age and a later rifting episode of the margin edge, of Late Berriasian—earliest Late Albian age.

Rifting Episode of the Margin Edge (Late Berriasian-Earliest Late Albian) (apartado 5.3.2.2 de C. Quesada, J. T. Oliveira, 2019, Editores, vol. 3)

The expansive episode was followed by the so-called "rifting episode of the margin edge" (Vera et al. 2004), which embraces from Late Berriasian to Late Aptian times. In the Lower Cretaceous of the Subbetic, the sequence sets defined in the Prebetic for the Lower Cretaceous (K1 to K6), can be identified only very locally. The monotonous lithology of the formations characterizing the Subbetic subdomains does not favor its recognition. However, the slumps, monogenic and polygenic breccias studied by Nieto et al. (2001) and de Gea (2004) are dated as coinciding with the K1 (early Valanginian) and K2 (early and Late Hauterivian) sequence sets. This redeposits could be the expression in the Subbetic of the tectonic events recognized in the Prebetic outcrops (Vilas et al. 2003).

Siliciclastic turbidites were deposited in the Intermediate Domain from the Barremian to the Late Albian. They correspond to the Cerrajón Fm (Ruiz-Ortiz 1980), which has been defined as a turbidite complex by Ruiz-Ortiz et al. (2006), representing turbidite sedimentation in a shelf margin-slope-basin transition setting during the Early Cretaceous. This turbidite complex is made up of a feeding canyon and three turbidite systems (TS), which are dated as: TS1, latest Hauterivian-Barremian *p.p.* (ca. 4 m.y.); TS2: Late Aptian (ca.2.8 m.a.) and TS3: middle-late Albian transition (ca. 5 m.a.) ages (Figs. 5.13 and 5.21) (Ruiz-Ortiz et al. 2006). According to these authors, TS1 would correlate with sequence set K3 of the Prebetic (tectonic event TE5; Vilas et al. 2003) and TS2 would correlate with the middle-upper part of K4 (tectonic

events, TE8 and TE9; Vilas et al. 2003). Specifically, TS2 would correspond to the upper part of the third order sequence 4.2 and the lower part of sequence 4.3, sequences differentiated in the Aptian of the Prebetic. In this sense, the relation between deposition of the 2nd turbidite system (TS2) of the Cerrajón Fm and the upper part of the lower Gargasian sequence (4.2) of the Prebetic (maximum regression of the coastline), roughly follows the classical relation established between sea-level fall and deposition of turbidites (Mutti 1985; Mutti et al. 2009; Wilgus et al. 1988, among others). TS3 would correspond to the upper part of K5 and the lowest part of K6 (TE10?; Vilas et al. 2003) (Fig. 5.21). Also, some siliciclastic turbidites crop out locally in the External Subbetic in relation with K3 to K6 sequence sets (Fig. 5.21).

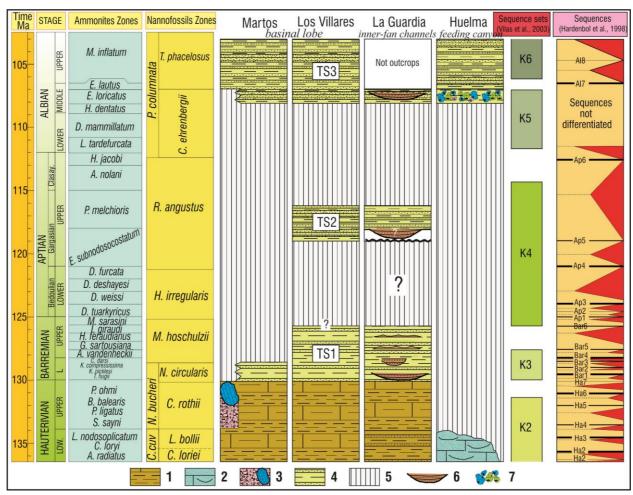


Figura 4 (Fig. 5.21). Gráfico cronoestratigráfico de la Formación Cerrajón en el que se identifican los tres sistemas turbidíticos (TS1 a TS3) diferenciados y su correlación con los sets de secuencias definidos por Vilas et al. (2003) en la Zona Prebética y con las secuencias de las cuencas europeas de Hardenbol et al. (1998). Modificado de Ruiz-Ortiz et al. (2006). Clave: 1. Ritmitas caliza-marga con algunas intercalaciones locales de turbiditas de estratificación delgada (Fm Los Villares). 2. Calcarenitas redepositadas que rellenan parcialmente el cañón alimentador. 3. Olistolitos de calizas jurásicas en una matriz brechoide. 4. Turbiditas terrígenas de la Fm Cerrajón que contienen hasta un 20% de granos calcáreos (localmente, puras calcarenitas). 5. Hiato. 6. Depósitos de relleno de canal constituidos básicamente por areniscas masivas. 7. Bloques exóticos de diferentes litologías (ver texto) depositados en el fondo del cañón submarino y parte inferior del relleno del cañón.

The feeding canyon of the Cerrajón turbidite complex was an erosive feature in the marine slope, that was filled by blocks coming from rocks outcropping in the walls of the canyon (red nodular limestones, rudist limestones, among others) and some lag deposits consisting of calcarenites of early Hauterivian age. These deposits were covered up by middle-upper Albian marls, which completed the filling of the canyon. The filling of this erosive feature that was working as an entry of siliciclastics to the basin, at least from the Hauterivian to the late Albian (Ruiz-Ortiz et al. 2001a, 2006), marks the end of this phase of rifting of the margin edge.

... (sigue en la página 202 de la obra citada).

LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA DE LOS AFLORAMIENTOS A VISITAR

En la figura 5 se puede ver la situación de los afloramientos a visitar en esta reunión, numerados del 1 al 4. Los principales objetivos a visitar en estos afloramientos son los siguientes:

- **1**. "Cuñas de areniscas y conglomerados asociadas a sistemas terrígenos costeros de edad Barremiense-Aptiense basal" al sur de Bedmar, norte de Cuadros (Bedmar).
- **2.** Cañón submarino en la sierra de Huelma, superficies de erosión y facies que lo rellenan. El cañón debió ser un rasgo prominente de la cuenca durante un lapso mínimo comprendido entre el Hauteriviense y el Albiense medio
- **3**. Facies de canal, intercanal y facies de pendiente del Aptiense (Gargasiense), en los afloramientos de la Fm Cerrajón cercanos a La Guardia
- **4**. Facies de turbiditas distales de abanico externo/borde de abanico/llanura de cuenca en los afloramientos de la Fm Cerrajón en su sección tipo del valle de Los Villares (Jaén).

El primer día, 26 de octubre de 2019, lo dedicaremos a los afloramientos 1 y 2 y la mañana del segundo día, 27 de octubre, a los afloramientos 3 y 4.

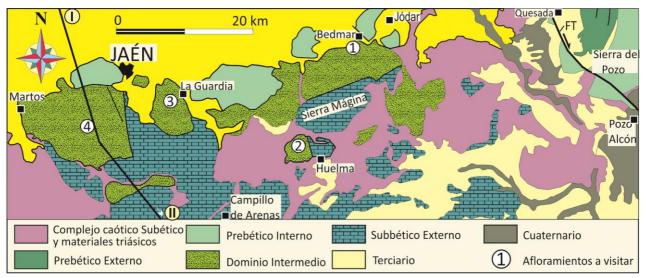


Figura 5. Localización geográfica y geológica de los afloramientos a visitar. 1. Secciones del Cretácico del valle de Cuadros (Bedmar), que forman parte del Dominio Intermedio (Subbético). 2. Unidad de Huelma. Se visitarán secciones del Jurásico y, principalmente, del Cretácico, pertenecientes al Dominio Intermedio (Subbético). 3. Afloramientos de la Fm Cerrajón en el Cretácico del Dominio Intermedio las proximidades de La Guardia (Jaén). 4. Afloramientos de la Fm Cerrajón en el Cretácico del Dominio Intermedio en su sección tipo, proximidades de Los Villares (Jaén).

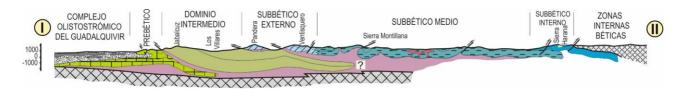


Figura 6. Corte geológico de una transversal de las Zonas Externas Béticas por el sector central del Subbético que pasa, prácticamente, por la ciudad de Jaén (ver figuras 1 y 5). Clave de colores: verde claro, Prebético; verde pastel: Dominio Intermedio; azul claro: Subbético Externo; azul marino: Subbético Medio; azul fuerte: Subbético Interno.

DÍA 26 DE OCTUBRE DE 2019

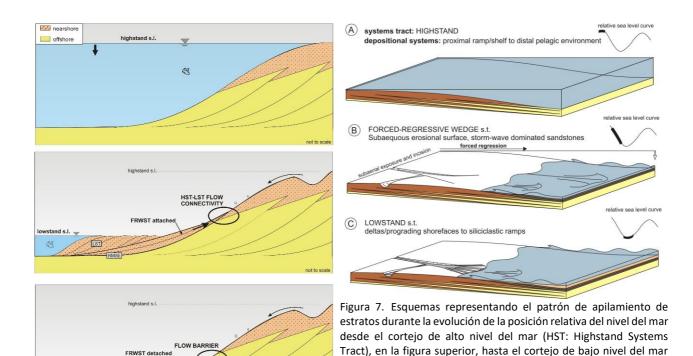
AFLORAMIENTO 1. Sistemas terrígenos costeros y de transferencia a cuenca profunda ligados a caídas relativas del nivel del mar (Cretácico inferior, Dominio Intermedio de la Cordillera Bética)

Introducción

Una regresión forzada representa la migración de la costa mar adentro resultado de una caída relativa del nivel del mar (Posamentier y Morris, 2000). Cuando la posición de la línea de costa, tras la caída del nivel del mar, se aleja tanto de la posición precedente, los depósitos arenosos costeros desarrollados durante la nueva posición de costa se disponen físicamente desconectados de los depósitos arenosos de los sistemas costeros y marino-someros de la etapa de nivel del mar alto precedente (Highstand Systems Tract: HST). Estos sistemas regresivo-forzados desconectados (detached Forced-Regressive Systems Tract: FRST) (Ainsworth et al., 2000) y sus consecutivos sistemas progradantes de nivel del mar bajo (Lowstand Systems Tract: LST) quedan comúnmente preservados en el registro sedimentario por paquetes arenosos en forma de cuñas que pierden potencia desde mar hacia costa rellenando el poco espacio de acomodación disponible, estando limitados a la base y a techo por depósitos de grano fino del cortejo de nivel del mar alto (HST) de la secuencia deposicional precedente y del cortejo transgresivo (TST) consecuente, respectivamente (Fig. 7). Este contexto estratigráfico-secuencial y la calidad reservorio deposicional (tras el depósito y previa a los procesos diagenéticos) de las bien seleccionadas arenas costeras ligadas a los sistemas de regresión forzada y bajo nivel del mar relativo han despertado desde el inicio de la 'Estratigrafía Secuencial' el interés de la industria de exploración de hidrocarburos por estas cuñas de areniscas costeras cuya base está definida por un límite secuencial (Sequence Boundary: SB) que representa un excelente marcador de correlación estratigráfica reconocible en sondeos, tanto en testigos como en diagrafía de pozo. Cuñas ligadas a regresiones forzadas han sido profusamente descritas desde los años 90 del siglo pasado en depósitos Cretácicos del Western Interior Seaway (WIS) en EEUU (Plint, 1988; Van Wagoner et al., 1990, Cole y Young, 1991; Plint y Norris, 1991; Mellere y Steel, 1995; Pattison, 1995; Taylor y Lovell, 1995; Plint, 1996; Ainsworth et al., 2000; Fitzsimmons y Johnson, 2000; Posamentier y Morris, 2000; Bhattacharya y Willis, 2001; Bhattacharya y Davies, 2001, 2004).

A lo largo del itinerario abajo descrito tendremos la oportunidad de identificar varios ciclos de oscilaciones relativas del nivel del mar de frecuencia de 4º orden expresadas en ciclos regresivo-transgresivos dentro de un cortejo de nivel del mar bajo (FRST-LST) de una o varias secuencia/s deposicional/es (¿ciclo de tercer orden?). El cortejo de bajo nivel del mar de la/s secuencia/s deposicional/es que se va a analizar en la sección del paraje de la ermita de Cuadros (Bedmar) está definido litoestratigráficamente con la denominación formal de Formación Cerrajón y se caracteriza litológicamente por una alternancia de paquetes de arenisca (excepcionalmente, conglomerados) (fase regresiva de cada ciclo) intercalados entre margas y margocalizas (fase transgresiva) depositados durante el Cretácico Inferior, concretamente durante el Barremiense Superior-Aptiense Inferior para los depósitos de expuestos en la sección de Cuadros-Bedmar.

La Fm. Cerrajón, o equivalentes temporales con diferente denominación en otros subdominios paleogeográficos geográficamente más orientales, se extiende por el subdominio paleogeográfico de la Cordillera Bética conocido como Dominio Intermedio por ubicarse entre los subdominios tectono-paleogeográficos del Prebético y Subbético de las Zonas Externas de la Cordillera.



ITINERARIO Y DESCRIPCIÓN DE PARADAS

LST

A continuación, se describe el itinerario y cada una de las paradas que se realizarán a lo largo del recorrido por el afloramiento de Cuadros (Bedmar) (Fig. 8):

(LST: Lowstand Systems Tract) pasando por el cortejo de caída del

nivel del mar (FRWST: Forced Regressi-ve Wedge Systems Tract) adosado y separado del HST en los esquemas intermedio e inferior, respectivamente. Las tramas y colores corresponden a depósitos de grano grueso de sistemas proximales costeros (nearshore) y depósitos de grano fino marino someros a profundos de sistemas distales de rampa/plataforma distal-talud-cuenca (offshore).



Figura 8. Localización sobre imagen de G-Earth de las paradas (1-12) a realizar a lo largo del itinerario de campo que recorre el afloramiento de la serie Cretácica en el área de Cuadros (Bedmar, Jaén)

PARADA 1. Torreón de Cuadros. Introducción a la excursión. Panorámica-contexto geológico regional del área de estudio

Desde el torreón de Cuadros, ubicado sobre calizas jurásicas se tiene una magnífica panorámica, especialmente mirando hacia el norte, de las tres grandes unidades orográficas-geológicas del sur de la Península Ibérica y que son, de sur a norte, la Cordillera Bética, la Cuenca Neógena de Antepaís del Guadalquivir y el Macizo Ibérico (**Fig. 9**).

De la Cordillera Bética, en cuyo frente montañoso más septentrional nos encontramos desde un punto de vista estructural y a la que pertenecen los depósitos objeto de la excursión, se reconocen unos relieves montañosos fundamentalmente formados por calizas plegadas y depositadas en los dos subdominios más externos de las Zonas Externas o Paleomargen Sudibérico de la Cordillera Bética: Prebético, representado en este sector por calizas cretácicas plegadas que constituyen los relieves montañosos de la Serrezuela de Bedmar y la Sierra de la Golondrina) y Dominio Intermedio, transición hacia el Subbético representado por calizas jurásicas plegadas que configuran Sierra Mágina al sur de nuestra ubicación, en cuyo flanco norte de un gran anticlinal nos encontramos. Entre los macizos calizos mencionados se ubica el valle del río Cuadros que corta una serie dominantemente margosa ocupada por olivar donde aparecen unas lomas sin cultivar de orientación E-W. Esta serie dominantemente margosa con intercalaciones de paquetes de areniscas cuya expresión en el relieve son esas lomas elongadas de E-W y cuya estratificación buzante 45-50º hacia el noroeste es conforme con la serie caliza jurásica plegada de Sierra Mágina será el objeto de estudio a lo largo del itinerario de campo que se va a realizar y se describe en esta guía. Desde esta posición se puede distinguir la gradual desaparición de estas lomas hacia el Este entre los depósitos margosos de los campos de olivar, presumiblemente por una disminución de la potencia hasta acuñarse los paquetes de arenisca que constituyen dichas lomas.

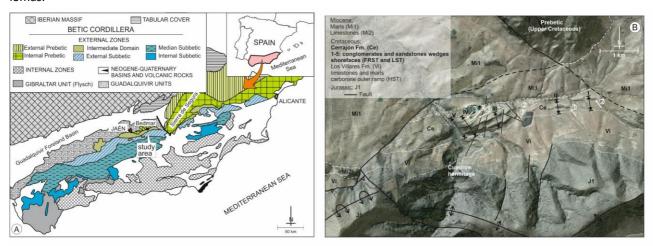


Figura 9. A. Localización del afloramiento de Cuadros (Bedmar) en un mapa geológico de la Cordillera Bética. B. Esquema estructural y litoestratigráfico de la zona de estudio.

PARADA 2. Panorámica de la sección estratigráfica desde la margen izquierda del río Cuadros

Desde esta parada, en una posición topográfica más baja que la anterior y a la altura y enfrente de las lomas mencionadas en la anterior parada se distinguen, al otro lado del río Cuadros, 5 paquetes dominantemente areniscosos de 10-15 m de potencia cada uno intercalados entre tramos margosos configurando una serie de más de 150 m de potencia buzando 45-50º hacia noroeste configurando una morfología escalonada de pequeños altos (areniscas) y vaguadas (margas). El itinerario de campo trazado sobre la ladera de enfrente corta los dos paquetes de areniscas estratigráficamente más bajos, también los más potentes, y el tramo margoso entre ambos (Fig. 10).

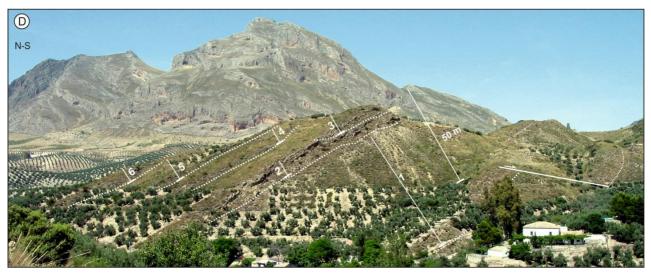


Figura 10. Panorámica de la sección del río Cuadros donde se identifican los paquetes de arenisca (y conglomerados) (1-5) intercalados entre tramos dominantemente margosos cubiertos por olivar. La base de cada paquete está trazada con líneas puntos.

PARADA 3. Ritmita margoso-caliza (Formación Los Villares) desde el carril de la balsa

En el trayecto hacia los paquetes de areniscas atravesamos una alternancia de calizas margosas y margas de colores gris claro (mudstone/wackestone de radiolarios, foraminíferos y espículas) con intercalaciones de niveles delgados de areniscas (5-10 cm), asignada a la Formación Los Villares. Se dispone sobre las turbiditas calcáreas jurásicas de la Fm. Toril y gradualmente pasa a las areniscas de la Formación Cerrajón (Fig. 11). En este sector de los afloramientos de Cuadros, el espesor de esta formación no supera los 150 m. Esta ritmita margoso-caliza representa los primeros depósitos de edad Cretácico. Han sido datados, a partir de los nanofósiles y ammonites que libera, como Berriasiense superior-Hauteriviense superior. La mayor concentración de niveles areniscosos finos tiene lugar en el tránsito Berriasiense-Valanginiene. Difiere notablemente en facies y espesores con los materiales cretácicos depositados en los afloramientos del interior del valle de Cuadros (aproximadamente 3 km al sur), donde esta formación alcanza hasta 450 m de espesor y donde abundan los redepósitos, especialmente en la base.

Estas facies hemipelágicas de la Formación Los Villares presentan abundantes ammonites, foraminíferos planctónicos y peloides de glauconita en el Hauteriviense superior, lo que permite interpretarlas como depositadas en una rampa externa carbonatada asociadas a un cortejo de nivel del mar estable y relativamente alto (HST).

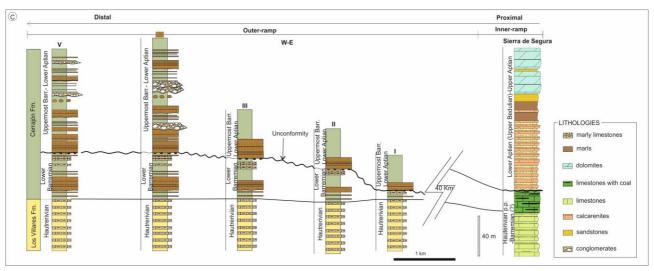


Figura 11. Panel de correlación estratigráfica entre las columnas levantadas donde se muestra la drástica reducción de potencia hacia el Este de los paquetes de arenisca 1 y 2 que acaban acuñándose entre margas

PARADA 4. Primer paquete de arenisca de la Formación Cerrajón

En este primer paquete de arenisca con potencia métrica se distinguen los rasgos texturales y composicionales más característicos de los paquetes de arenisca que definen litológicamente esta formación y los distingue de la ritmita margoso-caliza infrayacente. Mineralógicamente es una arcosa a subarcosa con granos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y glauconita de textura peloidal (en origen autigénica, aquí detrítica) como granos detríticos mayoritarios a los que se suman bioclastos, fundamentalmente bivalvos como macroinvertebrados y orbitolinas como foraminíferos bentónicos. Los minerales autigénicos dominantes y que constituyen el cemento que rellenó los poros entre granos son la calcita y la dolomita. Texturalmente la arenisca está muy bien seleccionada con rango

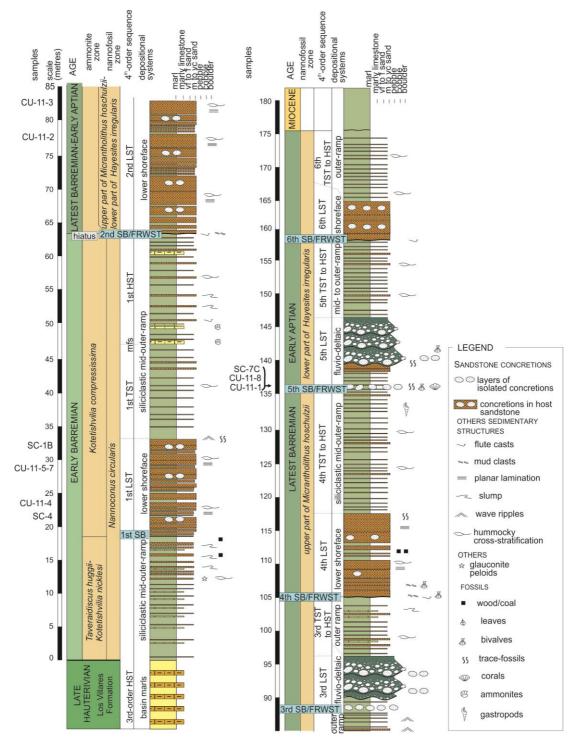


Figura 12. Columna estratigráfica de la serie completa de la Fm. Cerrajón expuesta en el afloramiento del río Cuadros (Bedmar)

granulométrico de arenisca fina a media constituida por granos angulosos a subangulosos. La edad de estos primeros depósitos de areniscas es Barremiense inferior parte baja (Fig. 12). Los ammonites recogidos pertenecen a la biozona de Taveraidiscus hugii y los nanofósiles identificados en las margas son típicos de la biozona NC5C (*Nannoconus circularis*).

PARADA 5. Discontinuidad límite secuencial (Sequence Boundary: SB) /superficie regresiva de erosión marina (Regressive Surface of Marine Erosion: RSME)

La base del segundo paquete de arenisca es de gran interés tanto por las estructuras erosivas-sedimentarias que exhibe como por su significación como superficie estratigráfica mayor desde el punto de vista secuencial y de la discontinuidad de registro en ella representada.

El estudio bioestratigráfico basado, principalmente, en ammonites y nanofósiles ha permitido detectar y caracterizar la discontinuidad y determinar el hiato asociado a la misma. Así pues, los materiales situados por debajo de la superficie erosiva pertenecen a las biozonas de *Kotetishvilia nicklesi* de ammonites y NC5C(*Nannoconus circularis*) de nanofósiles de edad parte baja del Barremiense inferior, mientras que los primeros niveles de areniscas situados por encima contienen bioclastos de orbitolitas atribuidas a *Palorbitolina lenticularis* y las margas intercaladas tienen nanofósiles pertenecientes a la parte alta de la biozona NC5E (*Micrantholitithus hoschulzii*) que caracterizan el Barremiense terminal-Aptiense basal. Por lo tanto, el intervalo temporal no respresentado tendría una amplitud de aproximadamente 3,4 Ma.

Es una superficie neta con una pátina rojiza debido al estado de oxidación del hierro y muestra abundantes marcas erosivas de muro (sole marks) de tipo *flute* llegando algunas de ellas, por su escala, a *megaflutes* (Fig. 13A). Estas marcas de muro indican, una vez restituidas a la horizontal, paleocorrientes hacia sur-suroeste. Los primeros

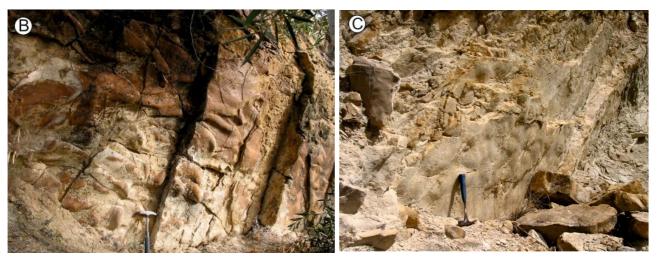


Figura 13. Rasgos sedimentarios del muro del paquete de arenisca 2. A. Estructuras de muro (megaflutes). B. Estructuras de tipo swaley a la derecha

centímetros del depósito sobre esta superficie están representados por una arenisca mal seleccionada con abundantes clastos de lodo (*mud clasts*) y bioclastos (radiolas de erizos y crinoides, bivalvos muy fragmentados y orbitolinas, fundamentalmente) que muestra una gradación granulométrica normal.

Los rasgos sedimentarios de esta superficie y el depósito suprayacentes son ligados a flujos turbulentos de muy alta energía que erosionan el fondo lodoso y arrastran fauna costera y de la plataforma interna hacia posiciones distales. Estos eventos que pierden rápidamente energía se relacionan con flujos de tormentas que redepositan fauna costera en ambientes de *shoreface* distal (tempestitas). El sentido de flujo de estas corrientes de retorno de tormenta apunta a una paleopendiente del *shoreface* hacia el sur (sin corrección de rotación tectónica de bloques ocurrida durante la estructuración Miocena de la Cordillera).

Los rasgos erosivos y sedimentarias de la superficie y del depósito posterior indican que ocurrieron ligados a procesos/flujos submarinos por lo que se trata de una superficie de erosión marina. Además, esta superficie pone en contacto de forma neta los depósitos margosos infrayacentes de *offshore* o rampa/plataforma distal (relación arenisca/lutita muy baja) con depósitos arenosos suprayacentes con relación arenisca/lutita muy alta característicos de

un ambiente de *shoreface* sobre el nivel de base del oleaje de tormenta (Fig. 13B). Las facies transicionales entre *shoreface* y *offshore* están erosionadas por esta superficie de erosión marina sobre la que deposita fauna mezclada de costa y rampa interna por el efecto arrastre de la migración rápida de la línea de costa hacia mar (regresión forzada). Todos estos rasgos permiten definir esta superficie como una superficie de erosión marina ligada a una regresión forzada (Regressive Surface of Marine Erosion: RSME). Aunque los rasgos erosivo-sedimentarios preservados en la superficie descrita apuntan a una RSME, el carácter de discontinuidad estratigráfica de esta superficie indica que esa RSME está sobreimpuesta a una superficie de rango estratigráfico secuencial aún mayor representando una discontinuidad límite de una (o varias) secuencias deposicionales (*Sequence Boundary: SB*).

PARADA 6. Trazas fósiles a techo del segundo paquete de arenisca. Superficie transgresiva (*transgressive surface* - TS)

El techo de los paquetes de arenisca está representado por una o varias superficies separando niveles arenoso-margosos muy adelgazados que dan paso al tramo margoso infrayacente. Esa superficie muestra como rasgo sedimentario más característicos una gran abundancia de trazas fósiles de tipo *Thalassinoides* (y *Ophiomorpha*) y, fundamentalmente, de la ichnofacies de tipo *Zoophycos* (Fig. 14).

La aparición de ichnofacies de baja energía (ichnofacies de *Zoophycos*) sobre ichnofacies características de medios más energéticos (ichnofacies de *Skolithos*) sobre la misma superficie o superficies separadas pocos milímetros indica bajas tasas de sedimentación ligadas a un alejamiento de la línea de costas hacia tierra. Todos



Figura 14. Estructura de origen biogénico (traza fósil tipo Zoophycus) a techo del paquete de arenisca 2

estos rasgos permiten definir el techo de los paquetes de arenisca como una superficie transgresiva representando la inundación de los depósitos costeros de *shoreface* proximal (paquete de arenisca infrayacente) sobre los que se van a instalar los depósitos distales de *offshore* representados por el tramo margoso suprayacente.

PARADA 7. Cambios de potencia y geometría del primer paquete de arenisca

En esta nueva observación del primer paquete de areniscas, en una posición a menos de 500 m más al sur que la anterior, puede constatarse el aumento de la potencia del paquete desde 5 a casi 15 m de potencia entre el primer y segundo punto de observación poniendo en evidencia la geometría en cuña del paquete de arenisca que va aumentando su potencia hacia el sur, en afloramiento, que es el sentido de paleopendiente costera medido a partir de las estructuras de muro descritas en la parada 5 (Fig. 11).

PARADA 8. Concreciones diagenéticas en arenisca

Los estratos de arenisca bien seleccionada exhiben concreciones por cementación diferencial calcítico-dolomítica de los granos de arena. Estas concreciones muestran morfologías aisladas esferoidales u ovoides achatados por el muro o techo del estrato (formas en 'hogaza de pan') o algunas morfologías más complejas por coalescencia de varias formas aisladas (Fig. 15). El tamaño de las concreciones es variable y dependiente del espesor del estrato de arenisca que las acoge. Las de mayor tamaño llegan a tener más de 1 m de diámetro. Estas concreciones se pueden seguir a lo largo del mismo estrato y constatar una distancia entre concreciones consecutivas constante. Estas concreciones no aparecen nucleadas por ningún elemento diferencial y muestran unos rasgos composicionales y texturales a la arenisca entre concreciones, con la excepción de un grado de cementación mayor. Desde el punto de vista de la geoquímica isotópica (delta del ¹⁸O y ¹³C) el carbonato cementante no muestra variaciones entre el núcleo y el borde de la concreción.

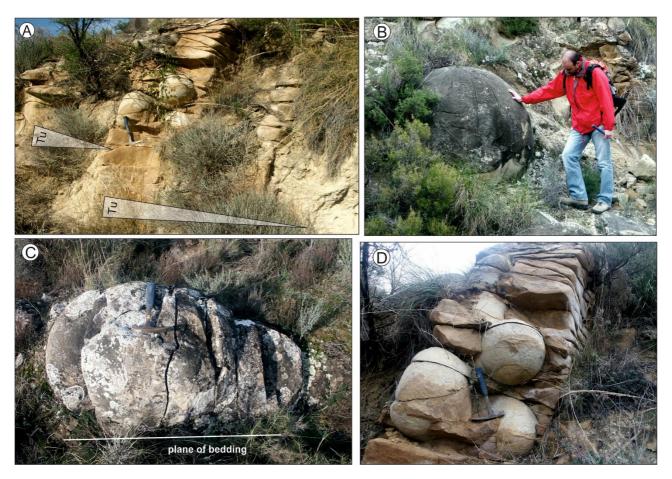


Figura 15. Concreción con geometría esférica de diámetro próximo a 1 m (imagen superior) y concreciones (en blanco) coalescentes y con formas en 'hogaza de pan' en el seno del mismo estrato de arenisca que las contiene

La morfología esferoidal de las concreciones está ligada al comportamiento isótropo de estas arenas bien seleccionadas. La morfología achatada hacia techo y muro del estrato hospedante indica el control de tamaño por el espesor del estrato de arenas que la albergó y también es indicativo de su formación durante la etapa de compactación de las arenas que tuvo lugar durante las primeras fases de la diagénesis. La cementación de calcita y dolomita se produjo a partir de las aguas marinas contenidos en los poros entre los granos de arenas, como ponen de manifiesto los valores geoquímicos de isótopos estables analizados en el cemento.

PARADA 9. Intervalo margoso con niveles de arenisca mostrando laminación tipo *micro-hummocky*. Nivel condensado

Entre el paquete de arenisca 1 y 2 aparece un intervalo dominantemente margoso-limoso rico en nanofósiles de casi 50 m de potencia cuya base está representada por la superficie transgresiva a techo del paquete de arenisca 1 y el techo lo marca la discontinuidad basal del paquete de arenisca 2 (Fig. 12). Los tramos inferior y superior de esta sucesión de margas limosas alternan con niveles centimétricos de areniscas de grano muy fino con bases erosiva (y alguna estructura de muro) y una división vertical de estructuras de ordenamiento interno desde laminación planar (división inferior) a laminación ondulada de tipo micro-hummocky (división superior). Se ha reconocido un nivel de slump. Separando estos dos tramos, en la parte intermedia de la sucesión margosa, aparece un nivel decimétrico de margocalizas y calizas con trazas fósiles y abundantes foraminíferos planctónicos y ammonites.

El ambiente deposicional de las facies descritas se sitúa en medio marino abierto bajo el nivel de base del oleaje de buen tiempo y sobre el nivel de base del oleaje de tormentas por el reconocimiento de tempestitas con estructuras de flujo combinado. La granulometría de las tempestitas y el tamaño pequeño de las estructuras de flujo combinado apuntan a un ambiente de *shoreface* muy distal en transición al offshore o rampa dominantemente siliciclástica. El nivel carbonatado en la posición intermedia de la sucesión es interpretado como un nivel condensado (baja tasa de

sedimentación) por sus características litológicas, bioestratigráficas e icnológicas, que coincidiría secuencialmente con

una superficie de máxima inundación (mfs) que marca la posición más lejana de la costa (la fauna asociada es de tipo pelágico) separando un tramo transgresivo (tramo margoso inferior) con un tramo regresivo (tramo margoso superior).

PARADA 10. Parasecuencias estrato y granocrecientes en el paquete de arenisca 2

Los paquetes dominantemente areniscosos muestran secuencias de orden menor, como se observa en este segundo paquete, de escala decimétrica a 2 m de potencia constituidos por el apilamiento estrato- y granocreciente de estratos alternantes de arenisca y de niveles delgados heterolíticos con laminación ondulada tipo *linsen* (Fig. 17). Estas secuencias menores del orden de parasecuencias registran el patrón de apilamiento de estratos resultado de la progradación de sistemas costeros arenosos dominados por la acción de oleaje en subambientes de tipo *shoreface* superior o proximal.



Figura 17. Una de las secuencias estrato- y granocreciente de escala decamétrica (Tu) cuyo apilamiento constituyen el paquete de arenisca 2

PARADA 11. Canal incidido a techo del paquete de arenisca 2 relleno de extra- e intraclastos (concreciones exhumadas). Síntesis estratigráfico secuencial.

Un canal 8 m de profundidad y anchura de 100 a 200 m aparece incidido a techo del paquete de arenisca 2 y está relleno por extraclastos de naturaleza caliza (¿Jurásica?) tamaño *pebble* e intraclastos representados por concreciones de arenisca (ver parada 8) cuya superficie aparece perforada por litófagos y colonizada por fauna costera (ver parada 12) (Fig. 18). El relleno del canal muestra una gradación granulométrica normal con los mayores intraclastos



(bloques de concreciones de arenisca) ocupando la parte basal del relleno. En la matriz entre clastos se han identificado bivalvos.

Figura 18. Relleno del canal incidido a techo del paquete de arenisca 2 en el que se observan los extraclastos calizos y los bloques esferoidales de las concreciones de areniscas con rasgos de colonización de fauna costera.

La incisión del canal a techo de las areniscas cementadas de *shoreface* indica una caída relativa del nivel del mar que posiciona la costa bajo el techo de estas areniscas infrayacentes favoreciendo la incisión de los canales/valles fluviales en su evolución a equilibrar los perfiles fluviales con la nueva posición del nivel de base. Esta erosión ligada a la alta energía de flujos costeros y fluviales provocó la exhumación de las concreciones diagenéticas en el fondo marino costero donde fueron colonizadas por fauna costera. En una etapa posterior de creación de espacio de acomodación, el canal fue rellenado por esferas de areniscas diagenéticas que rodarían hacia su interior y por clastos calizos arrastrados por sistemas fluvio-deltaicos. Estos clastos calizos ponen de manifiesto un posible levantamiento y emersión de relieves jurásicos que pudo controlar la caída relativa del nivel del mar (Fig. 19).

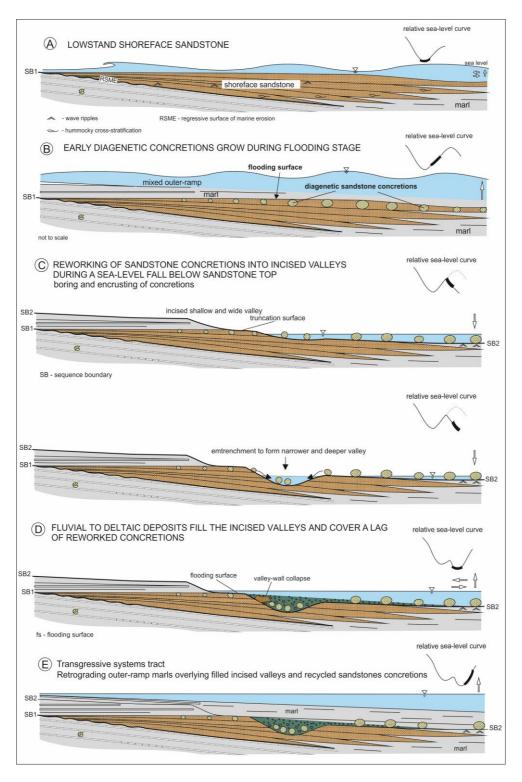


Figura 19. Esquemas reproduciendo la secuencia de evolución con las diferentes etapas de colonización y erosión mecánica que afectaron a la parte más externa de las concreciones diagenéticas durante su exhumación en medios costeros

PARADA 12. Depósito heterolítico con ripples de oscilación. Concreciones perforadas 'in situ'

El objetivo de esta parada es observar las estructuras sedimentarias más características de los depósitos

heterolíticos lutítico-areniscosos que se intercalan entre los estratos areniscas hacia la parte alta del tramo Estos areniscoso. depósitos caracterizan por mostrar ripples simétricos (excepcionalmente asimétricos) en lentejones de arenas intercaladas entre limos grises definiendo una laminación característica de tipo linsen (Fig. 20).

Estos depósitos son interpretados en un ambiente de transición entre *shoreface* proximal y



Figura 20. Laminación heterolítica de tipo linsen con ripples de oscilación en lentejones de arenas intercalados entre depósitos lutíticos

distal próximo al nivel de base del oleaje de buen tiempo pues muestran estructuras de oscilación y flujo combinado con componentes oscilatorio de baja energía en un subambiente deposicional donde escasea la arena y domina la lutita como sedimentación de fondo.

Sobre los depósitos heterolíticos arriba descritos se reconoce una alineación de concreciones diagenéticas en areniscas con formas esferoidales o semiesféricas aisladas distanciadas una longitud constante. El rasgo más característico de estas concreciones cuya arenisca hospedante (host) ha sido removida, son las perforaciones por litófagos (icnoespecies de *Gastrochaenolites* de la ichnofacies de *Entobia*) en la superficie y adosamiento a la superficie de fósiles costeros como ostreidos, balánidos y corales (Fig. 21).



Figura 21. A. Concreción con una capa de óxidos de Fe de varios milímetros de espesor. B. Organismos incrustantes sobre la superficie de la concreción (balánidos y ostreidos). C. Colonia de coral adosada a la superficie expuesta. D. Detalle de un ostreido incrustado en una perforación.

Estas concreciones formadas por cementación calcítica diferencial en la arenisca durante la diagénesis temprana (ver descripción de parada 8) han sido posteriormente a su formación exhumadas y expuestas parcial o totalmente a la alta energía del oleaje y corrientes costeras donde la arena friable no cementada entre las concreciones ha sido removida (winnowing) y el sustrato duro que representan las concreciones ha sido colonizado por fauna costera y parcialmente erosionada mecánicamente parte de la superficie de las mismas.

La exhumación de estas concreciones originadas durante el enterramiento en las principales fases de la diagénesis implica caídas relativas del nivel del mar y erosión, probablemente por corrientes de alta energía características de ambientes marino costeros, de la columna de sedimento que enterró las concreciones durante su formación.

SÍNTESIS FINAL DE LA EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LA SUCESIÓN DE LA FORMACIÓN CERRAJÓN EN EL AFLORAMIENTO DE CUADROS-BEDMAR: Fig. 22

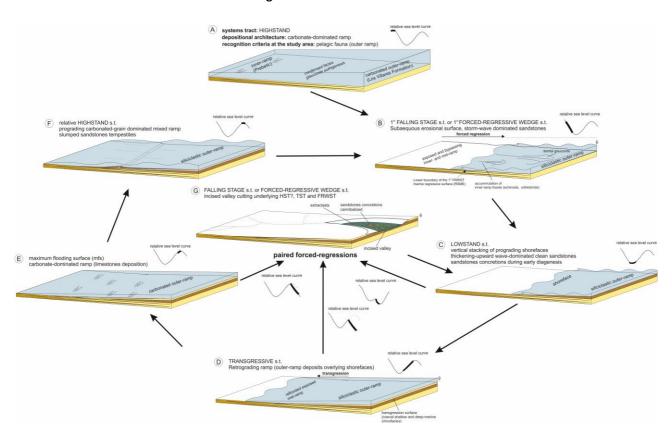


Figura 22. Esquemas mostrando la evolución estratigráfico secuencial de la sucesión completa de la Formación Cerrajón en el afloramiento de Cuadros-Bedmar: (A) Depósito de cuñas de arenisca durante etapas de nivel del mar bajo y (B) formación de las concreciones durante las primeras fases de la diagénesis de la arenisca, (C) exhumación de las concreciones y formación de una pavimento costero con las mismas expuestas a la colonización por fauna costera, algunas de las cuales rodaron y fueron canalizadas por el canal incidido ligado a una nueva caída relativa del nivel del mar, (D) relleno por depósitos fluvio-deltaicos durante una nueva etapa de creación de espacio de acomodación y enterramiento final por margas de la fase transgresiva del ciclo (E)

Referencias principales para la elaboración de esta parte de la guía

de Gea, G.A., 2004. Bioestratigrafía y eventos del Cretácico Inferior en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Jaén, Jaén. 658 pp.

García-García, F., De Gea, G.A., Navarro, V, 2010. Concreciones de arenisca como criterio de identificación y correlación estratigráfica de regresiones forzadas. Un ejemplo desde las areniscas cretácicas de la Formación Cerrajón (Zonas Externas de la Cordillera Bética). Geogaceta, 48: 55-58.

García-García, F., De Gea, G.A., Ruiz-Ortiz, P.A., 2011. Detached forced-regressive shoreface wedges at the Southern Iberian continental palaeomargin (Early Cretaceous, Betic Cordillera, S Spain). Sedimentary Geology, 236: 197-210.

García-García, F., Marfil, R., De Gea, G.A., Delgado, A., Kobstädt, A., Santos, A., Mayoral, E., 2013. Reworked marine sandstone concretions: a record of high-frequency shallow burial to exhumation cycles. Facies, 59: 843-861.

Ruiz-Ortiz, P.A., De Gea, G.A., Castro, J.M., 2006. Timing of canyon-fed turbidite deposition in a rifted basin: The Early Cretaceous turbidite complex of the Cerrajón Formation (Subbetic, Southern Spain). Sedimentary Geology, 192: 141-166.

Ruiz-Ortiz, P.A., 2010. Contribución al conocimiento de las Zonas Externas de la Cordillera Bética a lo largo de 30 años de investigación geológica. Discurso de Ingreso en el Instituto de Estudios Giennenses, Diputación Provincial de Jaén, 96 pp.

Ruiz-Ortiz, P.A., De Gea, G.A., Castro, J.M., García-García, F., Molina, J.M., Nieto, L.M. 2014. Datos y reflexiones para la reconstrucción paleogeográfica de un sector centro-septentrional (entre Bedmar y Jaén) de la Cordillera Bética durante el Cretático Inferior. Rev. Soc. Geol. Esp, 27(1): 111-126.

AFLORAMIENTO 2. Cañón submarino del Cretácico inferior en la Unidad de Huelma

En las proximidades de Huelma (Jaén) y al sur del macizo de Mágina (Figs. 5 y 23) afloran una serie de materiales jurásicos y cretácicos que, conforman lo que se consideraba una ventana tectónica bajo los materiales triásicos del llamado manto de Cambil (p.ej. Azema et al. 1979). Esta interpretación se modificó cuando se realizó la hoja 948 (Torres) del plan MAGNA (ITGE, 1992), ya que en este trabajo se plantea que lo que se consideraban materiales Triásicos fueron resedimentados en el Oligoceno-Mioceno, lo que significa un cambio radical de la interpretación del afloramiento. No obstante, datos más recientes ponen en entredicho esta última interpretación.

Ramírez del Pozo y Álvaro (1988) se refieren a este conjunto de materiales como Unidad de Huelma, que es el nombre utilizado en esta monografía. De acuerdo con estos autores la Unidad de Huelma queda dividida por una importante fractura de desgarre en dos sectores cada uno de los cuales tiene una serie estratigráfica muy diferente. En el sector occidental de la unidad aflora una serie jurásico-cretácica que es donde nos vamos a centrar.

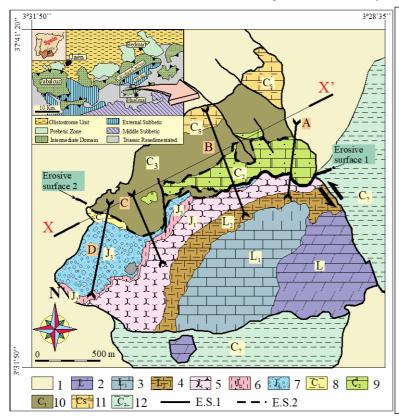


Figura 23. Cartografía geológica del sector occidental de la Unidad de Huelma.

- 1. Triásico. 2. Dolomías del Jurásico inferior. 3. Calizas del Jurásico inferior. 4. Fm. Zegrí, calizas y margas. 5. Fm Veleta (calizas con sílex) y nodulosas. 6. Margas del Oxfordiense, bloques con redepositados. 7. Fm Toril, turbiditas (s.l.) carbonatadas (brechas, conglomerados y calcarenitas) del Jurásico superior. 8. Fm Los Villares, margas y calizas margosas con intercalaciones de turbiditas de grano fino y estratificación delgada, Cretácico basal. 9. Margas, calcarenitas y calciruditas, turbiditas calcáreas, del Hauteriviense inferior. 10. Fm Cerrajón, representada aquí por margas limosas, con locales intercalaciones de areniscas, calcarenitas con orbitolinas, y delgados niveles margocalizo, del Albiense medio-superior con bloques exóticos intercalados. 11. Calizas y margas del Turoniense-Coniaciense. 12. Cretácico indiferenciado.
- Erosive Surface 1. Superficie de erosión de edad pre-Hauteriviense inferior.
- Erosive Surface 2. Superficie de erosión de edad pre-Albiense medio.

Estratigrafía

En la **figura 23** se muestra una cartografía de cierto detalle de estos materiales, y en el pie de figura se da la litología y edad de los mismos.

La presencia de dos superficies de erosión que llegan a superponerse, condiciona que la estratigrafía que podemos observar en secciones concretas sea muy variable a partir de los materiales del Jurásico medio, como puede observarse en las columnas estratigráficas representadas en la figura 24 y en la correlación de las mismas (Fig 24 A-D). Hacia el suroeste de la unidad la sucesión estratigráfica es más continua y aflora prácticamente todo el Jurásico y el Cretácico basal (sección D en Fig. 24). Por el contrario, la sucesión de materiales de edad Cretácica es muy cambiante de unas secciones a otras, ya que a través de una superficie de erosión de edad pre-Hauteriviense inferior (superficie erosiva 1, Figs. 23 y 24) se llega a poner en contacto materiales del Hauteriviense inferior, margas, calcarenitas y calciruditas turbidíticas, con materiales jurásicos que pueden llegar a ser hasta del Jurásico medio (sección A Fig. 24). Por el contrario, en otras secciones aflora otra superficie de erosión (superficie erosiva 2, Figs. 23 y 24) mediante la cual margas del Albiense medio, a menudo con bloques exóticos de diferente naturaleza, se disponen sobre las litologías del Hateriviense inferior (sección B, Fig. 24), sobre el Cretácico basal (sección D, Fig. 24) o sobre la Fm Toril del Jurásico superior (sección C, Fig. 24).

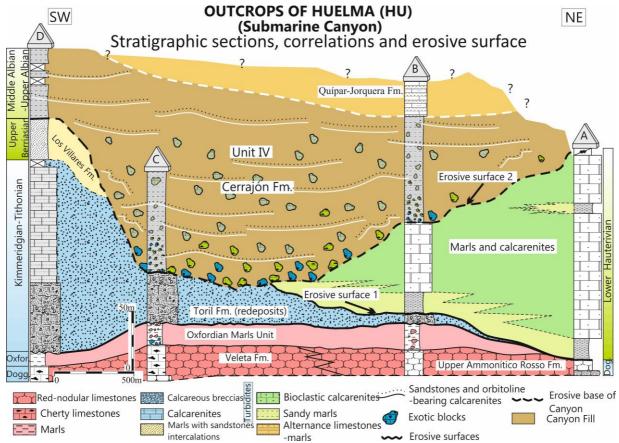


Figura 24. Sección transversal interpretada de la Fm. Cerrajón en los afloramientos de la Unidad de Huelma deducida de la correlación de cuatro columnas estratigráficas (A-D) y de observaciones de campo complementarias. Se muestran dos superficies de erosión, el muro de las calcarenitas del Hauteriviense inferior y el de la Fm. Cerrajón respectivamente. En esta sección transversal, la Fm. Cerrajón se llega a disponer sobre las turbiditas calcáreas de la Fm Toril del Jurásico superior, pero localmente la erosión alcanzó el Jurásico medio (Fig. 23). Nótese que los bloques exóticos son más abundantes en las partes más profundas de la superficie erosiva número 2. También se puede observar el cambio con el tiempo del thalweg o parte más profunda del cañón de la primera a la segunda

superficie de erosión.

Bloques exóticos: Se han encontrado bloques exóticos intercalados en las margas del Oxfordiense, cuya naturaleza corresponde mayoritariamente a calizas pelágicas, y con menor profusión a calizas oolíticas. No obstante, los bloques exóticos más llamativos son los que aparecen intercalados en las margas del Albiense medio. Se han llegado a reconocer bloques de diversas litologías. Los más abundantes se representan en el gráfico cronoestratigráfico de la figura 25. Se trata de calizas con rudistas del Aptiense superior-Albiense basal (tipo 1, Fig. 25), calizas bioclásticas con abundantes orbitolinas del Albiense inferior-medio (tipo 2, Fig. 25) y calcarenitas y calciruditas del Hauteriviense inferior (tipo 3, Fig. 25). Además, localmente se han encontrado bloques de tamaño métrico de calizas nodulosas.

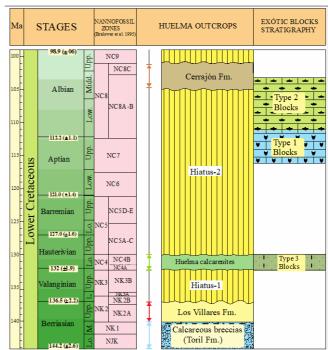


Figura 25. Gráfico cronoestratigráfico del Cretácico inferior de la Unidad de Huelma en su sector occidental. Explicación en el texto.

PARADA 1



Figura 26. A. Margas oxfordienses con bloques exóticos de calizas pelágicas y oolíticas. B. Calcarenitas y brechas (turbiditas calcáreas) de la Fm Toril. C. Nivel de brecha calcárea de la Fm Toril de 12 m de potencia. D. Potente nivel de brecha calcárea de la Fm Toril.

En esta parada afloran las margas oxfordienses con bloques exóticos, redepositados, de calizas pelágicas y oolíticas (Fig. 26 A). Sobre ellas se dispone las calcarenitas y brechas (turbiditas calcáreas de la Fm Toril) (Fig. 26 B-D) y, directamente sobre ellas, veremos unas margas limosas, con locales intercalaciones de areniscas calcáreas, calcarenitas muy ricas en orbitolinas y niveles delgados de margocalizas. Estos depósitos han sido datados con nanofósiles como la parte más alta de la biozona de *Predicosphaera columnata*, parte superior de la Subzona de *Cribrosphaerella ehrenbergii* y la biozona de *P. Columnata*, Subzona de *Tranolithus phacelosus* (Fig. 4). Su edad se puede concretar por tanto como Albiense medio-superior (Fig. 4). Esta superficie de contacto Jurásico superior – Albiense marca la superficie erosiva base del cañón submarino.

PARADA 2

En esta parada se reconocen unas calcarenitas y calciruditas bioclásticas y margas del Hauteriviense inferior, interpretadas como rellenos de canales turbidíticos, y las consiguientes facies de intercanal (Fig. 27 A, B), que se desarrollaron en el fondo del cañón en la que debió ser la primera parte de su historia. Estos depósitos del Hauteriviense inferior se apoyan directamente sobre calizas del Jurásico medio por medio de la superficie erosiva 1, que, por tanto, a partir de estas observaciones se deduce que su formación proviene del pre-Hauteriviense inferior.

Hay que asumir que el cañón generó esa superficie erosiva, tras comportarse como vía de suministro de clásticos a la cuenca durante un amplio período de tiempo, durante el cual erosionó la Fm Los Villares, la Fm Toril y las margas del Oxfordiense, como mínimo. Tras un período de quietud, cuando se deposita el nivel de margas

Hauterivienses, volvió la actividad, el transporte de sedimentos, con el depósito de las facies que rellenaron canales y sus coetáneas facies de intercanal.



Figura 27. A. Facies canalizadas, calcarenitas y calciruditas, turbiditas carbonatadas; estratos potentes, amalgamados, con muros irregulares o erosivos, y otros rasgos característicos. B. Facies de intercanal, turbiditas de estratificación delgada intercaladas con lutitas/margas, con frecuente desarrollo de formas arriñonadas por la presencia de ripples de corriente.

PARADA 3



Figura 28. A. Rudistas en un bloque de calizas en la base, próximo a la superficie erosiva, del cañón. B. Superficie erosiva que encaja en la Fm Toril (turbiditas calcáreas) del Jurásico superior, con bloques dispersos de calizas cretácicas en el seno de una matriz de margas del Albiense medio-superior.

En esta parada se observa la base del cañón en una posición equivalente a la sección C de la **figura 24**. Los bloques que pueden verse en el seno de las margas que completan el relleno del cañón, de edad Albiense mediosuperior, son de diversa naturaleza: calizas con rudistas y calizas bioclásticas. Estos últimos son los más abundantes, y suele contener orbitolinas como se ilustra en las figuras de la parada siguiente.

PARADA 4

En esta parada se puede pisar la discontinuidad Dogger-Albiense medio-superior, que constituye la superficie de erosión número 2, base del cañón submarino en uno de los puntos donde se produjo la incisión más profunda del mismo en los materiales infrayacentes. Calizas grises de estratificación delgada, localmente de tonos rojizos y aspecto noduloso, atribuidas al Jurásico medio (Fm Veleta – Fm Ammonitico Rosso Superior) fueron exhumadas por la incisión erosiva del cañón submarino. El relleno final de éste no se produjo hasta que se depositaron las margas del Albiense

medio-superior, con bloques exóticos de calizas urgonianas con rudistas y otros, más frecuentes, de calizas bioclásticas con orbitolinas (Figs. 29 y 30).

Esta discontinuidad Jurásico medio – Albiense medio-superior no está representada en la **figura 24** pero si en la **figura 31**, que se encuentra más adelante.



Figura 29. A. Bloque de calizas con rudistas intercalado en las margas del Albiense medio-superior en las proximidades de la superficie erosiva 2, base del cañón submarino. B. Detalle de la superficie erosiva 2 (a trazos amarillos) que pone en contacto las margas del Albiense medio-superior que rellenan el cañón submarino con el Jurásico medio.



Figura 30. A. Detalle de un bloque exótico que forma parte del relleno del cañón submarino. Se trata de calizas bioclásticas, a menudo con orbitolinas de gran tamaño visibles a simple vista. Las calizas bioclásticas, frecuentemente con orbitolinas, son mayoritarias entre los bloques exóticos que forman parte del relleno del cañón submarino. B. Lámina delgada observada al microscopio petrográfico; corresponde al bloque exótico de la izquierda y se puede clasificar como una *grainstone* bioclástica con prominentes orbitolinas.

RESUMEN Y CONCLUSIONES DE LOS AFLORAMIENTOS DE HUELMA

En el recorrido efectuado por la Unidad de Huelma se ha podido constatar la amplia extensión que ocupan los afloramientos de lutitas/margas limosas, con locales intercalaciones de areniscas calcáreas, niveles ricos en orbitolinas y delgadas intercalaciones de margocalizas, datadas con nanofósiles como la parte alta del Albiense medio y al Albiense superior.

Como rasgos particulares de estos afloramientos destacan:

1. Las intercalaciones de bloques métricos o decimétricos de calizas bioclásticas con orbitolinas, calizas con rudistas y, de calcarenitas bioclásticas del Hauteriviense inferior, como facies más comunes entre los bloques exóticos; junto a ellos, también se han encontrado localmente algunos de calizas de facies ammonitico rosso, el denominado ammonitico rosso calcáreo, que no aflora en la sucesión infrayacente.

2. La presencia de dos superficies erosivas que generan hiatos de amplitud variable según el afloramiento. La máxima amplitud de hiato observada es Dogger-Albiense medio-superior y está ligada a la superficie erosiva 2, base del cañón submarino. Inicialmente el cañón se encajó también hasta llegar a las calizas del Jurásico medio, y su relleno posterior fue de calcarenitas bioclásticas del Hauteriviense inferior. Un nuevo encajamiento del cañón llevó a que se erosionaran en gran parte estos últimos depósitos. Bloques de distinta naturaleza fueron quedando depositados en el fondo del cañón, a modo de depósitos residuales (*lag deposits*), durante la amplia etapa en que estaría funcionando el mismo (Fig. 31). La fosilización del cañón se produjo durante la parte alta del Albiense medio y el Albiense superior, con el masivo depósito de margas limosas con intercalaciones locales de niveles margocalizos muy delgados. En la figura que sigue, figura 31, se dan las estimaciones de los intervalos temporales en los que se dio, erosión/incisión y sedimentación/relleno del cañón submarino.

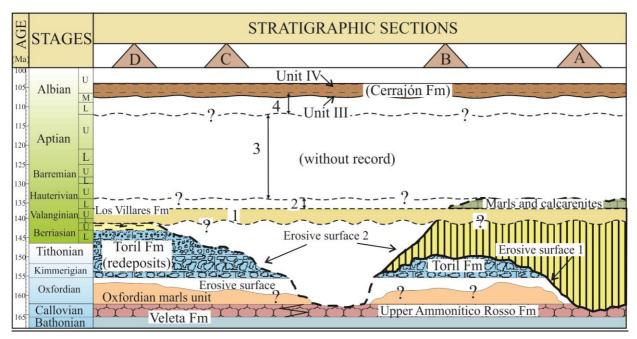


Figura. 31. Gráfico cronoestratigráfico de los afloramientos de Huelma en el que se muestran las estimaciones temporales durante las que se dieron los procesos de erosión (incisión) y sedimentación (relleno) del cañón submarino. 1. Intervalo máximo de tiempo durante el cual se generó la superficie de erosión número 1. 2. Tiempo de depósito de los depósitos del Hauteriviense inferior de margas y calcarenitas (relleno de canales/cañón). 3. Intervalo de tiempo sin registro de sedimentos; durante el Barremiense p.p. y el Aptiense superior, como mínimo, el cañón actuó como una importante vía de entrada de clásticos al surco del Dominio Intermedio dentro del Palaeomargen Sudibérico, aunque este hiato de larga duración fue probablemente el resultado de más de un episodio de erosión y relleno (cut-and-fill) del cañón submarino. 4. Máximo lapsus de tiempo durante el que se debió dar la erosión de la plataforma adyacente y el posterior depósito de bloques exótico en el fondo del cañón, junto con la incisión del cañón hasta llegar a los depósitos más antiguos (amonnitico rosso) trozos de los cuales también se encuentran como bloques en el relleno del cañón.

DÍA 27 DE OCTUBRE DE 2019

LA FM CERRAJÓN: Bioestratigrafía

Los principales afloramientos que forman parte de lo que denominamos en 2006 "Complejo turbidítico de la Fm Cerrajón" (Ruiz-Ortiz et al., 2006) se cuentan, de este a oeste: La Sierra de Huelma, La Guardia, Los Villares y Martos. De ellos, el primero se visitó ayer en la Sierra de Huelma, y hoy día 27 se visitarán los de La Guardia y el de Los Villares, donde se localiza la sección tipo de la Formación. El de Martos queda más al oeste. Aún más al oeste de Martos, y más al sur, afloran aún turbiditas distales de la Fm Cerrajón lo que hace que se haya podido dar unas medidas mínimas del complejo, unos 150 km de longitud, similar en escala por tanto a otro sistemas turbidíticos antiguos.

En todos estos afloramientos se han identificado cuatro unidades biocronoestratigráficas (I a IV) a partir del estudio de nanofósiles y ammonites, aunque localmente también foraminíferos planctónicos. Excepto entre la III y la IV que no existe discontinuidad entre el resto se disponen hiatos de extensión variable (Fig. 32).

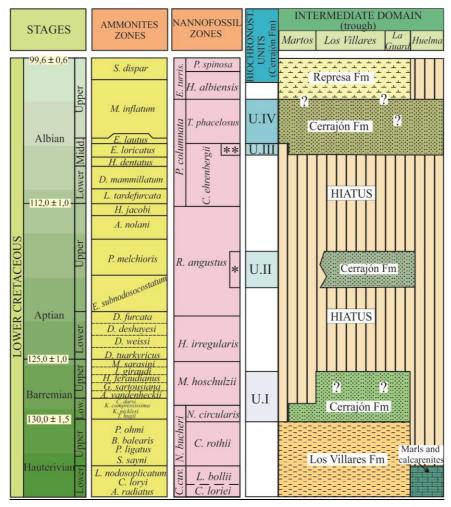


Fig. 32. Gráfico cronoestratigráfico con las biozonaciones de ammonites y de nanofósiles calcáreos, y la litoestratigrafía de los afloramientos a partir de los que se definió el Complejo turbidítico de la Fm Cerrajón. *: Biozona de foraminíferos planctónicos Globigerinelloides algerianus. **: Intervalo de coexistencia de Cribrosphaerella ehrenbergii, Rhagodiscus achylyostaurion, Axopodorhabdus albianus y Hayesites albiensis. Tomada de Ruiz-Ortiz et al., (2006).

Cada uno de los tres intervalos de tiempo con continuidad en la sedimentación se definieron como un sistema turbidítico (ver figura 4).

<u>AFLORAMIENTO 3. La Fm Cerrajón en las proximidades de La Guardia. Facies de canal, intercanal y facies de pendiente</u>



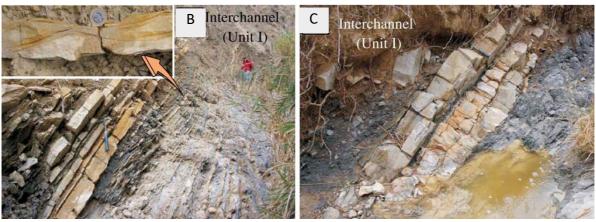


Figura 33. La Fm Cerrajón en las proximidades de La Guardia (Barranco de la Aguzadera). A. Vista panorámica de depósitos de relleno de canal de la Unidad II de la Fm Cerrajón; nótese la base erosiva excavada en depósitos con *slumps* de la Unidad I (en círculo blanco, G.A. de Gea, como escala). D: Asociación de facies de intercanal y detalle de un típico lecho modelado por ripples. Unidad Bioestratigráfica I, de la Fm Cerrajón. C. Paquete de areniscas de la asociación de facies de intercanalde la U. B. I de la Fm Cerrajón, interpretadas como un lóbulo probablemente depositado en relación con procesos de tipo "*crevasse splay*" (ruptura del margen de un canal y desbordamiento); nótese el carácter expansivo de los lechos hacia arriba. U.B. I de la Fm Cerrajón

En estos afloramientos del barraco de la Aguzadera, se pueden ver facies de canal y de intercanal en dos de las unidades bioestratigráficas de la Fm Cerrajón. La potente sucesión de areniscas que corresponde a un relleno de canal, corresponde a la UB II, mientras que las facies de intercanal infrayacentes pertenecen a la UB I. En otros afloramientos de esta área se han podido observar también depósitos de relleno de canal pertenecientes a la UB I.

<u>AFLORAMIENTO 4. La Fm Cerrajón en su sección tipo, cerca de Los Villares. Facies de turbiditas distales</u> de abanico externo, borde de abanico, llanura de cuenca

La sección más potente (hasta 1350 m) y los afloramientos más extensos de la Fm Cerrajón se encuentran al sur de Jaén ciudad, en el valle de Los Villares y su extensión hacia Martos, hacia el oeste. En estos afloramientos, la Fm Cerrajón está constituida por secuencias no canalizadas que, a menudo, se intercalan con los depósitos autóctonos constituidos por una alternancia rítmica de calizas y margas, con ammonites, foraminíferos planctónicos y nanofósiles.

En los afloramientos de Los Villares, se han podido identificar las cuatro UB que hemos diferenciado en la Fm Cerrajón, I a IV, apiladas una sobre la otra, con espesores aproximados de 330 m la Unidad I, 100 m la II, y en el entorno de 1000 m, aproximadamente, la III y IV. En esta época, Albiense medio-superior, se depositó el mayor volumen de turbiditas cretácicas de todo el Paleomargen Sudibérico (Fig. 34A y B). Los valores de tasa media de sedimentación pudieron llegar a ser de hasta 200 mm/ka.

Algunos rasgos de estos sistemas turbidíticos en el valle de Los Villares, son: La presencia de frecuentes slumps hacia la base de la unidad UB I, mientras que en la parte superior de la UB IV son frecuentes los niveles oscuros, ricos en materia orgánica, interestratificados con las turbiditas y los niveles margosos. También a lo largo de toda la sucesión es posible encontrar niveles constituidos totalmente por orbitolinas, "orbitolinitas", uno de los cuales se sitúa justo a techo de la Fm Cerrajón. Por último, es de destacar la presencia entre los granos de las areniscas de granos revestidos, es decir, aloquímicos carbonatados, normalmente granos de cuarzo revestidos de cubiertas calcáreas, así como restos de plantas, de madera a lo largo de toda la sección.

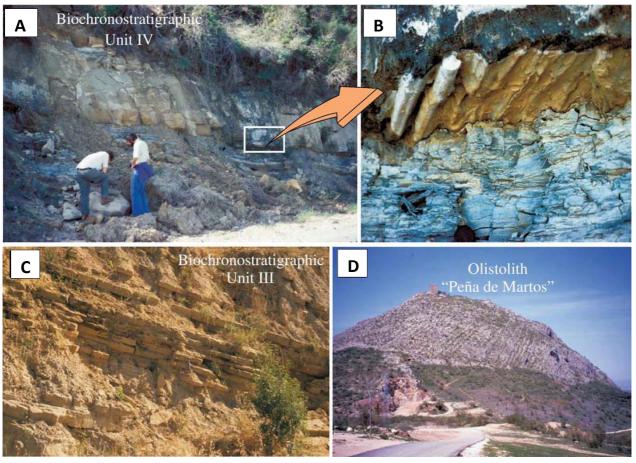


Figura 34. A. Potente lecho de turbidita de la Unidad Bioestratigráfica IV de la Fm Cerrajón en el valle de Los Villares. B. Detalle de las marcas de muro del potente lecho de areniscas de A. Se pueden identificar marcas de arrastre (*groove*) y de impacto, entre otras. C. Turbiditas de estratificación delgada de la UB III del valle de Los Villares. D. La Peña de Martos, olistolito constituido por calizas jurásicas intercaladas en los depósitos del Hauteriviense superior que destaca en el paisaje de la región de Martos (Jaén).

En los afloramientos más occidentales de este área, junto a la localidad de Martos, la Fm Cerrajón se sitúa sobre algunos niveles de brecha que contienen cantos del Jurásico y del Cretácico inferior. En relación con estas brechas aflora un enorme olistolito, de alrededor de 0,5 km³ en volumen, la "Peña de Martos", una elevación característica en el paisaje de esta región, constituida por más de 500 m de calizas jurásicas (Fig. 34D). La Unidad Biocronoestratigráfica I se acuña unos 2 km al este de la Peña de Martos, y tampoco afloran turbiditas de la Unidad II en los alrededores de este gran olistolito, mientras que las UB III y IV si están representadas en el área, pero siempre por turbiditas de grano fino y estratificación delgada. En concreto, las turbiditas de la Unidad IV se superponen al olistolito de la Peña de Martos y se tienen referencias de la presencia de turbiditas del Albiense medio-superior de la Fm Cerrajón en afloramientos situados 45 km al W-SW del área de Martos (en Carcabuey, Córdoba) y también en afloramientos más meridionales (Campillo de Arenas), lo que subraya el carácter extensivo de las turbiditas de la transición Albiense medio – superior (Unidad IV) de la Fm Cerrajón (Fig. 35).

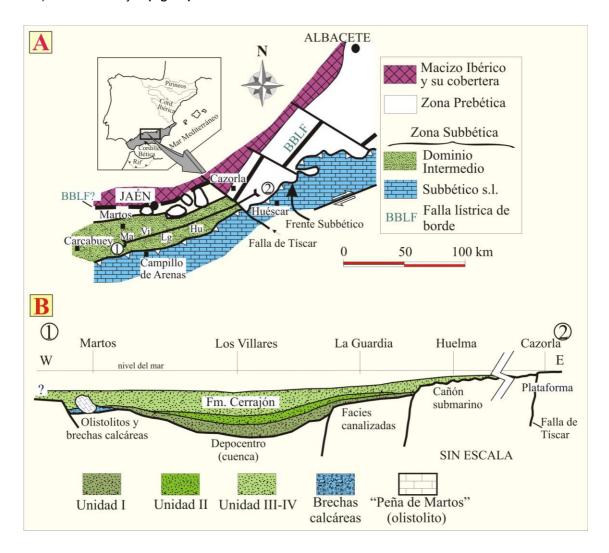


Figura 35. A. Mapa esquemático y simplificado que muestra la posición actual del Dominio Intermedio y de la Zona Prebética. B. Sección longitudinal interpretada del Dominio Intermedio desde el borde de la plataforma (Zona Prebética), cerca de Cazorla, a las áreas distales de cuenca en los alrededores de la región de Martos y de Carcabuey (ver texto). En esta sección interpretada se muestra la posición paleogeográfica relativa de los distintos elementos de los Sistemas Turbidíticos del Complejo turbidítico de la Fm Cerrajón.

Referencias principales para la elaboración de esta parte de la guía

de Gea, G.A., 2004. Bioestratigrafía y eventos del Cretácico Inferior en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Jaén, Jaén. 658 pp.

de Gea, G.A., Aguado, R., y Ruiz-Ortiz, P.A., (2000): Diferencias de facies y espesores en secciones vecinas del Cretácico Inferior del Dominio Intermedio Subbético (Ermita de Cuadros, provincia de Jaén). Geotemas, 1 (2): 177–181.

de Gea, G.A., Aguado, R. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2001): Precisiones bioestratigráficas y cartográficas sobre el Cretácico de la Unidad del Cárceles- Carluco. Cordilleras Béticas. Sur de Bedmar (Jaén). Geotemas, 3 (1): 169-174.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril, provincia de Ganada, y Jaén. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 274 p.

Ruiz-Ortiz, P.A., 2010. Contribución al conocimiento de las Zonas Externas de la Cordillera Bética a lo largo de 30 años de investigación geológica. Discurso de Ingreso en el Instituto de Estudios Giennenses, Diputación Provincial de Jaén, 96 pp.

Ruiz-Ortiz, P.A., de Gea, G.A., y Aguado, R., (2001): Cañón submarino del Cretácico Inferior en un área de pendiente del Paleomargen Sudibérico. Unidad de Huelma (Jaén). Revista de la Sociedad Geológica de España, 14 (3–4): 175–188.

Ruiz-Ortiz, P.A. y de Gea, G.A. (2008): Sucesión de bloques de falla basculados en una transversal de la parte septentrional del Paleomargen Sudibérico. Subbético entre Bedmar y Huelma (Jaén). Geotemas, 10: 1197-1200.

Ruiz-Ortiz, P.A., de Gea, G.A., Castro, J.M., 2006. Timing of canyon-fed turbidite deposition in a rifted basin: The Early Cretaceous turbidite complex of the Cerrajón Formation (Subbetic, Southern Spain). Sedimentary Geology, 192: 141-166.

Ruiz-Ortiz, P.A., de Gea, G.A., Castro, J.M., García-García, F., Molina, J.M., Nieto, L.M. 2014. Datos y reflexiones para la reconstrucción paleogeográfica de un sector centro-septentrional (entre Bedmar y Jaén) de la Cordillera Bética durante el Cretácico Inferior. Revista de la Sociedad Geológica de España, 27(1): 111-126.

Referencias citadas en la guía

Ainsworth, R.B., Bosscher, H., Newall, M.J., 2000. Forward stratigraphic modelling of forced regressions: evidence for the genesis of attached and detached lowstand systems. En: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), Sedimentary Response to Forced Regressions: Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 172, pp. 163–176.

Azéma J, Foucault A, Fourcade E, García Hernández M, González Donoso JM, Linares A, Linares D, López Garrido AC, Rivas P, Vera JA (1979) Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Ed. Universidad de Granada, 83 p. Behmel H 1970 Beiträge zur stratigraphie und paläontologie des Juras von Ostspanien. V. Stratigraphie und Fazies im Präbetischen Jura von Albacete und Nord-Murcia: Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abhandlungen 137:1–102.

Bernoulli D, Jenkyns HC (1974) Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: Shaver RH (ed), Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 19:129–160.

Bhattacharya, J.P., Davies, R.K., 2001. Growth faults at the prodelta to delta-front transition, Cretaceous Ferron Sandstone, Utah. Marine and Petroleum Geology 18, 525–534.

Bhattacharya, J.P., Davies, R.K., 2004. Sedimentology and structure of growth faults at the base of the Ferron Member along Muddy Creek, Utah. En: Chidsey, T.C., Adams, R.D., Morris, T.H. (Eds.), The Fluvial–Deltaic Ferron Sandstone: Regional-to-Wellbore-Scale Outcrop Analog Studies and Applications to Reservoir Modeling: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 85, pp. 261–294.

Bhattacharya, J.P., Willis, B.J., 2001. Lostand deltas in Frontier Formation, Powder River basin, Wyoming: implications for sequence stratigraphic modeles. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 85, 261–294.

Castro JM (1998) Las plataformas del Valanginiense superior—Albiense superior en el Prebético de Alicante: Ph.D. Thesis, Universidad of Granada, 464 p.

Cole, R.D., Young, R.G., 1991. Facies characterization and architecture of a muddy shelf sandstone complex: "Mancos B" interval of Upper Cretaceous Mancos Shale, northwest Colorado–northeast Utah. En: Miall, A.D., Tyler, N. (Eds.), The Three- Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology, v. 3, pp. 277–287.

de Gea GA (2004) Bioestratigrafía de eventos en el Cretácico inferior de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Ph.D. Thesis, Universidad de Jaén, 682 p.

Fitzsimmons, R., Johnson, S., 2000. Forced regressions: recognition, architecture and genesis in the Campanian of the Bighorn Basin, Wyoming. En: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), Sedimentary Response to Forced Regressions: Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 172, pp. 113–140.

Foucault A (1962) L'unité du Rio Guardal (Prov. de Grenade, Espagne) et les liaisons entre Prébétique et Subbétique. Bulletin de la Sociétè Géologique de France (7) 4:446–452.

García-Dueñas V (1967) Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España 101–102:73–100.

García-Hernández M (1978) El Jurásico terminal y Cretácico inferior de las Sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética). Ph.D. Thesis, Universidad de Granada, 344 p.

García-Hernández M, López-Garrido AC, Rivas P, Sanz de Galdeano C, Vera JA (1980) Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. Geologie en Mijnbouw 59:155–168.

Jerez L (1973) Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincias de Albacete y Murcia). Ph.D. Thesis, Universidad de Granada, 750 p.

Martín-Algarra A (1987) Evolución alpina del contacto entre las Zonas Internas y Las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental). Ph.D. Thesis, Universidad de Granada, 1271 p.

Martín-Algarra A, Vera JA (1982) Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas. In: García A (ed), El Cretácico de España, Editorial Complutense, Madrid, p. 603–632. Martín-Algarra A, Vera JA (1989) La serie estratigráfica del Penibético. In: Libro homenaje a Rafael Soler, A.G.G.E.P., Madrid, p. 67-

Martín-Chivelet J, Berástegui X, Rosales I et al. (2002). Cretaceous. In: Gibbons W, Moreno T (Eds), The Geology of Spain. The Geological Society, London, pp 255–292.

Mellere, D., Steel, R.J., 1995. Variability of lowstand wedges and their distinction from forced-regressive wedges in the Mesaverde Group, southeast Wyoming. Geology 23, 803–806.

Mutti E (1985) Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: Zuffa GG (ed), Provenance of arenites, Dordrecht: Reidel Publishing Company, p. 65–93.

Mutti E, Bernoulli D, Ricci-Lucchi F, Tinterri R (2009) Turbidites and turbidity currents from Alpine "flysch" to the exploration of continental margins. Sedimentology 56:267–318.

Navarro V, Ruiz-Ortiz PA, Molina JM (2012) Birth and demise of a Middle Jurassic isolated shallow-marine carbonate platform on a tilted fault block: Example from the Southern Iberian continental palaeomargin. Sedimentary Geology 269–270:37–57.

Nieto LM, de Gea GA, Aguado R, Molina JM, Ruiz-Ortiz PA (2001) Procesos sedimentarios y tectónicos en el tránsito Jurásico/Cretácico: precisiones bioestratigráficas (Unidad del Ventisquero, Zona Subbética). Revista de la Sociedad Geológica de España 14:35–46.

Olóriz F, Caracuel J, Ruiz-Heras JJ, Rodríguez-Tovar FJ, Marques B (1996) Ecostratigraphic approaches, sequence stratigraphy proposals and block tectonics: examples from epioceanic swell areas in south and east Iberia: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 121:273–295.

Olóriz F, Marques B, Rodríguez-Tovar FJ (1991) Eustatism and faunal associations. Examples from the South Iberian margin during the Upper Jurassic (Oxfordian-Kimmeridgian). Eclogae Geol Helv 84:83–106.

Olóriz F, Rodríguez-Tovar FJ, Chica M, Pardo E (1992) The marl-limestone rhythmites from the Lower Kimmeridgian (Platynota Zone) of the central Prebetic and their relationship with variations in orbital parameters. Earth and Planetary Science Letters 111:407–424. Pattison, S.A.J., 1995. Sequence stratigraphic significance of sharp based lowstand shoreface deposits, Kenilworth Member, Book Cliffs, Utah. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 79, 444–462.

Plint, A.G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and offshore bars in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), Sea Level Changes—An Integrated Approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 42, pp. 357–370.

Plint, A.G., 1996. Marine and nonmarine systems tracts in fourth-order sequences in the Early–Middle Cenomanian DunveganAlloformation, northeastern British Columbia, Canada. In: Ho-well, J.A., Aitken, J.F. (Eds.), High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. Spec. Publ.-Geol. Soc.London, vol. 104, pp. 159–191.

Plint, A.G., Norris, B., 1991. Anatomy of a ramp margin sequence: facies successions, paleogeography, and sediments dispersal patterns in the Muskiki and Marshybank formations, Alberta Foreland Basin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 39, 18–42.

Posamentier, H.W., Morris, W.R., 2000. Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. En: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), Sedimentary Responses to Forced Regressions: Geological Society, London, Spec. Publ., 172, pp. 19–46.

Ramírez del Pozo J, Alvaro M (1988): Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico y Cretácico de la Unidad de Huelma, Jaén. (Cordilleras Béticas). En: Il Congreso Geológico de España. Comunicaciones, 1: 177-180.

Ruiz Ortiz PA (1980) Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias entre Castril (prov. Granada) y Jaén: Ph.D. Thesis, Universidad de Granada, 272 p.

Ruiz Ortiz PA (1981) Sedimentación turbidítica en el Cretácico de las Unidades Intermedias, Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Programa Internacional de Correlación Geológica, Real Academia de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, Madrid, 2:261–279.

Ruiz-Ortiz PA, de Gea GA (2008) Sucesión de bloques de falla basculados en una transversal de la parte septentrional del Paleomargen Sudibérico. Subbético entre Bedmar y Huelma (Jaén). Geotemas 10:1197–1200.

Ruiz-Ortiz PA, de Gea GA, Aguado R (2001a) Cañón submarino del Cretácico Inferior en un área de pendiente del Paleomargen Sudibérico. Unidad de Huelma (Jaén). Revista de la Sociedad Geológica de España 14:175–188.

Ruiz-Ortiz PA, de Gea GA, Castro JM (2006) Timing of canyon-fed turbidite deposition in a rifted basin: The early Cretaceous turbidite complex of the Cerrajón Formation (Subbetic, Southern Spain). Sedimentary Geology 192:141–166.

Taylor, D.R., Lovell, R.W.W., 1995. High-frequency sequence stratigraphy and paleogeography of the Kenilworth Member, Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah, USA. En: Van Wagoner, J.C., Bertram, G.T. (Eds.), Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits: Outcrop and Subsurface Examples from the Cretaceous of North: American Association of Petroleum Geologists Memoirs, vol. 64, pp. 257–275.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmani, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series, 7. 155 pp.

Vera JA (1986) Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. In: Geología de España, Libro jubilar J.M. Ríos, IGME, Madrid, 2:218-251. Vera JA (2001) Evolution of the Southern Iberian Continental Margin. In: Ziegler PA, Cavazza W, Robertson AHF, Crasquin-Soleau S (eds), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle 186:109–143.

Vera JA (coord), Arias C, Castro JM, et al. (2004) Zonas Externas Béticas. In: Vera JA (ed), Geología de España, SGE-IGME, Madrid, 354–389.

Vilas L, Martín-Chivelet J, Arias C (2003) Integration of subsidence and sequence stratigraphic analysis in the Cretaceous carbonate platforms of the Prebetic (Jumilla-Yecla Region), Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 200:107–129.

Wilgus CK, Hastings BS, Kendall CGStC, Posamentier HW, Ross CA, Van Wagoner JC (Eds) (1988) Sea Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Spec Publ 42, 407 pp.