Universidad de Huelva

Departamento de Geodinámica y Paleontología

La transgresión tortoniense en el margen pasivo de la cuenca del Guadalquivir : respuesta estratigráfica e implicaciones paleontológicas

Memoria para optar al grado de doctor
presentada por:

Manuel Abad de los Santos

Fecha de lectura: 28 de marzo de 2007

Bajo la dirección de los doctores:

Francisco Ruiz Muñoz
José Gabriel Pendón Martín

Huelva, 2010

ISBN: 978-84-92944-84-2
D.L.: H 52-2010

La Transgresión Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: Respuesta Estratigráfica e implicaciones paleontológicas

LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE EN EL MARGEN PASIVO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR

RESPUESTA ESTRATIGRÁFICA E IMPLICACIONES PALEONTOLÓGICAS

Universidad de Huelva

Manuel Abad De Los Santos

Marzo de 2007

Manuel Abad De Los Santos
Marzo 2007

Universidad de Huelva

LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE EN EL MARGEN PASIVO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR: RESPUESTA ESTRATIGRÁFICA E IMPLICACIONES PALEONTOLÓGICAS

Tesis presentada para obtener el Grado de Doctor en Geología por la Universidad de Huelva

Manuel Abad De Los Santos

Marzo de 2007

Tesis Doctoral dirigida por:

Dr. José Gabriel Pendón Martín
Dpto. Geología

Tesis Doctoral dirigida por:

Dr. Francisco Ruiz Muñoz
Dpto. Geodinámica y Paleontología

Departamento de Geodinámica y Paleontología
Departamento de Geología
Facultad de Ciencias Experimentales

PREÁMBULO

A lo largo de la corta historia de la humanidad el ascenso y descenso de las aguas parece haber marcado profundamente la memoria colectiva del hombre. Prueba de ello son las profundas cicatrices halladas en innumerables leyendas y relatos religiosos, citadas en decenas de culturas en los últimos 15.000 años. Estos mitos narran las catástrofes que causaron los movimientos de la línea de costa, provocando éxodos de grandes poblaciones o incluso la destrucción de fabulosas civilizaciones. En el presente, gran parte de estos eventos se han explicado mediante la acción de maremotos y tormentas, procesos que ahora conocemos bien. Otros, sin embargo, sólo pueden explicarse a través de procesos muy lentos pero con repercusiones mucho más importantes, que conducen hacia el declive de ciudades, a la apertura de nuevas travesías entre islas o a la colonización de continentes desconocidos. Es por este motivo que el ser humano se ha visto influido desde innumerables puntos de vista por los movimientos de mar, no sólo desde un punto de vista estrictamente cultural, sino también en lo que se refiere a su propia evolución darwiniana. Y de la misma forma que los océanos y ríos han protagonizado la historia que hoy conocemos, también han intervenido directamente en el desarrollo de la vida en la tierra y, por supuesto, en su geología.

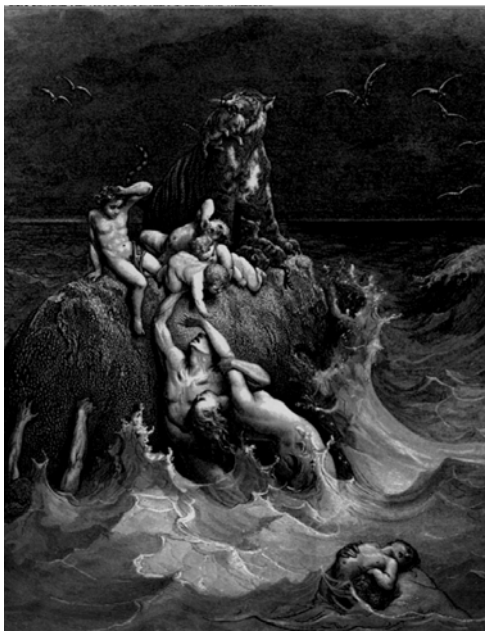


Figura 1. "El diluvio universal" ilustrado por Gustave Dore

La memoria expuesta a continuación trata de abordar esta temática, o lo que es lo mismo, cual fue el resultado de los sucesivos ascensos y descensos del nivel relativo del mar en el margen Norte de la Depresión del Guadalquivir durante un periodo de tiempo relativamente corto dentro del Tortoniense. Nuestros estudios avalan la existencia de rasgos geomorfológicos elaborados sobre sierras y cerros por acción del oleaje, cambios ecológicos en medios litorales y marinos originados por oscilaciones climáticas, y transgresiones acompañadas por una evolución rápida y cíclica de la paleogeografía del margen pasivo de esta cuenca. Las causas y consecuencias de estos procesos -de naturaleza tanto regional como planetaria- que condujeron hacia la completa inundación de las estribaciones meridionales de Sierra Morena, serán descritas y explicadas en las siguientes páginas.

RESUMEN

El margen pasivo de la Cuenca Guadalquivir experimentó durante el Tortoniense una importante transgresión propiciada tanto por subsidencia como por eustasia. Todo ello contribuyó a la formación de un medio de plataforma marina, con depósitos de costa transgresiva elaborada sobre el sustrato varisco emergido. A lo largo del margen, el registro estratigráfico tortoniense incluye una gran heterogeneidad de facies en función del sector considerado. Debido a la compleja arquitectura de facies estos depósitos han sido agrupados en el Complejo Basal Transgresivo (CBT). En esta memoria se analizan los diferentes tipos de registros transgresivos en las provincias de Huelva y Sevilla. La primera parte de la tesis analiza el control que ejerció el paleorrelieve sobre la formación de sistemas deposicionales y en la estratigrafía de secuencias. De esta forma, se han diferenciado tres tipos de modelados a escala regional y otro a escala local: i) Áreas de bajo gradiente topográfico y relieve irregular, de tasas de sedimentación moderada, en las que se instalan sistemas fluviales que llegan al mar formando deltas y en los que predominaron las condiciones de agradación o retrogradación sedimentaria moderada; ii) Áreas de alto gradiente topográfico y relieve más regular, que constituyen zonas acantiladas donde predominó la sedimentación carbonatada o siliciclástica grosera, en las que se registraron tasas de retrogradación costera de moderadas a altas; iii) Zonas de alto gradiente topográfico y relieve irregular, de gran influencia fluvial y deltaica y altas tasas de sedimentación detrítica, donde se produjo tanto progradación de los sistemas costeros como una tenue retrogradación; iv) Áreas de bajo gradiente topográfico y relieve regular, donde domina la sedimentación mixta y carbonatada y que registran una rápida retrogradación de las facies costeras. La segunda parte de la memoria profundiza en la arquitectura estratigráfica y paleontología de dos zonas emblemáticas de la cuenca: los entornos de Niebla (Huelva) y de Villanueva del Río y Minas (Sevilla). Se han diferenciados dos etapas en la evolución paleogeográfica de la cuenca. En la primera etapa tuvo lugar la progradación de los sistemas deltaicos en ambas zonas como consecuencia de las bajas tasas de elevación del nivel del mar. La creación de espacio de acomodación fue controlada principalmente por la subsidencia tectónica. En la segunda fase se inicia la transgresión eustática y se produce un rápido retroceso de la costa hacia el continente. En Niebla se registra una transición de una plataforma somera siliciclástica a una rampa homoclinal de sedimentación mixta. Al mismo tiempo, en Villanueva del Río y Minas se describe una profundización brusca en los depósitos deltaicos, que pasan a estar dominados por facies de prodelta y de afinidad marina. Esta tendencia generalizada de ascenso del nivel del mar durante el Tortoniense superior fue modulada por oscilaciones eustático-climáticas de alta frecuencia registradas a partir de la aparición de acumulaciones lumaqélicas de

macroforaminíferos bentónicos intercaladas en la sucesión sedimentaria. Dos casos de estudio de índole paleontológica son recogidos en la Parte 3. En el primero se estudia las asociaciones de ostrácodos en el CBT y se realiza una comparación con las principales cuencas marinas tortonienses del SO de Europa. El otro caso se centra en el cambio de las icnoasociaciones en el sector central de la cuenca en los intervalos progradantes y retrogradantes. Recibieron especial atención las galerías de grandes dimensiones de Conichnus descritas en facies de playa y de frente deltaico, indicativas de tasas de sedimentación especialmente elevadas. La parte 4 de la memoria se basa en el análisis multidisciplinar de la sección condensada tortoniense formado durante el máximo transgresivo de la secuencia deposicional. Las características de este depósito indican condiciones de condensación dominadas por bajas tasas de sedimentación terrígena y una fuerte estratificación de las aguas oceánicas, lo que condujo a la acumulación de materia orgánica sobre el fondo marino y a la existencia de bajos proporciones de oxígeno en las aguas. De forma paralela, se registra una profundización continua del medio. Es probable que las condiciones de dioxia fuesen rotas de forma intermitente por cambios climáticos de alta frecuencia que condujesen a la homogenización de la columna de agua y a la re-oxigenación del fondo.

A Manolo y Tere

A Nieves

"El rugir de los leones, el aullido de los lobos, el oleaje furioso
del mar huracanado y la espada destructora son porciones
de la eternidad demasiado grandes para que
las aprecie el ojo humano"

Proverbios del infierno
William Blake

[…] *y me detuve un momento en la tarde a meditar…*
¿Qué es esta gota en el viento que grita al mar: soy el mar?

Soledades
Antonio Machado

FINANCIACIÓN

La investigación que ha dado lugar a la realización de esta Tesis Doctoral ha sido financiada mediante una Beca de Formación de Profesorado Universitario (F.P.U.) del Ministerio de Educación y Ciencia, por el Plan Andaluz de Investigación (Grupo RNM-238) y el Plan Propio de la Universidad de Huelva (Grupo de Paleontología y Ecología Aplicadas).

AGRADECIMIENTOS

A mis directores, Francisco Ruiz y José Gabriel Pendón, por la confianza que han volcado en mí para llevar a cabo esta Tesis Doctoral. A Paco y a Gabriel les agradezco su amistad y los innumerables buenos ratos que hemos pasado a lo largo de estos cinco años en los que he aprendido de ellos tanto sobre la vida como sobre ciencia.

A Mª Luz González-Regalado y Josep Tosquella, por el cariño que han volcado en mí. Porque mi bienestar y felicidad dentro del Grupo de Investigación y el departamento siempre fue una de sus prioridades. Les agradezco también su inestimable ayuda con foraminíferos y otras tantas miles de dudas.

A Jesús de La Rosa, por sus ánimos e incansable ayuda con todo lo relacionado con la geoquímica y mineralógica. Por las innumerables horas que ha invertido en esta investigación de forma desinteresada.

A Miguel López-Blanco y Ferrán Colombo, de la Universidad de Barcelona, por acogerme en Barcelona y por sus valiosas charlas y consejos sobre estratigrafía secuencial y sedimentología.

A Jordi Maria de Gibert, de la Universidad de Barcelona, por su amabilidad e interés a la hora de resolver dudas sobre icnología y sus valiosísimas sugerencias para la mejora de algunos capítulos de esta Tesis.

A Joaquín Rodríguez-Vidal y Luís Cáceres por sus ánimos y apoyo para que finalizase esta Tesis doctoral. Por su ayuda en lo referente al análisis geomorfológico y su interés por mi continuidad en el mundo de la investigación.

A la Dra. Anne Marie Bodergat, de la Universidad Claude-Bernard de Lyon, Francia, por su ayuda en la corrección de esta memoria. Por la simpatía y cariño que me ha mostrado cada vez que he tenido que recurrir a ella.

A Paco Tallante, por mover y gestionar todos los papeles -que no son pocos- que conllevan obtener una beca y finalizar una tesis doctoral.

A Mercedes Cantano, por su apoyo y orientación en el inicio de esta investigación y su colaboración en el campo de la geomorfología del Macizo Varisco ibérico. Por su cariño y preocupación hasta el día de hoy.

A Isabel Prudêncio e Isabel Dias, del Instituto Tecnológico y Nuclear de Portugal, por su ayuda en la geoquímica de sedimentos, así como su imprescindible y desinteresada colaboración en el término de esta tesis doctoral.

Al profesor Jorge Civis, por sus valiosos comentarios y discusión sobre la Calcarenita de Niebla y la Cuenca del Guadalquivir.

A Juan Ignacio Baceta, por guiar mis primeros pasos en la estratigrafía y sedimentología de la Cuenca del Guadalquivir.

A mí querida compañera Edith Xio Mara por su colaboración y ayuda en la identificación de algunos dientes de condritos.

Agradezco a Pepe Borrego, Eduardo Mayoral y Juan Antonio Morales el haberme facilitado numerosos artículos y libros científicos, así como algunas charlas sobre la estratigrafía y paleontología de la Cuenca del Guadalquivir.

A Manolo Camacho, del Laboratorio General del Departamento de Geodinámica y Paleontología, por su ayuda y orientación en la preparación de las muestras de sedimento y levigados.

A Mari Paz, Cinta y José Antonio, de la Unidad de Preparación de Muestras de los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva, por su magnifico trabajo y asesoramiento con las muestras de láminas delgadas y probetas pulidas.

A Gloria y Cristóbal, de la Unidad de Microscopía Electrónica y Difracción de Rayos-X de los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva, por su ayuda en el análisis de las muestras de glauconita y microfósiles.

A Carmen Galindo y al Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica, de la Universidad Complutense de Madrid, por su difícil trabajo con las dataciones de la glauconita mediante Rb/Sr.

A Antonio Garcia Casco, de la Universidad de Granada, por su ayuda en la interpretación de los análisis de elementos mayores de la glauconita.

A Ildefonso Bajo, Vicente Maestre y Jaime Gil, buenos paleontólogos y mejores personas, por su ayuda en la localización de nuevos afloramientos en Lora del Río. Por compartir conmigo un trocito de su conocimiento, varias fotos y un largo día de domingo de invierno.

Agradezco a la Facultad de Ciencias Experimentales y a los Departamentos de Geodinámica y Paleontología y de Geología de la Universidad de Huelva la infraestructura y el apoyo material prestado para la realización de esta Tesis Doctoral.

*

A todos mis compañeros de sufrimientos y desesperanzas en los departamentos "geológicos" de esta universidad, Inma, Jesús, Ana, Felipe, Susana, Helena, Berta, Mª Ángeles, Carlos, Manu, Irene, Olivia, Joaquín, Cinta, Gema, Ramón, Rafa, Antonio, Laura, Yolanda, Maria José, Edith, Juan, Manu, Josan,… (perdón si me olvido de alguien). A casi todos les debo su calor, su ayuda y muchas palabras de ánimo.

A Chari Banda, por su ternura y cuidados, a los que debo parte de los kilos que me sobran.

A mi eterno compañero de piso Alberto, con el que he compartido gran parte de mi vida y con cuya ayuda siempre he contado (sobre todo con el dichoso Windows).

A Miguel y Agui, por ser las orejas y los hombros que alguna vez he necesitado. Por su preocupación, complicidad, cariño, buenos consejos y amistad.

A mi Raquel y a mi Elena, por fingir que no les dolía la cabeza las mil quinientas veces que intentaba explicarle algunas mis aburridas teorías. Por su cariño, compañía y apoyo incondicional en estos diez años.

A Gume y Elvira agradezco su preocupación y cuidados. Gracias por compartir un pedacito del mundo en el que era fácil olvidarse de los inevitables problemas y contrariedades que me han acompañado en esta etapa de mi vida.

A mis padres -Manolo y Tere- y a mis hermanos -Rocío, Paloma, Ricardo, Quino y Belén-, a los que debo cada una de las cosas buenas que soy y ninguna de las malas.

A mi Nieves, por que sin ella ninguno de los días que he ocupado con este trabajo habrían tenido sentido.

ÍNDICE

PARTE 0. SÍNTESIS GENERAL..... 1-48

1. Introducción..... 5
2. Cambios en el Nivel de Base Vs. Transgresiones..... 8
3. Los Ciclos Eustáticos y Evolución de la Estratigrafía Secuencial..... 10
4. Justificación Del Estudio..... 16
5. Encuadre Geológico..... 17
6. Antecedentes..... 22
7. Objetivos Generales..... 23
8. Metodología..... 24
9. Síntesis General..... 27

Referencias Síntesis General..... 41

PARTE I. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS Y ESTRATIGRÁFICOS RELACIONADOS CON EL PALEORRELIEVE Y LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE..... 49-120

CAPÍTULO 1. EL CONTROL DEL PALEORRELIEVE SOBRE LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE EN EL MARGEN PASIVO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (SUR DE ESPAÑA)..... 51-120

1. Introducción..... 53
2. Localización Geográfica y Geológica..... 55
3. Metodología..... 62
4. El Registro de la Transgresión Tortoniense sobre el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir..... 62
5. Análisis del Paleogradiente Topográfico y Configuración del Paleorrelieve Tortoniense..... 80
6. El Control del Paleorrelieve en la Sedimentación Tortoniense..... 88
7. Evolución del Relieve e Implicaciones Paleogeográficas..... 96
8. Respuesta Estratigráfica a la Transgresión Tortoniense..... 102
9. Conclusiones..... 108

Referencias Parte I..... 109
Anexo. Capítulo 1..... 117

PARTE II. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL COMPLEJO BASAL TRANSGRESIVO..... 121-311

CAPÍTULO 2. EUSTATIC AND CLIMATIC CONTROL ON THE EVOLUTION OF A SILICICLASTIC SHELF INTO A CARBONATE RAMP IN A FORELAND SETTING (TORTONIAN, SW SPAIN)..... 123-172

1. Introduction..... 125
2. Regional Setting..... 125
3. Methodology..... 131

4. Stratigraphic Architecture..... 132
5. Discussion..... 149
6. Conclusions..... 172

CAPÍTULO 3. SECUENCIAS TRANSGRESIVAS EN SISTEMAS DELTAICOS DE CUENCAS DE ANTEPAÍS: UN CASO DE ESTUDIO EN EL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (TORTONIENSE, SUR DE ESPAÑA)..... 175-281

1. Introducción..... 177
2. Antecedentes Locales..... 178
3. Localización..... 179
4. Metodología..... 191
5. Análisis y Arquitectura de Facies..... 192
6. Geoquímica de Sedimentos. Patrones Geoquímicos en Depósitos Transgresivos y Regresivos..... 234
7. Modelo Deposicional..... 239
8. Ciclicidad Interna y Organización Secuencial. 253
9. Factores Controlantes en las Oscilaciones del Nivel del Mar. Implicaciones Secuenciales..... 263
10. Nuevas Consideraciones Sobre la Bioestratigrafía y Edad Absoluta del CBT..... 274
11. Modelización De La Transgresión Tortoniense..... 277
12. Conclusiones..... 280

Referencias Parte II..... 282
Anexo. Capítulo 3..... 307

PARTE III. OTRAS APORTACIONES PALEONTOLÓGICAS AL COMPLEJO BASAL TRANSGRESIVO: DOS CASOS DE ESTUDIO..... **313-360**

CAPÍTULO 4. TORTONIAN OSTRACODS OF SOUTHWESTERN EUROPE..... 315-328

1. Introduction..... 317
2. Tortonian Palaeogeography of Southwestern Spain..... 317
3. Methodology..... 318
4. Results and Discussions..... 319
5. Conclusions..... 328

CAPÍTULO 5. ESTRUCTURAS DE ESCAPE Y EQUILIBRIO ASOCIADAS A *CONICHNUS CONICUS* COMO INDICADORES DE TASAS DE SEDIMENTACIÓN VARIABLES EN MEDIOS LITORALES TORTONIENSES DEL SO DE ESPAÑA..... 329-353

1. Introducción..... 331
2. Contexto Geológico..... 331
3. Contexto Deposicional..... 333
4. Metodología..... 335
5. Resultados y Discusión..... 336
6. Conclusiones..... 353

Referencias Parte III..... 354

PARTE IV. ANÁLISIS PLURIDISCIPLINAR DE LA SECCIÓN CONDENSADA ASOCIADA AL MÁXIMO TRANSGRESIVO TORTONIENSE..... 361-510

CAPÍTULO 6. ANATOMÍA DE UN NIVEL CONDENSADO TORTONIENSE EN EL MARGEN PASIVO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (SUR DE ESPAÑA) (I): ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS, SEDIMENTOLÓGICOS Y FAUNÍSTICOS..... 363-404

1. Introducción..... 365
2. Localización Geológica..... 368
3. Metodología..... 370
4. Observaciones Macroscópicas. Estratigrafía y Paleontología..... 375
5. Granulometría..... 386
6. Microfauna..... 394
7. Origen y Evolución del *Hardground* Tortoniense..... 401
8. Conclusiones..... 404

CAPÍTULO 7. ANATOMÍA DE UN NIVEL CONDENSADO TORTONIENSE EN EL MARGEN PASIVO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (SUR DE ESPAÑA) (II): MINERALOGÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA. DISCUSIÓN..... 405-485

1. La Glauconita. Características Generales y Antecedentes..... 407
2. Mineralogía..... 410
3. Análisis de la Glauconita..... 413
4. Geoquímica de la Glauconita y de Sedimento Total..... 424
5. Discusión..... 445
6. Conclusiones..... 483

Referencias Parte IV..... 486
Anexo. Capítulo 7..... 507

PARTE 0

Síntesis General

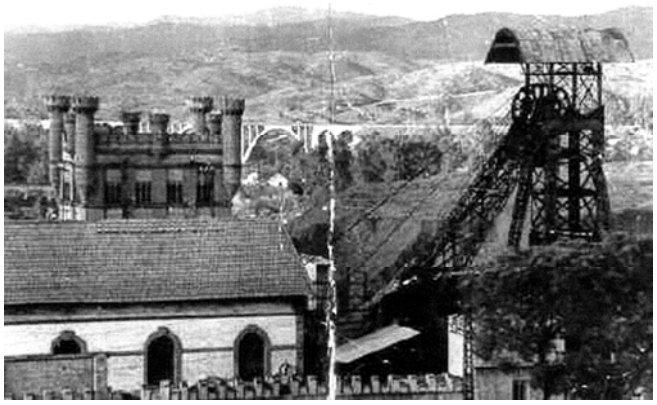
0 SINTESIS GENERAL

1. INTRODUCCIÓN

2. CAMBIOS EN EL NIVEL DE BASE Vs. TRANSGRESIONES

3. LOS CICLOS EUSTÁTICOS Y EVOLUCIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

3.1. Introducción
3.2. Cortejos sedimentarios en márgenes continentales: los modelos del grupo Exxon y estado actual de conocimientos



4. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

5. ENCUADRE GEOLÓGICO

6. ANTECEDENTES

7. OBJETIVOS GENERALES

8. METODOLOGÍA

8.1. Estratigrafía y sedimentología
8.2. Paleontología
8.3. Geomorfología
8.4. Geoquímica de sedimentos
8.5. Otras técnicas analíticas empleadas

9. SÍNTESIS GENERAL

9.1. Parte I. Aspectos Geomorfológicos y Estratigráficos Relacionados con el Paleorrelieve y la Transgresión Tortoniense
9.2. Parte II. Estratigrafía Secuencial y Evolución Paleogeográfica del Complejo Basal Transgresivo
9.3. Parte III. Paleontología y Paleoecología del Complejo Basal Transgresivo
9.4. Parte IV. Análisis Pluridisciplinar de la Sección Condensada Asociada al Máximo Transgresivo Tortoniense.

1. INTRODUCCIÓN

La base del análisis de las secuencias estratigráficas radica en la respuesta sedimentaria a los cambios en la acomodación. El concepto de acomodación (Jervey, 1998) define el espacio disponible para que los sedimentos se acumulen. Este espacio puede ser creado o destruido por las fluctuaciones del nivel de base y es gradualmente compensado por la sedimentación. A su vez, el interjuego entre los cambios del nivel de base y la sedimentación controla las oscilaciones de profundidad de la columna de agua, así como los movimientos de la línea de costa. Una transgresión se produce durante una migración hacia tierra de la línea de costa, mientras que las regresiones se dan en fases de movimiento del litoral hacia el interior de la cuenca. Las transgresiones y regresiones pueden ser definidas como una función de la relación entre la tasa de cambio del nivel base y la tasa de sedimentación en el litoral (Fig. 1) (Posamentier et al., 1992). Una transgresión tiene lugar cuando el espacio de acomodación se crea más rápido de lo que es compensado por la sedimentación, resultando una tendencia retrogradante en la secuencia de facies. Una regresión "normal" tiene lugar en las primeras y últimas etapas de ascenso del nivel base, cuando la tasa de sedimentación sobrepasa las tasas bajas de ascenso del nivel del mar en la costa. En este caso, el nuevo espacio de acomodación creado es consumido rápidamente por la sedimentación y se registra la progradación o agradación de las facies. Las regresiones forzadas se producen durante etapas de caídas del nivel de base, cuando la línea de costa es obligada a retirarse hacia la cuenca por el descenso del nivel del mar, independientemente de la tasa de aporte sedimentario. Este proceso favorece la erosión tanto en medios continentales como en los medios marinos someros adyacentes a la línea de costa, por lo que la incisión fluvial está acompañada por la progradación de los depósitos litorales hacia el mar. Los escenarios y modelos expuestos arriba constituyen, desde una perspectiva simplificada, las circunstancias en las que se producen cambios relativos del nivel del mar.

Tanto las transgresiones como las regresiones pueden darse durante los ascensos del nivel de base, en función del balance entre la tasa de acomodación y la tasa de acumulación sedimentaria. Esta circunstancia hace que las etapas transgresivas sean más cortas en el tiempo que las regresivas (normales y forzadas). La sucesión de etapas transgresivas y regresivas ilustrada en la figura 1 representa un ejemplo de la ciclicidad estratigráfica. Estos procesos pueden quedar registrados de muy diversas formas dentro de las series estratigráficas, además de las ya citadas tendencias -progradación y retrogradación- estudiadas mediante la estratigrafía secuencial. Existe un gran número de referencias destinadas a describir el efecto -y las causas- de los cambios del nivel del mar desde un punto de vista no estrictamente relacionado con la estratigrafía de secuencias o la paleogeografía: el efecto de la acción

erosiva del oleaje y corrientes sobre un paleorrelieve rocoso como consecuencia de un ascenso del nivel del mar sobre el antepaís y el control que éste ejerce sobre las oscilaciones relativas del nivel del mar (Ross et al., 1995; Talling, 1998; Rodriguez-Vidal et al., 2004); los cambios en las asociaciones faunísticas y paleoicnológicas, relacionadas con oscilaciones climáticas, de la profundidad del medio y/o naturaleza del sustrato (Pollard et al., 1993; Pomar y Ward, 1995; Sánchez-Almazo et al., 2001); o la evolución de la composición geoquímica de los sedimentos y fósiles asociados a ciclos de fluctuaciones del nivel del mar (Jarvis et al., 2001; Schulte et al., 2006). Estas temáticas han sido ampliamente desarrolladas en la bibliografía de las décadas más recientes.

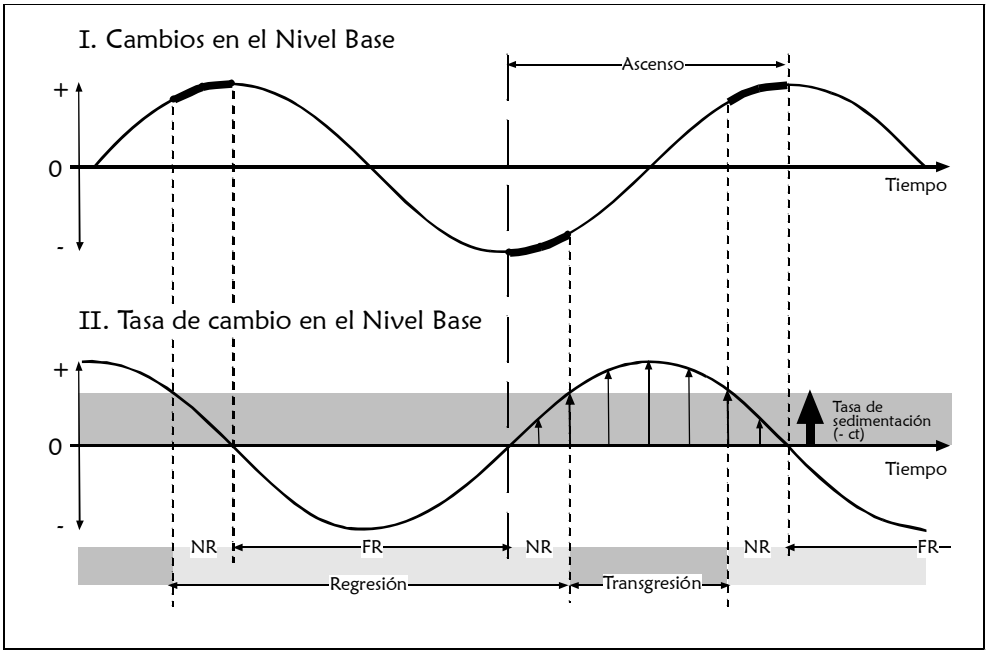


Figura 1. Concepto de transgresión, regresión normal y regresión forzada definido a través del interjuego entre cambios en el nivel base y la tasa de sedimentación. Para simplificar, la tasa de sedimentación se ha establecido constante durante la fluctuación del nivel base. Las transgresiones tienen lugar cuando las tasas de ascenso del nivel base supera la tasa de sedimentación. FR: Regresión forzada; NR: Regresión normal. Modificado de Catuneanu (2002).

En los últimos años, varios estudios en la Cuenca del Guadalquivir han puesto de manifiesto la compleja evolución que experimentó el nivel del mar durante el Mioceno superior en el Sur de la Península Ibérica (Sierro et al., 1990, 1996; Civis et al., 1994; Pendón et al., 2003; Sierro et al., 2003; Abad et al., 2004a, 2005c). A inicios del Neógeno, tras la colisión continental del Bloque de Alborán con el Margen Sudibérico, se formaron una serie de cuencas intramontañosas postorogénicas y la Cuenca Bética de Antepaís, o Cuenca del Guadalquivir, que fue activa desde el Tortoniense (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Vera, 2000). El relleno estratigráfico de dicha cuenca registra desde este momento muchos de los

acontecimientos y eventos (tectónicos, sedimentarios, paleoecológicos, climáticos, oceanográficos, etc.) que tuvieron lugar durante esa época en el SO de Europa. Varios de ellos estuvieron relacionados con la reducción progresiva del grado de comunicación entre los dominios Mediterráneo y Atlántico, conforme se emplazaba el Orógeno Bético (Martínez del Olmo et al., 1984). La investigación contenida en esta memoria consiste en el estudio sistemático de los distintos criterios registrados dentro de parte de la Secuencia Deposicional "B" (Sierro et al., 1996; González Delgado et al., 2004) y en sus superficies limitantes, que son indicativas de las múltiples fluctuaciones del nivel del mar de distinta frecuencia y magnitud que actuaron durante el Tortoniense en el margen pasivo de la Depresión de Guadalquivir.

La finalidad principal de esta tesis doctoral radica en el estudio detallado de la sedimentación en el margen pasivo y septentrional de la cuenca, a través de análisis de los depósitos transgresivos tortonienses que se dispusieron sobre relieves de la Meseta ibérica y evolucionaron verticalmente a facies de centro de cuenca. Llevar a cabo este objetivo implica realizar un estudio multidisciplinar basado en aspectos geológicos diversos, como Estratigrafía de Secuencias, Micropaleontología, Geomorfología y Geoquímica de sedimentos (Fig. 2). Una correcta identificación y datación de los marcadores de oscilaciones del nivel del mar permitiría una reconstrucción muy precisa de los avances y retrocesos de la línea de costa en el transcurso del relleno de la cuenca. Por tanto, la consecución de este propósito conlleva la profundización y precisión de los rasgos geológicos inherentes a la estratigrafía secuencial del sector estudiado. Los resultados esperables constituirán una base de datos sólida para la comprensión de las causas, el registro y los tipos de fluctuaciones del nivel del mar a media y pequeña escala (ciclos de 3º, 4º y 5º orden), al menos en el sector y lapso de tiempo considerado. Estos resultados son comparables con las Secuencias Cronoestratigráficas, cartas eustáticas y ciclos climáticos existentes (Haq et al., 1987, 1988; Abreu y Anderson, 1998, Hardenbol et al., 1998).

El amplio registro estratigráfico y paleontológico de la sucesión neógena en el área de estudio, favorece la interpretación de los factores y circunstancias en que se han producido los cambios del nivel de mar, permitiendo una profundización en el conocimiento de una etapa muy importante en la evolución glacio-eustática cenozoica. Los cambios del nivel del mar registrados en la Cuenca del Guadalquivir toman aún mayor importancia al poder considerarse como precursores hipotéticos de las fluctuaciones eustáticas de alta frecuencia que se inician después el Messiniense. Además, en la Cuenca apenas existe información acerca de los aspectos fundamentales en un análisis de la cuenca y, en especial, de la sucesión tortoniense basal (Complejo Transgresivo Basal -CTB- de Pendón et al., 2004), Concretamente, resulta casi desconocida su geometría, configuración interna y organización

de facies. Este conjunto muestra una dualidad de facies a lo largo del margen pasivo de la cuenca, con sectores donde el registro, más delgado, exhibe facies carbonatadas *foramol* (calcarenitas y calizas con algas rojas y briozoos), p.e. en Niebla-Paterna (Huelva); y sectores con facies fundamentalmente siliciclásticas (arenas y conglomerados) de naturaleza deltaica, p.e. Villanueva del Río y Minas (Sevilla). En conjunto, todas estas circunstancias hacen del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir un escenario bastante completo para el estudio de las transgresiones y regresiones de origen glacio-eustático, así como un área de gran interés para delimitar la sucesión y modalidad de los cambios del nivel del mar en el Suroeste de Europa durante el Tortoniense. Los resultados serían contrastables con los procesos eustáticos identificados con otras cuencas de antepaís alpinas de la misma edad.

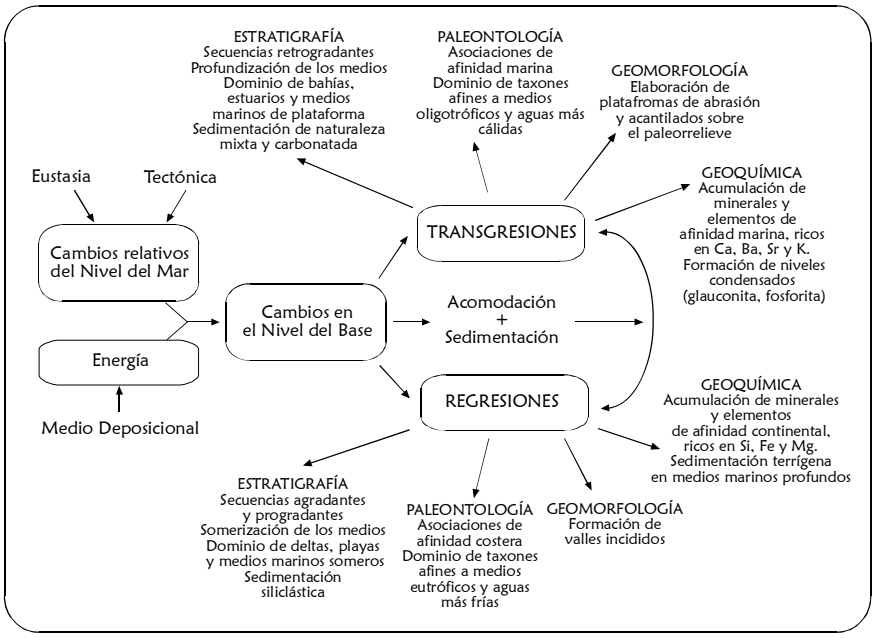


Figura 2. Esquema resumido donde se muestra las causas y naturaleza de registro de las fluctuaciones del nivel del mar en la zona de estudio. La compactación de sedimentos está incluida en Tectónica.

2. CAMBIOS EN EL NIVEL DE BASE Vs. TRANSGRESIONES

El nivel de base -de erosión o depósito- puede definirse como una superficie de equilibrio dinámica que separa zonas de erosión y zonas de depósito que, aunque suele situarse a la altura del nivel del mar, en realidad se localiza pocos metros por debajo de éste debido a la acción de agentes erosivos como el oleaje y las corrientes. Las fluctuaciones del nivel de base son independientes de la sedimentación y reflejan cambios en respuesta a factores controlantes externos (eustasia, tectónica, clima), diagenéticos (compactación del sedimento) y ambientales (energía del oleaje y corrientes). El efecto del clima es generalmente indirecto, controlando la creación de espacios de acomodación por medio de cambios del nivel del mar (eustasia) o por la energía ambiental. La magnitud de las fluctuaciones de origen eustático se

establece en relación al centro de la Tierra, mientras que para evaluar los movimientos tectónicos verticales, así como la sedimentación y la compactación, se establece un datum o superficie de referencia imaginaria cerca de fondo del mar (Fig. 3). El datum se desplazará hacia abajo, en relación al centro de la Tierra, en respuesta a la subsidencia tectónica y la compactación. De la misma forma, esta misma superficie se trasladará hacia arriba, en relación al centro de la Tierra, como consecuencia de un levantamiento tectónico. El fondo del mar se mueve hacia arriba en relación al datum en momentos de agradación sedimentaria, y hacia abajo durante fases de erosión del fondo.

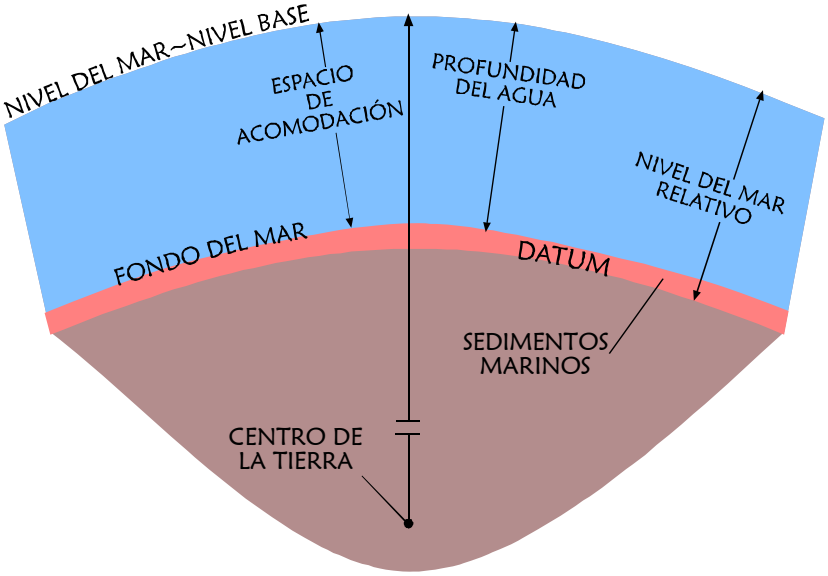


Figura 3. Control ejercido por la eustasia, cambios relativos del nivel del mar y profundidad del agua sobre la situación del nivel del mar, fondo del mar y superficie de referencia o Datum (modificado de Posamentier et al., 1988).El datum cuantifica la magnitud de los movimientos verticales de naturaleza tectónica (subsidencia o levantamientos).

Las fluctuaciones del nivel del mar relativas al datum son conocidas como cambios relativos del nivel del mar. De forma similar, las oscilaciones del nivel de base referidas al datum definen el concepto de cambios en el nivel de base. Como el nivel de base no coincide exactamente con el nivel del mar, ambos conceptos no son idénticos pero sí se aproximan mucho. Un ascenso del nivel de base (incremento de la distancia entre el nivel de base y el datum) crea acomodación. La sedimentación durante un ascenso del nivel de base produce la compensación parcial o total del espacio creado mediante tasas de acumulación menores o mayores a las tasas de acomodación. El primero de los casos implica una profundización del medio sedimentario, mientras que el segundo conlleva una somerización. Una caída del nivel base (disminución de la distancia vertical entre el nivel de base y el datum) destruye el espacio de acomodación e, invariablemente, en estas etapas se produce una somerización de los medios sedimentarios independiente de los procesos deposicionales que actúen.

3. LOS CICLOS EUSTÁTICOS Y EVOLUCIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

3.1. Introducción

La estratigrafía secuencial es una metodología útil para la subdivisión de sucesiones estratigráficas en una serie de litosomas tridimensionales formados por litofacies genéticamente relacionadas y limitadas por superficies estratigráficas de discontinuidad. En este sentido, las unidades diferenciadas en base a estudios de estratigrafía secuencial son, en parte, similares a las Unidades Aloestratigráficas (cuerpos de rocas sedimentarias cartografiable definidos e identificados en base a las discontinuidades que las limitan; NACSN, 1983) y a las "Unconformity Bounded Units", limitadas por discontinuidades (Hedberg, 1976). La subdivisión de sucesiones sedimentarias mediante la aplicación de la metodología de la estratigrafía secuencial es una aproximación, en muchos casos, más útil que la subdivisión litoestratigráfica. Las subdivisiones basadas en dicha metodología tienen un mayor significado cronoestratigráfico que la aproximación litoestratigráfica, ya que las superficies limitantes, sin ser necesariamente totalmente isócronas, son por lo general, mucho menos diácronas que las superficies de cambios de litofacies.

Los primeros trabajos de estratigrafía secuencial moderna se basan en estudios de estratigrafía sísmica, publicados en la Memoria n° 26 de la AAPG (Payton, 1977), en la que se incluyen los trabajos de Mitchum (1977) y Vail et al. (1977). En éstos se desarrolla una metodología de trabajo y una terminología que se aplica principalmente al estudio de líneas sísmicas en las que la subdivisión secuencial se refleja en secuencias o ciclos de gran escala (1º, 2º, 3º Orden). Posteriormente, la aplicación de esta metodología y terminología a los afloramientos rocosos ha conllevado un cierto refinamiento de esta metodología, dando lugar a la distinción de secuencias de mayor orden, precisión de características sedimentológicas de las diferentes partes (cortejos, unidades, hemiciclos, "systems tracts", "sequence sets") y de los diferentes tipos superficies clave y superficies limitantes de las diferentes secuencias. Contrariamente a lo que se piensa, no existe un único modelo de subdivisión secuencial, a pesar de que el concepto de estratigrafía secuencial tiende a hacerse sinónimo de la metodología particular empleada por el grupo Exxon (Payton, 1977; Vail et al., 1977; Jervey, 1988; Posamentier et al., 1988; Posamentier y Vail, 1988; Van Wagoner et al., 1990; Mitchum y Wagoner, 1991; Vail et al., 1991 y Haq, 1991, entre otros). Así, además de la metodología empleada por este grupo se puede citar la existencia de otras como, por ejemplo, la estratigrafía genética de Galloway (1989a, b) o las secuencias transgresivo-regresivas desarrolla por Embry (1993). Casi todas estos modelos de subdivisión secuencial reconocen la necesidad de ajustar dichos modelos, generalmente definidos para y aplicados a márgenes pasivos,

asumiendo condiciones de aporte sedimentario y subsidencia prácticamente constantes, para regiones tectónicamente activas, como de hecho son cuencas de antepaís, donde ni la subsidencia ni el aporte sedimentario son constantes.

3.2. Cortejos sedimentarios en márgenes continentales: los modelos del grupo Exxon y estado actual de conocimientos

Existen dos grupos de modelos: unos más basados en la interpretación y otros basados en la descripción. Los modelos más interpretativos son los del grupo Exxon, mientras que los más "descriptivos" son los propugnados Galloway (1989a), Embry y Johannessen (1992), o López Blanco (1993, 1996). La teoría de la estratigrafía secuencial del grupo Exxon se basa principalmente en los trabajos de Mitchum (1977), Vail et al. (1977), Vail (1987), Van Wagoner et al. (1987), Posamentier y Vail (1988), Jervey (1988), Posamentier et al. (1988) y Mitchum y Van Wagoner (1991), Vail et al. (1991) y Haq (1991). Las unidades principales son las secuencias deposicionales, de las que existen dos tipos principales (I y II), útiles para diferentes circunstancias o contextos. Las secuencias deposicionales fueron definidas como sucesiones relativamente conformes de estratos genéticamente ligados, limitados por discordancias o sus correlativas conformidades (Mitchum, 1977). La ciclicidad registrada por una secuencia deposicional está supuestamente relacionada con cambios relativos del nivel del mar (o nivel de base). Se han diferenciado dos tipos diferentes de secuencias deposicionales en base a los tipos de superficies que las pueden limitar. Estas superficies estarían generadas durante diferentes momentos o períodos dentro de una bajada relativa del nivel de base. Según los citados autores, los límites de secuencia de tipo I y tipo II se forman durante las caídas del nivel del mar. Los límites de secuencias de tipo I se generan durante períodos de exposición del borde de la plataforma (Jervey, 1988 y Posamentier et al,, 1988), cuando el nivel del mar cae rápidamente por debajo de la ruptura de la línea de costa deposicional ("depositional shoreline break") o ruptura de "offlap" (Vail et al., 1991). El límite de secuencia de tipo I viene acompañado por un intervalo en el que domina la erosión (subaérea y submarina), con el redepósito de los materiales en un abanico submarino. Los límites de secuencia de tipo II se producen cuando el nivel del mar no baja lo suficiente como para caer bajo la ruptura de la línea de costa deposicional o ruptura de "offlap" y se generan al principio de la subida del nivel de base (Jervey, 1988; Posamentier et al., 1988) en condiciones de descenso lento del nivel del mar. Las secuencias deposicionales están constituidas por parasecuencias (subdivisiones de menor rango observables dentro de una secuencia deposicional), que son sucesiones relativamente conformes de capas genéticamente

relacionadas que dan lugar a secuencias somerizantes, limitadas por superficies de inundación marinas o sus superficies correlativas (Van Wagoner et al, 1987). Las parasecuencias son las unidades fundamentales a partir de cuyo apilamiento se "construyen" las secuencias deposicionales. Las secuencias se subdividen en cortejos sedimentarios ("system tracts"), que son conjuntos de sistemas deposicionales contemporáneos (Brown y Fisher, 1977) formados durante los diferentes transeptos de un ciclo de variación del nivel de base, y definidos por su situación dentro de la secuencia y por el tipo de apilamiento de sus parasecuencias y conjuntos de parasecuencias.

En márgenes continentales pasivos, con aporte continuo de sedimentos, los cambios del nivel del mar producen una sucesión cíclica de cortejos sedimentarios. Los cortejos sedimentarios y superficies de discontinuidad que se pueden diferenciar dentro de una secuencia deposicional en materiales terrígenos están descritos en la figura 4.

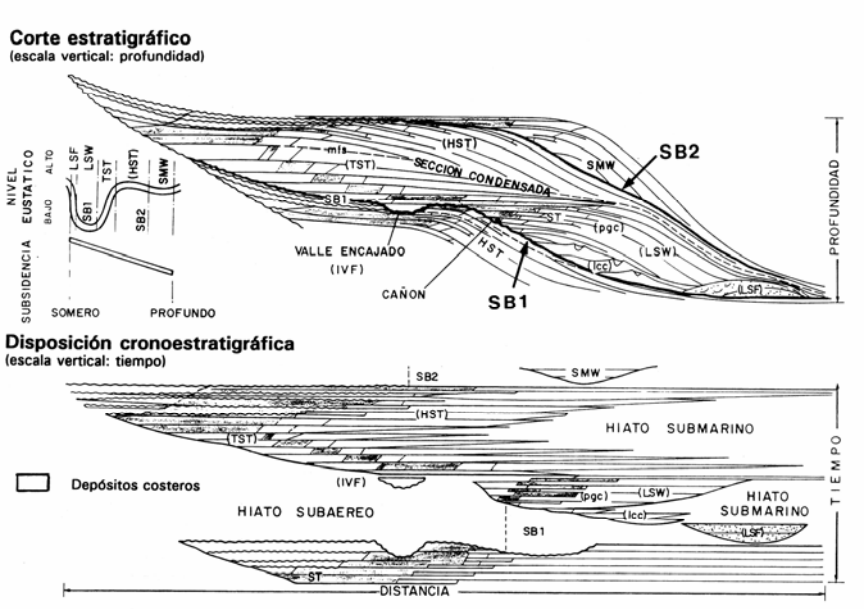


Figura 4. Representación de los cortejos sedimentarios en el seno de una secuencia deposicional según Haq et al. (1987). SB, límite de Secuencia (SB1, tipo I; SB2, tipo II). mfs, superficie de máxima inundación. ST, superficie transgresiva. LST, cortejo de nivel bajo (LSF, cortejo de abanico submarino; LSW, cuña de nivel bajo; lcc, cortejo de canales y diques; pgc, complejo progradante; SMW, cuña de borde de plataforma; IVF, relleno de valles encajados). TST, cortejo transgresivo. HST, cortejo de nivel alto. Tomado de Haq et al. (1987) y Vera (1994).

A partir del límite inferior de la secuencia deposicional, marcado con una discontinuidad de tipo I (SB1) se tienen los depósitos locales de relleno de cañones o de valles encajados (IVF). El primer cortejo sedimentario es el del abanico submarino (LSF), al que sigue uno de nivel bajo con una geometría en cuña (LSW) que comprende complejos de canales y diques (lcc) y complejos progradantes (pgc). Sobre este cortejo y separado por la superficie transgresiva (ST) se deposita el cortejo transgresivo (TST), que termina con la superficie de

máxima inundación (mfs) que lateralmente pasa a la sección condensada. Sobre esta superficie se inicia el cortejo sedimentario de nivel alto (HST), progradante y regresivo, que termina con una nueva superficie de discontinuidad (en este caso de tipo 2, SB2). Al inicio de la secuencia siguiente se deposita un cortejo de borde de plataforma (SMW), también denominado de borde de plataforma.

En la figura 5 se presentan un conjunto de bloques diagramas en los que se muestra la evolución cíclica de los cortejos sedimentarios dentro de una secuencia deposicional. Se parte de un cortejo de nivel alto ("Highstand systems tract", HST) que es el conjunto de materiales depositados cuando el nivel relativo del mar está alto y que se caracteriza, generalmente, por presentar dispositivos progradantes. La progradación, cuando hay aportes suficientes, se constata en el avance de los sistemas deposicionales deltaicos sobre los de plataforma y de éstos sobre los del talud. Un descenso brusco del nivel del mar ocasiona la exposición subaérea de la antigua plataforma y el inicio de los depósitos del cortejo de nivel bajo ("Lowstand systems tract", LST), que globalmente son conjuntos de sedimentos depositados en una fase de nivel relativo del mar bajo. Inmediatamente después de un descenso brusco del nivel de mar, se produce una interrupción sedimentaria acompañada de erosión, que da lugar a una discontinuidad tipo I, sobre la que se disponen los cortejos sedimentarios de nivel del mar bajo, de los cuáles hay dos tipos fundamentales.

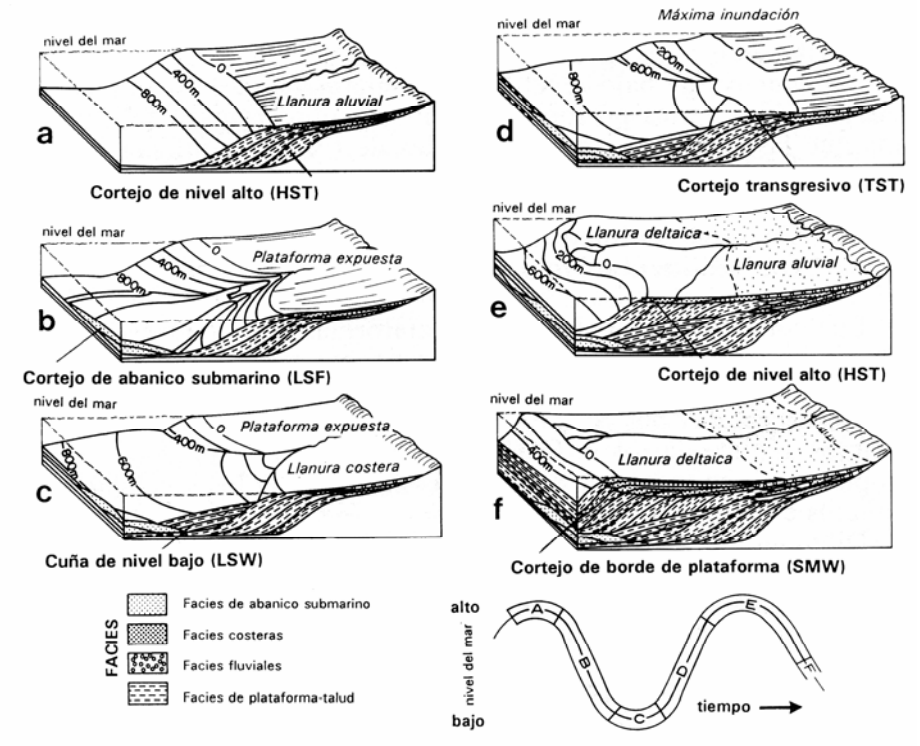


Figura 5. Cortejos sedimentarios que se forman en relación con cambios relativos del nivel del mar. Figura tomada de Allen y Allen (1990) y Vera (1994), autores que se basan en figuras previas de Posamentier et al. (1988).

El primero es el cortejo de abanico submarino (Fig. 5b: "Lowstand fan systems tract", LSF), formado por acúmulos derivados de la erosión de la plataforma y de las partes altas del talud, en fases del nivel del mar bajo, y caracterizados por la presencia de turbiditas y facies afines. El segundo, se deposita cuando el nivel del mar relativo ocupa las posiciones más bajas (mínimo de, la curva eustática) y se denomina cuña de bajo nivel (Fig. 5c: "Lowstand wedge systems tract", LSW). Este cortejo está formado por sistemas deposicionales regresivos, acumulados sobre el antiguo talud, al final de un rápido descenso relativo del nivel del mar, cuando la línea de costas se desplaza al talud superior. En la base del cortejo de cuña de bajo nivel se puede individualizar el complejo de canales y diques ("levee-channel complex", lcc) constituido por facies hemipelágicas con intercalaciones de turbiditas no relacionadas con abanicos.

Si el descenso del nivel del mar es lento y la discontinuidad que se forma es de tipo 2, el cortejo de nivel del mar bajo que se forma es muy diferente de los anteriores. En lugar del denominado LST se construye el cortejo de borde de plataforma (Fig. 5f: "Shelf-margin wedge systems tract", SMW), que es un conjunto de sistemas deposicionales acumulados sobre la plataforma continental externa y el talud, formados por cuerpos regresivos de configuración sigmoidal en los que se constata un incremento de espesor hacia la parte superior debido a un progresivo aumento del espacio de acomodación. Una subida rápida del nivel del mar produce una transgresión en las áreas costeras y el depósito de sedimentos hemipelágicos sobre sedimentos de plataforma. Las condiciones sedimentarias, dominantemente regresivas anteriores, cambian totalmente, y se implanta un cortejo transgresivo (Fig. 5d: "Transgressive systems tract", TST), constituido por un conjunto de parasecuencias retrogradacionales desarrolladas durante el ascenso relativo del nivel del mar. La superficie terminal del cortejo transgresivo es la superficie de máxima inundación, en relación con la cual se depositan las secciones condensadas. Cuando se pasa el punto de inflexión se modifican las condiciones sedimentarias y se implanta de nuevo un cortejo sedimentario de nivel alto (Fig. 5e: "Highstand systems tract", HST), con dispositivos progradantes con lo que se termina el ciclo.

*

De esta forma, se diferencian dos tipos de secuencias deposicionales de acuerdo con el tipo de discontinuidad de la base y con las distribución de cortejos sedimentarios dentro de las mismas. Las secuencias deposicionales de tipo I (con discontinuidad basal del tipo I) se caracterizan por una sucesión de cortejos sedimentarios de muro a techo: LST (LSF, LSW), TST y HST, mientras que en las secuencias deposicionales de tipo II (con discontinuidad basal de tipo II) la sucesión de cortejos es: SMW, TST y HST. En definitiva la

diferencia estriba en que en las secuencias de tipo 1 se desarrolla un cortejo sedimentario de bajo nivel (LST) con erosión de la plataforma y redepósito en partes profundas (abanicos submarinos, LSF), mientras que las secuencias deposicionales de tipo 2 se inician con un cortejo sedimentario de borde de plataforma (SMW).

Recientemente Coe (2003) propone un modelo simplificado en el que la fase de descenso del nivel relativo del mar se agrupa dentro del Cortejo de caída del nivel del mar ("Falling stage systems tract", FSST) (Fig. 6). El FSST incluye tanto el LST, formado por Cortejo de Abanico Submarino y por la Cuña de nivel del mar bajo de las Secuencias Deposicionales de Tipo I, como el Cortejo del Borde de Plataforma de las Secuencias Deposicionales de Tipo II. Tras el final del FSST, el inicio de la fase de creación del espacio de acomodación, asociado al comienzo del ascenso del nivel de base, se denomina LST. Según el modelo del grupo Exxon esta fase coincide con la base del TST original, donde la tasa baja de elevación del nivel del mar es compensada con facilidad por la tasa de sedimentación, favoreciendo la formación de dispositivos progradantes costeros. El inicio del TST en el modelo de Coe (2003) coincide parcialmente con el TST del Grupo Exxon, si bien su desarrollo tiene lugar durante condiciones de mayor tasa de elevación del nivel relativo del mar y en un periodo de tiempo más corto.

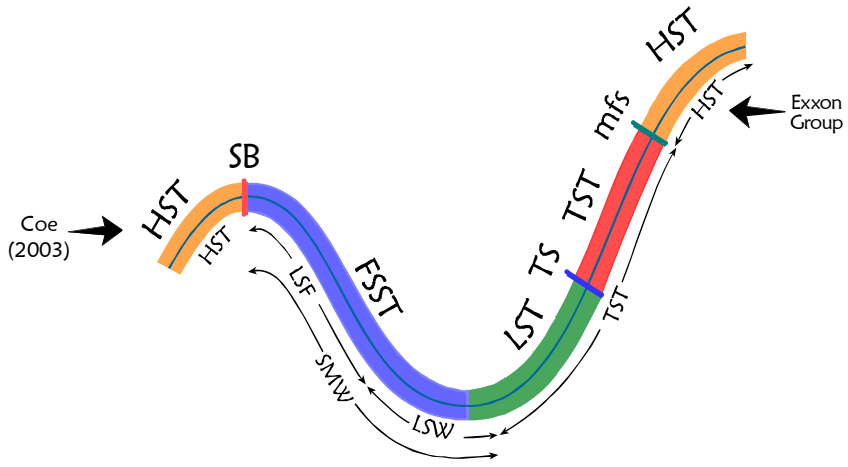


Figura 6. Comparación entre la situación de los cortejos sedimentarios y modelos establecidos por Coe (2003) y el Grupo Exxon. Ver leyenda en figura 4.

Su inicio esta delimitado por una superficie transgresiva (TS) que indica una profundización brusca de los sistemas deposicionales. Su techo viene marcado por una superficie de máxima inundación (MFS) que hacia cuenca se registra mediante un nivel condensado. En ambos modelos el inicio y final del HST es coincidente y se caracteriza por una ralentización en la tasa de ascenso del nivel relativo del mar. El final del HST y el inicio de un nuevo ciclo de cambio del nivel del mar tiene lugar tras alcanzar el nivel marino la máxima altura y con el posterior descenso del nivel de base. El descenso se registra mediante un limite de secuencia (SB) acompañado de erosión y formación de valles encajados.

4. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

El margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir representa un excelente escenario para reconstruir los cambios del nivel del mar -de origen glacio-eustático y tectónico- de mediana y pequeña magnitud y, a su vez, profundizar en el conocimiento de sus causas, origen y evolución a lo largo del Neógeno. Estas razones se sustentan en: i) El control eustático en Secuencias Deposicionales Neógenas: existe una correlación muy aceptable entre las curvas eustáticas derivadas del estudio de las secuencias estratigráficas (Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998) y el registro isotópico de oxígeno desde el Eoceno medio, lo que implica un claro control glacio-eustático en el modelo de apilamiento de secuencias estratigráficas durante este periodo tiempo. ii) La subsidencia: una generalización razonable utilizada por numerosos autores es que en la mayor parte de los márgenes pasivos la tasa de subsidencia es menor que la eustática. Por otro lado, distintos trabajos establecen que la subsidencia en la Cuenca del Guadalquivir fue muy importante al inicio de su historia geológica y finalizó en el Messiniense. El avance de olistostromas y de unidades alóctonas son factores regionales que controlaron las fluctuaciones relativas marinas, aunque no se ha podido correlacionar su influencia en la evolución del margen pasivo de la cuenca. iii) El eustatismo: suele ser el principal factor que controla la arquitectura estratigráfica en márgenes de cuenca. Esta hipótesis implica que las secuencias sean de escala global durante episodios glaciales. Por el contrario, el modelo de apilamiento durante periodos interglaciales puede ser regulado por otros factores regionales, como el clima y la tectónica. El registro isotópico y la estratigrafía sísmica del Mioceno medio y superior sugieren un incremento de volumen de hielo en la Antártida y un nivel del mar bajo. iv) El registro estratigráfico continuo en el Tortoniense: el relleno de la Cuenca es muy completo durante el Tortoniense, sin hiatos sedimentarios de consideración. A su vez, el margen septentrional de la Cuenca evidencia oscilaciones del nivel del mar de frecuencia y magnitud muy diferentes, en su mayoría interpretables como fluctuaciones glacio-eustáticas.

Algunos autores (Sanz del Galdeano y Vera, 1992; Vera, 2000) han enfatizado el carácter complejo de la evolución del nivel del mar en la Cuenca durante el Neógeno, dando especial importancia a eventos eustáticos y tectónicos como factores controlantes en la historia de su relleno. Por otro lado, varios trabajos (Sierro et al., 1990 y 1996; González Delgado et al., 2004) correlacionan los ciclos eustáticos de 3º Orden de Haq et al. (1987) con diferentes secuencias deposicionales neógenas. Todo ello apunta a que el control eustático fue dominante en el relleno sedimentario de la cuenca y sugiere su estudio como una posible clave para la reconstrucción de oscilaciones del nivel del mar a escala global. Nuevos datos que avalan esta hipótesis se han presentado en trabajos recientes basados en la elaboración de curvas de isótopos de oxígeno (Abreu y Anderson, 1998; Abreu y Haddad, 1998), que

prueban la existencia de un control eustático sobre las secuencias deposicionales neógenas de todo el mundo, así como el desarrollo de un periodo de acumulación importante de hielo en la Antártida durante el Mioceno. Este periodo de desarrollo de hielo glacial es coincidente con el fin del ciclo R-T-R de término largo Ni (Abreu et al., 1998) y con el superciclo de 2º Orden Tejas A (Haq et al., 1987). A la vez que supone un hecho probado la influencia de los Ciclos de 3º Orden de cambio del nivel del mar en las secuencias deposicionales, existen varias aportaciones que evidencian la actuación de ciclos astronómicos de precesión en el Neógeno superior de la Cuenca del Guadalquivir y otras cuencas perifericas (Sierro et al., 2001 y 2003; Pérez-Folgado et al., 2003). Esto confirma la existencia y registro de ciclos astronómicos en medios marinos profundos de la cuenca, aunque su influencia en transgresiones y regresiones costeras no están aún verificadas.

5. ENCUADRE GEOLÓGICO

La Cuenca del Guadalquivir configura una importante depresión terciaria con dirección ENE-OSO, que sufre un progresivo ensanchamiento y profundización hacia el Oeste, donde limita con el Golfo de Cádiz. Comenzando por el Este, presenta una altitud de más de 800 m. sobre el nivel del mar, en la provincia de Jaén, y desciende gradualmente hacia el Oeste, alcanzando la costa en las provincias de Huelva y Cádiz. La sedimentación continúa en la actualidad bajo el mar en el Golfo de Cádiz. Su límite Sur y Sureste lo establece la Cadena Bética, que alcanza en tierras emergidas unos 600 Km de largo y unos 200 Km. de ancho, prolongándose bajo las aguas del Mediterráneo y del Golfo de Cádiz (Fig. 7).

En líneas generales, el margen norte y pasivo se caracteriza por una gradual profundización hacia el Sur y sedimentos autóctonos, mientras que en el borde sur, los depósitos, básicamente unidades olistostrómicas, vienen condicionados por la actividad del Orógeno Bético (González Delgado et al., 2004). Su relleno se ha definido a partir de una serie de secuencias sedimentarias (Sierro et al., 1996) parcialmente coincidentes con las unidades tectosedimentarias de Martínez del Olmo et al. (1984) que abarcan desde el Tortoniense hasta el Plio-Cuaternario (Fig. 8). Estas unidades tienen una morfología de sección sigmoidal debida a la progradación centrípeta a partir de los márgenes Norte, Este y Sur de la cuenca de antepaís. Su límite Norte está claramente definido por una línea casi recta, de dirección NNO, que separa los materiales paleozoicos y mesozoicos del antepaís ibérico de los sedimentos marinos cenozoicos. Esta línea, que en el pasado se identificó como un contacto tectónico -o falla del Guadalquivir-, actualmente se asocia a una importante flexura en el

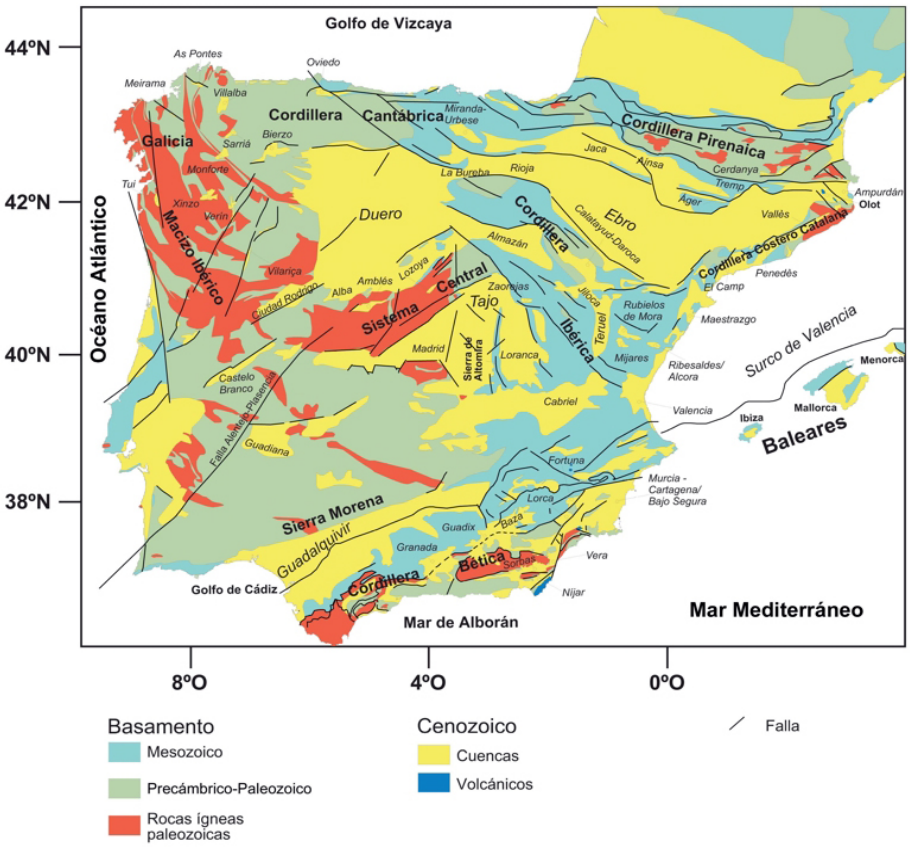


Figura 7. Ubicación de las Cuencas cenozoicas en el contexto estructural de la Península Ibérica. Tomado de Vera (2004).

basamento, puesta de manifiesto mediante estudios sísmicos, sondeos y pozos petrolíferos. Su margen Sur, que presenta un frente mucho más irregular debido a la actividad el Orógeno Bético, está delimitado por la Cordillera Bética, esencialmente por sus Zonas Externas. Se trata de materiales mesozoicos depositados en el Paleomargen Sudibérico deformado. Las Zonas Internas están formadas en su mayor parte por materiales paleozoicos, que corresponden a un fragmento del Bloque de Alborán que colisionó con dicho margen durante el Mioceno inferior y medio. En la estructuración general de las cuencas neógenas de la Cordillera Bética se han diferenciado dos fases (Viseras et al., 2004).

En líneas generales, el margen norte y pasivo se caracteriza por una gradual profundización hacia el Sur y sedimentos autóctonos, mientras que en el borde sur, los depósitos, básicamente unidades olistostrómicas, vienen condicionados por la actividad del Orógeno Bético (González Delgado et al., 2004). Su relleno se ha definido a partir de una serie de secuencias sedimentarias (Sierro et al., 1996) parcialmente coincidentes con las unidades tectosedimentarias de Martínez del Olmo et al. (1984) que abarcan desde el Tortoniense hasta el Plio-Cuaternario (Fig. 8). Estas unidades tienen una morfología de sección sigmoidal debida a la progradación centrípeta a partir de los márgenes Norte, Este y Sur de la cuenca de antepaís. Su límite Norte está claramente definido por una línea casi recta, de

dirección NNO, que separa los materiales paleozoicos y mesozoicos del antepaís ibérico de los sedimentos marinos cenozoicos. Esta línea, que en el pasado se identificó como un contacto tectónico -o falla del Guadalquivir-, actualmente se asocia a una importante flexura en el basamento, puesta de manifiesto mediante estudios sísmicos, sondeos y pozos petrolíferos. Su margen Sur, que presenta un frente mucho más irregular debido a la actividad del Orógeno Bético, está delimitado por la Cordillera Bética, esencialmente por sus Zonas Externas. Se trata de materiales mesozoicos depositados en el Paleomargen Sudibérico deformado. Las Zonas Internas están formadas en su mayor parte por materiales paleozoicos, que corresponden a un fragmento del Bloque de Alborán que colisionó con dicho margen durante el Mioceno inferior y medio. En la estructuración general de las cuencas neógenas de la Cordillera Bética se han diferenciado dos fases (Viseras et al., 2004).

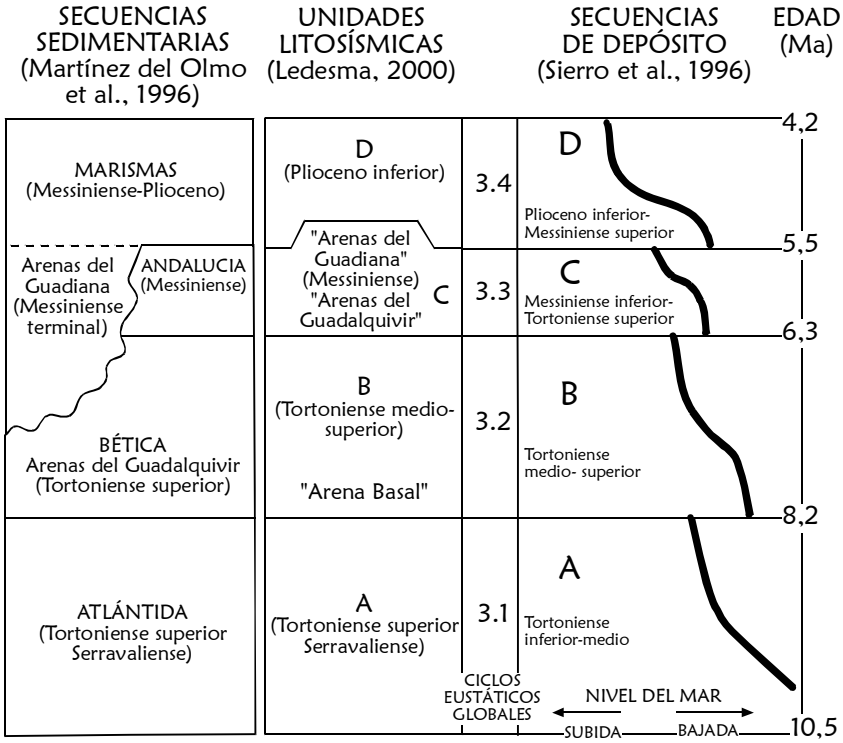


Figura 8. Correlación de secuencias de depósito y ciclos eustáticos globales en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. La Unidad o Secuencia B constituye la base de este estudio. Modificado de González-Delgado et al., (2004). Los ciclos eustáticos globales y su edad corresponden a los definidos originalmente por Haq et al. (1987, 1988).

En la primera, que abarca el Mioceno inferior y medio, se originaron un conjunto de cuencas en el interior del orógeno conocidas como Cuencas Intracadena y la Cuenca de Antepaís, situada al norte, y que ha recibido diversas denominaciones como Estrecho Nordbético o Cuenca de Antepaís Norbética. La segunda fase comprende el Mioceno superior-Pleistoceno. Por efectos tectónicos y eustáticos, a finales de la primera fase, se produjo la desarticulación, quedando, por una parte, la Cuenca de Antepaís Nordbética restringida al sector occidental de la Cordillera (Cuenca de Antepaís del Guadalquivir) y, por

otro lado, las Cuencas Postorogénicas Béticas, situadas sobre las Zonas Internas y Externas (González Delgado et al., 2004). El margen norte de la Cuenca del Guadalquivir es fundamentalmente pasivo durante el Neógeno, sometido sólo a flexión. Por el contrario, el borde Sur avanzó de forma continuada hacia el norte a causa del apilamiento tectónico de unidades alóctonas. De él se desprendieron las masas deslizadas que forman el denominado olistostroma del Guadalquivir, cuya potencia alcanza localmente los mil metros. El avance del olistostroma rellenó gran parte de la depresión topográfica de la cuenca de antepaís y sirvió como margen móvil -y continuamente cambiante- de la cuenca sobre el que se depositaron unidades más someras y litorales. En el Tortoniense inferior-medio, durante el tiempo en que se depositaron los materiales de la Secuencia "A" (Fig. 8), la Cuenca del Guadalquivir aún formaba parte de una cuenca que comunicaba los dominios Atlántico y Mediterráneo, constituyendo el denominado estrecho Nordbético. Este estrecho, junto con otro paralelo a él y situado más al sur -denominado Estrecho Sur-Rifeño y que corresponde a la actual Cuenca Bou-Regreg (Marruecos)- compensaban el déficit hídrico Mediterráneo (González-Delgado et al., 2004).

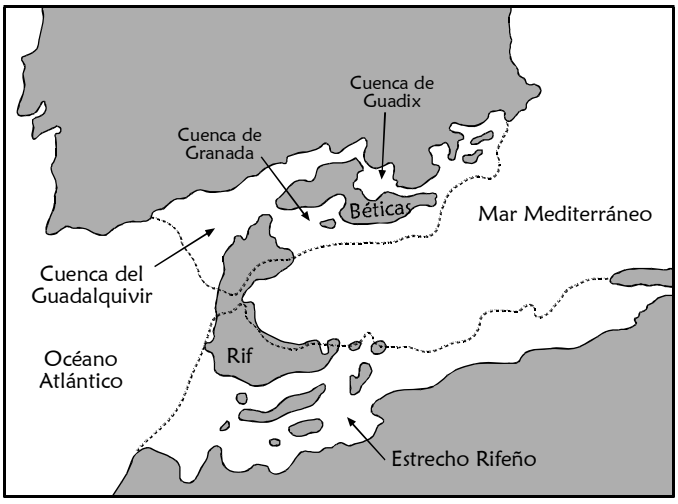


Figura 9. Reconstrucción paleogeográfica de la conexión Atlántico/Mediterráneo durante el Tortoniense superior. Modificado de Esteban et al. (1996).

Durante la fase de sedimentación de los materiales de la Secuencia "B" (Tortoniense medio-superior), se emplazó el grueso del olistostroma y se levantaron las sierras orientales de Segura y Cazorla (Fig. 9). Esto interrumpió paulatinamente la comunicación en el Estrecho Nordbético y originó la formación definitiva de la cuenca de antepaís del Guadalquivir tal y como se conoce actualmente, parte de la cual fue destruida posteriormente debido al avance hacia el norte de las masas olistostrómicas. Este avance produjo una migración importante de los depocentros hacia el Noreste, transgresiones locales y dispositivos en *onlap* sobre el margen pasivo de la cuenca de los cortejos de facies transgresivo y de nivel del mar alto. Así, el extremo occidental del proto-mar Mediterráneo se fue cerrando progresivamente durante el Tortoniense, lo que resultó en un cada vez más limitado intercambio de agua con el Atlántico (Seidenkrantz et al., 2000). En el Tortoniense superior, durante parte de la formación de la Secuencia "B", la Cuenca del Guadalquivir estaba conectada con el Mar

Mediterráneo sólo mediante pequeñas cuencas intracadena, que actuaron a modo de canales o depresiones temporales que conectaban ambas masas del agua (Esteban et al., 1996; Martín et al., 2001). En estos momentos, es probable que la Cuenca de Guadix (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Soria et al., 1999) y la Cuenca de Granada (Esteban et al., 1996) constituyesen las últimas zonas de conexión entre el Mediterráneo y el Atlántico en la Península Ibérica (Fig. 9), hasta su levantamiento tectónico en el Mioceno superior.

La secuencia "C" (Tortoniense superior-Messiniense inferior) registra un gran incremento de la sedimentación (margas azules) en la zona occidental, al igual que durante la secuencia "D" (Messiniense superior-Plioceno inferior). Tras del cierre del Estrecho Nordbético, la Cuenca del Guadalquivir se convirtió en una enorme bahía del Océano Atlántico desde el Messiniense medio al Pleistoceno (Valenzuela, 1982). Al mismo tiempo, en el Mioceno superior el Mediterráneo queda completamente aislado de las aguas oceánicas y comienza una etapa conocida como "Crisis de Salinidad Messiniense" en la que los intensos procesos de evaporación superaron el volumen de agua aportada desde el Atlántico, prevaleciendo las condiciones hipersalinas en la cuenca mediterránea durante el Messiniense medio y superior (Krijgsman et al., 1999). Mientras la última conexión en la Península Ibérica se cerró en el Messiniense inferior (Corredor del Guadalhorce, Martín et al., 2001) (Fig. 10), el Estrecho Rifeño, mucho más ancho y profundo, permaneció abierto y contribuyó al intercambio de agua al menos hasta el Messiniense medio (Benson et al., 1991; Barbieri y Ori, 2000; Cornée et al., 2002).

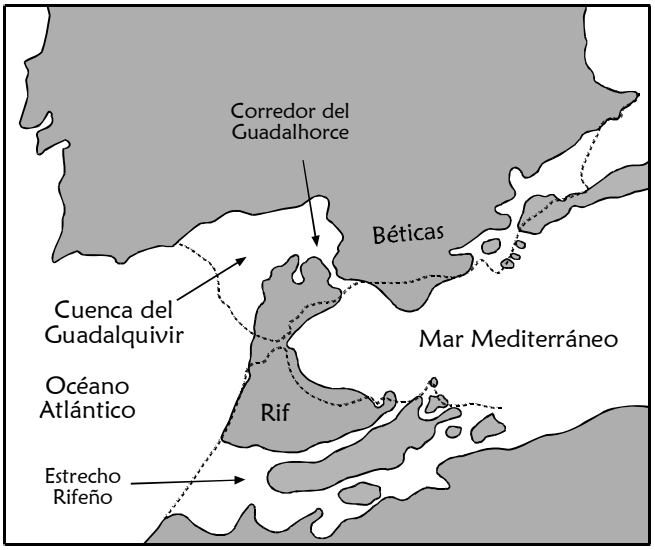


Figura 10. Reconstrucción paleogeográfica de la conexión Atlántico/Mediterráneo durante el Messiniense inferior. Modificado de Esteban et al. (1996).

Los depósitos miocenos en los que se centra esta memoria registran la transgresión que tuvo lugar en el margen Norte de la Cuenca a lo largo del Tortoniense. La base de esta secuencia define el depósito transgresivo sobre las rocas pre-neógenas del margen ibérico. Esta transgresión estuvo propiciada, en parte, por el ascenso eustático correspondiente a la elevación del nivel del mar asociada al Ciclo 3.2 de Haq et al. (1988) y por la rotación del depocentro de la cuenca hacia el Noreste (Sierro et al., 1990). El proceso de deformación tectónica permitió la rotación destral de la cuenca de antepaís bética y provocó que una

nueva secuencia deposicional progresará directamente sobre el borde del Macizo Varisco Ibérico (Secuencia B, Sierro et al., 1990; Secuencia Bética, Riaza y Martínez del Olmo, 1996). Todo ello contribuyó a la formación de un medio de plataforma marina, con depósitos de costa transgresiva elaborada sobre el sustrato paleozoico emergido durante esta etapa.

A lo largo del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir, el registro estratigráfico tortoniense incluye una gran heterogeneidad de las facies que cubren el Sustrato Varisco, en función del sector considerado. Debido a su compleja arquitectura de facies, estos depósitos han sido agrupados en el Complejo Basal Transgresivo (CBT, Pendón et al., 2004). El análisis del CBT en lo referente a su formación y a la evolución de las fluctuaciones del nivel del mar que registra -de diversa frecuencia, magnitud y causas- son el objetivo principal de esta tesis doctoral.

6. ANTECEDENTES

Los primeros estudios de interés centrados en las facies tortonienses del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir son llevados a cabo por Viguier (1974) en su tesis doctoral, realizando un completo estudio de la estratigrafía, sedimentología y paleontología de un gran número de afloramientos en el sector noroccidental de la Cuenca. Los trabajos recientes que constituyen la base para cualquier estudio referido a la evolución de la cuenca fueron publicados entre 1980 y 2000 por el grupo de Investigación de la Universidad de Salamanca dirigido por el Dr. Jorge Civis (p.e. Civis et al., 1987; Sierro et al., 1990, 1996; Civis et al., 1994; Ledesma, 2000; González-Delgado et al, 2004). Cabe destacar los trabajos de Sierro et al. (1990, 1996), en el que se identificaron cinco secuencias deposicionales en el conjunto del relleno estratigráfico de la Cuenca del Guadalquivir, sus edades comprenden desde el Tortoniense inferior hasta el Plioceno inferior, y se relacionan con ciclos eustáticos de Haq et al. (1987) (Fig. 8). Dichas secuencias se disponen en offlap en sentido E-O. Por otro lado, Riaza y Martínez del Olmo (1996) distinguen, mediante estudios geofísicos, al menos siete secuencias sedimentarias que describen la historia tectosedimentaria de la cuenca y que están relacionadas con los principales eventos registrados en la depresión. La correspondencia de estas secuencias con las Secuencias Deposicionales de Sierro et al. (1990) no es exacta (Fig. 8). Recientemente se han aplicado estudios de astrogeocronología y cicloestratigrafía de alta resolución al registro neógeno de la cuenca del Guadalquivir y en otras cuencas béticas cercanas, llevados a cabo por los Dres. F.J. Sierro y J.A. Flores de la Universidad de Salamanca y colaboradores (p.e., Ledesma, 2000; Krijgsman et al., 1999; Sierro et al., 2001 y 2003).

Las aportaciones de otros grupos investigación de la Universidad de Huelva en los últimos años han incidido en el conocimiento de la evolución estratigráfica y paleontológica de la Cuenca del Guadalquivir. Estas pueden enmarcarse en: (1) Estratigráficas: descripción formal y estudio de muchas de las unidades litoestratigráficas de la cuenca, de las que se infiere la influencia de factores globales y locales durante el Mioceno superior (Borrego, 1986; Baceta y Pendón, 1999). Son destacables los numerosos trabajos que apuntan hacia la existencia de fluctuaciones de alta frecuencia del nivel del mar en el Tortoniense (Pendón et al., 2001; Abad et al., 2004a y 2005c; Pendón et al., 2004). (2) Paleontológicas: la aparición recurrente de importantes niveles de nummulítidos en prácticamente todo el margen de la cuenca ha sido relacionada con pulsaciones transgresivas (Tosquella et al. 2000, 2001 y 2003). Los cambios en las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos (Mioceno Superior-Plioceno) han recibido una atención especial, muchas veces con referencias explicitas a profundizaciones y somerizaciones del medio marino (González-Regalado y Ruiz, 1990, 1991, 1996; Ruiz et al., 1999, 2000). A partir del estudio de paleobiocenosis e icnofósiles se han deducido cambios ecológicos relacionados con fluctuaciones del alta frecuencia del nivel del mar (Abad et al., 2003; Pendón et al., 2003). (3) Geomorfológicas: la evidencia de modelados erosivos producidos por la acción del oleaje sobre el paleorrelieve, tras un ascenso del nivel del mar, o la existencia de valles incididos a partir de regresiones forzadas ha sido abordado por Rodríguez-Vidal (1992) y Abad et al. (2005a y b). (4) Geoquímicas y Mineralógicas: los estudios geoquímicos llevados a cabo se han basado en la caracterización de roca total y de minerales autígenos asociados a niveles condensados, bien representados en el área de estudio (Pendón et al., 2003; Abad et al., 2004b, 2005d, 2006), mostrando un origen intrasecuencial para estos componentes y el progreso de una transgresión y profundización del medio hacia techo de estos niveles durante el máximo transgresivo de la secuencia deposicional.

7. OBJETIVOS GENERALES

A grandes rasgos, el objetivo general de esta tesis ha sido la reconstrucción de los cambios del nivel del mar a diferente escala y durante el Tortoniense en el margen Norte de la Cuenca del Guadalquivir, así como el análisis de su registro y efectos desde un punto de vista regional. La consecución de este objetivo general conlleva los siguientes objetivos específicos: i) delimitación y análisis de indicadores (estratigráficos, paleontológicos, geoquímicos o geomorfológicos), validos para la identificación de fluctuaciones marinas, tanto en medios costeros como marinos profundos; ii) caracterización geoquímica (elementos mayores, trazas y tierras raras) de las asociaciones de facies integrantes de las secuencias deposicionales en los

sectores seleccionados, especialmente en los niveles condensados; iii) identificación y reconstrucción precisa de las fluctuaciones neógenas del nivel del mar de diferente magnitud en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir y; iv) establecimiento de modelos de transgresiones para márgenes pasivos de cuencas de antepaís, basados en el conocimiento de la geometría de las superficies limitantes de las secuencias (p.e. superficies transgresivas o de omisión sedimentaria) y en los resultados aportados por los datos geoquímicos, paleontológicos, geomorfológicos y por otras técnicas analíticas.

8. METODOLOGÍA

La metodología empleada y el diseño de la campaña de investigación realizada en este proyecto han sido complejos debido a su carácter pluri-disciplinar. Para llevarlo a cabo se han seleccionado varias secciones, extendidas a lo largo de todo el margen pasivo de la cuenca, eligiéndose cada una de las metodologías aplicadas en función de las características de los afloramientos, el estado de conocimiento en cada una de ellas y la naturaleza de los depósitos que las conforman. Para representar esta circunstancia se ha confeccionado la figura 11, donde se especifican las diferentes secciones que se abordan en este estudio y las evidencias geológicas que se han considerado representativas de fluctuaciones del nivel del mar. A continuación se describe la metodología general utilizada, aunque en cada uno de los capítulos siguientes se especificará una metodología más detalla, de acuerdo con la temática desarrollada en cada uno de ellos.

8.1. Estratigrafía y sedimentología

Durante el trabajo sobre el terreno principalmente se realizó el levantamiento de múltiples secciones de detalle y la cartografía de facies sedimentarias. Mediante diferentes técnicas de correlación de secciones estratigráficas, se precisaron las asociaciones de facies y las secuencias sedimentarias integrantes de las serie. Se estudiaron detalladamente tanto los caracteres estratigráficos de las superficies limitantes de secuencias, como las secciones condensadas o superficies de erosión asociadas a emersión. Desde un punto de vista estrictamente secuencial se reconstruyó con la mayor precisión posible el modelo de apilamiento de secuencias para deducir la tendencia y ritmo de avance o retroceso del cinturón de facies costeras.

El trabajo de laboratorio consistió en el análisis granulométrico de sedimentos y rocas clásticas, encaminado al estudio de su naturaleza y composición, así como a la determinación de sus distribuciones texturales. En el trabajo de gabinete se realizó el perfeccionamiento de cartografía de facies mediante esteroscopios de alta resolución y representación bidimensional

y tridimensional de los resultados. El estudio de secciones pulidas y láminas delgadas se abordará mediante microscopio petrográfico y lupa binocular para análisis de microfacies.

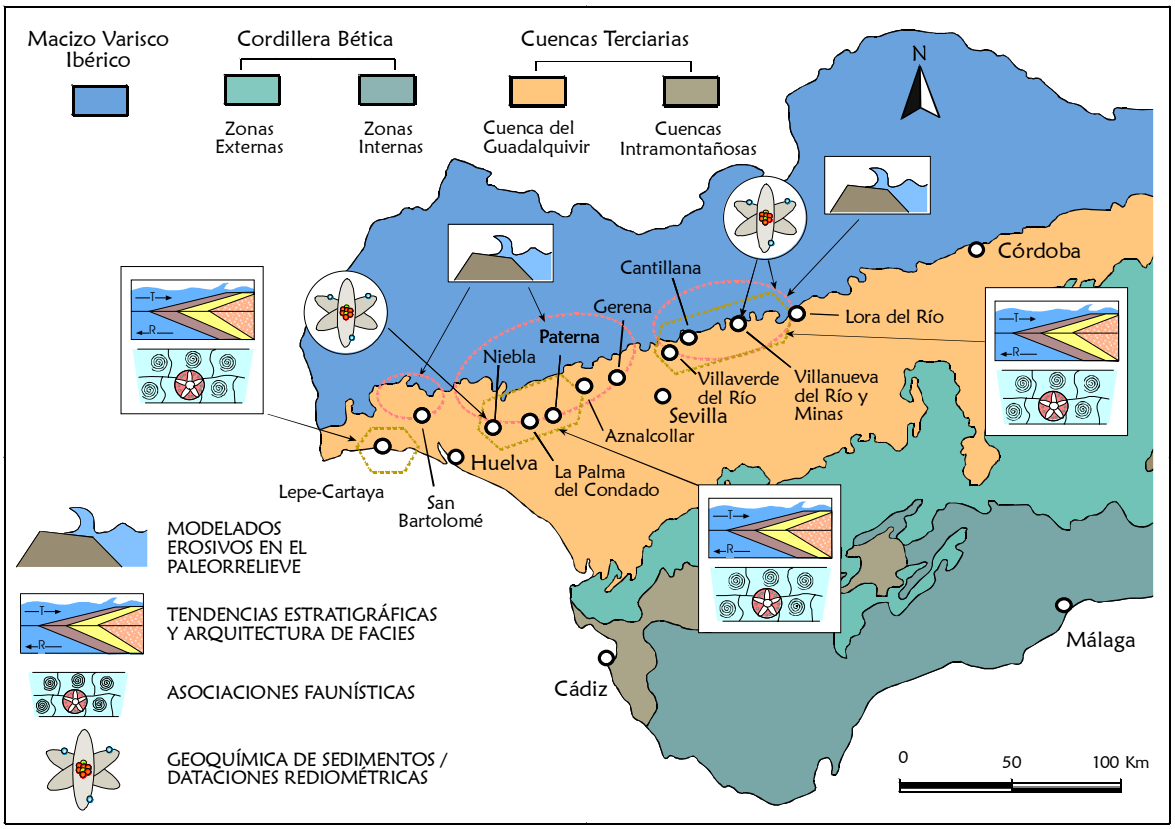


Figura 11. Principales afloramientos y zonas de estudio en los sectores central y occidental del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. La naturaleza del registro de las fluctuaciones del nivel del mar y la metodología empleada para su estudio puede ser observada en el esquema.

8.2. Paleontología

En el trabajo sobre el terreno tuvo lugar el estudio de los cambios experimentados por las asociaciones de macrofósiles e icnoasociaciones, utilizados en la interpretación de cambios ambientales en la cuenca cuando es posible (batimetría, salinidad, temperatura, etc.). Para ello, se procedió a la descripción del contenido paleontológico de los depósitos. Durante esta fase tuvo lugar la toma de muestras para su estudio micropaleontológico. El trabajo de laboratorio incluye la preparación (tratamiento químico de disgregación, levigado y secado) de las muestras seleccionadas. Por último, en el trabajo de gabinete se identificaron y analizaron los diferentes grupos de micro y macroforaminíferos bentónicos, ostrácodos, foraminíferos planctónicos, moluscos y equinodermos. El análisis micropaleontológico de muestras de rocas con lupa binocular y microscopio estereoscópico se dirigió a la determinación taxonómica de los organismos fósiles. Aparte de su potencial cronoestratigráfico, también son útiles para obtener información de posibles cambios climáticos y oceanográficos ocurridos en la cuenca, así como en la dinámica Atlántico-

Mediterráneo durante este período. Los resultados son aplicables a formaciones isócronas en otras áreas geológicas.

8.3. Geomorfología

Consistió en la elaboración, sobre el terreno, de una cartografía geomorfológica detallada de modelados y formas erosivas sobre el sustrato paleozoico, atribuibles a transgresiones y regresiones neógenas a partir de fotografía aérea y mapas topográficos a escala 1:20.000 de las zonas seleccionadas. Se realizaron cortes geológicos detallados en los que se muestran las relaciones laterales de estas superficies de erosión y en los depósitos contemporáneos a su formación. La identificación y datación de morfologías generadas por la oscilación del nivel del mar sobre el paleorrelieve pre-tortoniense y los propios materiales neógenos amplía el registro de las transgresiones y regresiones en el área de estudio, constituyendo en ocasiones la única faceta que posibilita su identificación y el establecimiento de la secuencia temporal de eventos. En gabinete se procedió al perfeccionamiento de la cartografía temática mediante esteroscopios de alta resolución y representación bidimensional y tridimensional de los datos.

8.4. Geoquímica de sedimentos

El trabajo de campo se centró en la toma de muestras de sedimentos, rocas y fósiles en diferentes secciones. El trabajo de laboratorio consistió en la caracterización geoquímica de roca total de diferentes tipos de facies y de algunos minerales autígenos intrasecuenciales (glauconita, fosforita, etc.) asociados a condiciones de condensación. También se contempló la datación radiométrica por K/Ar y Rb/Sr de la glauconita. La preparación de muestra consiste, entre otros, en levigado, tamizado, molienda, disgregación, separación magnética, eliminación de materia orgánica y secado. El estudio petrográfico y mineralógico previo se complementó con la determinación de las tendencias de composición geoquímica de las asociaciones de facies, tanto en la vertical como en la horizontal, lo que permite la interpretación de los caracteres de los medios sedimentarios y su evolución. Dicho estudio incidirá de manera especial sobre los horizontes de glauconita en las secciones condensadas donde se realizaron, entre otros, análisis de elementos mayores, tierras raras y trazas en sedimento y en muestras concentradas de este mineral. La interpretación de las tendencias de composición geoquímica es de interés, porque estos datos de las rocas sedimentarias clásticas han sido muy utilizados como indicadores de procedencia y de depósito. De la misma forma, pueden marcar la llegada de componentes marinos a medios costeros o continentales o, por

el contrario, detectar pulsos de continentalización en facies marinas profundas. El trabajo de Gabinete consistió en el tratamiento estadístico, calibración y representación de los datos geoquímicos.

8.5. Otras técnicas analíticas empleadas

La utilización de microscopios de barrido de electrones y de microsonda permite detectar características concretas de composición y origen de distintos elementos. La difracción de Rayos-X nos permite conocer la composición mineralógica global de los sedimentos. Cambios en las asociaciones minerales pueden ser interpretados como cambios climáticos, en ocasiones vinculados oscilaciones del nivel del mar de origen glacio-eustáticos. El trabajo de Gabinete consiste en el tratamiento informático y estadístico de los datos, así como la interpretación de difractogramas.

9. SÍNTESIS GENERAL

Esta memoria está compuesta por 9 capítulos en los que se presentan e interpretan datos correspondientes a la estratigrafía, paleontología, geomorfología y quimioestratigrafía del Complejo Basal Transgresivo, formación tortoniense que aflora sobre el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. Al margen de la síntesis inicial, de introducción, el resto de apartados constituyen la compilación de varios artículos ampliados, ya publicados por el doctorando y sus directores, junto con otros que se encuentran en preparación.

La presente memoria consta de cuatro partes principales. La Parte I incluye el Capítulo 1, en el que se analiza el control que ejerció el paleorrelieve sobre las fluctuaciones relativas del nivel del mar, el avance y retroceso de la línea de costa y los diferentes tipos de modelados que se desarrollan sobre el sustrato rocoso como consecuencia de las oscilaciones del nivel del mar durante el Tortoniense. A la vez, en este capítulo se muestra una visión general y revisión de esta formación entre las localidades de Lepe-Cartaya (Huelva) y Lora del Río (Sevilla), La Parte II se compone de los Capítulos 2 y 3, de índole esencialmente estratigráfico. En estos capítulos se estudian dos zonas emblemáticas dentro de la Cuenca, como son los entornos de Niebla (Huelva) y de Villanueva del Río y Minas (Sevilla). En ambos puntos, caracterizados por la distinta naturaleza de sus depósitos, se realizó el análisis de la arquitectura de facies y las tendencias estratigráficas, se reconstruyó el modelo de apilamiento de secuencias sedimentarias de menor orden y se establecieron las etapas principales de evolución paleogeográfica. Especial importancia reciben los factores que controlaron la sedimentación y

las fluctuaciones del nivel del mar desde el momento en que se inicia la sedimentación hasta el depósito de la unidad litoestratigráfica suprayacente, la Formación "Arcillas de Gibraleón" (Civis et al., 1987). La Parte III recoge dos capítulos esencialmente paleontológicos, los capítulos 4 y 5, que constituyen dos casos de estudios. El Capítulo 4 examina los cambios laterales y la evolución temporal que experimentaron las asociaciones de ostrácodos del CBT de forma sincrónica a la transgresión tortoniense en varios afloramientos localizados a lo largo del margen Norte de la Cuenca. El Capítulo 5 profundiza sobre el cambio en las icnoasociaciones contenidas en las facies litorales y marino someras del sector central de la cuenca durante intervalos transgresivos y regresivos, haciendo especial énfasis en el comportamiento de icnotaxones que registran cambios en las condiciones ambientales en fases regresivas de progradación costera. Por último, la Parte IV de esta tesis doctoral recoge el análisis multidisciplinar (estratigrafía, paleontología, mineralogía, geoquímica y petrología) de un nivel condensado formado por arenas y limos con glauconita que define el techo del CBT. Este nivel de condensación sólo aflora en buenas condiciones en puntos muy concretos del margen pasivo. Su estudio esta recogido en los capítulos 6 y 7 y ha permitido reconstruir parcialmente las condiciones en las que se produjo la profundización brusca del margen pasivo de la Cuenca y los factores más importantes que intervinieron en su formación.

9.1. PARTE I. Aspectos Geomorfológicos y Estratigráficos Relacionados con el Paleorrelieve y la Transgresión Tortoniense

PART I. *Geomorphologic and Stratigraphic Features linked to Paleorelief and Tortonian Transgression*

Capítulo 1. El Control del Paleorrelieve sobre la Transgresión Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España)

La Cuenca del Guadalquivir registra una evolución espacial y temporal muy compleja, que se hace patente a través de su arquitectura de facies y configuración paleogeográfica en el Tortoniense. En este trabajo, se enfatiza el control que tuvo el paleorrelieve sobre la sedimentación (volumen, localización y tipo) y distribución de los medios sedimentarios en la transgresión Tortoniense. Se han diferenciado cuatro tipos de configuraciones paleotopográficas del sustrato paleozoico, que se encuentran relacionadas con los depósitos que se formaron sobre el margen pasivo de la cuenca durante estas fluctuaciones del nivel del mar. La formación estudiada registra diferentes etapas de evolución en el transcurso de la transgresión Tortoniense, principalmente determinada por la relación entre el aporte sedimentario y espacio de acomodación (A/S). En una primera etapa, el gran volumen de

aporte sedimentario suministrado desde los sistemas continentales y deltaicos rellenó rápidamente el pequeño espacio de acomodación creado y produjo un modelo de empaquetamiento de secuencias con tendencias agradantes y progradantes. La segunda fase está caracterizada por un cambio en estas condiciones. El área de estudio experimenta una brusca profundización y el depósito de facies carbonatadas con tendencias retrogradantes. El máximo transgresivo se registra mediante la formación de un nivel condensado, formado por arenas/limos glauconíticos, que supuso el avance de la línea de costa varias decenas de kilómetros hacia el continente.

Palabras clave: Paleorrelieve, Secuencias Transgresivas, Superficies de Erosión, Tortoniense, Sur España.

Chapter 1. *The Paleorelief Control on the Tortonian Transgression in the Passive Margin of the Guadalquivir Basin (South of Spain)*

The Guadalquivir foreland basin has a complex temporal and spatial evolution which is shown in its facies architecture and its paleogeographical distribution during Tortonian. In this work we emphasize the control of the paleorelief on sedimentation (volume, location and type) and distribution of sedimentary environments in the tortonian transgression. Four types of paleotopographic configurations have been differenced in the paleozoic substrate which are related to the different deposits deposited on the passive margin of the basin during sea-level fluctuation. On the other hand, the studied deposits records different stages of evolution during the tortonian transgression, mainly determinate by sedimentary supply/ accommodation space ratio (A/S ratio, Cattaneo y Steel, 2003). In a first phase, a high supply from the continental and deltaic systems filled quickly the low accommodation space and produced an agradational/progradational stacking pattern of sequences. The second episode is characterized by a change in these conditions, so the passive margin register a high increase of depth and carbonate facies predominated. Finally, the transgressive maximum is registered by means of the formation of a condensed level constituted by glauconitic sands and silts. This transgressive pulse supposed the advance of the shoreline several kilometres towards the foreland.

Keywords: *Paleorelief, Transgressive Sequences, Erosion Surfaces, Tortonian, South of Spain.*

9.2. PARTE II. Estratigrafía Secuencial y Evolución Paleogeográfica del Complejo Basal Transgresivo

PART II. *Sequential stratigraphy and Paleogeographic Evolution of the Basal Transgressive Complex*

Capítulo 2. El Control Eustático y Climático en la Evolución de una Plataforma Siliciclástica a una Rampa Carbonatada en una Cuenca de Antepaís (Tortoniense, SO de España)

En el margen pasivo occidental de la Cuenca Bética de Antepaís o Cuenca del Guadalquivir, en el Suroeste de España, se registra el comienzo de la sedimentación Neógena en la Fm. Niebla (Tortoniense). Esta unidad descansa de forma discordante sobre el sustrato Paleozoico-Mesozoico. En esta formación se han distinguido cinco litofacies principales: (1) Conglomerados rojos y areniscas; (2) Conglomerados gris y areniscas; (3) Arenas con *Heterostegina*; (4) Calcarenitas arenosas con estratificación cruzada y conglomerados; y (5) Calizsa y calcarenitas bioclásticas. Estas litofacies se depositaron en una rampa homoclinal de bajo gradiente, bajo condiciones principalmente transgresivas. Los sistemas deposicionales continentales y marinos someros, con depósitos carbonatados y mezclados con material siliciclástico, se desarrollaron en el margen de antepaís que evolucionó desde una plataforma siliciclástica (Tortoniense inferior) a una plataforma carbonatada bajo un clima (sub)tropical (Tortoniense superior). Se ha tenido en cuenta la controversia entre clima templado frente a clima tropical. El ascenso marino continuado produjo una sección condensada a techo de la unidad estudiada en este trabajo. La pobre resolución biostratigrafica de esta formación se ha paliado mediante la correlación de pulsos de ascenso del nivel del mar a lo largo del margen de antepaís. Los factores que controlaron la sedimentación en la cuenca fueron: (1) la topografía irregular del sustrato, que condicionó la compleja arquitectura interna de la unidad; (2) el aporte sedimentario siliciclástico continental (cantidad y localización); (3) el régimen hidrodinámico (procesos continentales y litorales); (4) la subsidencia regional del margen pasivo y; (5) los cambios climáticos. Los pulsos del nivel del mar de alta frecuencia modularon la sucesión deposicional.

Palabras clave: Depósitos Continentales y Marinos Someros, superficie de omisión, Ascenso del Nivel del Mar, Tortoniense, Cuenca Bética de Antepaís, Sur de España.

Chapter 2. *Eustatic and Climatic Control on the Evolution of a Silicilastic Shelf into a Carbonate Ramp in a Foreland Setting (Tortonian, SW Spain)*

The western passive margin of the Betic foreland Basin, the Guadalquivir Basin in southern Spain, records the beginning of the Neogene deposition in the Niebla Fm. (Tortonian). This unit lies unconformably on a Paleozoic-Mesozoic substratum. Five main lithofacies are distinguished: (1) Red conglomerate and sandstone; (2) Grey conglomerate and sandstone; (3) Heterostegina sand; (4) Cross-bedded sandy calcarenite and conglomerate; and (5) Limestone and bioclastic calcarenite. These lithofacies were deposited on a low gradient homoclinal ramp, under mainly transgressive conditions. Continental and shallow marine depositional systems, with mixed carbonate-siliciclastic and pure carbonate deposits, developed on the foreland margin that evolves from a siliciclastic platform (Early Tortonian) into a (sub)tropical carbonate platform (Late Tortonian). Discussion on controversial of temperate versus tropical climate is taking into account. The continued marine flooding produced a

condensed section on top of the unit studied here. The poor biostratigraphic resolution of this unit was complemented by correlating pulses of sea level rise along the foreland margin. Controlling factors of deposition were: (1) the irregular topography of the substratum determining a complex internal architecture of the unit; (2) the continental siliciclastic sediment supply (amount and location); (3) the hydrodynamic regime (continental and littoral processes); (4) the regional subsidence of the foreland margin; and (5) the climatic change. High frequency sea level pulses modulated the depositional succession.

Keywords: *Continental and Shallow Marine Deposits, Omission Surface, Sea Level Rise, Tortonian, Betic Foreland Basin, South Spain.*

Capítulo 3. Secuencias Transgresivas en Sistemas Deltaicos de Cuencas de Antepaís: un Caso de Estudio en el Sector Central de la Cuenca del Guadalquivir (Tortoniense, Sur de España)

La Cuenca de Antepaís del Guadalquivir está situada entre el Basamento Varisco Ibérico, al Norte, y el Orógeno Bético, al Sur. A lo largo del margen pasivo de la Cuenca, su relleno sedimentario registra el Complejo Basal Transgresivo (CBT) durante el Tortoniense, formado por numerosas secuencias internas, o Secuencias Fundamentales, asociadas a ciclos de 4º orden de cambio del nivel del mar. El CBT proporciona un claro ejemplo de apilamiento de ciclos de alta frecuencia, en los que se produce cambios recurrentes en la naturaleza de la sedimentación. Se han distinguido dos partes principales dentro de cada secuencia fundamental: una parte basal, formada por un depósito transgresivo residual, y una parte superior, asociada a sedimentos terrígenos que se depositaron durante etapas de nivel del mar estable. La sedimentación detrítica en deltas, playas y zonas marinas someras fue interrumpida de forma intermitente por numerosas pulsaciones transgresivas. Cada pulso se registra mediante barras de calizas y calcarenitas, de base erosiva, muy ricas en bivalvos, balánidos, gasterópodos, macroforaminíferos y otros restos de fauna marina. De esta forma, los ciclos de alta frecuencia dieron lugar a una interacción dinámica entre las tasas de sedimentación terrígena y la creación de espacio de acomodación. En fases de nivel del mar estable, los sistemas deltaicos migraron hacia cuenca y se depositaron sedimentos terrígenos de grano grueso. Mientras, los ascensos del nivel del mar proporcionaron condiciones más favorables para la producción y acumulación de carbonatos biogénicos.

El patrón de apilamiento de las secuencias fundamentales permite definir, a su vez, secuencias transgresivas-regresivas, denominadas Secuencias Compuestas. Estas secuencias compuestas son comparables a los Cortejos Sedimentarios, ya que constituyen las unidades constructoras de las secuencias deposicionales (Ciclos de 3º Orden). La formación del complejo deltaico y el desarrollo de cuatro órdenes distintos de ciclicidad se relacionan en

este trabajo con cambios relativos del nivel del mar y del aporte sedimentario, estando controlados estos factores a mayor escala con movimientos tectónicos (subsidencia) y cambios climáticos y glacio-eustáticos de origen astronómico. La tasa de subsidencia superó la tasa de descenso del nivel del mar de origen eustático, impidiendo, de forma general, tanto el desarrollo del cortejo sedimentario de caída del nivel del mar de la Secuencia Deposicional, como la formación de depósitos asociados regresiones forzadas dentro de las secuencias fundamentales.

Palabras clave: Cuencas de Antepaís, Análisis de Facies, Estratigrafía Secuencial, Pulsos Transgresivos, Tortoniense, Sur de España.

Chapter 3. *Transgressive sequences in Deltaic Systems of Foreland Basins: a Case of Study in the Central Sector of the Guadalquivir Basin (Tortonian, South Spain)*

The Guadalquivir foreland basin, located between the Iberian basement northward and the Betic orogen to the South, represents the western sector of the earlier foredeep basin of the Betic Cordillera. Along the northern foreland margin, the sedimentary fill of this basin includes a Tortonian Basal Transgressive Complex (BTC), composed of several internal sequences, or fundamental sequences (4th order). The BTC provides a clear example of stacked high-frequency cycles of mixed carbonates and siliciclastics. Two main parts are distinguished within each fundamental sequence: the lower transgressive lag deposits, and the upper stillstand/prograding sediments. Deposits of deltaic sediments and shallow-marine/beach sediments were recurrently interrupted by transgressive pulses. Every pulse is recorded by an erosional, cemented sandy-conglomerate bar with bivalves, balanids, gastropods, macroforaminifers and other marine bioclasts; or their transgressive equivalents. So, high-frequency changes in relative sea level resulted in a dynamic interplay between terrigenous sediment supply and accommodation space rate. During stillstand stage, the deltaic system migrated basinwards and coarse-grained siliciclastics were deposited, whereas rising sea-level provided better conditions for the production and accumulation of biogenic carbonates.

The stacking pattern of fundamental sequences defines trangressive-regressive sequences, or composite sequences. The composite sequences are comparable to systems tracts, constructing the units of the depositional sequence (3rd order). Fundamental sequences can be further subdivided into 5th order sequences. The deposition of the deltaic complex and the development of four orders of cyclicity is related to changes in relative sea level and clastic supply, with both of these factors probably controlled largely by tectonic movements (subsidence) along the passive margin of this foreland basin, and climatic and glacio-eustatic changes of astronomical origin. Subsidence rates exceeded the glacio-eustatic sea-level lows, preventing the development of falling stage system tract of the depositional sequence.

Keywords: *Foreland basin, Facies analysis, Sequence Stratigraphy, Transgressive pulses, Tortonian Southern Spain.*

9.3. PARTE III. Paleontología y Paleoecología del Complejo Basal Transgresivo

PART III. ***Paleontology and Paleoecology of the Basal Transgressive Complex***

Capítulo 4. Ostrácodos Tortonienses del Suroeste de Europa

Este capítulo se analizan las características litoestratigráficas y las asociaciones de ostrácodos de los depósitos Tortonienses localizados en los sectores central y oeste de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España). Se han definido ocho asociaciones de facies (FA-1 a FA-8), depositadas en paleoambientes que incluyen desde medios fluviales a batiales superiores. La ostracofauna confirma la edad Tortoniense de estos depósitos, donde se han definido tres asociaciones de ostrácodos: a) infralitoral (*Urocythereis favosa*, *Cytheretta orthezensis*, *Callistocythere* spp.); b) circalitoral (*Costa batei*, *Celtia quadridentata*, *Echinocythereis scabra*, *Pterygocythereis ceratoptera/jonesii*); c) plataforma externa/talud (*Henryhowella asperrima*, *Cytherella* spp., *Krithe* spp.). Una comparación con las asociaciones Tortonienses del suroeste de Francia y Portugal ha permitido definir una zonación de ostrácodos común para el Suroeste de Europa durante este periodo.

Palabras clave: Ostrácodos, Facies Marinas y Continentales, Tortoniense, Cuenca del Guadalquivir, Suroeste de España.

Chapter 4. *Tortonian Ostracods of Southwestern Europe*

*This chapter analyzes the lithostratigraphic features and the ostracod associations of the Tortonian deposits located in the western and central sectors of the Guadalquivir basin (S Spain). Eight facies associations are defined (FA-1 to FA-8), being deposited in fluvial to upper bathyal palaeoenvironments. The ostracofaune confirms the Tortonian age of these deposits, where three ostracods associations are defined: a) infralittoral (*Urocythereis favosa, Cytheretta orthezensis, Callistocythere *spp.); b) circalittoral (*Costa batei, Celtia quadridentata, Echinocythereis scabra, Pterygocythereis ceratoptera/jonesii*); and c) outer platform/talus (*Henryhowella asperrima, Cytherella *spp.*, Krithe *spp.). A comparison with the Tortonian associations of southwestern France and Portugal permits to define a common ostracod zonation for southwestern Europe for this period.*

Keywords: *Ostracods, Coastal and Marine Facies, Tortonian, Guadalquivir Basin, SW Spain.*

Capítulo 5. Estructuras de Escape y Equilibrio asociadas a *Conichnus Conicus* como Indicadores de Tasas de Sedimentación Variables en Medios Litorales Tortonienses (Cuenca del Guadalquivir, SO de España)

Un gran número de ejemplares, de gran longitud, de la icnoespecie *Conichnus conicus* son descritos en los depósitos tortonienses del sector central de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España). Estas estructuras de origen orgánico, junto al icnotaxón *Ophiomorpha nodosa*, producen un índice de bioturbación bajo en la icnofábrica, y permiten inferir las condiciones del medio sedimentario en el que se formaron. Tanto las características icnológicas como sedimentológicas de los depósitos que contienen esta icnoespecie sugieren un medio marino somero a costero, dominado por tasas de aporte sedimentario muy elevadas y alta energía. En estos medios, *Conichnus* muestra una organización muy característica, que refleja cambios en la tasa de sedimentación, asociada a diversos procesos: (1) Penetración inicial en el sustrato del organismo productor; (2) Movimiento retrusivo del organismo, rápido y gradual, en respuesta a tasas de agradación sedimentaria altas pero presistentes; (3) Tasas de migración retrusiva de moderadas a elevadas, causadas por una tasa de agradación sedimentaria de rápida a muy rápida y escape del organismo; y (4) Abandono de la madriguera o enterramiento del organismo productor, frente a tasas de acumulación sedimentaria muy elevadas. Esta secuencia permite precisar la importancia de este icnofósil como indicador paleoambiental en condiciones de nivel del mar estable y alta tasa de acumulación sedimentaria. Un cambio brusco en la icnoasociación se produce durante los episodios transgresivos, registrados mediante la desaparición de *Conichnus* y un incremento de número de galerías de *Thalassinoides* y *Planolites*, acompañados por una profundización generalizada en el medio y un cambio en la naturaleza de la sedimentación de siliciclástica a mixta y carbonatada.

Palabras clave: *Conichnus*, Paleoicnología, Facies Costeras, Tortoniense, Cuenca del Guadalquivir, SO de España.

Chapter 5. Escape and equilibrium trace fossils in association with Conichnus conicus as indicators of variable sedimentation rates in Tortonian littoral environments of SW Spain

Numerous and large vertically extensive specimens of Conichnus conicus *are described from the Tortonian deposits of the central Guadalquivir Basin (SW Spain). These burrowing structures form a low bioturbation index of the icnofabric, which allows one to infer the original depositional environment, within a stillstand context of sea-level and a coastal progradational setting. Both ichnological and sedimentological features suggest a coastal to shallow marine environment dominated by high sediment supply and high-energy sedimentary processes. Conichnus exhibits a characteristic*

internal fabric that reflects changes in sedimentation rates linked to various processes: (1) initial substrate penetration by the tracemaker; (2) gradual retrusive movement in response to rapid but continuous sediment aggradation; 3) moderate to high rates of retrusive migration as a consequence of rapid to very rapid sediment aggradation and tracemaker escape; and, finally, (4) abandonment of the burrow or burial of the tracemaker subsequently in response to extremely high sediment accumulation rates. Conichnus has been also described from other areas with similar deposits of different ages, where its important value as a paleoenvironmental indicator similarly has been indicated.

Keywords: *Conichnus, Paleoichnology, Coastal Facies, Tortonian, Guadalquivir Basin, SW Spain.*

9.4. PARTE IV. Análisis Pluridisciplinar de la Sección Condensada Asociada al Máximo Transgresivo Tortoniense

PART IV. *Pluridisciplinar Analysis of the Condensed Section linked to the Tortonian Transgressive Maximum*

Capítulo 6. Anatomía de un Nivel Condensado Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España) (I). Aspectos Estratigráficos, Sedimentológicos y Paleontológicos

El análisis estratigráfico, sedimentológico y paleontológico de una sección condensada tortoniense ha permitido reconstruir las condiciones en las que se registra el máximo transgresivo tortoniense asociado al Ciclo Tercer Orden 3.2 de cambio del nivel del mar en la Cuenca del Guadalquivir. Las asociaciones de microfauna indican que la transgresión se inició en una rampa carbonatada a una profundidad inferior a 100 m, que experimenta una rápida profundización hasta alcanzar los 300 metros cerca de su techo. Se han identificados procesos de diagénesis temprana que afectaron a la base de este nivel dando lugar a un *hardground* marino. Los procesos dominantes al inicio de la formación del nivel condensado fueron tanto la disolución y bioturbación/bioerosión del sustrato, como la micritación y precipitación de cementos carbonatados y de una costra fosfato-férrica que tapiza el techo del sustrato. Todos estos procesos se relacionan a la llegada de corrientes de aguas frías y salinas al fondo marino que preceden a la acumulación de materia orgánica y empobrecimiento de oxígeno del agua asociada al evento transgresivo. Una brusca profundización, bajas tasas de sedimentación terrígena y la estratificación de las aguas condujeron a unas condiciones próximas a la anoxia, al menos cerca de la base de la sección condensada. Las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos denotan una rápida profundización del medio marino y condiciones prevalecientes de dioxía en todo el tramo, formado por unos 3 metros de limos con glauconita. Las características texturales del sedimento muestran un depósito mal clasificado,

formado por una mezcla de dos poblaciones: sedimentos hemipelágicos, (constituidos por limos finos y arcillas de decantación y algunos microfósiles), y granos de glauconita y foraminíferos y ostrácodos. Este bajo grado de selección de sedimento y mezcla de poblaciones se ha interpretado como un indicio de glauconita autóctona o intrasecuencial, formada en el mismo medio sedimentario.

Palabras calve: Sección Condensada, Superficie de Omisión, Foraminíferos, Ostrácodos, Ascenso del Nivel del Mar, Tortoniense, Cuenca Bética de Antepaís, Sur de España.

Chapter 6. *Anatomy of a Tortonian Condensed Level in the Passive Margin of the Guadalquivir Basin (South Spain) (I). Stratigraphic, Sedimentologic and Paleontologic features*

The analysis of a tortonian condensed section has allowed reconstructing the conditions in which the tortonian transgressive maximum occurs associated to the Third Order Cycle 3.2 of sea level change in the Guadalquivir Basin. The microfauna associations indicate that the transgression began in a carbonate ramp at 100 m depth that underwent a fast deepening until reaching the 300 meters near its top. Processes of early diagenesis have been identified affecting to the base of this horizon giving rise to the formation of an omission surface and marine hardground. The dominant processes at the beginning of the condensed level were as much the dissolution and bioturbation/bioerosion of the substratum, like the micritation and precipitation of the phosphate-ferric crust. These processes are related to the arrival of cold and saline deep water currents to the marine bottom that preceded the accumulation of organic matter and an oxygen depletion in the water associated to this transgressive episode. An abrupt deepening and the stratification of waters lead to conditions close to anoxia, at least near the base of the condensed section. The associations of foraminifers and ostracods indicate a fast deepening of the marine environment and dioxic conditions in the whole section, formed by 3 meters glauconitic silts. The textural characteristics of the sediment show a poorly sorted facies, formed by hemipelagic sediments, constituted by fine silts, decantation clays and microfossils, and grains of intrasequential glauconita.

Keywords: *Condensed section, Omission Surface, Foraminifera, Ostracods, Sea Level Rise, Tortonian, Betic Foreland Basin, South Spain.*

Capítulo 7. Anatomía de un Nivel Condensado Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España) (II). Mineralogía, Petrografía y Geoquímica. Discusión

El análisis multidisciplinar de la glauconita tortoniense en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir ha permitido identificarla como una glauconita madura, del tipo esmectita glauconítica. Esta glauconita presenta un importante componente esmectítico interestratificado, generado probablemente durante sus primeras etapas de evolución, que la

hacen incompatible con la definición de glauconita muy evolucionada, también denominada mica glauconítica. Esta hipótesis está avalada por el alto contenido en K^+ y Fe^{3+} de la glauconita, elementos que son incorporados a lo largo de su proceso de maduración. En este sentido, el grado de evolución de la sección A (Niebla) parece ser mayor que en la sección B (Villanueva del Río y Minas), de lo que se deduce una profundidad menor del medio o una tasa de sedimentación más elevada en esta última. La mayor parte de la glauconita estudiada parece haberse formado a partir de caparazones de foraminíferos planctónicos (sección A) o también pudo estar asociada a la glauconitización de pellets fecales y fragmentos líticos como micas (sección B).

El contenido en elementos mayores de la glauconita y el sedimento total en la Sección A, indica una importante acumulación de materia orgánica y fósforo en la parte basal del nivel condensado, de lo que infieren bajas condiciones de oxigenación de las aguas profundas en el momento de su formación. Otros datos que avalan esta hipótesis son las asociaciones de foraminíferos bentónicos y la fuerte anomalía positiva en Ce que se ha observado en la glauconita de la base del nivel condensado. Aunque la existencia de un proceso de surgencia de aguas frías y ricas en nutrientes en esta etapa no ha podido ser probado, tampoco puede ser descartado como una de las causas de dicha acumulación de materia orgánica y del déficit de oxígeno. La glauconita, que según todos los indicios se habría formado en equilibrio químico con las aguas marinas circundantes, muestra un incremento en la concentración de REE ligeras hacia techo del tramo que se interpreta como una profundización del fondo marino. Desde un punto de vista estrictamente secuencial, la formación de este nivel condensado se asocia al máximo transgresivo del Ciclo de 3º orden denominado 3.2 de Haq et al. (1987), propiciado por las condiciones interglaciares durante los eventos glacioeustáticos Mti-3 y Mti-4 de Abreu y Anderson (1998).

Las características de las asociaciones de fauna, la icnocenosis, la geoquímica de la glauconita y de los sedimentos, han permitido diferenciar cinco etapas en la evolución del nivel condensado. Situación Inicial: Transgresión en una rampa homoclinal de sedimentación mixta (sección A), a unos 70 m de profundidad, y en una plataforma siliciclástica adyacente a un sistema deltaico (sección B), a una profundidad inferior a 50 m. Primera Etapa: Desarrollo de una superficie de omisión sedimentaria y formación de un depósito residual transgresivo en ambas secciones. En la sección A, localizada a mayor profundidad, se inician los procesos de bioturbación, disolución y litificación del techo de la formación Niebla como consecuencia del contacto con las aguas atlánticas a profundidades intermedias. El techo del CBT, en la sección B, experimenta una intensa bioturbación como consecuencia de la interrupción del aporte sedimentario. La batimetría inferida para esta etapa es de unos 100 m para la sección A y

superior a los 60 m para la sección B. Segunda Etapa: En ambas secciones comienza la formación de glauconita a profundidades comprendidas entre los 70 y 125 m. Las características de los depósitos de la sección A indican la acumulación de materia orgánica en medio muy pobre en oxígeno, donde proliferaron los mantos de bacterias heterótrofas. Estas condiciones aceleraron la cementación del sustrato y la formación de una costra fosfato-férrica que tapizó el techo de la calcarenita de Niebla. La acción de organismos perforadores sobre esta superficie produjo el desarrollo de una geometría irregular. En la sección B la formación del nivel condensado *s.s.*, se produjo a partir de pellets fecales, foraminíferos e ictiolitos. La geoquímica de los sedimentos de esta sección indica que la profundidad correspondiente a esta etapa no fue suficiente para alcanzar la batimetría de las aguas atlánticas intermedia que circulaban por la cuenca. Tercera Etapa: En la sección A las condiciones de escasa ventilación del fondo se atenuaron progresivamente, como indican las características de la fauna y la geoquímica de REE de la glauconita, aunque siguieron prevaleciendo las condiciones de dioxia. En la sección B continuó la dinámica descrita en la etapa anterior, aunque a una profundidad progresivamente mayor y ya sometida a la influencia de las aguas oceánicas atlánticas intermedias. El rango batimétrico deducido para esta etapa es mayor que en los casos anteriores, estableciéndose entre los 100 y 300 m. Etapa Final: Corresponde a la sedimentación en la Formación "Arcillas de Gibraleón", donde la precipitación y evolución de la glauconita quedó casi completamente inhibida. La sedimentación hemipelágica se restableció como consecuencia del final de las condiciones transgresivas y la progradación de los sistemas costeros hacia la cuenca. Aún así, la profundización del fondo continuó hasta el Messiniense inferior debido a la acción continuada de la subsidencia tectónica y a la escasa influencia de la sedimentación terrígena.

Palabras clave: Glauconita, Geoquímica, Tierras Raras, Análisis Multivariante, Cuenca de Antepaís del Guadalquivir, Sur de España.

Chapter 7. *Anatomy of a Tortonian Condensed Level in the Passive Margin of the Guadalquivir Basin (South Spain) (II). Mineralogy, Petrography and Geochemistry. Discussion*

Multidisciplinary analysis of the tortonian glauconite in the passive margin of the Guadalquivir basin has allowed its identification as mature glauconita or glauconitic esmectite. This glauconite displays an important esmectite expandable component, probably generated during the first evolution stage, that make it incompatible with the very evolved glauconite, named glauconitic mica. This hypothesis is confirmed by the high K^{+} and Fe^{3+} content of the glauconite. Both elements are incorporated throughout the maturation process of this mineral. In this sense, the evolution of the glauconita of section A (Niebla) seems to be greater than section B (Villanueva del Río y Minas). A

smaller depth or an elevated sedimentation rate may be deduced in this last section. Most of the studied glauconite seems to have formed from shells of planctonics foraminifers (section A) or associated to glauconitization of the faecal pellets and lithic fragments -like micas- too (section B).

The content of major elements of glauconite and total sediment in the Section A shows an important accumulation of organic matter and phosphorus in the basal part of the condensed level. This fact indicates a low oxigenation condition of deep waters at the moment of glauconite formation. Other data that confirm this hypothesis are the benthonic foraminifer associations and the strong positive Ce anomaly observed in glauconite of the condensed level base. Although the existence of an upwelling process of cold and nutrient rich waters in this stage could not have been proven, it cannot either be discarded like one of the causes of this organic matter accumulation and oxygen deficit. The indications show that glauconite would have formed in chemical balance with surrounding marine waters. The light REE concentration increase towards the top of the section is interpreted like a deepening of the marine bottom. From a strictly sequential point of view, the formation of this condensed level is associated to the transgressive maximum of the 3º order Cycle named 3.2 of Haq et al. (1987), caused by interglacial conditions during the glacioeustatic events Mti-3 and Mti-4 from Abreu and Anderson (1998).

The fauna associations, the ichnocenoses, the geochemistry of glauconite and sediments, have allowed differentiating five stages in the condensed level evolution. Initial Situation: Transgression over a homoclinal ramp of mixed sedimentation (section A), 70 m depth, and over a siliciclastic platform adjacent to a deltaic system (section B), less than 50 m depth. First Stage: Development of a sedimentary omission surface and formation of a transgressive residual deposit in both sections. In section A, located to greater depth, the processes of bioturbation, dissolution and lithification of the Niebla Formation top begin as a result of the contact with Atlantic waters to intermediate depths. The BTC top, in section B, experiments an intense bioturbation as a result of the sedimentary input break. The bathymetry deduced for this stage is about 100 m for the section A and up to 60 m for section B. Second Stage: In both sections the formation of glauconite begins between 70 and 125 m depths. The characteristics of the section A deposits indicate organic matter accumulation and very poor oxygen environments where heterotrophic algal mats proliferated. These conditions accelerated the substratum cementation and the formation of a phosphate-ferric crust onto the Niebla calcarenite top. The action of bioerosive organisms on this surface produced the development of an irregular geometry. In section B begins the formation of the condensed level s.s. by means of faecal pellets, foraminifers, ictiolites. The geochemistry of sediments of this section indicates that depths corresponding to this stage were not sufficient to reach the bathymetry of intermediate Atlantic waters. Third Stage: In section A the poor ventilation of the bottom was attenuated progressively, as indicate the fauna characteristics and the REE geochemistry of the glauconite, although dioxic conditions prevailed. In section B the dynamic conditions described in the previous stage continued, although to a depth progressively greater and exposed to the Atlantic oceanic waters influence. The bathymetric range deduced for this stage is greater than the previous cases, setting between 100 and 300 m. Final Stage: *that corresponds to the*

sedimentation of the "Arcillas de Gibraleón" Formation, where precipitation and evolution of the glauconite was paralyzed almost completely. The hemipelagic sedimentation was restored as a result of the end of the transgressive conditions and the coastal systems progradation towards the basin. The deepening of the basin bottom is still continued until Early Messinian due to the tectonic subsidence and the poor influence terrigenous sedimentation.

Keywords: *Glauconite, Geochemistry, Rare Earth Elements, Multivariate Analysis, Guadalquivir Foreland Basin, South Spain.*

REFERENCIAS SÍNTESIS GENERAL

Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J. G., Tosquella, J., González-Regalado, M. L., 2003. Estructuras de escape de anémonas marinas (*Conichnus* indet. isp.) y sedimentación en depósitos litotales del Complejo Basal Transgresivo del sector central de la Cuenca del Guadalquivir (Sevilla). Geogaceta 33, 31-33.

Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J. G., Tosquella, J., González-Regalado, M. L., López-González, N., 2004a. Estudio preliminar de la organización secuencial del Complejo Basal Transgresivo en el Sector Central de la Cuenca del Guadalquivir (Tortoniense, SO España). Geogaceta 35, 27-30.

Abad, M., De La Rosa, J., Pendón, J. G., Ruiz, F., González-Regalado, M. L., Tosquella, J., 2004b. Caracterización geoquímica del horizonte glauconítico en el límite superior de la Formación Niebla (Tortoniense superior, SO España): Datos preliminares. Geogaceta 35, 35-38.

Abad, M., Ruiz, F., Cantano, M., Rodríguez-Vidal, J., Pendón, J. G., González-Regalado, M. L., Mantero, E., Cáceres, L., Tosquella J., 2005a. Modelados de erosión y depósitos residuales transgresivos en el sector central de la Cuenca del Guadalquivir (Tortoniense, SO de España). Geogaceta 37, 207-210.

Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J. G., Rodríguez-Vidal J., Cáceres, L. M., 2005b. El Control del Paleorrelieve durante la Transgresión Tortoniense: Un Caso de Estudio en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España). Geogaceta 38, 163-166.

Abad, M., Pendón, J.G., Ruiz, F., Rodríguez-Vidal J., López-González, N. 2005c. Respuesta Estratigráfica a la Transgresión Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: Datos Preliminares.Geogaceta 38, 167-170.

Abad, M., Pendón, J. G., Ruiz, F., González-Regalado M. L., Tosquella, J., 2005d. Los niveles condensados tortonienses en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: caracterización e implicaciones geológicas. Geotemas 8, 21-26.

Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J. G., González-Regalado, M. L., López-González, N., Prudêncio, M.I., Dias M.I., Barba, C., 2006. Datos Minerálogicos Preliminares sobre Las Glauconitas Tortonienses de la Cuenca del Guadalquivir (Sur De España). Geotemas 9, 11-15.

Abreu, V.S., Anderson, J.B., 1998. Glacial Eustasy during the Cenozoic: Sequence Stratigraphic Implications. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 82, 1385-1400.

Abreu, V.S., Haddad, G.A., 1998. Glacioeustatic Fluctuations: The Mechanism Linking Stable Isotope Events and Sequence Stratigraphy from the Early Oligocene to Middle Miocene. En: Graciansky, P.Ch., Hardenbol, J., Jacquin, Th., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Soc. Econ. Palaeontol. Mineral. Spec. Publ. 60, Tulsa, pp. 245-259.

Allen, P.A., Allen, J.R., 1990. Basin analysis. Principles and applications. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 451 pp.

Baceta, J.I., Pendón, J.G., 1999. Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, sector occidental de la cuenca del Guadalquivir. Rev. Soc. Geol. España 12, 419-438.

Barbieri, R., Ori, G., 2000. Neogene palaeoenvironmental evolution in the Atlantic side of the Rifian Corridor (Morocco). Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 163, 1-31

Benson, R.H., Rakic-El Bied, K.,Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of Tethys Ocean. Paleoceanography 6, 164-192.

Borrego, J., 1986. Sedimentación neógena en el borde septentrional de la Depresión del Guadalquivir, Sector de Aznalcollar (Sevilla). Tesis de Licenciatura. Universidad de Sevilla, Sevilla (inédita), 154 pp.

Brown, L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic-Stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brasil rift and pull-apart basins. En: Payton, C.E. (Ed.), Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration, pp. 213-248.

Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic system: concepts, merits and pitfalls: Journal of African Earth Sciences 35, 1-43.

Civis, J., Sierro, F.J., Gonzalez Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J., Valle, M.F., 1987. El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. En: Civis, J. (Ed.), Paleontología del Neógeno de Huelva (Oeste, Cuenca del Guadalquivir), Ediciones de la Universidad de Salamanca, Salamanca, pp. 5-16

Civis, J., Alonso, G., González-Delgado, J.A., Braga, J.C., 1994. Sédimentation carbonatée transgressive sur la bourdure occidentale du coloir Nord-bétique pendant le Tortonien supérieur (Fm. Calcarenita de Niebla, SW de l´Espagne. Geol. Medeterrannée 21, 9-18.

Coe, A., 2003. The sedimentary record of sea-level change. Cambridge University Press, Cambridge. 288 p.

Cornée, J. J., Roger, S., Münch, P., Saint Martin, J.-P., Féraud, G., Conesa, G., Pestrea-Saint Martin, S. 2002. Messinian events: new constraints from sedimentological investigations and new 40Ar/39Ar ages in the Melilla-Nador Basin (Morocco). Sedimentary Geology 151, 127-147.

Embry, A.F., 1993. Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurasic succession of the Sverdup Basin, Canadian Artic Archipielago. Canadian Journal of Earth Science 30, 301-320.

Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies amalysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-lower Jurasic succession, western Sverdup Basin, Arctic Canada. En: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stammes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), Artic Geology and Petroleum Potential. Norwegian Petroleum Society, Amsterdam, pp. 121-146.

Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J.M., Santisteban, C., 1996. Western Mediterranean reef complexes. In: Franseen, E.K. et al., (Eds.), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. Concepts in Sedimentology and Paleontology 5, SEPM, Tulsa, pp. 55-72.

Galloway, W.E., 1989a. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. The American Association of Petroleum Geology Bulletin 73 (2), 125-142.

Galloway, W.E., 1989b. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis II: Application to Northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin. The American Association of Petroleum Geology Bulletin 73 (2), 143-154.

González-Delgado, J.A. (coord.), Civis, J., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Ledesma, J., Pais, J., Sierro, F.J., Zazo, C., 2004. Cuenca del Guadalquivir. En: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España. SGE-IGME, Madrid, pp. 543-550.

González-Regalado, M.L., Ruiz, F., 1990. Los ostrácodos del tramo inferior de la Formación Arcillas de Gibraleón (Gibraleón, provincia de Huelva, SW de España). Rev. Soc. Geol.. Esp. 3, 23-31.

González-Regalado, M.L., Ruiz, F., 1991. Significado paleoecológico y bioestratigráfico de los ostrácodos del Neógeno superior de la Sección de Huelva. rev. Esp. Paleontol. 6, 107-116.

González-Regalado, M.L., Ruiz, F., 1996. Les foraminiféres benthiques de la baie du Sud-ouest de lEspagne pendant le Neogene superieur : le Mio-Pliocene de Huelva. Rev. de Paléobiologie 15, 109-120.

Haq, B.U., Harderbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156-1167.

Haq, B.U., Harderbol, J.:, Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S., Posamentier, H., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-level changes. An integrated approach, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 42, pp. 71-108.

Haq, B.U., 1991. Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. En: Macdonald, D.I.M. (Ed.), Sedimentation, Tectonics and Eustasy. pp. 3-39.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basin. En: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of Europeans Basins. SEPM Special Publications 60, Tulsa, pp. 3-14.

Hedberg, H.D., 1976. International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. 207 p.

Jarvis, I., Murphy, A. M., Gale. A. S., 2001. Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates: criteria for identifying systems tracts and sea-level change. Journal of the Geological Society of London 158, 685-696.

Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Roos, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes: An integrated approach. SEPM Special Publication 42, pp. 47-69.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. Nature 400, 652-655.

Ledesma, S., 2000. Astrobiocronología y estratigrafía de alta resolución del Neógeno de la Cuenca del Guadalquivir-Golfo de Cádiz. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca.

López Blanco, M., 1993. Stratigraphy and sedimentary development of the Sant Llorenç del Munt fan-delta complex (Eocene, southern Pyrenean foreland basin, northeast Spain). En: Steel, R.J., Frostick, L. (Eds.), Tectonic controls and signatures in Sedimentary sucessions. IAS Special Publication 20, pp. 67-88.

López Blanco, M., 1996. Estratigrafía Secuencial de sistemas deltaicos en Cuencas de Antepaís: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Monserrat y Roda (Paleógeno, Cuenca de Antepaís Surpirenaica). Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona, 237 p.

Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, C. 2001. The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean gateway. Terra Nova 13, 418-424.

Martínez del Olmo, W., García-Mallo, J., Leret, G., Serrano, A., Suárez, J., 1984. Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. I Congreso Español de Geología, Segovia, I, 199-213.

Mitchum, R.M., 1977. Glossary of terms used in seismic stratigraphy. En: Payton, C.E. (Eds.), Seismic stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration. pp. 205-212.

Mitchum, R.M., Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frecuency eustatic cycles. Sedimentary Geology 70, 131-160.

NACSN (North Atmerican Comisión on Stratigraphic nomenclatura), 1983. North American Stratigraphic Code. A.A.P.G. Bulletin, vol. 67, pp. 841-875.

Payton, C.E., 1977. Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologist Memoir 26, 516 p.

Pendón, J.G., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Abad, M., Tosquella, J., 2001. Pulsos transgresivos neógenos en el sector central de la Cuenca del Guadalquivir. Geotemas 3, 13-16.

Pendón, J.G., De la Rosa, J., Abad, M., 2003. Geochemical Characterization of the Glaucony Horizon within the Upper Boundary of the Tortonian Basal Transgressive Complex in Niebla, The Guadalquivir Basin, Southern Spain. III R.C.A.N.S. Congress, Abstract Volume, pp. 119-120.

Pendón, J.G., Ruiz, F., Abad, M., González-Regalado, M.L., Baceta, J.I., Tosquella, J., 2004. Transgressive Sequences on Foreland Margins: A Case Study of the Central Guadalquivir Basin. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 110, 503-515.

Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Flores, J.A., Vázquez, A., Utrilla, R., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Filippelli, G.M., 2003. Western versus eastern Mediterranean paleoceanographic response to astronomical forcing: a high-resolution microplankton study of precession-controlled sedimentary cycles during the Messinian. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 190, 317-334.

Pollard, L.E., Goldring, R., Buck, S.G., 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. Journal of the Geological Society of London 150, 149-164.

Pomar, L., Ward, W.C., 1995. Sea-level changes, carbonate production and platform architecture: the Llucmajor Platform, Mallorca, Spain. In: Haq, B.U. (Ed.), Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing. Kluwer Academic Press, Dordrecht, the Netherlands, pp. 87-112.

Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II. Sequence and systems tract models. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Roos, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 42, pp. 125-154.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. I: Conceptual framework. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Roos, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 42, pp.109-124 p.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 76, 1687-1707.

Riaza, C., Martínez del Olmo, W., 1996. Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cadiz Tertiary basin. En: Friend, P.F., Dabrio, C., (Eds),Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 330-338.

Rodríguez-Vidal, J., 1992. Aproximación al paleorrelieve Tortoniense del margen ibérico meridional (depresión occidental del Guadalquivir). Geogaceta 11, 85-86.

Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Finlayson, J.C., Gracia, F.J., Martínez-Aguirre, A., 2004. Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, Southern Iberia. Quaternary Science Reviews 23, 2017-2029.

Ross, W.C., Watts, D.E., May, J.A., 1995. Insight from stratigraphic modeling: mud-limited versus sand-limited depositional systems. AAPG Bulletin 79, 231-258.

Ruiz, F., González-Regalado, M. L., Baceta, J. I., Pendón, J.G., Tosquella, J., 1999. Los ostrácodos de las arenas con Heterostegina de la Formación "Calcarenita de Niebla" (Depresión del Guadalquivir, SO de España). Stvdia Geológica Salmanticensia 35, 9-19.

Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Baceta, J. I., Pendón, J. G., Tosquella, J., 2000. Datos preliminares sobre los ostrácodos de las arenas basales de la Formación Niebla (Depresión del Guadalquivir, S.O. de España). Geogaceta 29, 147-151.

Sánchez-Almazo, I.M., Spiro, B., Braga, J.C., Martín, J.M., 2001. Constraints of stable isotope signatures on the depositional palaeoenvironments of upper Miocene reef and temperate carbonates in the Sorbas Basin, SE Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175, 153-172.

Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and paleographical contex of the Neogene basin in the Betic Cordillera, Spain. Basin Research 4, 21-36.

Schulte, P., Speijer, R., Mai H., Agnes, K., 2006. The Cretaceous–Paleogene (K–P) boundary at Brazos, Texas: Sequence stratigraphy, depositional events and the Chicxulub impact. Sedimentary Geology 184, 77-109.

Seidenkrantz, M.-S., Kouwenhoven, T.J., Jorissen, F.J., Shackleton, N.J., van der Zwaan, G.J., 2000. Benthic foraminifera as indicators of changing Mediterranean–Atlantic water exchange in the late Miocene. Marine Geology 163, 387-407.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A., Civis, J. 1990. The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). Paleontol. Evolució, Mem. esp. 2, 209-250.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A., Civis, J., 1996. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 339-345.

Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Flores, J.A., 2001. The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section of the Mediteranean APTS. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 168, 141-169.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Francés, G. Vazquez, A., Utrilla, R., Zamarreño, I., Erlenkeuser, H., Barcena, M.A., 2003. Orbitally-controlled oscillations in planktic communities and cyclic changes in western Mediterranean hydrography during the Messinian. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 190, 289-316.

Soria, J.M., Fernández, J., Viseras, C. 1999. Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic-Mediterranean connection. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 151, 255-266.

Talling, P.J., 1998. How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge?. Geology 26, 87-90.

Tosquella, J., Baceta, J.I., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., 2000. Paleobiocenosis de Heterostegina en sedimentos de origen litoral de la Formación Calcarenita de Niebla (Mioceno superior, Cuenca del Guadalquivir, S.O. España). Geogaceta 27, 167-170.

Tosquella, J., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Baceta, J.I., 2001. El género Heterostegina (Nummulitide, Foraminifera) en el Mioceno superior del S.O. de España. Geobios 34(3), 279-290.

Tosquella, J., Abad, M., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Pendón, J.G., 2003. Paleoecología de los niveles lumaquélicos con Heterostegina en el Tortoniense del sector central de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. España). Geogaceta 33, 23-36.

Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part. 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. En: Bally, A.W. (Ed.), Atlas of seismic stratigraphy, Am. Assoc. Petrol. Geol. pp. 1-10.

Vail, P.R., Mitchum, R.M.J., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompsom, S., Sangree, J.P., Bubb, J.N., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon Exploration, pp. 49-212.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy and sedimetology: an overview. En: Einsele, G. (Ed.), Cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, New York, pp. 611-659.

Valenzuela, J.M. 1982. Palegeografía de la depresión del Guadalquivir durante el Neógeno. Bol. Geol. Min. 93, 26-32.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part. 2: Key definitions of sequence stratigraphy. En: Bally, A.W. (Ed.), Atlas of seismic stratigraphy, Am. Assoc. Petrol. Geol., pp. 11-14.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrop. A.A.P.G., Methods in exploration 7, 15-45.

Vera, J.A., 1994. Estratigrafía: Principios y Métodos. Editorial Rueda, S.L., Madrid, 806 p.

Vera, J.A., 2000. El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. Revista de la Sociedad Geológica de España 13, 345-373.

Vera, J.A., 2004. Geología de España. Sociedad Geológica de España, Madrid, 884 p.

Viguier, C., 1974. Le Néogène en Andalousie Nord-Occidentale (Espagne). Tesis Doctoral, Universidad de Bordeaux, Bordeaux, 450 p.

Viseras, C., Soria, J.M., Fernández, J., 2004. Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. In: Vera J.A. (Ed.), Geología de España. Soc. Geol. España, Madrid, España, pp. 576-581.

PARTE I

Aspectos Geomorfológicos y Estratigráficos relacionados con el Paleorrelieve y la Transgresión Tortoniense

Capítulo 1

El Control del Paleorrelieve sobre la Transgresión Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España)

1 EL CONTROL DEL PALEORRELIEVE SOBRE LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE EN EL MARGEN PASIVO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (SUR DE ESPAÑA)

1. INTRODUCCIÓN

2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA
2.1. El Zócalo Varisco Ibérico
2.2. La Cuenca del Guadalquivir y el Complejo Basal Transgresivo (CBT)
2.3. Formación y Evolución Geomorfológica de Sierra Morena

3. METODOLOGÍA

4. EL REGISTRO DE LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE SOBRE EL MARGEN PASIVO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR
4.1. Arquitectura de Facies en el Margen Pasivo de la Cuenca
4.2. Rasgos geomorfológicos relacionados con la Transgresión Tortoniense

5. ANÁLISIS DEL PALEOGRADIENTE TOPOGRÁFICO Y CONFIGURACIÓN DEL PALEORRELIEVE TORTONIENSE
5.1. Una aproximación al paleorrelieve tortoniense. Hipótesis de partida
5.2. Los Parámetros Estadísticos como herramientas para la reconstrucción del Paleorrelieve Tortoniense
5.3. Análisis topográfico del Paleorrelieve

6. EL CONTROL DEL PALEORRELIEVE EN LA SEDIMENTACIÓN TORTONIENSE
6.1. Los otros factores controlantes. La tectónica, el eustatismo y el clima
6.2. El Control Del Paleorrelieve Sobre La Sedimentación Tortoniense

7. EVOLUCIÓN DEL RELIEVE E IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS
7.1. Situación inicial (pre-tortoniense y Tortoniense inferior)
7.2. Primera Etapa (Tortoniense inferior-superior)
7.3. Segunda Etapa (Tortoniense superior)
7.4. Transición a la Formación Arcillas De Gibraleón

8. RESPUESTA ESTRATIGRÁFICA A LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE
8.1. Primera Etapa
8.2. Segunda Etapa

9. CONCLUSIONES

1. INTRODUCCIÓN

El concepto de transgresión y regresión puede ser expresado en términos de trayectoria de una línea de costa, entendiendo ésta como la dirección de migración a lo largo de su pendiente deposicional (Cattaneo y Steel, 2003). El avance de costa hacia el continente se produce en respuesta a factores que se encuentran directamente controlados por la interacción de procesos de diferente escala (eustasia, tectónica, clima, energía del medio, paleotopografía, etc.) dentro del área que experimenta la fluctuación del nivel marino. A grandes rasgos, estos procesos pueden reunirse en dos grandes grupos, en general independientes uno del otro (Catuneanu, 2002): i) factores que originan cambios en el nivel de base y en el espacio de acomodación (A), relacionados con cambios en el nivel relativo del mar y en la energía del medio; ii) factores relacionados con cambios en la sedimentación y el aporte sedimentario, principalmente controlados por el clima y la tectónica (S). Los cambios en el nivel base controlan la formación o destrucción del espacio de acomodación, que puede ser compensado o no por la tasa de sedimentación. El resultado de este balance, modulado al final por la paleotopografía, dirige la trayectoria de migración de una costa (Fig. 1). Una transgresión, o retroceso de la línea de costa, se produce en los ángulos comprendidos entre 180° y 90°. La fase estacionaria o de agradación (Galloway, 1987) se registra a través de direcciones de migración próximas a 90°. Las regresiones se limitan a ángulos comprendidos entre los 90° y 0°, durante fases de altura constante o de ascenso del nivel del mar (regresiones normales o estables, Muto y Steel, 1997), o entre los 0° y los 270°, cuando la línea de costa posee una trayectoria por debajo de la horizontal durante descensos relativos del nivel del mar (regresiones forzadas, Posamentier et al., 1993).

En los últimos años existen numerosos trabajos que describen los escenarios diferentes en los que se producen las transgresiones (p.e. Muto y Steel, 1992; Helland-Hansen y Gjelberg, 1994; Helland-Hansen y Martinsen, 1996; López-Blanco et al., 2000) en los que se analiza la interacción de factores como la tasa de aporte sedimentario, la tasa de ascenso del nivel del mar y la configuración topográfica del área transgredida. Aunque varios autores han enfatizado la importancia de este último factor (Abbott, 1985; Belknap y Kraft, 1985; Demarest y Leatherman, 1985; Ross et al., 1995; Hellan-Hansen y Martinsen, 1996; Talling, 1998), el paleorrelieve suele ser estimado como un parámetro teórico, citado sólo de forma accesoria, y su análisis rara vez es considerado como un factor determinante en la evolución de la línea de costa. Es por este motivo que el paleorrelieve transgredido ha recibido en la mayor parte de las ocasiones una atención muy puntual en detrimento de la tectónica, el eustatismo o la sedimentación, tal vez por la dificultad que constituye realizar una aproximación fiable a su configuración original (Brault et al., 2004; Lucente, 2004). Los pocos

trabajos destinados a estudiar el control de la configuración topográfica del paleorrelieve ponen de manifiesto su importancia sobre la geometría y naturaleza de las facies, así como en la distribución de medios sedimentarios (Geluk, 2000; Leckie et al., 2000; Johnson et al., 2005). Mucho menos conocida resulta su influencia sobre el registro de los ascensos del nivel del mar y la estratigrafía de secuencias (Leckie et al., 2000; Hampson y Storns, 2003). La relación de descensos del nivel del mar y paleorrelieve, por el contrario, sí ha recibido una mayor atención al encontrarse asociados al desarrollo de extensas superficies de erosión (Riding et al., 1999; Lofi et al., 2005) y paleovalles, a partir de los que se produce el encajamiento de ríos y la implantación de deltas durante las regresiones (Plint y Wadsworth, 2003; Brault et al., 2004; EriS et al., 2005).

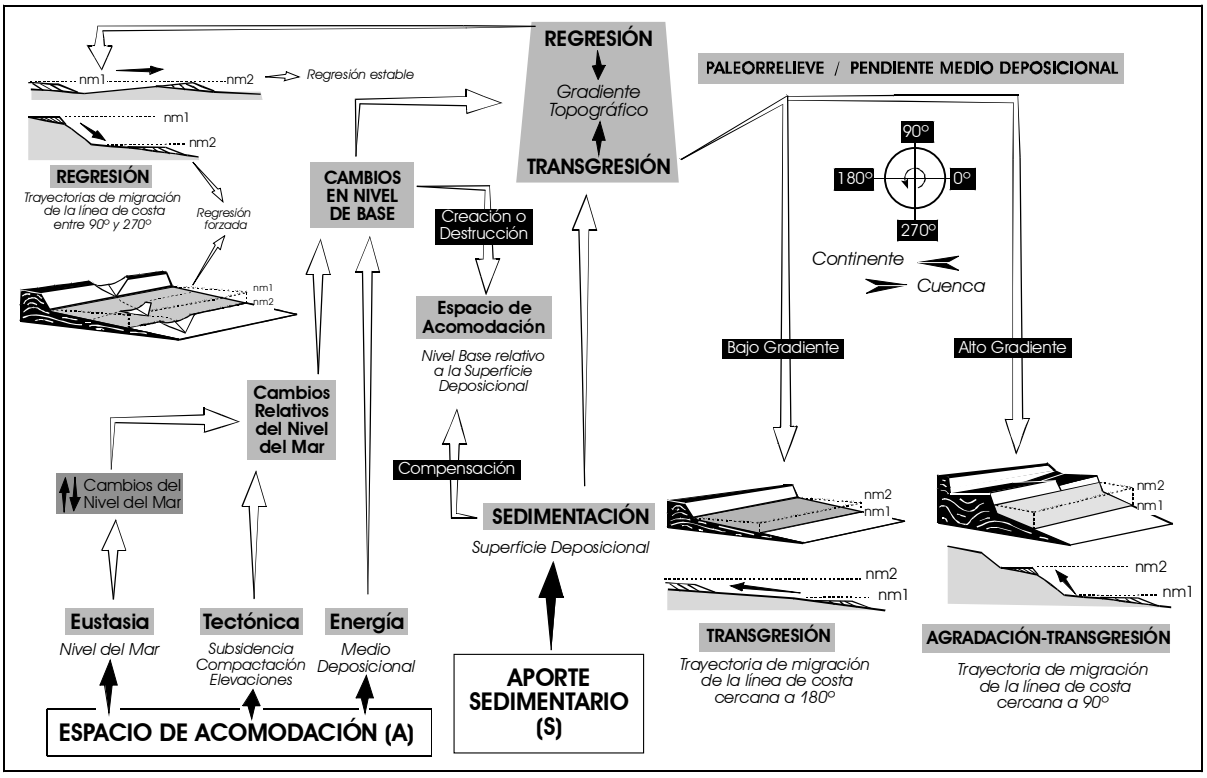


Figura 1. Factores controlantes y procesos que intervienen en la evolución de la trayectoria de la línea de costa durante los ascensos y descensos del nivel del mar (nm).

La fisiografía heredada de una cuenca refleja la geometría de los depósitos previos y del paleorrelieve, a la vez que la historia de la erosión, enterramiento e incluso compactación que han experimentado sus sedimentos. En otro sentido, el paleorrelieve permite obtener una idea directa del paleogradiente topográfico -entendiendo éste como el ángulo de inclinación hacia la cuenca del área transgredida- y cuantifica, por tanto, la resistencia que opone el sustrato a la migración del cordón litoral hacia el continente. El gradiente topográfico constituye en el litoral d un factor de naturaleza local, pero determinante, que controla la magnitud y la

trayectoria de avance de la costa, inhibiéndola por completo o aumentándola de forma considerable en otras ocasiones.

En la Cuenca del Guadalquivir se han realizado algunos trabajos preliminares destinados al análisis del paleorrelieve tortoniense (Rodríguez-Vidal, 1992; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004) y al registro geomorfológico de los ascensos del nivel del mar sobre su margen de antepaís (Flores, 1994; Cáceres, 1995). El objetivo de este estudio es proponer diferentes herramientas (estratigráficas, geomorfológicas, estadísticas, etc.) válidas para cuantificar el control que ejerció el paleorrelieve en el transcurso de la transgresión que experimentó la Cuenca del Guadalquivir durante el Tortoniense. A su vez, se realizará un análisis comparativo en distintos sectores del margen, que presenta claras diferencias estratigráficas y paleotopográficas a lo largo de toda su extensión. Este análisis permitirá profundizar en el registro de las oscilaciones del nivel del mar sobre el sustrato paleozoico y establecer criterios para evaluar la importancia de este factor en costas rocosas y/o acantiladas de cuencas similares. Todas estas circunstancias nos ayudarán a comprender la compleja evolución temporal y espacial de la arquitectura de facies y de la paleogeografía en el margen pasivo de la cuenca durante la transgresión tortoniense, carácter probado, por otro lado, en trabajos previos de diferente índole (Sierro et al., 1990; Baceta y Pendón, 1999).

2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La zona de estudio se ubica en el margen septentrional de la Cuenca del Guadalquivir, donde se registra ampliamente un conjunto de materiales neógenos depositados de forma discordante sobre los materiales del Macizo Varisco. Al sur, estos depósitos terciarios desaparecen bajo las terrazas cuaternarias del Río Guadalquivir y de sus principales afluentes.

2.1. El Zócalo Varisco Ibérico

El Macizo Varisco Ibérico es una unidad geológica bien diferenciada dentro de la Península Ibérica. Presenta relieves montañosos de altitudes medias que constituyen los residuos de cordilleras antiguas, formadas al final del Paleozoico y representa una parte significativa de la Cadena Varisca Europea que ocupa todo el sector occidental de la Península Ibérica. Este afloramiento está limitado al NW y W por el Océano Atlántico y la Orla Mesozoico-Cenozoica portuguesa, y al E por los sedimentos que rellenan las grandes cuencas interiores (Duero y Tajo) y los depósitos neógenos de la Depresión del Guadalquivir (Fig. 2). En general, el Macizo Ibérico meridional está constituido, fundamentalmente, por materiales

paleozoicos afectados por la Orogenia Varisca, aunque también aparecen materiales mesozoicos y terciarios pretortonienses, depositados sobre los anteriores, y afectados por la Orogenia Alpina. El área de estudio, localizada en el sector suroriental de dicho afloramiento paleozoico, presenta como basamento de la cobertera cenozoica dos de las "zonas" en que fue dividido el Macizo según características estratigráficas, estructurales y de metamorfismo (Lotze, 1945; Julivert et al., 1974), la Zona Surportuguesa (ZSP) y Zona de Ossa-Morena (ZOM) (Fig. 2).

La Zona de Ossa-Morena constituye el sustrato en la zona más oriental del área de estudio. Es litológicamente muy heterogénea y destaca por su metamorfismo regional en dos franjas aproximadamente paralelas, situándose entre ellas un volcanismo ácido y básico que generó mineralizaciones de sulfuros polimetálicos. Se dispone cabalgante sobre las zonas colindantes al NE y SO. Dentro de este dominio, se incluyen en el área de estudio rocas sedimentarias siliciclásticas, rocas metamórficas de bajo grado y rocas plutónicas ácidas.

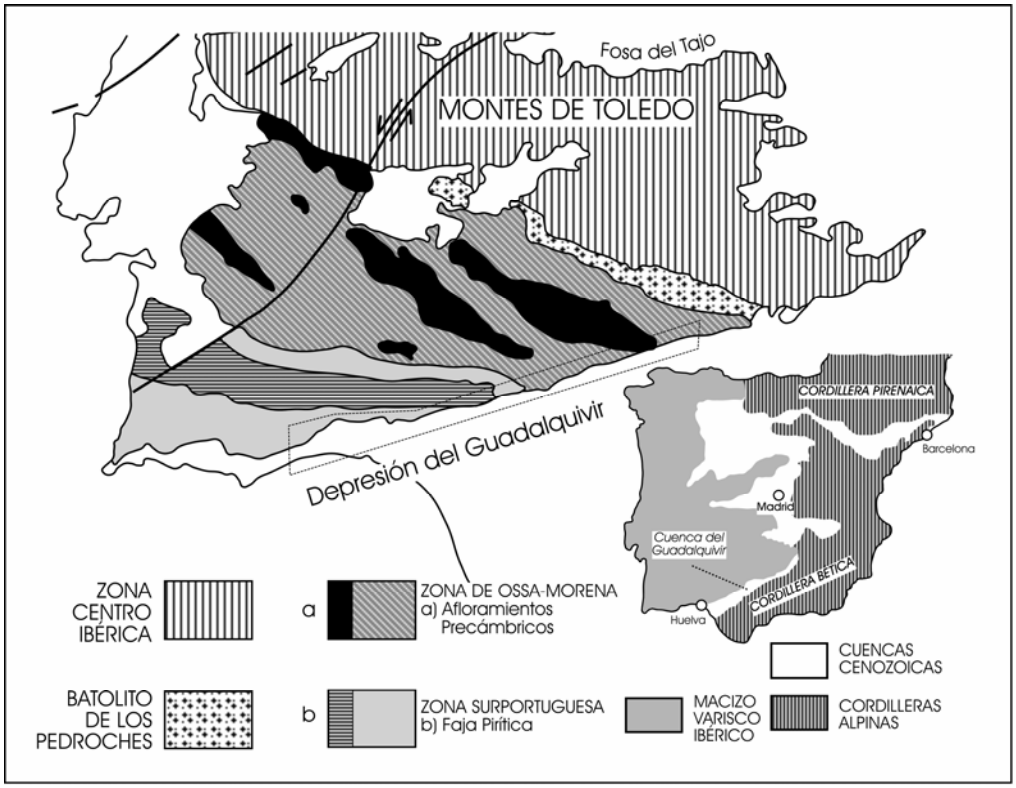


Figura 2. Zonas geológicas del Macizo Varisco Ibérico en su sector meridional. Modificado de Julivert et al. (1974).

La Zona SurPortuguesa (ZSP) constituye todo el dominio paleozoico que delimita y sirve de basamento a los depósitos terciarios y cuaternarios del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir y a la mayor parte de su sector central. En el análisis llevado a cabo aquí, es especialmente interesante su Dominio Central. Dentro de este dominio, por su extensión y constituir preferentemente el sustrato que experimento la transgresión tortoniense, destacan

(Fig. 3): i) El Grupo Pizarroso-Cuarcítico (PQ), de edad Fameniense superior, formado por secuencias de pizarras, subgrauvacas y cuarcitas con lentejones calcáreos fosilíferos a techo; ii) El Grupo Culm, que constituye el basamento de la mayor parte de los depósitos terciarios. Está compuesto por materiales detríticos de origen turbidítico, en su mayoría pizarras, cuarcitas y litoarenitas de edad Viseense superior-Namuriense medio (Oliveira y Wagner-Gentis, 1983); iii) Los Plutones Graníticos que, formados por gabros y granitos peralumínicos, afloran en bandas subparalelas, ligeramente oblicuas a las estructuras regionales y concentrados en el extremo oriental de la ZSP, constituyendo el Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS, De La Rosa, 1992). Se emplazaron en niveles relativamente someros dentro de los materiales devonicos y carboníferos de la Faja Pirítica Ibérica (Simancas, 1983).

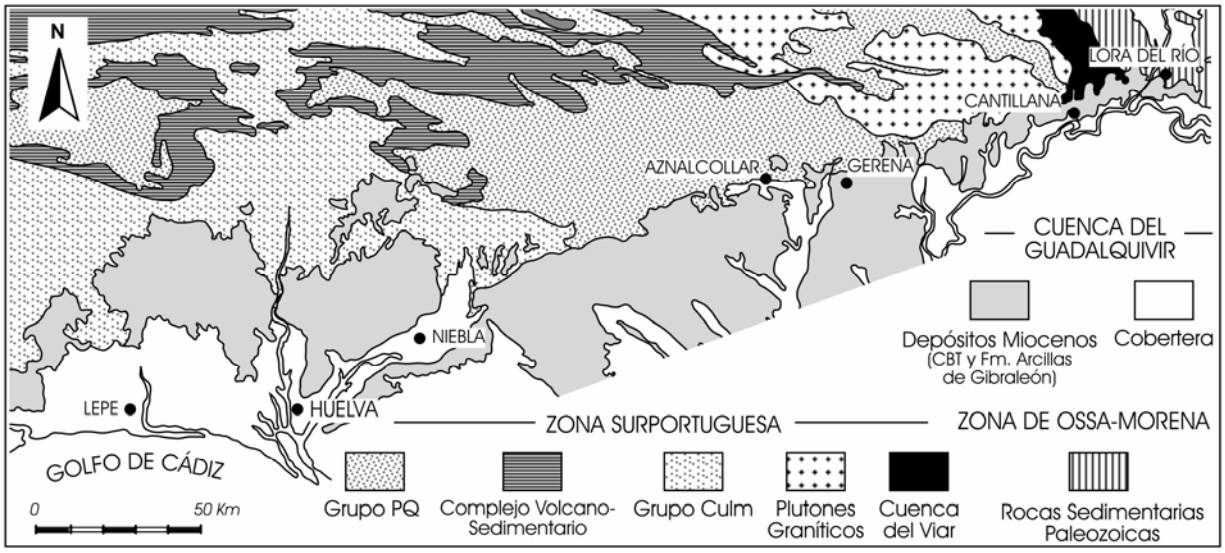


Figura 3. Esquema geológico de la Zona la Zona Surpotuguesa y parte de la Zona de Ossa Morena, que basamenta la mayor parte del sector occidental y central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir.

2.2. La Cuenca del Guadalquivir y el Complejo Basal Transgresivo (CBT)

El sector de estudio se localiza en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir, desarrollada durante el Mioceno y Plioceno de forma contemporánea a las principales etapas de configuración de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). La historia geológica de la Cuenca esta estrechamente relacionada con la evolución de las unidades mayores de esta cadena montañosa y está controlada por su situación entre el Basamento Ibérico hacia el Norte y el Orógeno Bético hacia el Sur y Sureste. La subsidencia que originó el emplazamiento de las Zona Externas Béticas sobre el margen pasivo y el engrosamiento cortical y litosférico baja las Cordilleras Béticas parece haber jugado un importante papel en la evolución de esta depresión (Abad, este volumen). La Cordillera Bética, que constituye la

parte más occidental de la Cadena Alpina Mediterránea, ha sido subdividida en diferentes dominios. Dos de ellos, tienen una gran importancia en la historia de esta cuenca: las Zonas Internas (Béticas s.s.) o Bloque de Alborán, constituidos por terrenos formados por rocas paleozoicas y triásicas (Andrieux et al., 1971); y las Zonas Externas, compuestas por rocas mesozicas y cenozicas menos deformadas. Después de la colisión entre la Placa de Alborán con el Margen Suribérico, durante el Mioceno Superior tuvo lugar un levantamiento generalizado a lo largo de las Zonas Externas, y el surco frontal bético (*foredeep*), anexo al margen activo de la Cuenca, evolucionó a la Cuenca de antepaís del Guadalquivir (Sanz de Galdeano y Vera, 1992).

Los depósitos miocenos en los que se centra este trabajo registran la transgresión que tuvo lugar en el margen Norte de la Cuenca a lo largo del Tortoniense. La base de la secuencia define el depósito transgresivo sobre las rocas pre-neógenas del margen ibérico. Esta transgresión estuvo propiciada, en parte, por el ascenso eustático correspondiente a la elevación del nivel del mar asociada al Ciclo 3.2 de Haq et al. (1987, 1988) y por la rotación del depocentro de la cuenca hacia el Noreste (Sierro et al., 1990). El proceso de deformación tectónica permitió la rotación destral de la cuenca de antepaís bética y provocó que una nueva secuencia deposicional progresará directamente sobre el borde del Macizo Varisco Ibérico (Secuencia B, Sierro et al., 1990). Todo ello contribuyó a la formación de un medio de plataforma marina, con depósitos de costa transgresiva elaborada sobre el sustrato paleozoico emergido. A lo largo del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir, el registro estratigráfico tortoniense incluye una gran heterogeneidad de las facies que cubren el Sustrato Varisco en función del sector considerado. Debido a la compleja arquitectura de facies, estos depósitos han sido agrupados en el Complejo Transgresivo Basal (CTB, Pendón et al., 2004). En función de los cambios laterales en la naturaleza de los depósitos, a grandes rasgos y con una finalidad descriptiva se han diferenciado 4 sectores a lo largo del margen pasivo de la Cuenca (Fig. 4).

En el Sector A (Ayamonte-Niebla, Huelva), que se ubica en el extremo más occidental del área de estudio, los depósitos miocenos afloran mal, presentan poca potencia y son de naturaleza siliciclástica, principalmente limos, arenas con gravas y conglomerados. Más hacia el Oeste, el Sector B se localiza entre las localidades de Niebla y Villaverde del Río (Sevilla). En este sector el registro sedimentario es poco potente, compuesto por depósitos siliciclásticos (arenas y conglomerados) y, principalmente, por depósitos de calcarenitas y calizas que los cubren (Baceta y Pendón, 1999). El área central del margen pasivo se caracteriza tanto por depósitos siliciclásticos (arenas y conglomerados) como carbonatados (Pendón et al., 2001; Pendón et al., 2004; Abad et al., 2005b), con zonas de instalación de sistemas deltaicos

importantes como los descritos en el Sector C (Villaverde-Lora del Río, Sevilla), mostrando series de gran potencia. En otras zonas se registra un amplio desarrollo de facies calcareníticas y calizas asociadas a plataformas marinas carbonatadas y playas de sedimentación mixta (Sector D, Lora del Río-Hornachuelos, Córdoba). Estos cambios reflejan el resultado de la interacción entre los distintos factores controlantes en diferentes zonas de la cuenca.

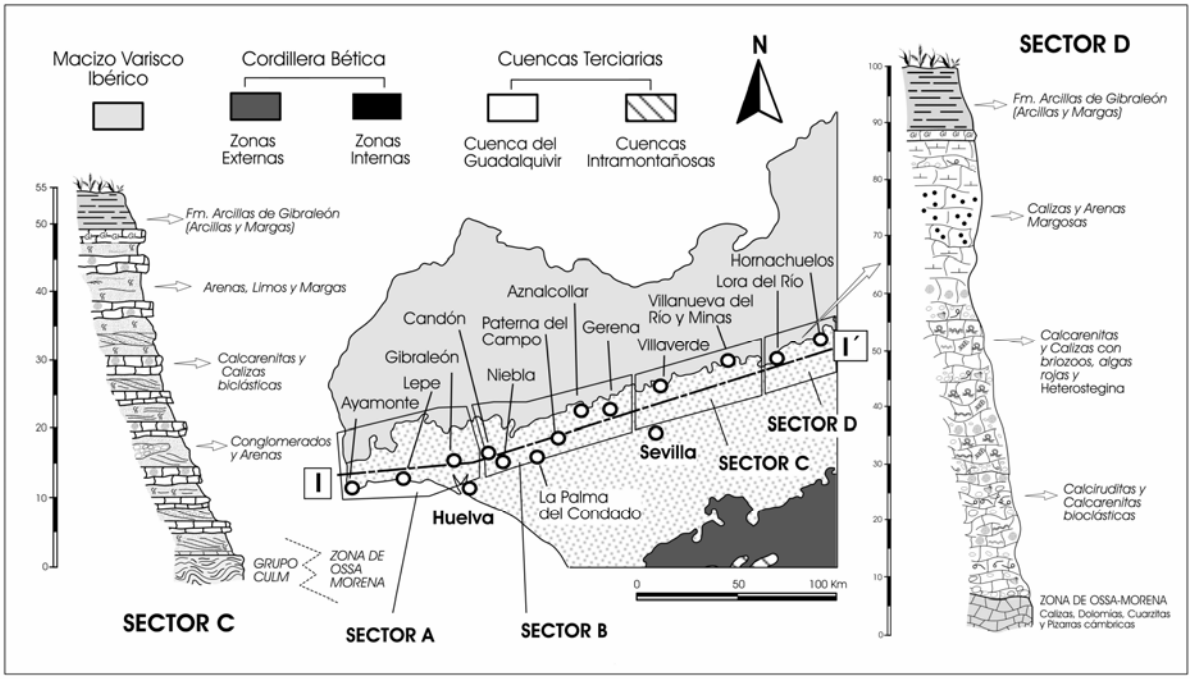


Figura 4. Diferentes sectores diferenciados para el registro estratigráfico tortoniense a lo largo del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir a partir del la asociación de facies sedimentarias y organización secuencial.

Sobre el CTB se deposita la Formación Arcillas de Gibraleón (Civis et al., 1987), de edad Tortoniense superior-Plioceno inferior (Sierro, 1985), prácticamente en todo el margen de la cuenca (Fig. 4), constituida por una sucesión monótona de arcillas y margas muy rica en microfauna planctónica y bentónica. En la zona de estudio esta formación, que alcanza potencias superiores a los 1000 metros hacia el centro de cuenca, representa los materiales de la Etapa de Nivel del Mar Alto de la Secuencia B y la totalidad de la Secuencia C (Sierro et al., 1995). Sólo de forma muy ocasional, la base de esta formación define el contacto del sustrato con la serie neógena, presentando en estos puntos una potencia mucho menor.

2.3. Formación y Evolución Geomorfológica de Sierra Morena

Para evaluar la importancia que tuvo el paleorrelieve en el transcurso de la transgresión tortoniense en la Cuenca del Guadalquivir, es necesario conocer cuál fue su configuración en ese instante y la evolución que ha experimentado desde el momento de su formación. El

Macizo Ibérico presenta, a muy grandes rasgos, una significativa uniformidad topográfica definida por grandes superficies de aplanamiento afectando a diferentes litologías que se han labrado a lo largo de diferentes etapas morfogenéticas (Fig. 5). El resultado de estas etapas son las extensas penillanuras que dominan en las dos mesetas, de las que resaltan los relieves constituidos por alineaciones cuarcíticas. Estos resaltes son más notables en la submeseta meridional (Sierras de San Pedro, Guadalupe, Las Villuercas) y llegan a constituir la estructura interna de algunos sistemas montañosos, como es el caso de Montes de Toledo y Sierra Morena, configurando un relieve apalachiano característico (Martín Serrano, 1991; Cantano, 1996).

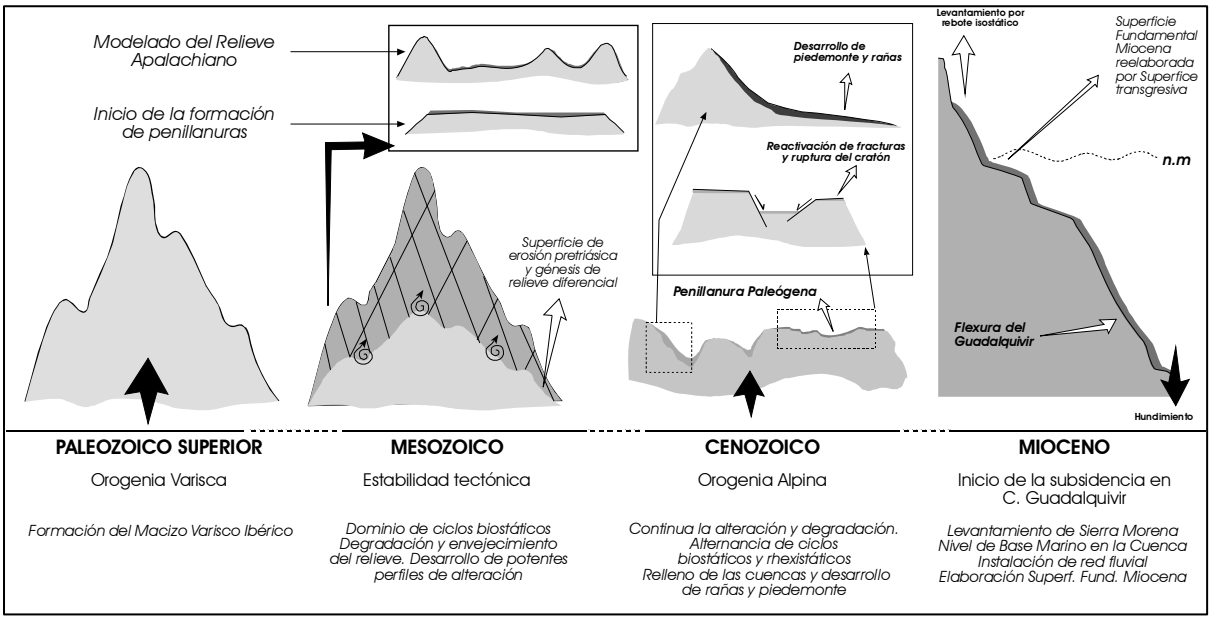


Figura 5. Diferentes etapas morfogenéticas y evolución simplificada del relieve en el Macizo Varisco desde su génesis hasta la transgresión tortoniense en la Cuenca del Guadalquivir. n.m., nivel del mar.

Desde finales del Paleozoico, de manera recurrente, se suceden en la península ciclos biostásicos y rexistásicos que constituyen una continuidad en el modelado del relieve hercínico peninsular. En ellos los cambios climáticos oscilan entre tropical húmedo y tropical árido que llevan implícitos la génesis de "aplanamientos geoquímicos" (Millot 1980) durante prolongadas etapas. A lo largo de estas etapas imperan las deformaciones de amplio radio que tienen como consecuencia la paulatina y parcial erosión de las alteraciones correlativas a las etapas biostásicas (superficie pretriasica) y la génesis de un relieve diferencial, maduro y de carácter apalachiano que resalta las directrices estructurales de la Cadena Varisca. La Orogenia Alpina, durante el Cenozoico, provoca la ruptura de ciertos sectores del cratón con reactivación de antiguas fallas, generando los relieves más destacados del centro oeste peninsular (Sistema Central, Sierra de la Estrella en Portugal). Pero, al mismo tiempo, se siguen

modelando las grandes superficies prediseñadas durante el Mesozoico (Penillanura Paleógena y "Superficie Fundamental" miocena (Solé, 1952), con la degradación de las alteraciones previas. La degradación de las alteraciones, que conlleva la génesis de estos aplanamientos, da lugar al relleno de las cuencas interiores que culmina, en los bordes, con el desarrollo de piedemontes configurados por sistemas de abanicos aluviales y nuevos procesos de alteración que afectan a los mismos (rañas) y al zócalo. Estos son funcionales hasta la captura de dichas cabeceras por la red fluvial actual (Martín Serrano, 1989; Cantano, 1996).

Actualmente Sierra Morena es el sistema montañoso más meridional del afloramiento varisco. Su relieve está configurado por una sucesión subparalela de sierras (400-1000m) y suaves valles que lo definen en su mayor parte como relieve apalachiano y que remarcan la arquitectura de plegamiento de la cadena. La elaboración de estos rasgos morfológicos es consecuencia de las etapas anteriormente descritas, pero así como en otros sectores se han acotado las etapas más importantes en el modelado, en Sierra Morena aún permanece la duda en la definición de la penillanura entre pre- o intraterciaria y se plantea la confusión entre el ciclo pretriásico y otro del final del Mioceno (Chapul, 1971). Ya durante el Mioceno inferior y medio, el comienzo de la subsidencia neógena, que flexiona el zócalo hacia el Sur, marca el inicio de la sedimentación en la Cuenca del Guadalquivir y crea un nivel de base marino para la red fluvial en ese momento (Rodríguez-Vidal, 1992). Se instalan así valles fluviales procedentes del Norte, probablemente adaptados a fracturas reactivadas, que disectan un relieve ya aplanado pre-tortoniense. Recientemente, se ha especulado con un levantamiento y rejuvenecimiento del relieve de Sierra Morena (*flexural tilting*) durante parte del Mioceno medio y superior, principalmente asociado a un rebote elástico producto de la flexura y hundimiento del sustrato de la cuenca hacia las Cordilleras Béticas (García-Castellanos et al., 2002; Vegas et al., 2004). Son varios los trabajos recientes que sugieren que el relieve actual de Sierra Morena responde a un levantamiento flexural del margen Norte de la Cuenca del Guadalquivir como respuesta al hundimiento que experimenta la depresión desde el momento de su formación. Esta interpretación se encuentra apoyada por diferentes evidencias como el incremento de la tasa de erosión en Sierra Morena durante el Neógeno deducidas por análisis de huellas de fisión (Stapel, 1999), el ascenso del Moho bajo Sierra Morena (González et al., 1998) y el régimen de esfuerzos derivados de la población de fallas y sismicidad (Herraiz et al., 1996).

En las proximidades del contacto del Macizo Varisco con la Depresión del Guadalquivir, los depósitos del CBT bordean, a menor cota, la superficie de erosión paleógena y están en relación con franjas más o menos estrechas en las que la superficie ha sufrido retoques de carácter erosivo costero tras el ascenso del nivel del mar, localmente muy bien registradas

(Rodríguez-Vidal, 1992; Abad et al., 2005a). Durante el Plioceno tiene lugar la retirada definitiva del mar de la cuenca y entre finales del Plioceno y principios del Cuaternario se produce el inicio de la organización fluvial actual. Desde ese momento, la incisión y el vaciado erosivo han sido las principales causas generadoras de relieve. Todos los ríos importantes del área y sus tributarios se encuentran fuertemente encajados en los tramos en los que discurren sobre el zócalo. Es probable que la erosión se haya centrado en los materiales menos competentes y que dicho encajamiento se produjera a favor de antiguos cauces ya generados en etapas previas del relieve.

3. METODOLOGÍA

La metodología empleada en este trabajo contempla varias disciplinas geológicas con el fin de analizar el registro de la transgresión sobre el paleorrelieve desde distintos puntos de vista. Desde un punto de vista geológico amplio se ha revisado la cartografía regional en las zonas donde afloran las facies tortonienses directamente sobre el sustrato, en mapas geológicos de escala 1:50.000 y 1:200.000 (IGME), en distintas publicaciones y en tesis doctorales. En determinadas áreas se han reelaborado por completo (por ejemplo, en los sectores Villaverde del Río-Lora del Río o Niebla-Paterna). Una primera aproximación al registro geomorfológico de la transgresión Tortoniense sobre el sustrato paleozoico se ha obtenido mediante cartografía de superficies y modelados erosivos (plataformas y mesas/cuestas), llevándose a cabo en zonas donde se hacen más evidentes estas morfologías (en Niebla o Villanueva del Río y Minas) mediante fotografía aérea y mapas topográficos a escala 1:20.000. La configuración del paleorrelieve y la morfología de los cuerpos sedimentarios se han estudiado a través de técnicas estratigráficas clásicas, a partir de las que se reconstruye la arquitectura del Complejo Basal Transgresivo y se establecen diferentes asociaciones de facies generales que son comunes para todo el margen. Se han realizado cortes de detalle en zonas donde se observa con claridad el contacto entre la formación tortoniense y el sustrato, con tomas de muestras y de datos sedimentológicos y faunísticos detallados, encaminados a reconstruir cómo se produjo el depósito de estos materiales en los primeros estadios de la transgresión.

4. EL REGISTRO DE LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE SOBRE EL MARGEN PASIVO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR

El avance de una línea de costa sobre un paleorrelieve constituido por un sustrato rocoso implica un aumento del espacio de acomodación, que puede ser compensado rápidamente

por la sedimentación. Al mismo tiempo, un ascenso relativo del nivel del mar favorece la acción erosiva de los agentes hidrodinámicos sobre el zócalo rocoso transgredido (oleaje, mareas, corrientes, etc.). Esta circunstancia puede quedar registradas básicamente de dos formas: i) en la naturaleza, disposición y geometría de los depósitos sedimentarios sobre el primero o; ii) mediante la creación de superficies de erosión relacionadas con la formación de plataformas de abrasión costera y acantilados modelados sobre un sustrato rocoso. En la Cuenca del Guadalquivir son varios los trabajos destinados a estudiar este tipo de registros, si bien, la mayor parte de ellos son de carácter excesivamente local y carecen de una perspectiva regional que permita obtener una visión global del margen Norte de la cuenca.

4.1. Arquitectura de Facies en el Margen Pasivo de la Cuenca

Se han diferenciado 4 sectores en el margen pasivo de la cuenca (Fig. 4), a partir de los cambios laterales más significativos detectados en la naturaleza de las asociaciones de facies estudiadas (Af, Tabla I), que se relacionan con cambios en la distribución de medios sedimentarios, tipo de sedimentación y en la paleogeografía de la cuenca durante el Tortoniense.

4.1.1. ***Sector A.*** Se encuentra comprendido entre las localidades de Ayamonte y Niebla, ambas localizadas en la provincia de Huelva. Los principales afloramientos se observan en las inmediaciones de Lepe y Cartaya. En esta zona, la serie tortoniense presenta una potencia máxima de unos 20 metros y un elevado contenido paleoicnológico (Muñiz et al., 1998; Muñiz y Mayoral, 2001). De muro a techo, se han diferenciado cuatro tramos (Fig. 6). El tramo 1 se deposita mediante una discordancia angular y erosiva sobre el sustrato paleozoico, formado por las pizarras, litoarenitas y cuarcitas del Grupo Culm. Está formado por 2 a 4 metros de arcillas oscuras, masivas, ricas en materia orgánica (Asociación de facies A -Af. A-). Presenta un alto contenido en fauna fósil (bivalvos, gasterópodos, escafópodos, etc.) y restos carbonosos. Hacia el Norte estos depósitos pasan a arenas con gravas y cantos y conglomerados con restos dispersos de pectínidos, ostreidos y cirrípedos balanomorfos (Af. C). Estos depósitos más groseros están formados por litoarenitas algo inmaduras, de finas a gruesas, de colores muy heterogéneos. Las gravas y conglomerados, menos frecuentes, se presentan en niveles de escasa potencia de morfología tabular o canaliforme, haciéndose más escasos hacia techo de este tramo. El tramo 2 lo componen entre 10 y 15 m de limos arenosos blancos (Af. D), con intercalaciones microconglomeráticas-arenosas y de arcillas a diferentes alturas dentro de la serie. La característica más relevante de este tramo es la existencia de

numerosas costras ferruginosas intercaladas en los limos, interpretadas como superficies diastémicas, asociadas a reactivaciones transgresivas (Mayoral y Muñiz, 1996; Muñiz, 1998). Las costras presentan un carácter lumaquélico, compuestas principalmente por malacofauna. El tramo 3 presenta una potencia de unos 2 m y está formado por arenas glauconíticas, en ocasiones cementadas, con gran cantidad de restos de fauna marina (Af. G), principalmente bivalvos y gasterópodos.

ASOCIACIÓN DE FACIES (Af)	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN	REFERENCIAS
Af. A	Arcillas ricas en materia orgánica y restos fósiles, intensamente bioturbados	Estuario/ Bahía	Muñiz *et al.*, 1998 Muñiz y Mayoral, 2001
Af. B	Conglomerados y arenas no fosilíferos	Sistemas fluviales	Baceta y Pendón, 1999 Borrego, 1986 Abad, 2002
Af. C	Arenas y conglomerados fosilíferos	Frente deltaico	Abad, 2002 Pendón *et al.*, 2004
Af. D	Limos y arenas finas margosas con fauna dispersa	Prodelta / Plataforma marina	Baceta y Pendón, 1999 Abad et al., 2004
Af. E	Calcarenitas y Calciruditas muy fosilíferas (ostreidos y pectinidos)	Playas de sedimentación mixta	Baceta y Pendón, 1999 Civis *et al.*, 1994
Af. F	Calizas con algas, briozoos y/o *Heterosteginas*	Plataforma marina carbonatada	Baceta y Pendón, 1999 Civis *et al.*, 1994
Af. G	Arenas y limos glauconíticos	Nivel de condensación marino	Sierro *et al.*, 1990 Baceta y Pendón, 1999 Abad *et al.*, 2004
Af. H	Arcillas, margas y limos muy ricos en microfauna planctónica	Plataforma marina profunda	Civis *et al.*, 1984 Sierro *et al.*, 1990 González-Regalado y Ruiz, 1990 y 1991

Tabla 1. Principales Asociaciones de Facies (Af.) registradas a lo largo del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir.

En conjunto, la serie tortoniense se interpreta como una transgresión en un medio costero que evoluciona a un medio marino semi-confinado, de fondos limo-fangosos con abundante materia orgánica. Inicialmente, la serie en este zona presenta una tendencia agradante o levemente retrogradante, y pasa de forma brusca a presenta un carácter retrogradante claro en la parte alta de la formación. El tramo 1 se ha interpretado como un sistema costero de tipo deltaico, en el que los depósitos representan zonas de frente deltaico, marismas y bahias interdistributario, aunque las malas condiciones de afloramiento no permiten realizar mayores precisiones sobre sus características. Dentro de las facies arenoso-conglomeráticas se puede observar una disminución del tamaño de grano y de la frecuencia de los niveles conglomeráticos hacia el techo de la serie. El tramo 2 representa un episodio brusco de profundización respecto al tramo anterior, con la instalación de condiciones marinas más claras y menor influencia deltaica. El tramo 3 registra el rápido ascenso eustático que marca el tránsito a la Formación Arcillas de Gibraleón (tramo 4) y la instalación de una plataforma marina profunda sobre los depósitos previos, registrada mediante la Af. H.

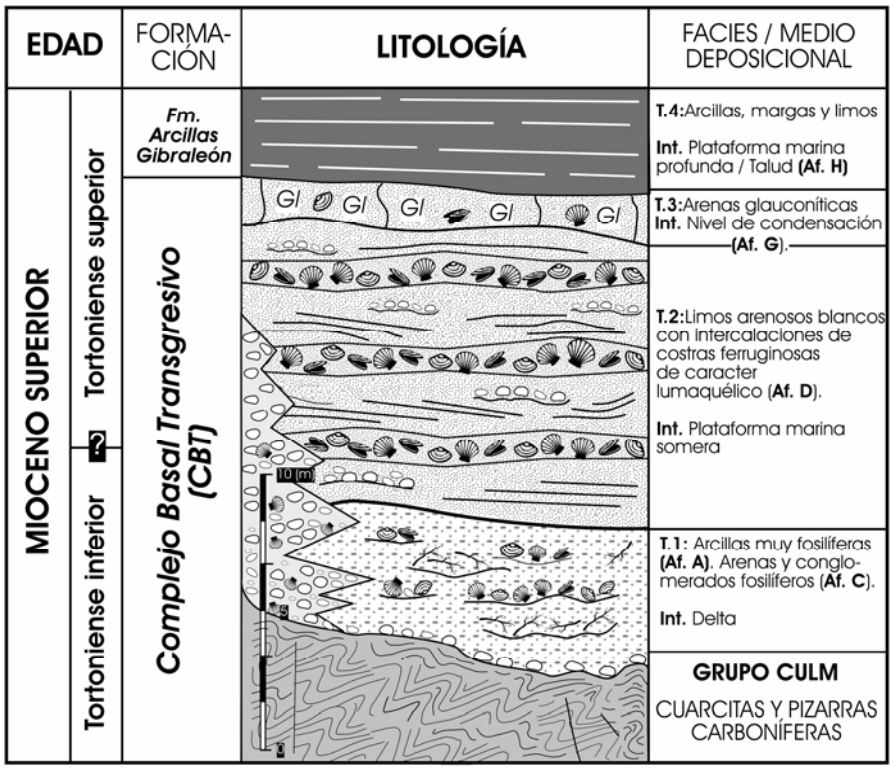


Figura 6. Sección estratigráfica regional en el Sector A. Basado en Muñiz, 1998 y Muñiz y Mayoral, 2001.

4.1.2. ***Sector B.*** El Sector B está comprendido entre los pueblos de Niebla (Huelva), al Este, y Villaverde del Río (Sevilla), al Oeste. Constituye el sector de mayor extensión areal, con una potencia media de la serie cercana a los 20 metros, aunque de forma local puede alcanzar los 35 metros en las proximidades de Aznalcollar (Sevilla). El relleno sedimentario de la cuenca en esta zona puede ser dividido en dos etapas bien diferenciadas (Borrego, 1986; Baceta y Pendón, 1999; ver Parte II). La primera etapa está marcada por la coexistencia de condiciones tanto continentales como marinas y por sedimentación de naturaleza terrígena. En general se trata de conglomerados, arenas y limos asociados a sistemas fluviales y deltaicos que alimentaban la plataforma marina adyacente (Af. B, C y D; Fig. 7). Los sistemas fluviales se situaban ocupando las posiciones más deprimidas del sustrato paleozoico y pierden representatividad hacia la parte alta de la serie dentro de esta etapa, pasando a formar depósitos arenosos finos y limosos de prodelta y submareales algo más profundos.

La segunda etapa representa el progreso de la transgresión marina y se caracteriza por el depósito de materiales de naturaleza carbonatada y mixta a lo largo de la mayor parte del área, que principalmente se depositan sobre facies de prodelta y marinas someras. En la zona más próxima a la Meseta Ibérica, y en los promontorios del sustrato, dominaba una banda litoral ocupada por sistemas de playas carbonatadas o mixtas (Af. E, Fig. 7A), que coexistirían con zonas de sedimentación siliciclástica inducidas por pequeños sistemas deltaicos (Af. C). Los depósitos correspondientes a medios marinos algo más profundos lo forman facies

calcareníticas y calizas (Af. F, Fig. 7B), correspondientes a episodios transgresivos con rápida instalación de la sedimentación carbonatada y formación de praderas de algas marinas (F1), zonas submareales de acumulación bioclástica (F2) y parches de algas rojas y briozoos (F3).

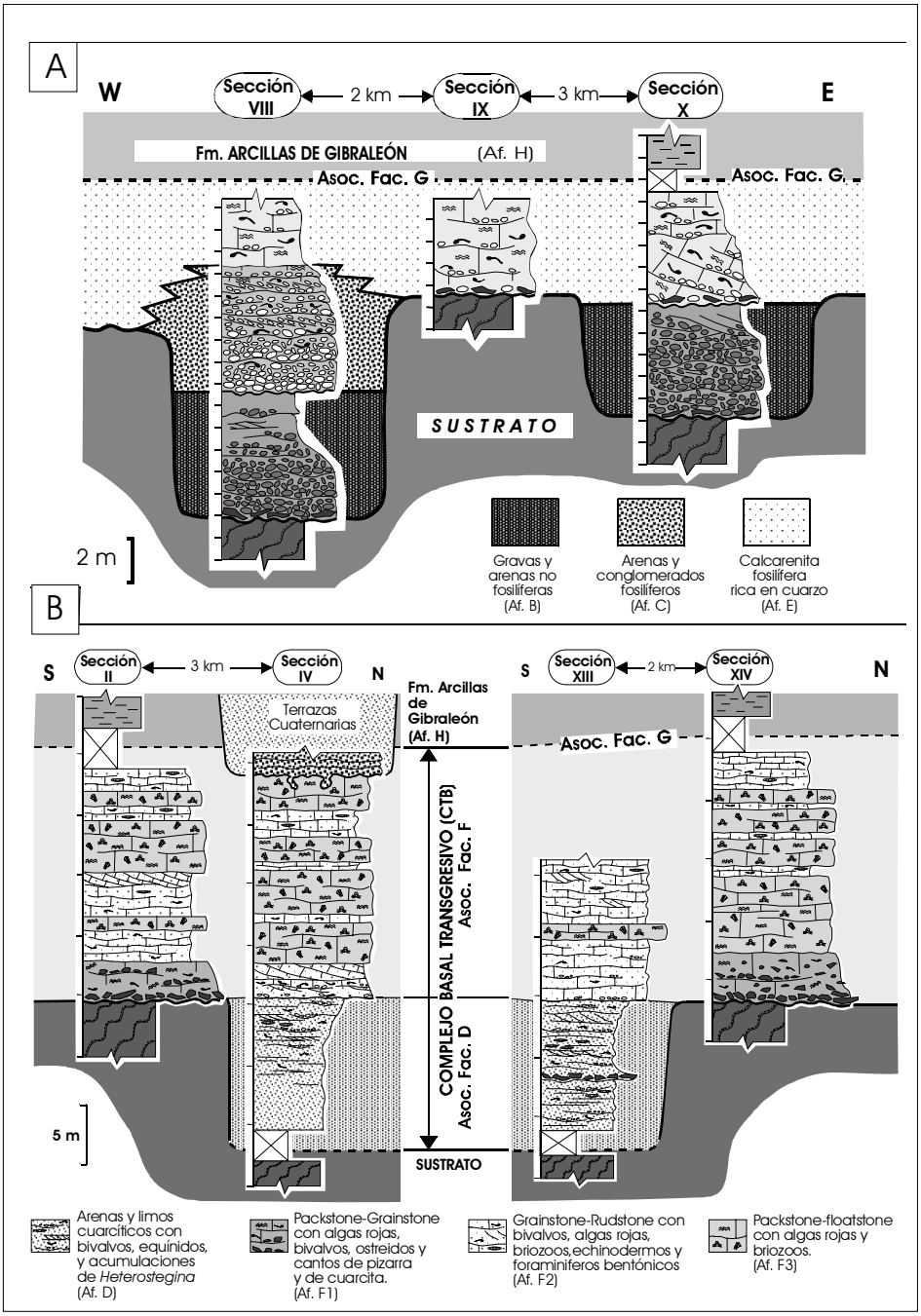


Figura 7. Correlación estratigráfica entre diferentes secciones en el Sector B. Las asociaciones de facies siliciclásticas en la parte baja de la serie corresponden a la primera etapa de evolución, mientras que la asociación de facies carbonatadas se relaciona con la segunda etapa. Ver situación de las secciones en Capítulo 3. Asoc. Fac., Asociación de facies.

En conjunto, el contexto de depósito se encuadra dentro de un sistema deposicional de rampa carbonatada de bajo gradiente y de aguas cálidas que experimenta una profundización progresiva (ver Capítulo 2). El tránsito a las arcillas y margas de plataforma marina de la Formación Arcillas de Gibraleón (Af. H) se encuentra marcada por un nivel de limos

glauconíticos, interpretado por varios autores como un nivel de condensación (Af. G) (Civis et al., 1987; Baceta y Pendón, 1999; Abad et al., 2004b).

4.1.3. ***Sector C.*** Presenta la mayor potencia de la serie neógena sobre el margen pasivo de la cuenca, en ocasiones sobrepasando los 65 metros (Fig. 8). El registro estratigráfico está formado por conglomerados y arenas de naturaleza fluvio-deltaica (Af. B y C) que evolucionan en la vertical a arenas finas, limos y margas de prodelta y plataforma marina somera (Af. D) (Pendón et al., 2004).

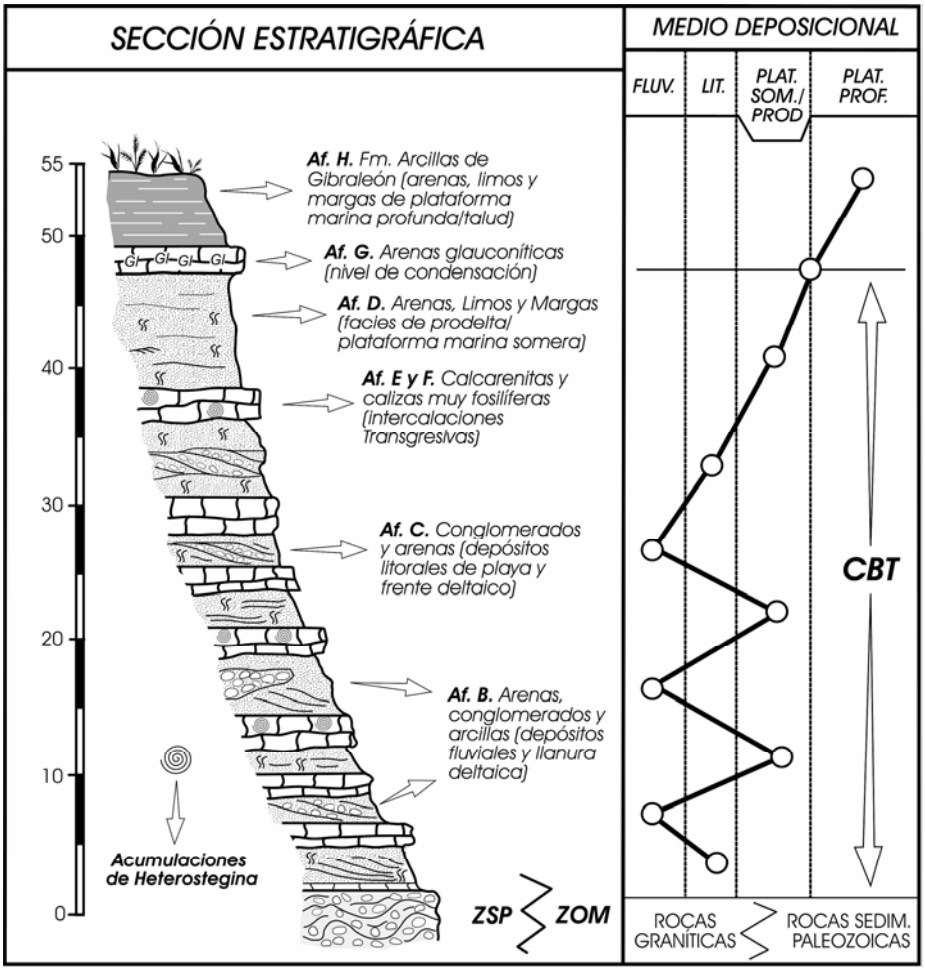


Figura 8. Sección estratigráfica regional en el Sector C. CBT, Complejo Basal Transgresivo. Af., Asociación de facies; ZSP, Zona Surportuguesa; ZOM, Zona de Ossa-Morena; FLUV, Fluvial; LIT, Litoral; LAT. SOM., Plataforma somera; PROD., Prodelta, PLAT. PROF., Plataforma Profunda.

En toda la serie se produce la intercalación de barras calcareníticas/calizas muy fosilíferas (Af. E) que representan la instalación cíclica de playas, formadas durante pulsaciones transgresivas sobre los sistemas costeros siliciclásticos. Hacia la cuenca, estos depósitos pasan a niveles lumaquélicos de heterostegínidos (Af. F). Durante las etapas de ascenso del nivel marino se produjo la invasión del mar en los cauces fluviales y la formación de una extensa zona litoral y plataforma somera de sedimentación mixta. En estos momentos, la sedimentación detrítica quedaría inhibida casi por completo, produciéndose el retrabajo de los depósitos previos y

del sustrato rocoso paleozoico por el oleaje y corrientes. La estabilización posterior del nivel del mar conduciría a la reactivación de los sistemas deltaicos y a la progradación del cordón de facies litorales sobre las facies transgresivas. En este sector se registra una etapa inicial con tendencia general hacia la agradación y una etapa posterior en la que se registra una clara tendencia retrogradante de los sistemas costeros. Al igual que en otros sectores, el paso a la Formación Arcillas de Gibraleón (Af. H) esta marcado por un nivel de condensación formado por arenas con glauconita muy ricas en fauna fósil (Af. G) (Abad et al., 2004b).

4.1.4. ***Sector D.*** Es el de menor extensión. La potencia de la serie alcanza los 40 m. En esta zona domina ampliamente los depósitos carbonatados de tipo calcarenítico o calizo, muy similares a los identificados en el Sector B. En general, el relleno de la cuenca en este punto puede dividirse en tres tramos (Fig. 9). Un tramo basal, formado por calcarenitas y calciruditas con abundantes restos de ostreidos, pectínidos y cirrípedos, que engloban grandes bloques del zócalo y gran cantidad de cantos de cuarzo (Af. E). Se interpretan como facies de playas de energía elevada o marinas someras de sedimentación mixta.

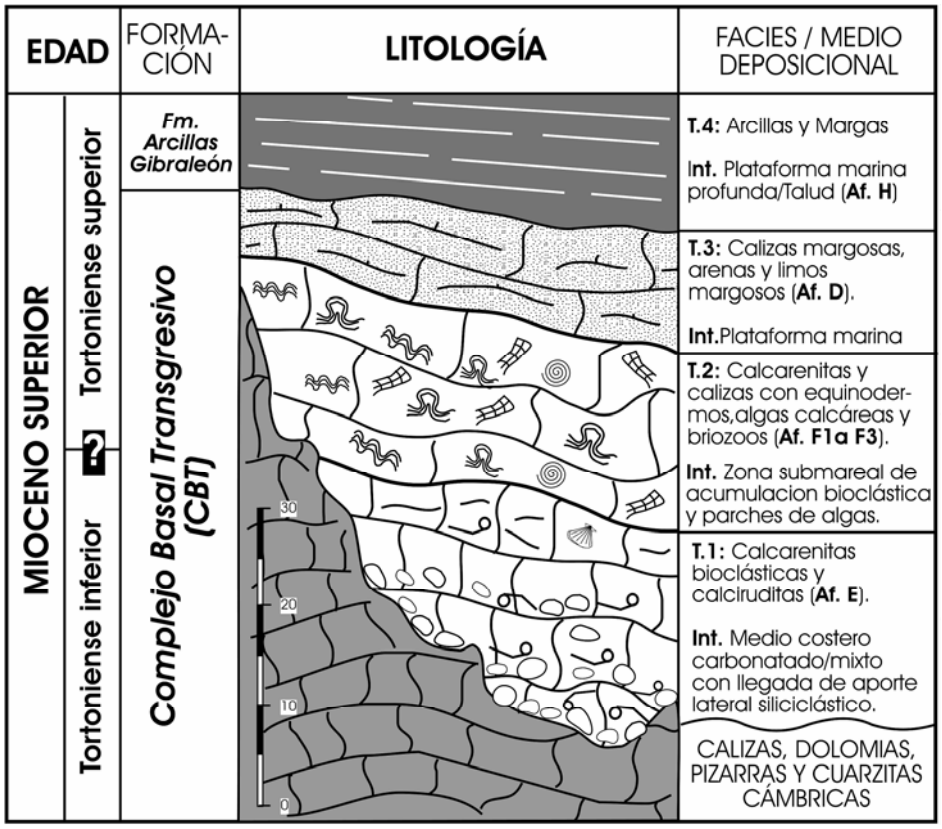


Figura 9. Sección estratigráfica regional en el Sector D.

El siguiente tramo representa el progreso de la transgresión sobre el continente y comprenden facies de naturaleza marina más profunda, principalmente se corresponden con una alternancia de calcarenitas y calizas margosas con fragmentos de bivalvos, equínidos

(*Clypeaster*, *Echinolampas*) y macroforaminíferos bentónicos (Af. F1 y F2). Peor representados aparecen los depósitos calizos constituidos por crecimientos poco organizados de algas calcáreas, rodolitos y briozoos correspondientes a la Af. F3. El tramo superior está formado por arenas finas calcáreas y limos margosos, en general con un menor contenido fósil, interpretados como depósitos de plataforma marina algo más profunda. En este sector no se ha identificado el tránsito a la formación arcillosa suprayacente mediante el nivel de condensación rico en glauconita.

4.2. Rasgos geomorfológicos relacionados con la Transgresión Tortoniense

El reconocimiento se superficies erosivas aplanadas o acantilados elaborados directamente sobre el sustrato rocoso paleozoico han sido puestas de manifiesto por varios autores en los últimos años en el margen pasivo de la cuenca (Rodríguez-Vidal, 1992; Flores, 1994; Cáceres, 1995; Abad et al., 2005a), si bien, la aparición de estas formas es muy diferente según la zona del margen considerada.

4.2.1. *Zona Occidental (Sectores A y B).* La región en que mejor se reconocen estas superficies es la comarca denominada "El Andévalo" (Huelva), que se caracteriza por poseer un paisaje regularmente planar, con pendientes suaves y ausencia de desniveles importantes.

- Superficies aplanadas de carácter regional. En las proximidades de los Ríos Guadiana y Piedras, el zócalo, constituido por pizarras y grauvacas del Grupo Culm, presenta una suave pendiente hacia el SE (1,5-3,0%) (Fig. 10A), formando parte de la denominada *Superficie Fundamental del Andévalo Occidental* (Díaz del Olmo y Rodríguez Vidal, 1989). En general, presenta un buen estado de conservación, a excepción de las proximidades de los ríos principales. Las cotas máximas sobrepasan los 200 m. hacia el NNO y las mínimas se sitúan en torno a los 50 m. hacia el Sur. Su inclinación principal es hacia el SE (Flores, 1994; Cáceres, 1995). Aunque esta superficie bien pudiera haber iniciado su elaboración en el Paleógeno mediante el arrasamiento generalizado que dio lugar a la Superficie de Erosión Paleógena, su mayor desarrollo parece estar vinculado con los episodios marinos transgresivos neógenos (Tortoniense-Plioceno) (Rodríguez Vidal, 1992), como demuestra la buena conservación y el aplanamiento generalizado del zócalo en varias zonas del margen de cuenca. Estos episodios elaboraron la superficie a modo de plataforma de abrasión, que probablemente quedó preservada de la erosión al quedar cubierta por los depósitos litorales neógenos.

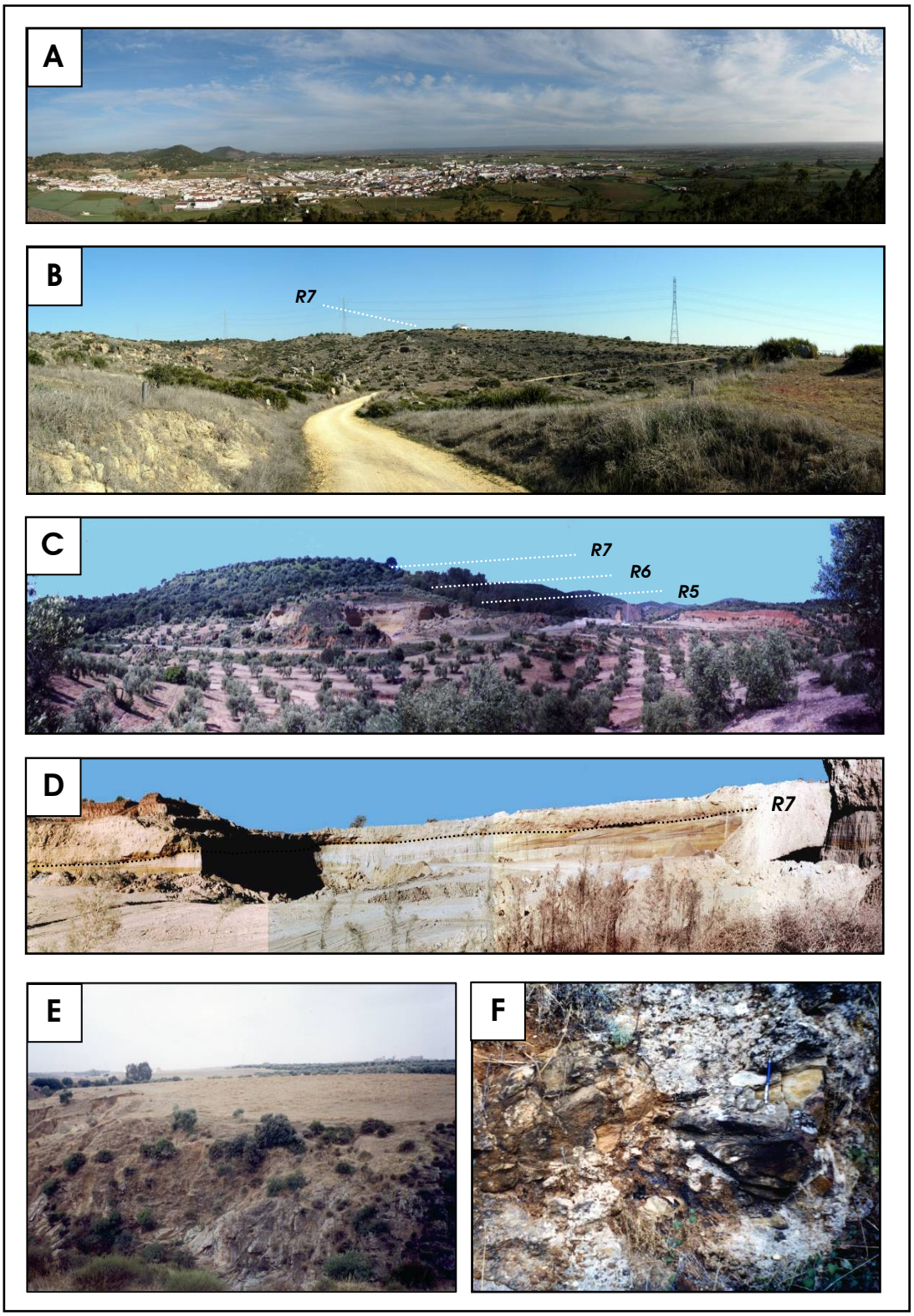


Figura 10. (A) Vista general del paisaje en el Sector A (El Almendro, Huelva). Obsérvese el sustrato suavizado conformando una superficie aplanada de carácter regional. (B) Superficie de erosión costera desarrollada sobre un cuerpo granito (inconformidad) y fosilizada por calcarenitas en el Sector B (Aznalcollar, Sevilla). (C) Cerro testigo con desarrollo de plataforma y mesas a diferentes alturas en sus laderas en el Sector C (Villanueva del Río y Minas, Sevilla). (D) Cuestas y mesas desarrolladas sobre depósitos de playas en el Sector C (Alcolea del Río, Sevilla). (E) Superficie de erosión sobre sustrato paleozoico fosilizada por depósitos marinos en el Sector C (Arroyo Galapagar, Sevilla). (F) Detalle de un lag transgresivo sobre superficie de erosión en el sustrato formando una mesa (barra calcarenítica) en el Sector D (Lora del Río, Sevilla). R5 a R7, Sucesivas superficies de *Ravinement* descritas en el Sector B y C del área de estudio.

Hacia el E del Río Odiel, esta superficie de erosión está en conexión morfológica con los restos meteorizados de la formación detrítico-carbonatada del CBT (Flores, 1994). Esta circunstancia, junto a la existencia de restos locales de depósitos de arenas litorales sobre ella, apoya la hipótesis de que la superficie de erosión sea, al menos en cierto estadio, debida a la erosión marina que tuvo lugar en el Tortoniense. Más hacia el Este (Andévalo oriental) predomina el encajamiento fluvial como rasgo morfológico más común sobre el sustrato paleozoico y son escasos los restos de superficies erosiva. En toda el área, las superficies de erosión están siendo actualmente desmanteladas por la red fluvial y presenta una inclinación hacia SSO algo inferior (<1,5%). Las superficies aplanadas pierden representatividad, obteniendo progresivamente un carácter local y configurando plataformas de abrasión costera de menor superficie (Fig. 10B). Quizás fueron más exiguas inicialmente, ya que el paleorrelieve tortoniense es más abrupto en el sector oriental del Andévalo que en el occidental.

- Otras morfologías. En esta zona también son destacables los relieves estructurales y los paleoacantilados, producto de la erosión marina sobre el macizo rocoso. En toda su área oriental, especialmente entre los cauces de los Ríos Tinto y Odiel, la superficie de erosión marina tortoniense aparece fosilizada por potentes paquetes de calcarenitas que conforman relieves estructurales, fácilmente divisables en todo el paisaje (Cáceres, 1995) (Fig. 11C). Estos relieves afloran de forma discontinua y con dimensiones muy variables. Su origen se relaciona con procesos de erosión diferencial de los sedimentos suprayacentes a la calcarenita, en general de mucha menor competencia. La existencia de paleoacantilados ya ha sido puesta de manifiesto en esta zona por autores previos (Rodríguez-Vidal, 1992), en concreto, al píe de las Sierras del Granado y de Alcántara (Fig. 11). A grandes rasgos, estos paleoacantilados delimitan el borde septentrional de la superficie de erosión marina tortoniense, marcando abruptamente el término de la línea de la costa. Presentan superficies aplanadas y elevadas pendientes, que siguen un patrón de entrantes y salientes más o menos rectilíneos. Su desnivel topográfico es superior a los 100 metros y su cota más alta es cercana a los 300 metros, altura por encima de la que no se observan los depósitos tortonienses del CBT en este sector. Estas sierras constituyeron umbrales para la sedimentación y una barrera física para la transgresión tortoniense, si bien no se han encontrado evidencias geológicas que avalen estas formas como tales.

4.2.2. ***Zona Oriental (Sectores C y D).*** En esta zona las superficies de erosión tortoniense se encuentran representadas de forma muchos más local, la mayor parte de las veces formando relieves aplanados colgados con respecto a los depósitos de la cuenca (Fig. 12). Son rampas de

anchura variable con una pendiente muy suave, localizadas a diferentes cotas topográficas. Estas rasas no son plataformas lisas y regulares, sino que tiene una amplia variedad de micro-modelados. Aparecen así, surcos, crestas, cubetas y resaltes rocosos que no superan el metro de desnivel. Las superficies, que están en clara relación con los sedimentos suprayacentes de la misma edad y que son lateralmente correlacionables en conformidad, también tienen su origen en el arrasamiento marino del zócalo que tuvo lugar durante el Tortoniense tras cada una de las pulsaciones de ascenso del nivel del mar. El carácter local y menor representatividad que presentan estas morfologías puede explicarse mediante la irregularidad y lo abrupto del paleorrelieve en estos puntos, lo que probablemente dificultó su aplanamiento y suavizado excepto en zonas concretas.

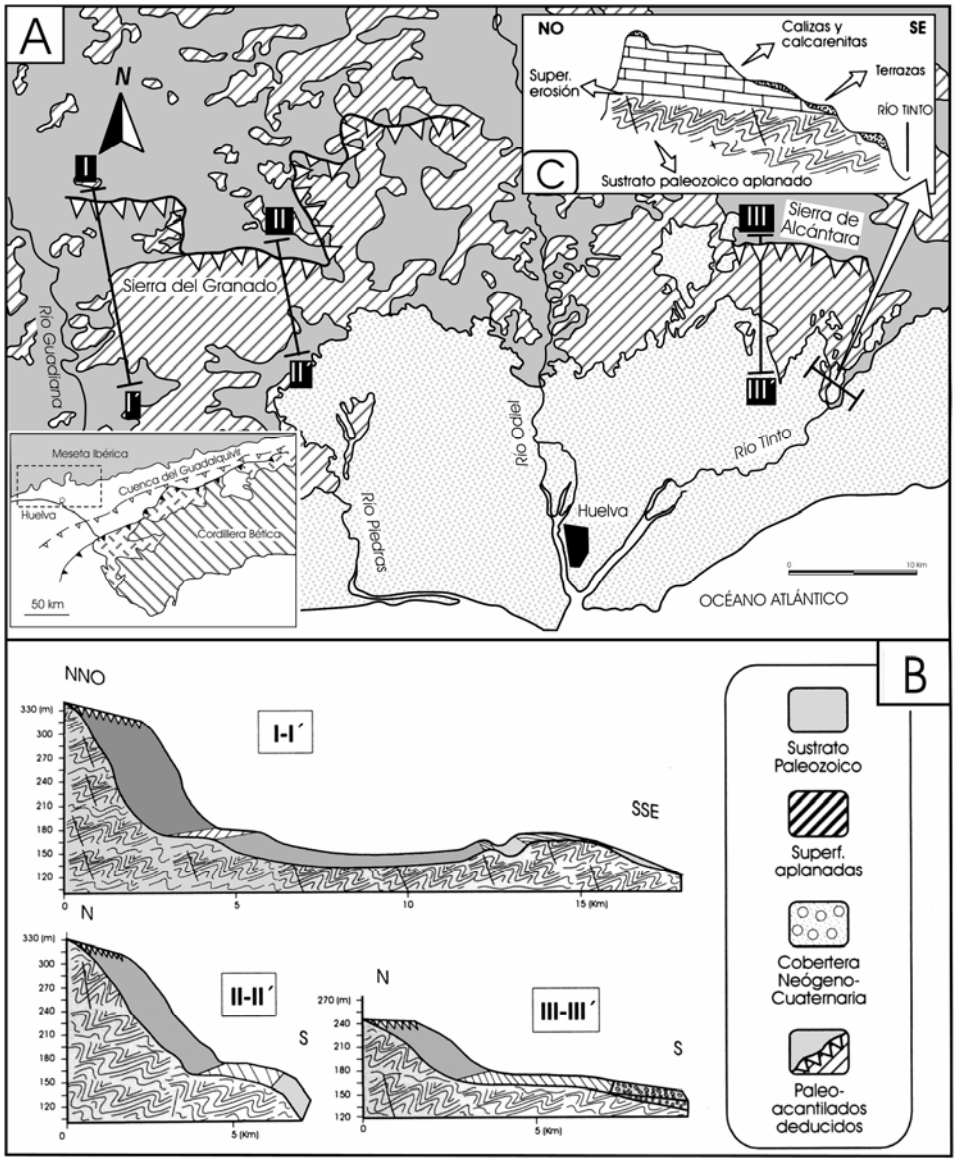


Figura 11. (A) Mapa de superficies aplanadas y paleoacantilados relacionados con la transgresión tortoniense. (B) Perfiles topográficos sobre el sustrato paleozoico donde se observar la tendencia hacia la planitud del sustrato y restos de superpies de erosión bien desarrolladas. (C) Relieves estructurales en calcarenitas fosilizando superficie de erosión tortoniense. Basado en Cáceres, 1995.

La cartografía de facies y de superficies erosivas elaborada ha permitido diferenciar varios tipos de modelados asociados a dichas superficies y a los depósitos residuales transgresivos que

las tapizan (Fig. 12A). Estos materiales, al ser competentes y presentar una disposición horizontalizada o una inclinación leve hacia el Sur, afloran con geometrías fácilmente diferenciables. En función de los materiales sobre los que se han desarrollado, su morfología e inclinación y posición con respecto al paleorrelieve y el depósito que las fosilizan se diferencian tres tipos de modelados.

- Plataformas. Son superficies aplanadas cartografiables, formadas directamente sobre el sustrato paleozoico abrasionado, en general con dimensiones comprendidas entre 50 m^2 y 2 Km^2. Se reconocen: i) como relieves positivos constituidos por pequeñas elevaciones y/o cerros desligados del relieve general y/o, ii) grandes superficies aplanadas próximas al borde de la cuenca, mostrando un desnivel algo menor. Las plataformas presentan un buzamiento muy variable. Las superficies mejor representadas se encuentran a cota entre 150 y 300 m. Localmente, la superficie puede aparecer bien registrada a cotas inferiores dentro de la zona central del sector de estudio. La frecuente aparición de superficies erosivas marinas directamente sobre el sustrato paleozoico, no fosilizadas por depósitos aunque claramente relacionables con estos mediante cartografía, implica la existencia de áreas del relieve con tendencia hacia la planitud o suavizado previo, con toda seguridad retocado durante la transgresión tortoniense.

- Paleoacantilados. Al igual que en la zona occidental se pueden diferenciar, tanto en el extremo occidental como en el extremo oriental del área de estudio, un amplio desarrollo de estas morfologías donde el relieve se hace algo más abrupto y delimita el contacto de los materiales paleozoicos con los sedimentos neógenos en el borde cuenca. Presentan una superficie más o menos aplanada, de inclinación moderada a muy fuerte, que termina en una nítida ruptura de pendiente basal. La cota topográfica más alta que definen se aproxima a los 300 metros, representando un umbral para la sedimentación por encima del que no se produjo el depósito de las facies tortonienses. En ocasiones enlazan lateralmente con la plataforma rocosa o a una mesa desarrollada sobre los depósitos neógenos. Estos últimos constituyen un piedemonte suave para estas sierras (Fig. 12B). El escalón topográfico que representa estos acantilados es muy variable, siendo mucho más acentuado hacia el Oeste (superior a 100 m) que en el área oriental (inferior a 50 metros). Pueden presentar bioerosiones (*Gastrochaenolites* isp.) y ejemplares de balanidos y ostreidos en posición de vida directamente sobre el sustrato rocoso, ocasionalmente formado biohermos. En las proximidades del contacto de estas morfologías con las facies calcareníticas puede observarse con claridad como estos depósitos transgresivos desarrollan un dispositivo en *onlap* costero al contactar con los acantilados (Fig. 10E). La formación de depósitos interpretados como lags

transgresivos, constituidos por grandes bloques del zócalo y fragmentos de conchas de ostreidos, también es frecuente en estos puntos (Fig. 10F).

- Mesas y Cuestas. Se identifican a diferentes alturas dentro de la unidad, aunque las mejor representadas corresponden a la parte media-alta de la formación, asociadas a las últimas superficies de *ravinement* identificadas en el área de estudio (R5, R6 y R7 en Fig. 12). Son morfologías planas, en ocasiones de gran extensión, que se presentan horizontales (mesas) o con una inclinación muy leve, nunca superior a 4º (cuestas), dentro de la unidad tortoniense (Fig. 10D). Aparecen próximas al borde de cuenca, delimitando en múltiples ocasiones el contacto entre el sustrato y los depósitos de la misma. Hacia el Sur desaparecen bajo las lomas compuestas por las arenas limosas, limos y arcillas de la parte alta del CBT y la Formación Arcillas de Gibraleón. En otras ocasiones se presentan con menor potencia, colgadas, fosilizando las plataformas desarrolladas directamente sobre el sustrato paleozoico, comúnmente muy alejadas del borde de la cuenca y a cotas elevadas.

4.2.3. ***Origen de los modelados.*** En general, la relación entre las fluctuaciones del nivel del mar y tectónica en una línea de costa así como su evolución morfológica están muy relacionadas (Trenthaile, 2001; Rodríguez-Vidal et al., 2004). En la zona de estudio, el origen de las formas descritas y asociadas a la transgresión tortoniense es diverso, pudiéndose diferenciar dos grupos. El primero está relacionado directamente con la acción del oleaje y las mareas sobre un sustrato rocoso durante el transcurso de una transgresión (modelado poligénico). El segundo está ligado a un proceso de erosión diferencial tanto sobre los depósitos relacionados con el ascenso del nivel del mar como sobre depósitos posteriores y que cubren las facies transgresivas. En ambos casos, la erosión cuaternaria tiene una gran importancia a la hora de realzar estas formas en el paisaje.

- Plataformas (modelado poligénico). La génesis de plataformas se produce en momentos de ascenso del nivel del mar lento o en periodos en los que el nivel del mar permanecía estable, tras una pulsación transgresiva que permita la llegada del mar a zonas antes emergidas. En el intervalo de cotas topográficas que comprende el ascenso del nivel marino, en el primer caso, o a la altura en el que en nivel marino se estabiliza, los procesos erosivos costeros (oleaje, mareas, acción bioerosiva de organismos, *spray* marino) disponen de suficiente tiempo para degradar y aplanar un sustrato irregular, que en algunas ocasiones presentaba previamente un carácter muy suavizado (Fig. 13A). En determinados sectores de la cuenca es posible identificar

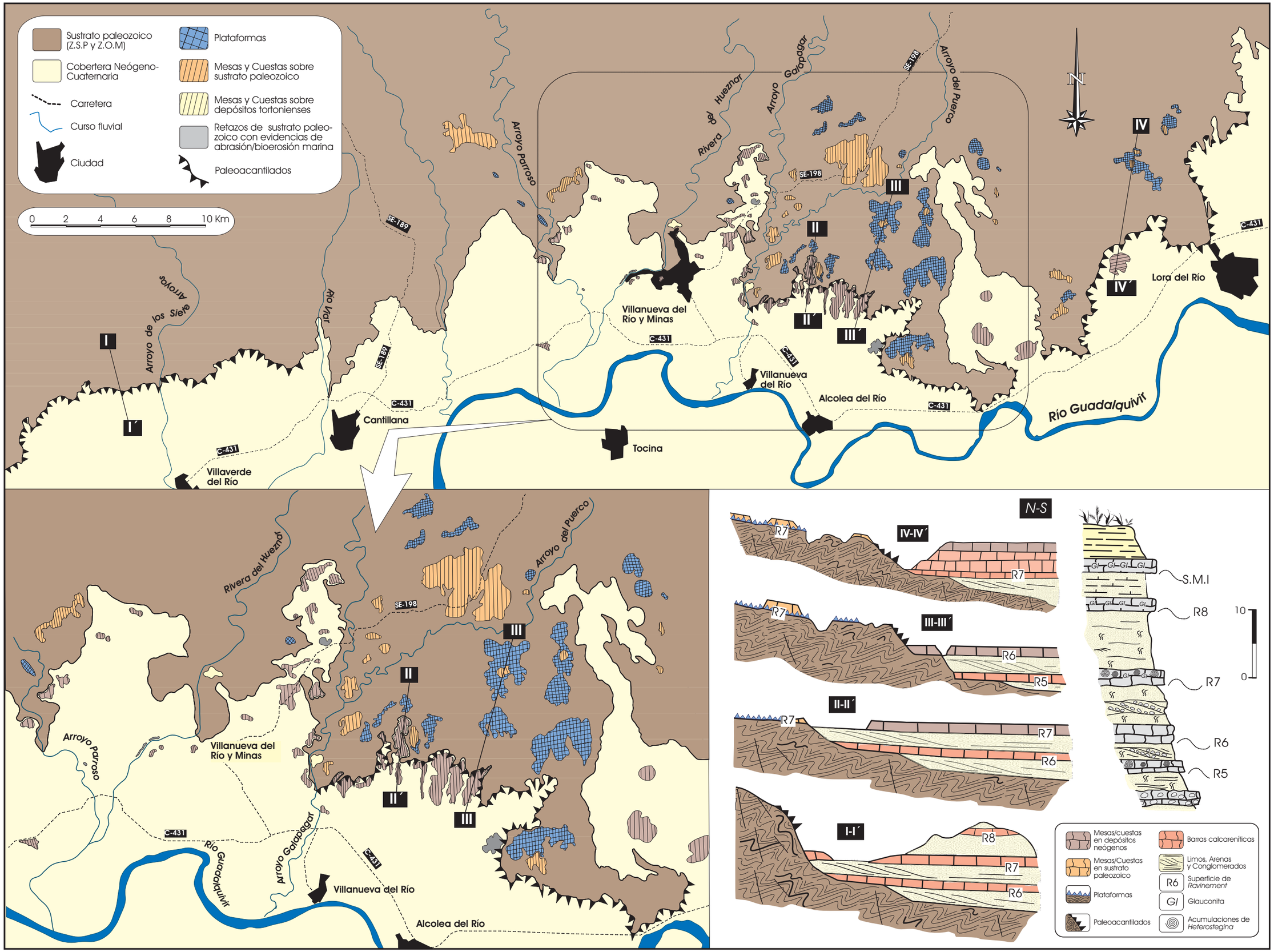


Figura 12. (A) Cartografía de modelados relacionados con la transgresión tortoniense en el Sector C. (B) Cortes topográficos en los que se observan los diferentes elementos morfológicos elaborados sobre facies tortoniense y el sustrato paleozoico. S.M.I., Superficie de máxima inunda R, Sucesivas superficies de ravinement en la zona de estudio.

diferentes niveles de arrasamiento que reflejan los episodios de elevaciones del nivel del mar durante el Tortoniense. Las distintas escalas, inclinaciones y micro-modelados que presentan cada una de estas plataformas responden a la interferencia de factores como inclinación y litología del sustrato abrasionado, tiempo de exposición a los procesos erosivos costeros y configuración previa del paleorrelieve en estos puntos. Esta circunstancia explica la variabilidad morfológica de las plataformas. El vaciado erosivo que sufre la cuenca durante el cuaternario exhumó estas superficies y la incisión fluvial las aisló y dejó colgadas con respecto a los depósitos de cuenca.

- Paleoacantilados (modelado poligénico). El origen de los acantilados, aunque se encuentra relacionado, se produce en un contexto distinto al de las plataformas. Su formación tiene lugar en las fases de relleno de la cuenca en la que un ascenso del nivel del mar coincide con la existencia de un frente sierra o escarpe de mayor magnitud que el ascenso del nivel del mar que involucra la transgresión (Fig. 13A y 13B). En estos momentos, una vez que la altura del nivel del mar se estabiliza, la acción del oleaje se centra en estas vertientes, erosionándolas y modelándolas. Al igual que las plataformas, con las que a veces conservan un enganche morfológico, su geometría depende del tipo de sustrato, inclinación y configuración del paleorrelieve, si bien su variabilidad morfológica es menor. La cartografía de estas superficies refleja una configuración del paleorrelieve tortoniense en entrantes y salientes costeros a lo largo de todo el margen, probablemente controlado por direcciones estructurales.

En el Sector A y B, y en el extremo occidental del Sector C, las zonas acantiladas siguen direcciones similares a las marcadas por los sistemas de cabalgamientos imbricados variscos desarrollados en el zócalo (directriz estructural N100-115°E). Estos sistemas constituyen estructuras geológicas mayores y dan su configuración geométrica a la Zona Surportuguesa (Soriano y Casas, 2002; Mantero et al., 2003). Desde el inicio de su formación hasta la actualidad, dichos sistemas imbricados han prevalecido como las estructuras regionales principales, sin que la Orogenia Alpina alterase notablemente su pauta direccional. Por tanto, dichas estructuras tectónicas han ejercido un control sobre la geomorfología del sector. La presencia de estas directrices estructurales variscas, acentuadas en algunos casos por fallas alpinas que elevan y reactivan los relieves, se manifiesta geomorfológicamente en la existencia de un escarpe con un salto de cota topográfica de unos 100 metros, que da lugar, entre otras, a la Sierra del Granado y la Sierra de Alcántara en los sectores A y B (Fig. 11) y a las pequeñas sierras del extremo occidental y oriental del Sector C (Fig. 12). Los acantilados son rotos intermitentemente por la llegada de sistemas fluviales desde el norte (antepaís ibérico). La red

hidrográfica tortoniense parece ordenarse también a favor de las fracturas del sustrato que condicionan el paleorrelieve en este periodo. Estas fracturas pueden ser en parte reflejo de estructuras variscas (rampas frontales de los sistemas de cabalgamiento N100ºE, o laterales a ellos con direcciones N-S a NNE-SSW), pero posiblemente responden también a una reactivación tectónica menor de la zona durante la Orogenia Alpina en el Neógeno superior y en tiempos más recientes, principalmente en el Plio-Cuaternario (Flores, 1994; Baceta y Pendón, 1999; Soriano y Casas, 2002; Vegas et al., 2004). En los sectores C y D la existencia de entrantes costeros y paleovalles parece controlada por un sistema de fracturas de orientación NO-SE que se localiza en el límite entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa. La deformación tectónica varisca a tardivarisca, relacionada con un sistema de fallas de desgarre, da lugar a regimenes locales de transtensión o transpresión en este límite, originando la Cuenca del Viar (Fig. 3). El sistema de fallas NO-SE corta a sistemas previos, de dirección NE-SO, y a otros de edad similar y dirección ONO-ESE, y pudo dar lugar a las costas acantiladas contiguas al paleovalle del Viar (Sierra, 2003) (Fig. 12).

- Superficies aplanadas de carácter regional (modelado poligénico). Estas superficies afloran principalmente en los Sectores A y B del área de estudio, donde se le ha denominado Superficie Fundamental del Andévalo. La configuración geográfica del paleorrelieve tortoniense en estos puntos consiste en una topografía previa muy suavizada como consecuencia de los procesos de denudación mesozoicos y cenozoicos -que experimentó el Macizo Ibérico hasta el momento de la transgresión Tortoniense- y un paleogradiente topográfico muy bajo. Las diferentes pulsaciones transgresivas sobre un sustrato tan suavizado y de baja inclinación favorecieron la abrasión y retrabajo continuado del zócalo paleozoico, sobre el que el mar avanzaba de forma considerable en cada pulsación de ascenso sin que se produjera una profundización paralela del fondo marino (Fig. 13). En las últimas etapas de la transgresión una gran superficie del sustrato marino rocoso estuvo expuesta a la acción erosiva de los agentes costeros, al permanecer durante grandes periodos de tiempo sobre el nivel base del oleaje.

El resultado de este proceso es el desarrollo de la extensa superficie de arrasamiento descrita en el Sector Occidental de la Cuenca, de carácter algo irregular y clara tendencia hacia la planitud. Posteriormente, tras la retirada definitiva del mar de la cuenca, esta superficie ha sido desmantelada y remodelada parcialmente por la incisión fluvial cuaternaria.

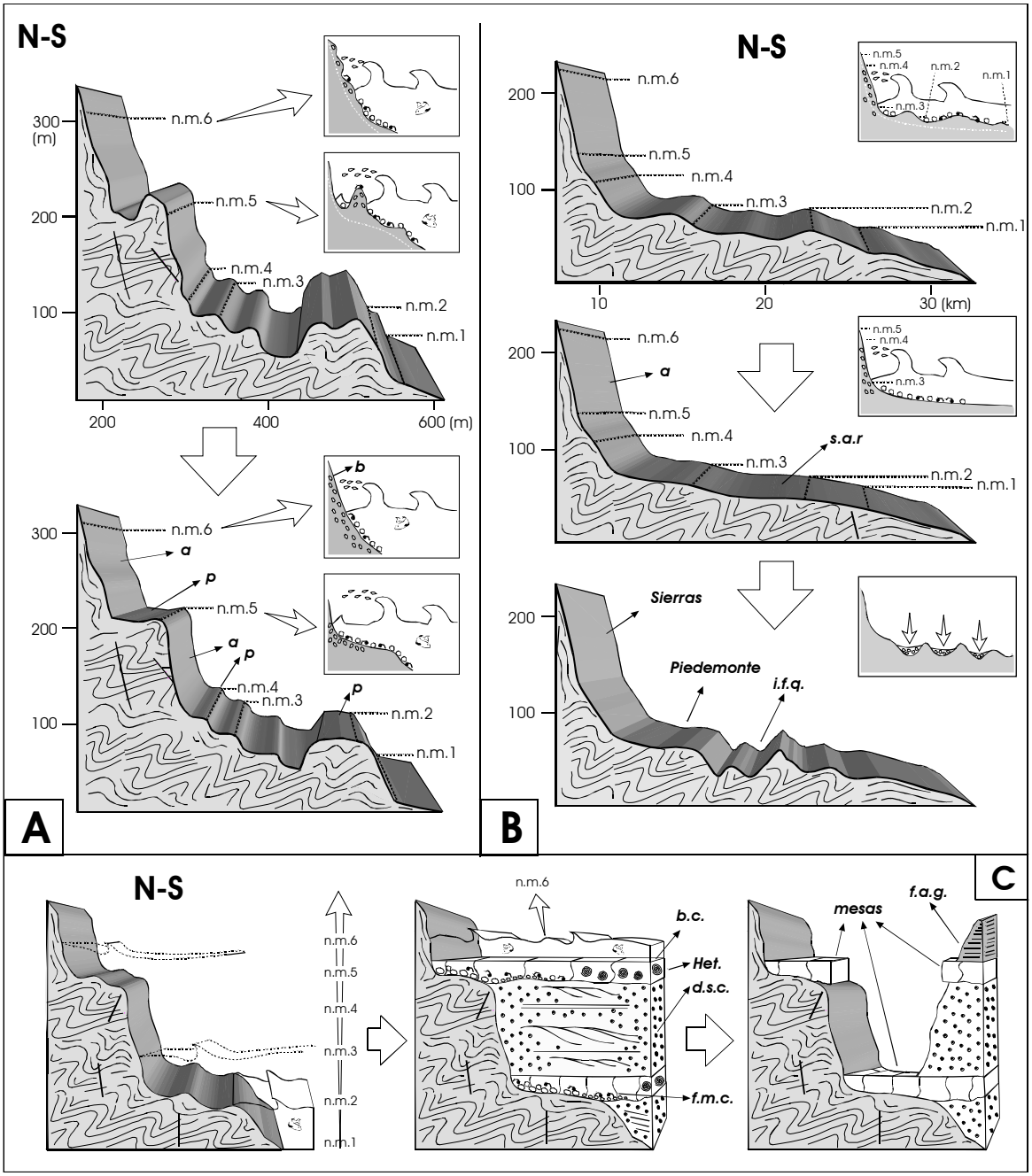


Figura 13. *Génesis de los modelados relacionados con la transgresión tortoniense. (A) Origen de acantilados y plataformas. (B) Origen de superficies aplanadas de carácter regional. (C) Origen de mesas y cuestas. n.m. nivel del mar; a. acantilados; p. plataformas; b, bioerosión; s.a.r., superficie aplanada regional; i.f.q., incisión fluvial cuaternaria; b.c., barras calcáreas; Het. acumulaciones de Heterostegina; d.s.c., depósitos siliciclásticos costeros; f.m.c., fauna marina y costera; f.a.g., Formación Arcillas de Gibraleón.*

- Mesas y Cuestas (modelado estructural). El origen de estas formas se explica mediante un proceso de erosión diferencial sobre los materiales suprayacentes a la calcarenita, que responde al gran vaciado que se produjo en la cuenca durante el Plioceno y Cuaternario tras la retirada del mar. Las calcarenitas constituyen, tras el sustrato paleozoico, la litología más competente de la zona de estudio. La formación de las mesas y cuestas tendría lugar cuando la

erosión desmantela los paquetes superiores de arcillas, arenas y conglomerados, permitiendo que el techo de las calcarenitas y calizas queden expuestos como superficies planas en un paisaje irregular (Fig. 13C). La aparición de estas superficies, al igual que las plataformas, constituyen una evidencia de las pulsaciones de ascenso del nivel marino que experimentó la cuenca durante el Tortoniense (Abad et al., 2004a, Pendón et al., 2004). La génesis de estas morfoestructuras a diferentes alturas sobre el zócalo aplanado y/o asociadas a los depósitos siliciclásticos neógenos registra tanto un ascenso del nivel del mar sobre un sustrato rocoso como sobre playas de granulometrías groseras.

Tanto las plataformas como las mesas y cuestas aparecen cortadas y desarticuladas por ríos y arroyos que las atraviesan perpendicularmente. La red hidrográfica que las disectan se ordenan en el Cuaternario preferentemente a favor de las fracturas del sustrato, al igual que sucedió durante el Neógeno. Los procesos de destrucción y degradación de estas estructuras son bien conocidos en la actualidad y existen varios ejemplos similares, sobre todo en el Cuaternario, principalmente relacionados con la incisión fluvial y los procesos gravitacionales que tienen lugar en ellos tras su formación y la retirada del mar (p.e. Anderson et al., 1999).

5. ANÁLISIS DEL PALEOGRADIENTE TOPOGRÁFICO Y CONFIGURACIÓN DEL PALEORRELIEVE TORTONIENSE

5.1. Una aproximación al paleorrelieve tortoniense. Hipótesis de partida

Una reconstrucción de la barrera geográfica que constituyeron los relieves de Sierra Morena en la transgresión tortoniense se ha realizado en este trabajo mediante la elaboración de múltiples cortes topográficos en las proximidades del contacto entre el Macizo Varisco Ibérico y los depósitos de la Cuenca del Guadalquivir (Fig. 14A). Una hipótesis razonable es que la configuración topográfica actual de Sierra Morena no difiere mucho de la Tortoniense. Los datos obtenidos constituyen la base a partir de los que se puede reconstruir la topografía del Macizo Ibérico en el Tortoniense, considerando que desde este momento (ver punto 2.3): i) No se ha descrito una tectónica especialmente activa a partir de la que se hubiesen generado relieves esta zona; ii) La denudación del borde se reactiva sólo durante el límite Plio-Cuaternario y se limita a la incisión fluvial y al vaciado erosivo que se concentra en los depósitos terciarios (Viguier, 1974; Cáceres, 1995); iii) Existen evidencias geomorfológicas que apuntan hacia la preservación de la mayor parte de este paleorrelieve, que, a grandes rasgos, debe ser muy similar al de hace 8 millones de años (Rodríguez-Vidal, 1992; Cáceres, 1995). Al igual que en la actualidad, los grandes ríos drenaban de forma sub-perpendicular al margen de

la cuenca hacia el Océano Atlántico, hoy el río Guadalquivir, siguiendo las mismas direcciones estructurales.

Con el fin de evitar grandes errores se ha procurado evitar en este estudio los valles de los ríos más importantes (Ríos Guadiana, Odiel, Tinto, Rivera de Huelva), que constituyen los rasgos geomorfológicos recientes más importantes del relieve. Por otro lado, el encajamiento de estos cursos fluviales debió ser muy intenso ya durante los descensos previos del nivel del mar que tuvieron lugar en la cuenca desde su formación. Es por esto que podríamos atribuir, al menos en parte, el origen y tamaño de estos valles a procesos erosivos pretortonienses.

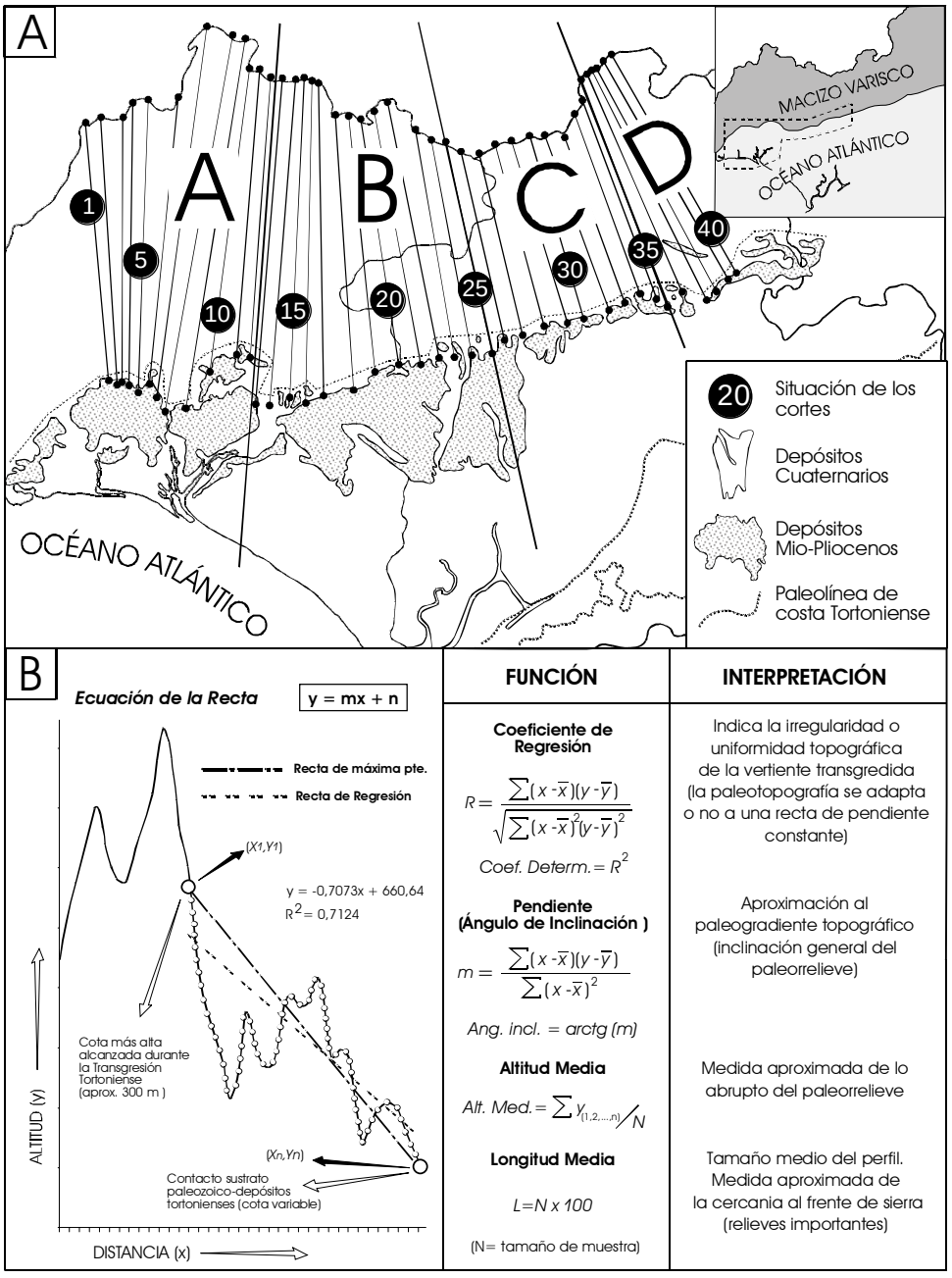


Figura 14. (A) Situación de los cortes topográficos realizados en los diferentes sectores. (B). Cálculo de recta de regresión y funciones estadísticas utilizadas en la descripción del paleorrelieve tortoniense.

5.2. Los Parámetros Estadísticos como herramientas para la reconstrucción del Paleorrelieve Tortoniense

Una aproximación al paleogradiente topográfico y a la configuración del paleorrelieve tortoniense en la zona de estudio se ha realizado mediante la elaboración de 40 cortes topográficos sobre el sustrato en toda el área de estudio (Fig. 14). La base topográfica utilizada para la elaboración de los perfiles ha sido el Modelo Digital de Elevaciones de 100 m editado por el Instituto de Cartografía de Andalucía (I.C.A.). Los datos de altitud han sido obtenidos del Mapa Topográfico de Andalucía 1:10.000. Una vez obtenidos la cota y situación de los distintos puntos de cada perfil se han representado y estudiado estadísticamente con el fin de obtener parámetros que nos aproximen a la configuración del relieve en el Tortoniense (Tabla 2). Estos perfiles se elaboraron perpendiculares al contacto entre el CBT y el sustrato para cuantificar la irregularidad y resistencia que opuso el paleorrelieve a la transgresión. La cota máxima que alcanzaron los depósitos transgresivos tortonienses se ha calculado mediante la aparición de barras calcareníticas colgadas en relieves elevados en el interior de sierras y desconectados de la cuenca. Se han estimado en 270 metros en el sector occidental (Rodríguez Vidal, 1992) y en 300 metros en el central de la cuenca (Abad et al., 2005b), por lo que estas cotas se han tomado como referencia para el límite septentrional de los perfiles. El límite meridional, mucho más variable, lo constituye el contacto entre los depósitos miocenos y el sustrato paleozoico. La construcción de los perfiles topográficos se realizó tomando medidas de altitud cada 100 metros en la horizontal.

A partir del volumen de datos obtenidos en cada perfil (cota topográfica y longitud), se han construido rectas de regresión como una aproximación al paleogradiente topográfico tortoniense del margen pasivo de la cuenca (Fig. 14B). Esta hipótesis se basa en la posibilidad de que la pendiente de una recta trazada a partir de los puntos que conforman un corte topográfico pueda constituir una buena aproximación a la inclinación general del paleorrelieve hacia la cuenca (o gradiente topográfico). La bibliografía destinada a reconstruir el gradiente topográfico de parte de una cuenca o asociado a un determinado medio sedimentario es prácticamente inexistente (Plint y Wadsworth, 2003). Tradicionalmente, se basa en el trazado de una línea recta entre el punto de máxima y mínima altitud en el final y principio de un corte, respectivamente (recta de máxima pendiente), sin considerar las irregularidades del terreno entre ambos puntos (valles o sierras). La construcción de una recta de regresión y el cálculo de su inclinación nos permite considerar las distintas heterogeneidades del paleorrelieve y, por tanto, facilita una aproximación más coherente a la resistencia que opuso este durante la transgresión y una herramienta útil a la hora de establecer comparaciones a lo largo del margen. Sin embargo, esta línea sólo puede ser

considerada como una aproximación general a una tendencia del paleogradiente topográfico y no como una medida precisa de este factor.

SECTORES	CORTE	R^2	ÁNG. INC.	PEND. (%)	ALT. MIN.	ALT. MEDIA	N	L
A	A1	0.4546	10.26	11.4	117	179.22	360	36000
	A2	0.6749	19.14	21.3	104	184.93	387	38700
	A3	0.5504	21.36	23.7	100	191.13	387	38700
	A4	0.717	23.23	25.8	100	192.27	388	38800
	A5	0.8883	27.19	30.2	96	175.79	401	40100
	A6	0.423	18.59	20.7	88	139.73	326	32600
	A7	0.6302	24.95	27.7	85	145.11	424	42400
	A8	0.6787	21.75	24.2	85	109.76	388	38800
	B9	0.725	24.71	27.5	67	161.16	388	38800
	A10	0.1362	20.88	23.2	76	143.21	193	19300
	A11	0.026	4.4	4.9	198	187.48	303	30300
	A12	0.4891	24.16	26.8	152	206.41	151	15100
	A13	0.8803	47.01	52.2	103	161.82	149	14900
B	B14	0.7932	35.85	39.8	90	221.36	312	31200
B1	B15	0.801	44.57	49.5	100	206.27	195	19500
	B16	0.8238	62.14	69.0	120	158.64	108	10800
	B17	0.4612	43.31	48.1	91	129.44	153	15300
	B18	0.4512	24.28	27.0	177	250.01	254	25400
B2	B19	0.8494	64.3	71.4	176	246.98	63	6300
	B20	0.9306	72.53	80.6	200	238.83	37	3700
	B21	0.8162	58.2	64.7	157	200.49	89	8900
	B22	0.8069	51.41	57.1	95	201.45	110	11000
	B23	0.8034	52.18	58.0	107	197.62	125	12500
	B24	0.7828	43.23	48.0	104	215.41	186	18600
	B25	0.9572	65.86	73.2	121	191.12	92	9200
C	C26	0.0461	12.67	14.1	128	208.99	150	15000
	C27	0.7098	58.86	65.4	72	179.66	129	12900
	C28	0.5621	42.56	47.3	116	250.5	149	14900
	C29	0.5571	49.86	55.4	121	272.63	113	11300
	C30	0.252	43.68	48.5	82	242.14	95	9500
	C31	0.5166	19.19	21.3	52	110.56	247	24700
	C32	0.8646	65.47	72.7	101	180.43	126	12600
	C33	0.9434	60.22	66.9	103	200.38	112	11200
D	D34	0.8884	56.25	62.5	124	231.53	161	16100
	D36	0.7733	51.14	56.8	207	241.77	70	7000
	D37	0.9672	70.24	78.0	79	206.75	79	7900
	D38	0.9416	77.85	86.5	90	212.97	57	5700
	D39	0.9086	78.63	87.4	103	219.26	40	4000
	D40	0.87	78.44	87.2	107	165.34	39	3900
MEDIA		**0.67**	**43.01**	**47.6**	**112.42**	**193.09**	**193.2**	**19162.5**

Tabla 2. Valores estadísticos medios y de cada uno de los perfiles construidos en los diferentes sectores del margen. R^2, Coeficiente de determinación; Ang. Incl., Ángulo de inclinación; Pend., Pendiente; Alt. Min., Altitud mínima (m); Alt. Med. Altitud media (m); N, Número de puntos; L, Longitud del perfil (m) (Nx100).

Los parámetros estadísticos calculados han sido el coeficiente de determinación de los puntos (R^2), la pendiente de la recta de regresión, la altitud y la longitud media de cada perfil (Tabla 2). Cada unos de estos factores nos aproxima a una o varias características del paleorrelieve transgredido durante el Tortoniense y, en conjunto, aportan información suficiente para realizar una reconstrucción más o menos precisa. Así, el coeficiente de determinación (C.D.) determina la relación entre la altitud y la distancia de los perfiles y, por tanto, constituye un valor de aproximación a la irregularidad de la vertiente transgredida. Por ejemplo, un coeficiente bajo indicaría un paleorrelieve irregular con frecuentes cambios de altitud. En caso de un coeficiente de determinación alto, se puede deducir un paleorrelieve uniforme previo a la transgresión o la posible acción de procesos erosivos litorales sincrónicos a esta que conllevaron la formación de rasas costeras sobre el sustrato rocoso.

La pendiente indica la tasa de cambio topográfico que se experimenta a lo largo de la línea de regresión, o lo que es lo mismo, el ángulo aproximado de inclinación del paleorrelieve que se obtiene a través de esta recta. Este parámetro nos da una idea directa de

la magnitud del paleogradiente topográfico. La altitud media facilita una medida sobre lo abrupto del paleorrelieve transgredido y un promedio de su altitud. En general, en el margen pasivo de la cuenca, cuanto mayor es la altura media, más próxima es la situación del frente de Sierra y más abrupta es la topografía. Por el contrario, cuanto mayor es la longitud del perfil, más lejos se encuentran los depósitos del inicio de los grandes relieves y menor es el gradiente topográfico y la altitud media.

5.3. Análisis topográfico del Paleorrelieve

En función de la naturaleza y arquitectura de las facies y del relieve a lo largo del margen pasivo, se diferencian 4 sectores en los que se analiza ahora su configuración topográfica (Fig. 4). Los límites entre los sectores son graduales y, por tanto, su situación es aproximada y se encuentra condicionada por las condiciones de afloramiento.

5.3.1. ***Sector A (perfiles A1-A13).*** En él afloran los depósitos miocenos más occidentales del área de estudio. Presenta una extensión lateral de unos 35 km. La potencia máxima de la serie no supera los 25 m. Dominan principalmente las facies de arenas finas, limos y arcillas asociadas a medios marinos confinados como bahías (Muñiz, 1996). En los diferentes perfiles trazados en esta zona, el paleorrelieve presenta una altitud media y una pendiente inferior al resto del margen (Tabla 2), con un claro incremento de estos valores hacia el Este. La longitud de los cortes es muy superior a la del resto de perfiles. El coeficiente de determinación (C.D.) es muy variable en los diferentes perfiles -en general próximo o superior a la media- con zonas de buena correlación entre puntos (perfiles A4 y A5) que ponen de manifiesto la existencia de un gran número de superficies aplanadas elaboradas en el sustrato, sobre todo a cotas elevadas y en zonas cercanas al contacto con los depósitos neógenos en el borde de cuenca (Fig. 15).

- Interpretación. La elevada longitud de los perfiles y su baja altitud media, junto a la pequeña pendiente que caracteriza a este sector y escasa potencia de la serie miocena apuntan hacia un paleogradiente topográfico muy bajo, en el que el mar avanzó grandes distancias sobre el continente en cada pulsación de ascenso. La aparición de superficies aplanadas y elevados valores del C.D. indican un paleorrelieve con tendencia hacia la planitud, al menos en las zonas más cercanas al borde de la cuenca, que queda delimitado por un incremento brusco de la topografía. La variabilidad de los valores del C.D. puede explicarse por la estructura escalonada que presenta el relieve en este sector, donde las áreas aplanadas, sub-horizontales,

elaboradas sobre el sustrato son rotas hacia el Norte por los primeros relieves de las sierras importantes y por los arroyos y barrancos que las disectan. Esta circunstancia contribuye a dispersar los valores con respecto a la recta de regresión lineal y, por tanto, a hacer más pequeño el C.D. Además, parte de esta zona ha sido intensamente retocada desde el Pleistoceno superior durante la organización de la red fluvial de los Ríos Tinto y Odiel, como se deduce a partir de la evolución de terrazas, extensamente desarrolladas en toda el área (Cáceres, 1995).

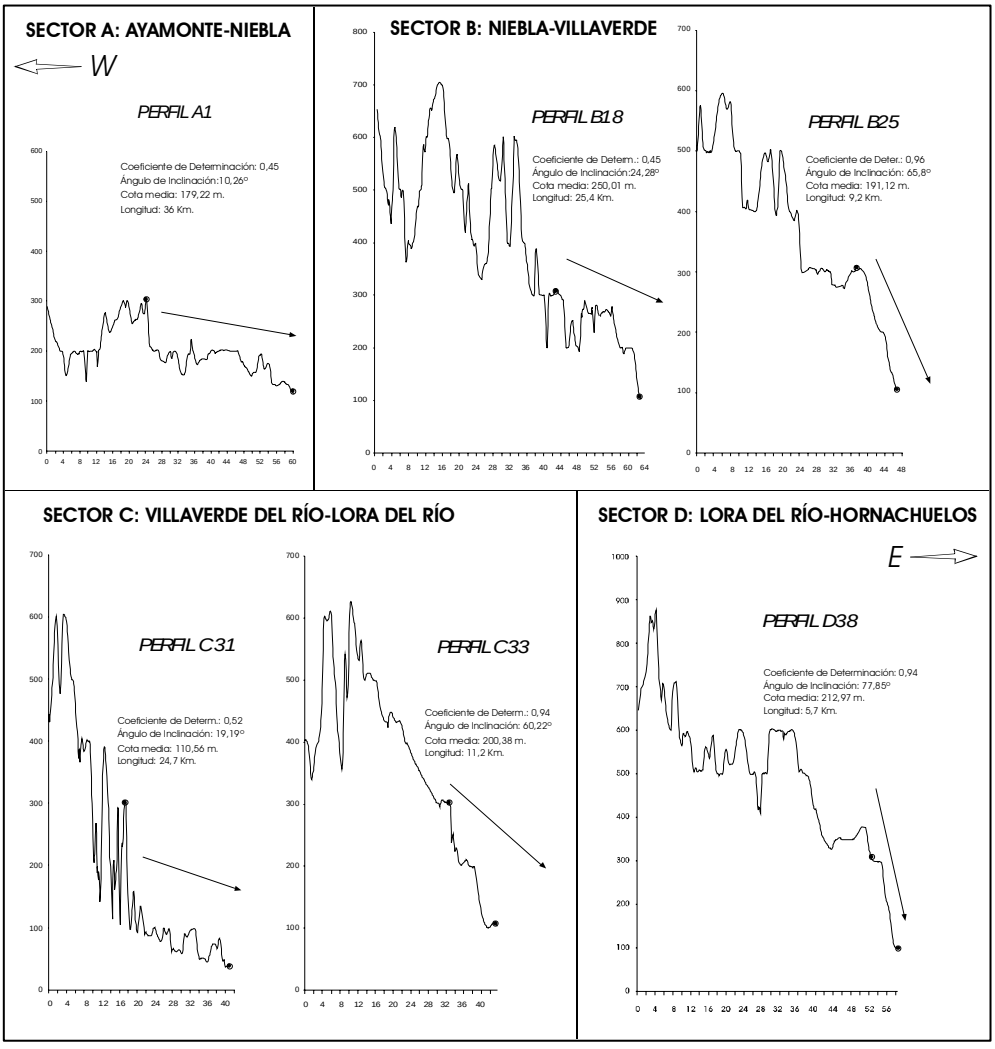


Figura 15. Cortes topográficos representativos y valores estadísticos de cada sector diferenciado en el margen pasivo de la cuenca. La flecha negra refleja la inclinación de la recta de regresión

Las características de paleorrelieve y el registro estratigráfico y geomorfológico apuntan hacia la existencia de un sistema fluvial tortoniense que se encajaba en una paleotopografía muy aplanada. El modelado fluvial previo fue reelaborado posteriormente por la superficie de erosión transgresiva tortoniense, que homogeniza y suaviza el paisaje en este sector, generando de forma local superficies planas (plataformas y mesas) similares a las descritas en otros sectores. Esta nueva reelaboración del sustrato se produjo principalmente en las últimas etapas de la transgresión, a cotas topográficas más altas.

5.3.2. ***Sector B (perfiles de B14 a B25).*** Los depósitos más importantes de este sector están formados por limos, arenas y conglomerados fluvio-deltaicos, que pasan en la vertical y hacia el Norte a calcarenitas y calizas de playa y plataforma con una alta producción de carbonatos. La potencia de la serie oscila entre los 20 m en la parte occidental y los 30 m en su extremo oriental. La longitud lateral de este sector se aproxima a los 60 km constituyendo el de mayor extensión del área de estudio. Dentro de este sector podemos diferenciar dos zonas (Tabla 2): i) una subzona occidental o B1 (perfiles B14-B18), que representa una transición con respecto al Sector A y; ii) una subzona oriental o B2 (perfiles B19-B25), con valores estadísticos y facies sedimentarias bien diferenciadas con respecto al Sector A y subzona B1 (Fig. 15).

La zona occidental (B1 en Tabla 2) representa un área compleja, de gran longitud de los perfiles y valores muy variables en el resto de parámetros. Los depósitos tortonienses (arenas y conglomerados) afloran a una cota más baja que en el área adyacente y presentan una potencia algo mayor. La zona oriental (B2), donde dominan los depósitos carbonatados y mixtos, muestra valores altos del C.D., de altitud media y de pendiente. La longitud media de los cortes se encuentra por debajo de la media. En general, las zonas circundantes a los límites septentrionales de todos los perfiles dentro del Sector B muestran características bien definidas, similares a las descritas en la Subzona B2, es decir, valores altos del C.D. y pendiente elevada. Existe, por tanto, una zonación longitudinal de los perfiles hacia el antepaís, donde el inicio de la Sierra homogeniza los valores estadísticos.

- Interpretación. En la subzona occidental (B1), la mayor potencia de la serie tortoniense y la elevada variabilidad del resto de factores parece indicar la existencia de un paleorrelieve muy irregular, con frecuentes cambios laterales de altitud y pendiente, probablemente, y de forma local, deprimido con respecto a otros puntos. Es posible que la cercanía del actual valle del Río Tinto, atravesado parcialmente por algunos de los perfiles, haya influido en esta circunstancia, si bien, no es descartable la existencia previa de uno o varios valles fluviales que atravesaran la zona, tal y como se deduce del registro estratigráfico (Baceta y Pendón, 1999; ver capítulo 2) y de los datos obtenidos de relieve al NE de Niebla y al SO de Aznalcollar. Estos valles desmantelarían en parte un paleorrelieve muy similar al descrito en el sector A, aunque de un gradiente topográfico mayor y una configuración topografía más abrupta. Por el contrario, la subzona oriental (B2), con valores elevados de altitud media, pendiente y C.D, denota le existencia de una zona de interfluvio, de paleotopografía regular y gradiente topográfico elevado, caracterizado por el desarrollo de vertientes uniformes no afectadas directamente por la acción erosiva de los ríos y sí por el retrabajo del oleaje y otros procesos

costeros en el Tortoniense. En estas zonas domina la sedimentación mixta, con elevada producción de carbonatos y llegada de sedimentos terrígenos desde las desembocaduras fluviales cercanas, probablemente mediante corrientes de deriva litoral.

En los últimos estadios de la transgresión, a cotas elevadas, predominó esta última configuración topográfica en todo este sector, con sedimentación de naturaleza dominante carbonatada. Los depósitos fosilizan, en parte, las partes más bajas de las sierras, que supusieron barreras físicas para el avance del mar durante la transgresión y que, en ese momento, actuaron como acantilados.

5.3.3. ***Sector C (perfiles C26 a C33).*** Este sector se caracteriza por presentar espesores de sedimentos muy potentes (70 metros), formados por depósitos siliciclásticos groseros de naturaleza fluvio-deltaica que evolucionan en la vertical a arenas finas y limos de plataforma. La frecuente aparición de barras calcareníticas de naturaleza transgresiva, intercaladas en toda la serie, es una constante a lo largo de sus 30 Km de extensión lateral. La cota inferior de afloramiento de los depósitos neógenos se encuentra muy por debajo de la media y la potencia media de la serie es muy superior al resto del margen (Tabla 2). El sector presenta similitudes con la zona occidental del Sector B, caracterizada por valores muy heterogéneos de todos los parámetros medidos, lo que parece indicar cambios laterales significativos en la topografía, con zonas deprimidas y de gran longitud, asimilables a paleovalles, y zonas muy elevadas y menor longitud en los extremos del sector, con elevados valores del C.D. y de pendiente. Los límites del sector presentan un claro carácter transicional con las zonas adyacentes.

- Interpretación. En este sector, la cuenca del Río Viar constituye una depresión alargada en dirección NO-SE que probablemente ha funcionado como cuenca fluvial desde el Pérmico (Sierra, 2003). En el presente, el Río Viar actúa como un importante afluente del Río Guadalquivir. Además de las evidencias morfológicas, que indican la existencia de una zona irregular y topográficamente deprimida, el registro estratigráfico tortoniense pone de manifiesto la presencia de un sistema fluvial muy activo, que dio lugar a la formación de un gran delta (al menos de unos 10 Km de diámetro) en su zona de desembocadura. Las zonas contiguas a este paleovalle representan áreas de mayor gradiente topográfico y relieves más uniformes (acantilados) (Fig. 15), pero afectadas por la llegada de aporte siliciclástico, lo que parece haber inhibido la formación de carbonatos, principalmente en su extremo occidental.

5.3.4. ***Sector D (perfiles D34 a D40).*** Representa el sector más oriental del área de estudio. Posee una extensión de 18 Km. Los depósitos mejor representados son calcarenitas, calizas y arenas calcáreas asociadas a playas y plataformas marinas con producción de carbonatos. La potencia de la serie en esta zona se aproxima a los 50 metros. La configuración del relieve se caracteriza por presentar valores elevados del C.D., de la pendiente y de la altitud media. La longitud de los perfiles es muy inferior a la media del margen (Tabla 2). De forma más local, aparecen "colgadas" superficies aplanadas desarrolladas sobre el zócalo en zonas de menor gradiente topográfico y mayor altitud. Aunque esta circunstancia no es reconocible en perfiles realizados a gran escala, su existencia ha sido constatada mediante estudios estratigráficos y geomorfológicos.

- Interpretación. Los elevados valores de todos los parámetros, excepto de la longitud de los perfiles, indica la existencia de un paleorrelieve muy abrupto y regular, con un alto gradiente topográfico y amplio desarrollo de vertientes aplanadas hacia el mar, que funcionarían a modo de acantilados y playas de alta energía con sedimentación mixta y carbonatada (Fig. 15). Esta última circunstancia es constatable también mediante la aparición de superficies aplanadas desarrolladas sobre el sustrato en puntos de menor gradiente, interpretadas como superficie de abrasión costera elaboradas sobre un sustrato rocoso. Las superficies de abrasión se desarrollan especialmente cerca del límite con el Sector C, donde el paleorrelieve es algo más irregular, presenta menor altitud media y existe un gradiente topográfico más pequeño, lo que favoreció el avance del mar y el desarrollo de estas formas.

6. EL CONTROL DEL PALEORRELIEVE EN LA SEDIMENTACIÓN TORTONIENSE

6.1. Los otros factores controlantes. La tectónica, el eustatismo y el clima

El inicio de la sedimentación marina en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir se ha relacionado con el Cortejo Sedimentario Transgresivo de la Secuencia Deposicional B (Sierro et al., 1990), que presenta buena correlación con el Ciclo de tercer Orden 3.2 de Haq et al., (1988) o con la Secuencia Cronoestratigráfica de límite Tor2 definida por Hardenbol et al. (1998) (Fig. 16). Durante el Tortoniense, tiene lugar un cambio drástico la situación geodinámica de esta cuenca. Se restituye la situación compresiva general existente entre África e Iberia (Sanz de Galdeano, 1989), produciendo la rotación destral de la cuenca como consecuencia del progresivo desplazamiento de su depocentro hacia el Noroeste, la propagación de la subsidencia flexural hacia el NE y el hundimiento del antepaís ibérico

(Sierro et al., 1995). Al mismo tiempo, la cuenca registra desde el principio del Tortoniense un importante evento subsidente relacionado con la respuesta mecánica de la litosfera ante procesos de carga profundos (García-Castellanos et al., 2002).

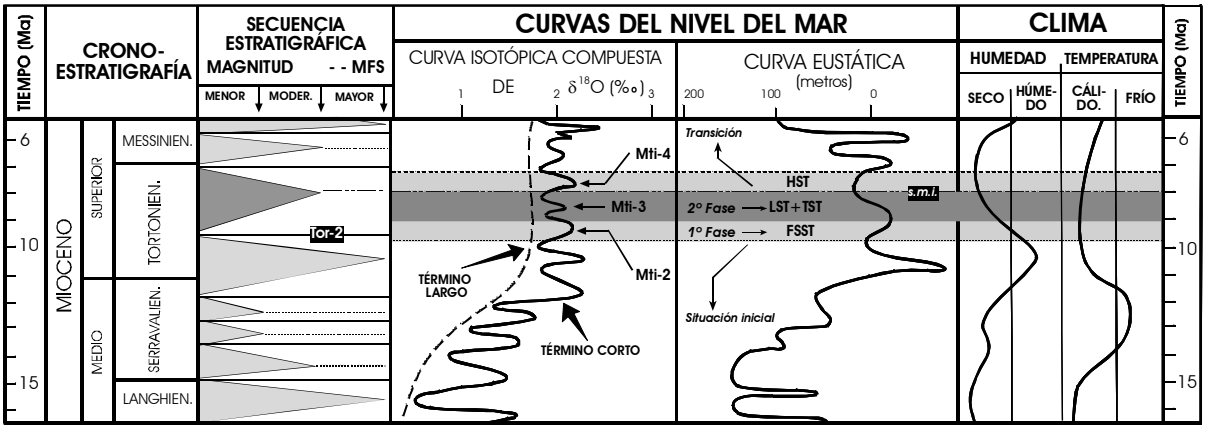


Figura 16. Secuencias cronoestratigráficas (Hardenbol, et al., 1998), curvas eustáticas (Abreu y Anderson, 1998; Haq et al., 1988) y curvas climáticas de la Península Ibérica (Calvo et al., 1993) durante el Mioceno superior. La correlación entre Eventos Glacio-eustático (Mti), curvas eustáticas clásica, cortejos sedimentarios de la Secuencia Deposicional B y las fases de evolución paleogeográfica del CBT, puede ser observada. s.m.i., Superficie de máxima inundación. La situación de los cortejos sedimentarios en la Secuencia Deposicional han sido reorganizada a partir de los criterios de Coe (2003).

La combinación de ambos procesos durante mediados del Tortoniense debió suponer un gran hundimiento del sustrato varisco en el margen Norte de la Cuenca, coincidente, en parte, con el comienzo de la Secuencia B (Etapa de Caída del Nivel del Mar), dentro de la que se describe el CBT. Esta circunstancia forzaría el registro de una transgresión en un contexto eustático de descenso del nivel del mar y de retirada de la línea de costa (transgresión forzada tectonicamente, ver parte II), en un contexto climático cálido y húmedo (Calvo et al., 1993). No obstante, en determinados zonas de la cuenca se produjo la llegada de un gran volumen de sedimento que en algunos momentos, especialmente en las primeras etapas de la transgresión, compensó la creación de espacio de acomodación y produjo una agradación e incluso progradación de los sistemas costeros hacia la cuenca en diferentes puntos del margen, como en las proximidades de Niebla, Aznalcollar o Villanueva del Río y Minas (Borrego, 1986; Pendón et al., 2004; Abad et al., 2004a).

Posteriormente, durante los primeros momentos del Tortoniense superior, tiene lugar la fase de ascenso eustático del nivel del mar de la Secuencia B (LST+TST) que, junto a la acción continuada de la subsidencia, produjo un importante incremento en la tasa de creación de espacio de acomodación, una brusca profundización de los medios sedimentarios y el importante avance de la línea de costa hacia el antepaís. Esta circunstancia viene acompañada por un cambio climático hacia condiciones más secas (Calvo et al., 1993), que hizo disminuir

la influencia de los sistemas deltaicos en el margen pasivo. El aporte sedimentario, constituye, por tanto, otro factor que tuvo gran importancia en la evolución de la cuenca durante la transgresión tortoniense, especialmente en los puntos cercanos a las desembocaduras de los ríos, alimentadas tanto de forma directa desde las áreas fuentes como mediante las corrientes de deriva litoral. Esta circunstancia concede gran interés a la configuración topográfica del sustrato paleozoico, que en determinados sectores conformaba zonas deprimidas o valles siguiendo las direcciones estructurales del sustrato varisco.

El aporte sedimentario se encuentra controlado, por tanto, en su volumen por la tectónica y el clima, y en su distribución areal por la configuración del paleorrelieve (Brault et al., 2004). En el primero de los casos, se ha descartado una tectónica especialmente activa generadora de relieve durante el Tortoniense. El clima en el Sur de la Península Ibérica durante el Tortoniense inferior era árido, con temperaturas más cálidas que las actuales; mientras que en tránsito entre el Tortoniense inferior y superior se registra un cambio de condiciones húmedas a secas, lo que probablemente influyó en el volumen de aporte de sedimentos a la cuenca y en el desarrollo de los sistemas deltaicos. El registro estratigráfico y paleontológico es coincidente con esta hipótesis, poniendo de manifiesto la existencia de varios sistemas deltaicos, alimentados por un gran volumen de aporte sedimentario desde el continente, especialmente en la base del CBT, atribuida al Tortoniense inferior (ver capítulo 3). De esta forma, el paleorrelieve actuó como factor determinante en la distribución del aporte sedimentario en la cuenca y determinó una evolución diferencial de la costa en varios sectores.

6.2. El control del paleorrelieve sobre la sedimentación Tortoniense

La configuración del paleorrelieve parece haber tenido una gran importancia en el control de la naturaleza y arquitectura de facies deposicionales durante la transgresión tortoniense. De forma regional, es posible observar una clara evolución en la morfología del borde meridional de Sierra Morena, que se extiende en una dirección general N80ºE, paralela a las otras direcciones principales del basamento Varisco. En sentido longitudinal, esta elevación del basamento se extiende unos 600 km desde el Alentejo portugués hasta el Sur de la provincia de Ciudad Real. Desde un punto de vista morfológico, la Sierra Morena aparece como una flexura E-O disimétrica con la elevación culminante hacia su centro (Vegas et al., 2004). El eje de flexura E-O parece terminar hacia el borde atlántico del Sur de Portugal, donde la alineación de relieves se hace difusa y pierde definición. Esta circunstancia se traduce en la

pérdida de altura de las sierras hacia el extremo occidental del Macizo Varisco, donde apenas destacan de la penillanura y adquieren una dirección N100ºE y N110ºE.

La disminución gradual de los relieves de Sierra Morena hacia el SO es perceptible a través de los cambios de potencia y de naturaleza de los sedimentos neógenos que la fosilizan. A grandes rasgos, la existencia de un cambio en el gradiente topográfico del sustrato es clara a partir del mapa de isohipsas (líneas que unen puntos de igual altura) del techo del sustrato paleozoico (Fig. 17). En la zona occidental (aproximadamente hasta el meridiano de Niebla), el zócalo muestra una inclinación menor y mucho más regular, con las líneas más separadas entre sí. En el área oriental la inclinación del sustrato es mucho más pronunciada y son frecuentes los cambios de valor de la pendiente en la dirección de máximo buzamiento (Cortes I-I´ y II-II´, Fig. 17). Esta circunstancia queda registrada en la potencia y geometría de los litosomas neógenos, que reflejan en su morfología la irregularidad y los cambios laterales del paleorrelieve a lo largo de toda la extensión del margen Norte de la cuenca.

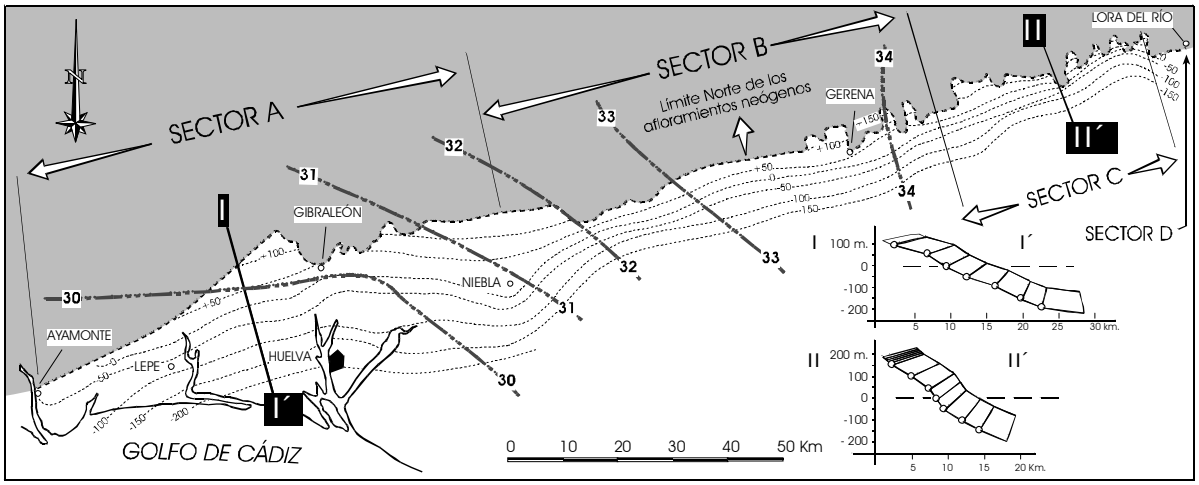


Figura 17. Mapa de profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic en Km (línea gruesa gris) y de líneas de igual altura o isohipsas del techo del sustrato paleozoico bajo los depósitos de la Cuenca del Guadalquivir en metros (línea negra fina y punteada). Datos tomados a partir de sondeos profundos y perfiles sísmicos de Viguier (1974), Fernández et al., 1998 y García-Castellanos et al., 2002. Las curvas de nivel indican la cota con respecto el nivel del mar actual.

Por tanto, la distribución, naturaleza y la arquitectura de las facies parecen mostrar una clara relación con la configuración topográfica del paleorrelieve tortoniense. En función de las características del paleorrelieve, tipos de modelado y depósitos que lo tapizan, se diferencian 4 tipos de configuraciones topográficas del sustrato (Fig. 18). Cada uno de estos tipos de modelados del paleorrelieve puede presentar límites transicionales con los otros, tanto lateralmente (a lo largo del margen de la cuenca) como longitudinalmente (hacia el antepaís).

6.2.1. ***Tipo-I.*** Esta configuración del paleorrelieve es dominante en el Sector A y parte del Sector B (Fig. 18B), coincidiendo parcialmente con la Superficie de aplanamiento de carácter regional denominada Superficie Fundamental del Andévalo Occidental. El sustrato presenta un gradiente topográfico bajo y relieve poco uniforme y se caracteriza por su amplia longitud, baja altitud media y valores del C.D. que denotan una tendencia hacia la irregularidad de un sustrato más o menos aplanado (Fig. 18A y C). Es probable que por esta zona discurrieran uno o varios sistemas fluviales, que dieran lugar a pequeños sistemas deltaicos en su punto más cercano al mar. La acción de este río pudo haber disectado una superficie de erosión pre-tortoniense, que habría contribuido al aplanamiento del relieve previo. Durante las siguientes pulsaciones transgresivas se produjo una nueva reelaboración de esta superficie que atenúo el modelado fluvial y homogenizó el sustrato aún más, especialmente en las zonas alejadas de los cauces. Esta hipótesis es apoyada por la frecuente aparición de superficies aplanadas bien desarrolladas al Norte de esta zona, muy próximas al borde de la cuenca.

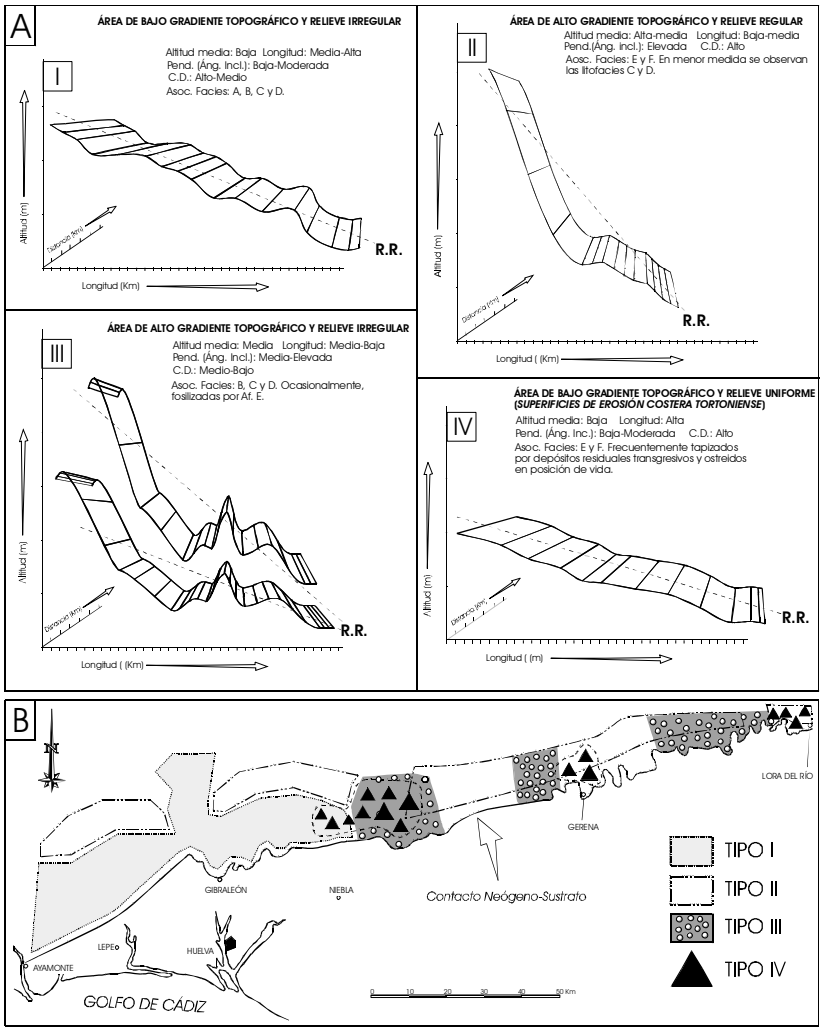


Figura 18. (A) Características de los diferentes tipos de configuración del paleorrelieve en el área de estudio. (B) Distribución areal aproximada de cada tipo de configuración topográfica del paleorrelieve en el borde Norte de la Cuenca del Guadalquivir.

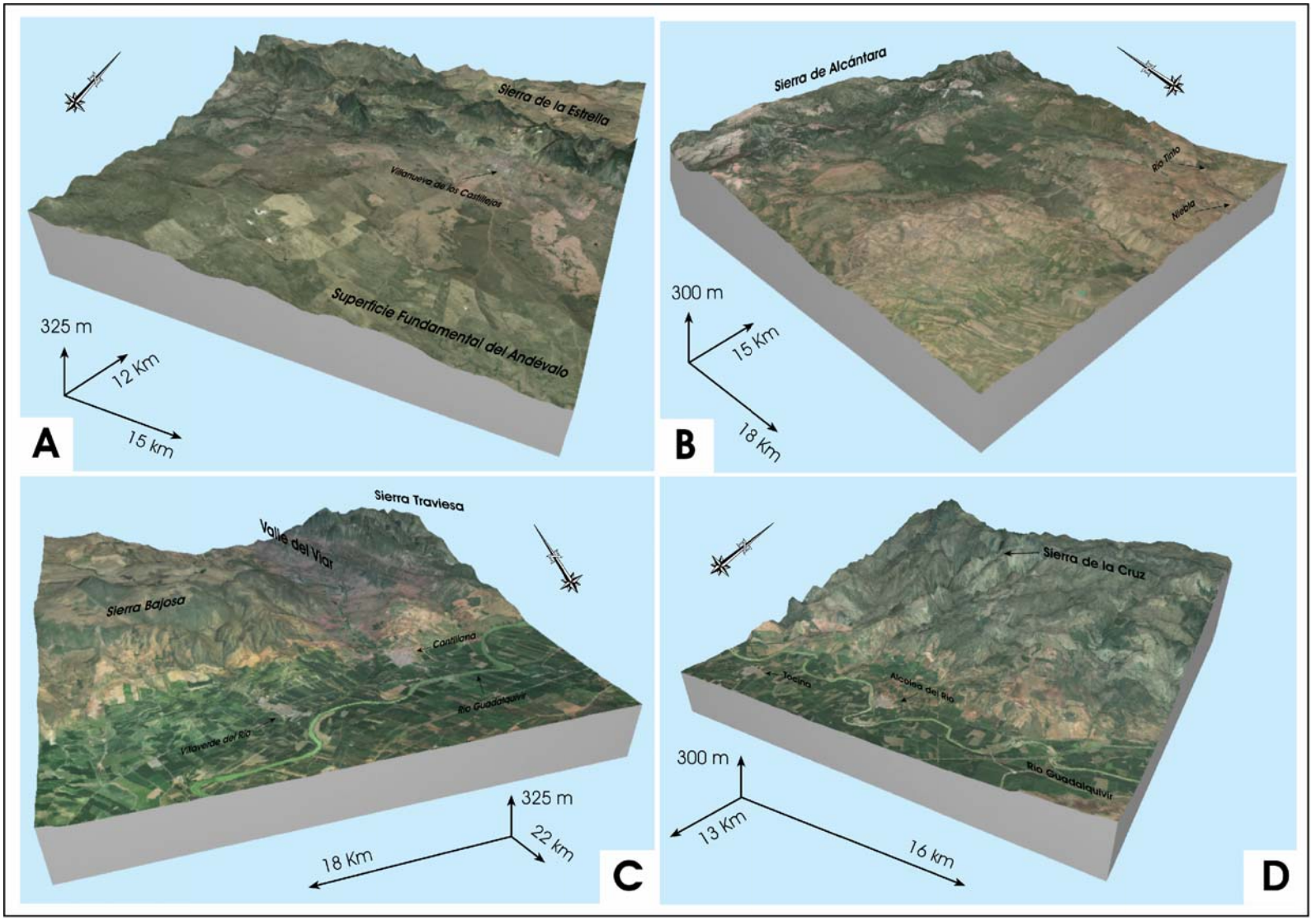


Figura 18(C) (cont). Proyección en 3D de las ortofotos a color a partir del modelo digital del terreno en el área de estudio. (A) Superficie de aplanamiento de carácter regional -modelado tipo I- y paleoacantilados- modelado tipo II- en las proximidades del Villanueva de los Castillejos -Sector A-. Obsérvese el sustrato paleozoico arrasado en la denominada "Superficie Fundamental del Andévalo" y el súbito incremento de topografía que representa de la Sierra de la Estrella al Norte. (B) Configuración topográfico tipo III en las inmediaciones de la localidad de Niebla -Sector B-. La irregularidad y bajo gradiente del sustrato paleozoico puede ser observardo. (C) Paleoacantilados -Sierra Bajosa- y paleovalle fluvial -Cuenca del Río Viar- en las localidades de Villaverde del Río y Cantillana, dentro del Sector C. Hacia el Este el paleorrelieve se hace irregular y algo más abrupto -configuración tipo II y III-. (D) Frente de acantilados próximos a Alcolea del Río -Sector D-. El

Otra explicación para la existencia de este tipo de modelado sobre el sustrato es la acción de procesos erosivos posteriores al Mioceno que pudieran haber retocado esta superficie durante la evolución de la red fluvial en el Cuaternario. En este caso, el resultado que ahora se observa sería el producto de la interferencia de múltiples procesos que han tenido lugar desde el final del Paleozoico. En algunos tramos de los ríos principales de esta zona, se llegan a producir desniveles de más de 100 metros entre el fondo de valle y los restos bien conservados de plataformas erosivas (Cáceres, 1995), lo que parece, en parte, avalar esta última hipótesis. La pequeña extensión de los afloramientos miocenos no permite reconstruir con precisión la morfología de los cuerpos sedimentarios en estos puntos, si bien las características del sustrato paleozoico favorecerían la formación de litosomas de amplia extensión y pequeña potencia que se acuñan hacia el Norte, excepto en las zonas algo más deprimidas.

6.2.2. ***Tipo II.*** Prácticamente aparece en todos los sectores descritos en el margen y a diferentes alturas topográficas, aunque se encuentran mejor representado en los Sectores B y D (Fig. 18B). En estas zonas el sustrato presenta una morfología muy regular, con gradiente topográfico y altitud media muy elevadas (Fig. 18A y C). La longitud de los perfiles suele ser muy baja, mientras que el C.D. indica la existencia de vertientes uniformes. Los depósitos más representativos en estos puntos son calcarenitas con múltiples fragmentos de fauna marina somera y abundante material detrítico grosero afines a medios litorales o marinos someros. Las calizas, aunque frecuentes, aparecen algo peor representadas. La configuración del paleorrelieve ha favorecido en estos puntos la formación de playas y medio marinos someros de alta energía y elevada pendiente de sedimentación mixta. La regularidad del sustrato, tanto lateral como en la vertical, favoreció la existencia de una costa rocosa con frecuentes alternancia de entrantes y salientes y desarrollo de acantilados y plataformas de abrasión costera al píe de los primeros. La ausencia de zonas deprimidas en estos sectores indica la desaparición de zonas de llegada directa de aporte fluvial, lo que favoreció la formación de carbonatos. Este tipo de configuración probablemente también predominó a cotas elevadas durante las últimas fases de relleno de los Sectores A y C (Fig. 18B). En puntos de características similares, aunque cercanos a desembocaduras, predomina la llegada sedimentos terrígenos mediante corrientes de deriva litoral desde los ríos adyacentes, lo que inhibió la precipitación de carbonatos y ayudó a la creación de playas y plataformas marinas someras de naturaleza terrígena. Dentro de la subzona B2 existe una pequeña área de sedimentación aluvial/deltaica en las proximidades de Aznalcollar, que no se ha reconocido en el paleorrelieve mediante la construcción de perfiles topográficos ni por sus valores estadísticos y

a la que, tentativamente, se le atribuye un modelado tipo II. Esta circunstancia se debe a la pequeña extensión de los afloramientos tortoniense de naturaleza siliciclástica y la posible existencia de un abanico aluvial como sistema alimentador del delta. El funcionamiento de este tipo de sistemas no habría dejado una señal tan clara en el paleorrelieve como los sistemas fluviales descritos en Lepe-Cartaya, Niebla o Villanueva del Río.

6.2.3. ***Tipo III.*** En determinadas zonas del Sector B y en el Sector C el paleorrelieve presenta una configuración mucho más irregular (Fig. 18B). La inclinación y altitud media de los perfiles trazados es muy variable, aunque siempre superiores al tipo I. La longitud es intermedia en comparación a los otros casos. Los parámetros indicativos de la uniformidad del terreno denotan la existencia de un sustrato muy irregular, con frecuentes cambios laterales de altitud e inclinación (Fig. 18A y C). Los depósitos que afloran en estas zonas generalmente están formados por sedimentos silicliclásticos groseros (conglomerados y arenas) que evolucionan en la vertical y hacia cuenca a materiales más finos (limos y margas). Estas facies han sido interpretadas como medios fluviales y deltaicos que transcurrían por valles y drenaban desde el Norte y Noroeste de la Cuenca aportando sedimento a la plataforma marina y zonas adyacentes. La incisión de valles fluviales en el sustrato provoca la irregularidad del terreno, que presentaba un gradiente topográfico moderado (Sector B) o algo más abrupto (Sector C). La extensión lateral y longitudinal de los litosomas es limitada, directamente controlada por la longitud de estos paleovalles fluviales. Esta circunstancia condiciona la morfología de los cuerpos sedimentarios, mucho más potentes y extensos en el Sector C.

6.2.4. ***Tipo IV.*** Las zonas donde aflora superficie de erosión asociada a la transgresión tortoniense mediante plataformas de abrasión costera constituyen, tal vez, el ejemplo peor representado en extensión, pero el más significativo en el área de estudio (Fig. 18B). La mayor parte de estas formas no son observables a la escala a la que están elaborados los cortes topográficos, aunque sí lo son a escala cartográfica. Su expresión morfológica en el paisaje son las plataformas y las mesas y cuestas desarrolladas sobre el Sustrato Varisco. Este tipo de configuración se observa en zonas de bajo gradiente topográfico y con tendencia hacia la planitud del sustrato (altos valores del C.D y valores de pendientes bajos) de muy diferentes escalas. La pueden fosilizar depósitos calcareníticos groseros y calciruditas con abundante fauna litoral y, en menor medida, paquetes de calizas (Fig. 18A). En otros casos, esta superficie aparece exhumada, sin depósitos que la tapicen. Existen ejemplos claros todos los sectores de la cuenca, donde afloran superficies aplanadas a diferentes cotas, próximas al contacto entre el

Neógeno y el sustrato paleozoico. A pequeña escala, estas superficies han sido descritas a mayor altitud, en el interior de las sierras y desconectadas de los depósitos de cuenca, en los Sectores C y D (Fig. 12). Tanto la geometría de los depósitos como las del zócalo indican la actuación de procesos erosivos litorales de alta energía.

El bajo buzamiento y la planitud de las superficies apoyan la existencia de un paleorrelieve previo muy suavizado, que favoreció la abrasión del zócalo y opuso poca resistencia al avance rápido del cinturón de facies costero hacia el continente. Por sus características morfológicas, la naturaleza de los depósitos y situación topográfica, estas formas pueden ser equiparadas a terrazas marinas cuaternarias (Zazo et al., 2003; Zecchin et al., 2004; Cantalamessa y Di Celma, 2004; Yamaguchi y Ota, 2004; Rodríguez-Vidal et al., 2004) aunque no existe una tectónica posterior que haya levantado estas terrazas, sino una importante retirada del nivel del mar que las ha preservado varios metros por encima del nivel de base actual de la cuenca.

7. EVOLUCIÓN DEL RELIEVE E IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

La irregularidad de la fisiografía heredada es el resultado complejo de la interferencia de los procesos que han precedido a la transgresión, entre los que destacan: i) la configuración original del paleorrelieve, que presenta rasgos de un relieve muy envejecido e irregular, con tendencia hacia la planitud y suavizado; ii) los efectos de las fluctuaciones relativas del nivel del mar previas; y iii) las características de los ríos, dependientes del clima y del volumen y tipo de sedimento derivado del continente. La configuración topográfica previa a la transgresión tortoniense y las antiguas superficies de erosión pudieron ser modificadas posteriormente y coincidir, en parte, en las zonas litorales y de plataforma marina somera con la superficie de erosión de *ravinement*. La interacción de la topografía previa y de los procesos transgresivos ha influido en la potencia, tipo y potencial de preservación de los depósitos asociados a los ascensos relativos del nivel del mar.

En términos generales, las áreas topográficamente elevadas (interfluvios, promontorios del zócalo, etc.) actúan como áreas fuentes del sedimento, mientras que las zonas deprimidas (paleovalles) se comportan como áreas de acumulación de sedimento. En las proximidades de la desembocadura de un río localizado en una zona sometida a la descarga de un gran volumen de aporte sedimentario, el incremento del espacio de acomodación en estas zonas puede favorecer la formación de deltas. La acción del río, y tal vez de las mareas, dominaría en las zonas internas del delta (llanura deltaica, marismas y distributarios), a la vez que en las barras de desembocadura, frente deltaico y playas adosadas dominarían el oleaje y las corrientes o la acción del propio sistema aluvial. Esta situación transgresiva puede provocar la

formación o el aumento de extensión de estuarios y bahías en zonas próximas a desembocaduras fluviales con bajo volumen de aporte, principalmente en entrantes costeros de bajo gradiente topográfico. En el caso de tratarse de zonas de interfluvio, se produce la formación de playas de alta energía o acantilados sobre la zona transgredida, en la que dominaría la acción del oleaje y corrientes. La naturaleza de la sedimentación (siliciclástica, mixta o carbonatada) en estos medios dependerá directamente de su proximidad a las zonas deltaicas y a la acción de las corrientes de deriva litoral. La distribución lateral y vertical que muestran los materiales constituyentes del Complejo Basal Transgresivo, así como la configuración que presenta el paleorrelieve a lo largo de toda el área de estudio, permite reconstruir la paleogeografía que se perfilaba en esta zona durante el Tortoniense. A grandes rasgo, es posible diferenciar cuatro etapas.

7.1. Situación inicial (pre-tortoniense y Tortoniense inferior)

La historia geomorfológica del Macizo Ibérico comienza después de la orogenia Varisca, cuando emergen los primeros relieves y comienza el arrasamiento del zócalo, que continúa en la actualidad. Las formas del relieve de Sierra Morena tienen una larga y compleja historia geológica, con interferencia de procesos tectónicos, episodios de alteración, cambios en la red fluvial y en el tipo de modelado dominante, así como desmantelamiento de coberteras y macizos. El resultado es un relieve erosivo formado en varias fases y modificado por distintas fracturas. La Orogenia Varisca organizó la estructura de la Sierra según pliegues, cabalgamientos, fallas inversas y desgarres, mientras que la Orogenia Alpina principalmente se limitó a reactivar fallas anteriores.

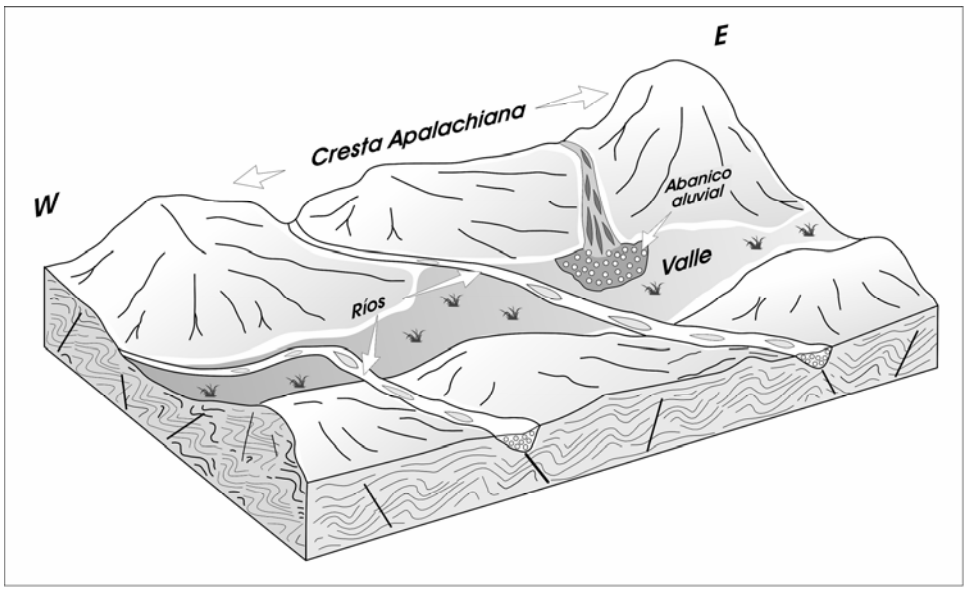


Figura 19. Esquema general del paleorrelieve previo a la transgresión tortoniense, mostrando un característico modelado de tipo apalachiano.

Las morfologías dominante son las superficies de aplanamiento debidas a la erosión, sin embargo, los distintos sistemas morfoclimáticos y los rasgos estructurales y litológicos de la zona han originado diversos tipos de relieves característicos de las áreas de zócalo. En este sentido, las alineaciones y resaltes cuarcíticos que aparecen en la zona de estudio responden al antiguo relieve apalachiano (Díaz del Olmo, 1982; Martín-Serrano, 2000), producto de las alteraciones diferenciales y de la erosión en bandas alternantes de rocas de distinta competencia (Garcia-Abbad y Martín-Serrano, 1980) (Fig. 19).

Durante el Mioceno medio la instauración y organización de varios de los sistemas fluviales primitivos procedentes de posiciones septentrionales y que drenaban hacia la cuenca en sus primeros estadios de evolución, estuvo vinculada con el inicio de la subsidencia flexural y con las fluctuaciones del nivel del mar que experimentó la cuenca en este momento (García-Castellanos, 2002; García-Castellanos et al., 2002). Al tiempo, los bordes de cuenca se rebajaban y aplanaban a modo de pedimentos. Este proceso pudo ser favorecido por un régimen climático cálido y húmedo (Fig. 16) (Calvo et al., 1993) y continuar durante el Tortoniense inferior, acentuado por la acción de subsidencia que experimentó el margen pasivo y el levantamiento concomitante de la Sierra Morena.

7.2. Primera Etapa (Tortoniense inferior-superior)

Es probable que esta etapa se inicie durante el final del Tortoniense inferior, tras el ascenso relativo del nivel del mar que marca el comienzo de la transgresión Tortoniense durante una fase de descenso eustático global. Este descenso del nivel del mar podría estar vinculado con el evento glacio-eustático positivo del δO^{18} denominado MTi-2 (Abreu y Anderson, 1998), que marca el límite de Secuencia Tor2 y presenta buena correlación con la Etapa de Caída del Nivel del Mar (FSST) del Ciclo 3.2 de Haq et al. (1988) (Fig. 17). Trabajos recientes relacionan directamente este evento glacio-eustáticos con los principales límites de secuencias descritos debido al crecimiento de las capas de hielo en los polos y el correspondiente descenso de las aguas durante el Mioceno medio-superior (Westerhold et al., 2005).

La tasa de subsidencia sobrepasó la tasa de descenso del nivel del mar y durante un lento ascenso relativo del nivel del mar, se inundaron las zonas más topográficas más bajas, formándose deltas en diferentes puntos del margen de la cuenca (Fig. 20). La llegada de los ríos se produciría a favor de las fracturas variscas, siguiendo direcciones comprendidas entre NO-SE y N-S. Estos deltas alimentaban las zonas marinas adyacentes, fundamentalmente plataformas marinas someras constituidas por arenas finas y limos arenososos, muy bien representados en Niebla, Aznalcollar y Villanueva del Río y Minas y, en menor medida, Lepe.

En el sector más occidental del área de estudio, el inicio de la sedimentación siliciclástica parece haber algo comenzado más tarde, probablemente debido a que la subsidencia se hizo progresivamente más tenue hacia el Oeste. En otros puntos no afectados por la llegada de aporte terrígeno dominó la formación de depósitos calcareníticos interpretados como playas y zonas marinas somera de sedimentación carbonatada o mixta (Lora del Río, Hornachuelos), si bien estos se encuentran mucho peor representados que los anteriores. Las características de los deltas varían en función del sector considerado pero, en general, se tratan de sistemas muy activos, que aportaban gran volumen de sedimentos a la cuenca (Borrego, 1986; Baceta y Pendón, 1999). Los eventos de ascenso del nivel del mar en los sistemas deltaicos se han registrado mediante la intercalación de barras calcareníticas muy fosilíferas dentro de las series fluvio-deltaicas. En cada pulsación se generaba un gran espacio de acomodación que podía ser compensado por la llegada de sedimentos fluviales durante las etapas de nivel del mar estable o en fases de tasa de ascenso del nivel del mar era más lenta (Pendón et al., 2004).

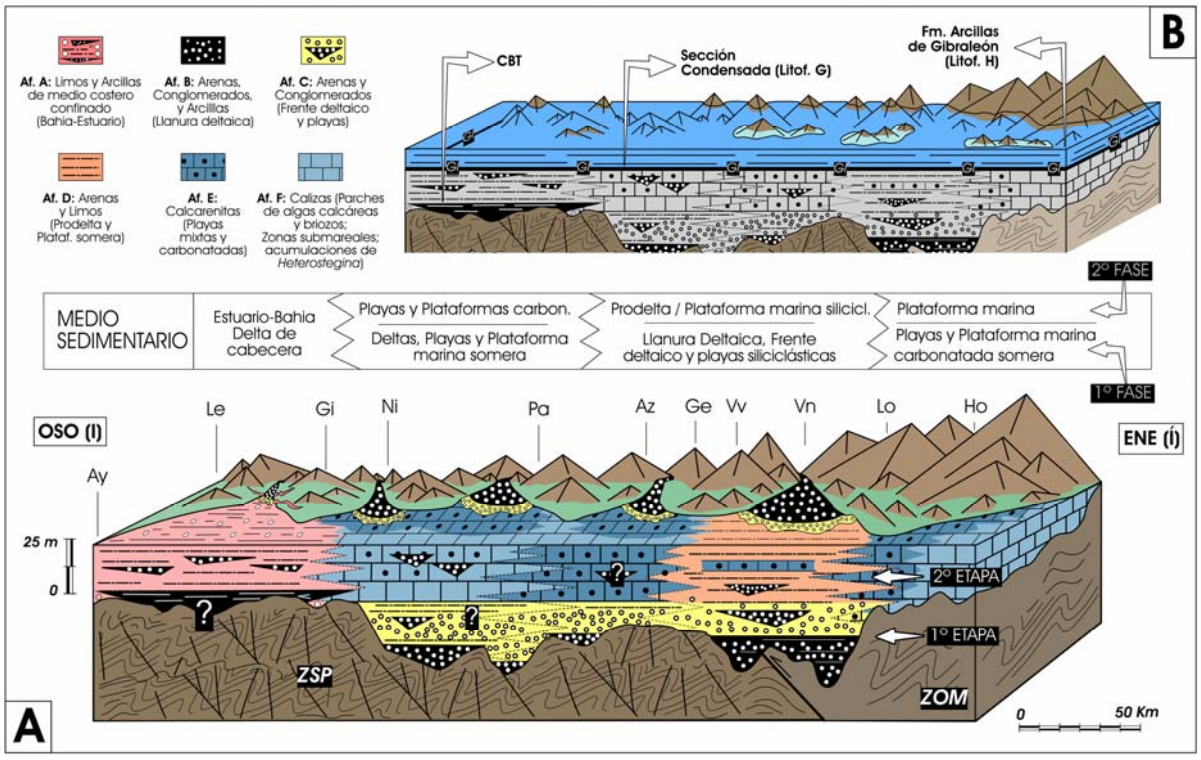


Figura 20. Reconstrucción paleogeográfica de margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir durante el Tortoniense inferior y superior (A) y tras el máximo transgresivo de la Secuencia Deposicional, durante el inicio de la sedimentación de la Fm. Arcillas de Gibraleón en el Tortoniense superior (B). Los deltas representados en (A) corresponden principalmente a la primera etapa. No se ha considerado la neotectónica en el sector más occidental de la cuenca, que probablemente haya producido un hundimiento del sustrato y de los depósitos tortonienses en relación al resto del margen (Flores, 1995). Escala vertical exagerada. Ay, Ayamonte; Le, Lepe; Gi, Gibraleón; Ni, Niebla; Pa, Paterna del Campo; Az, Aznalcollar; Ge, Gerena; Vv, Villaverde del Río; Vn, Villanueva del Río y Minas; Lo, Lora del Río, Ho, Hornachuelos. Gl, Nivel condensado rico en glauconita.

El modelo de empaquetamiento de las secuencias en el Tortoniense es difícil de reconstruir, aunque en la parte basal y media de la serie miocena, en afloramientos próximos a Villanueva del Río y Minas y Cantillana, han sido descritas algunas fluctuaciones del nivel del mar en las que, tras pulsaciones transgresivas se registran episodios regresivos (Fig. 8) relacionados con descensos del nivel del mar de pequeña escala y/o llega de grandes cantidades de aporte sedimentario (Abad et al., 2004a). Estas circunstancias pueden relacionarse con la tendencia reconocida en la curva isotópica del δO^{18} (Abreu y Anderson, 1998). Durante el enfriamiento asociado al evento glacio-eustático (MTi-2) se pudieron originar varios descensos del nivel del mar de alta frecuencia, representados en el registro estratigráfico, de forma puntual, con un brusco avance de los sistemas fluviales y deltaicos sobre las facies marinas de plataforma. Estas reactivaciones regresivas sólo pudieron producirse en momentos de baja tasa de subsidencia coincidentes con descensos eustáticos del nivel del mar o durante descensos eustáticos muy pronunciados. La tendencia general del sistema en estos momentos fue hacia la agradación o leve progradación en todo el margen.

7.3. Segunda Etapa (Tortoniense superior)

Durante el tránsito del Tortoniense inferior al superior se produce un cambio en la dinámica de la relleno cuenca tras un incremento brusco en el espacio de acomodación, coincidente con el inicio de la fase de creación eustática de espacio de acomodación (LST+TST), intensificado por el efecto de la subsidencia. El comienzo de esta etapa se correlaciona con el deshielo que tiene lugar entre los Eventos Glacio-Eustáticos MTi-2 y Mti-3 (Fig. 16). En todos los sectores se experimenta una profundización progresiva de los medios sedimentarios paralela a un cambio en las condiciones climáticas, que se hacen más secas y algo menos cálidas. En el Sector A (Ayamonte-Niebla) se observa una profundización de los ambientes sedimentarios, que pasa de un sistema deltaico a un medio marino semi-confinado de tipo bahía. En él se registra una progresiva disminución de la energía ambiental hacia techo de la serie (Muñiz, 1998), en el que la influencia deltaica se hace cada vez menor. Los episodios transgresivos de alta frecuencia son registrados mediante la formación de superficies diastémicas en depósitos lumaquélicos ferruginizados. En el Sector B (Niebla-Villaverde del Río) se registra el avance de la transgresión marina mediante el depósito de materiales de naturaleza carbonatada a lo largo de la mayor parte del área, tanto sobre los sedimentos terrígenos previos, como directamente sobre el sustrato paleozoico. Por un lado, en el margen septentrional se define una banda litoral ocupadas por sistemas de playas carbonatadas o mixtas (calcarenitas bioclásticas). El resto de las zonas constituirían un área marina de

batimetría variable ocupada por depósitos carbonatados, constituidos por parches de algas rojas y briozoos o zonas submareales de acumulación bioclástica (Baceta y Pendón, 1999).

En el Sector C (Villaverde del Río-Lora del Río) sigue dominando la sedimentación siliciclástica, si bien las sucesivas pulsaciones transgresivas marcan una clara tendencia hacia la profundización de los medios. Se puede observar el paso progresivo de facies de frente deltaico (conglomerados y arenas gruesas) a facies de prodelta (arenas y limos arenosos) o plataforma marina somera (limos) y, finalmente, a facies marinas profundas (margas y margas arenosas). En cada pulso de ascenso del nivel del mar, la costa experimentó un claro retroceso hacia el continente, perdiendo de nuevo representatividad los depósitos deltaicos hacia el techo de la serie (Abad et al., 2004a). La acción de las corrientes de deriva litoral transportó hacia las zonas adyacentes los sedimentos siliciclásticos aportados desde los ríos, inhibiendo en parte la producción de carbonatos en estos puntos. En el Sector D no es observable de forma tan evidente esta profundización. Sin embargo, la tendencia general permite detectar una evolución vertical de las facies carbonatadas de depósitos litorales, formados por calcarenitas y calciruditas, a facies de calizas de medios marinos más profundos. Estos últimos afloran en la parte alta de la serie, constituidos por margas arenosas y calizas margosas atribuibles a medios de plataforma marina de batimetría mayor.

7.4. Transición a la Formación Arcillas de Gibraleón

A lo largo de todo el margen, el tránsito a la Formación "Arcillas de Gibraleón" representa una ruptura clara con respecto a los materiales inferiores. Esta transición, aunque mal representada, se encuentra registrada en puntos muy distantes dentro del área de estudio y a lo largo de más de 150 km, como en Lepe, Niebla, Aznalcollar y Villanueva del Río y Minas. El límite superior del CBT está formado por un tramo de entre 30 cm y 2,5 m de limos y arenas glauconíticas de diferente granulometrías, en ocasiones pseudos-cementadas y muy ricas en restos fósiles y fosfato. Se depositan en aparente continuidad con los depósitos litorales y marinos someros del CBT. Su base puede aparecer tapizada por pequeños cantos de cuarzo y restos de ostreidos y pectínidos. Las características de este tramo permite interpretarlo como un nivel de condensación (Sierro et al., 1990; Baceta y Pendón, 1999; Abad et al., 2004b), asociado al máximo transgresivo de la Secuencia B de Sierro et al. (1990), correspondiente al Ciclo de tercer orden 3.2 de Haq et al. (1988), o a la Secuencia Cronoestratigráfica de edad Tortoniense inferior-superior definida por Hardenbol et al. (1998) (s.m.i, Fig. 16). La inundación marina que generó este máximo transgresivo debió ser muy rápida y supuso el comienzo de la sedimentación marina profunda sobre la mayor parte de

los relieves de Sierra Morena cercanos a la cuenca (Fig. 20B). El carácter rápido y la gran magnitud del ascenso del nivel marino vinculado a la transgresión resultan evidentes, además, por el contenido faunístico de los depósitos suprayacentes, ricos en microfauna de medios profundos y con multitud de rasgos de condensación marino. Sobre este nivel, donde se registra la máxima profundización de la cuenca (González-Regalado y Ruiz, 1990 y 1991), se experimenta una progresiva somerización hacia el techo de la serie neógena, que finaliza en el Plioceno superior con la definitiva retirada del mar de la Cuenca del Guadalquivir.

8. RESPUESTA ESTRATIGRÁFICA A LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE

Los factores más importantes en el control de las transgresiones y regresiones en el registro geológico, o simplemente en la dirección de migración de una costa a lo largo del tiempo, son la creación de espacio de acomodación (A) y el aporte sedimentario (S). Existen numerosos trabajos destinados al estudio de estas circunstancias (p.e. Curray, 1964, Muto y Steel, 1992, 1997, 2000; Helland-Hansen y Gjelberg, 1994). Recientemente, Cattaneo y Stell (2003) han elaborado un diagrama para describir los diferentes procesos transgresivos basándose en el uso de la acomodación (A) y el aporte (S) (Thorne y Swift, 1991) (Fig. 21). En cualquier punto de este diagrama se asume que $A>0$, donde $S>0$ corresponde a áreas de depósito y $S<0$ a zonas de erosión. A su vez, las diferentes zonas definidas por estos parámetros se corresponden con varios modelos de apilamiento de secuencias descritos para transgresiones discontinuas (*uncontinuous or punctuated transgresions*, Swift et al., 1991). Cada campo del diagrama sólo muestra una tendencia general en la migración de la línea de costa, ya que es difícil que exista en un sistema deposicional un balance perfecto entre A y S y que su relación permanezca constante a lo largo del tiempo (Muto y Steel, 1997).

La participación de la fisiografía heredada de una cuenca ha sido ilustrada aquí en términos de su gradiente topográfico e irregularidad. Durante una transgresión, el movimiento de la línea de costa hacia tierra provoca la formación de superficies de erosión asociadas a la transgresión (*ravinement surfaces*) y depósitos de diferente geometría y naturaleza en función de la configuración del paleorrelieve y la tasa de cambio del nivel del mar. De la misma forma que el paleorrelieve controló en gran medida el espesor y naturaleza de la sedimentación, parece haber establecido un control indirecto en el modelo de apilamiento de secuencias registrado en la cuenca y, por tanto, en la evolución de la línea de costa tortoniense. A partir de los datos expuestos en este trabajo es posible afirmar que la paleotopografía ha condicionado el volumen de aporte sedimentario suministrado a la cuenca marina, al dirigir la llegada de los sistemas fluviales a la costa o la existencia de zonas de interfluvio en el litoral.

Por otro lado, la tasa de ascenso del nivel del mar en la cuenca también controló directamente el espacio de acomodación creado y, de forma indirecta, la llegada de aporte a la costa, al modificar la dinámica sedimentaria e hidrografía de las cuencas continentales.

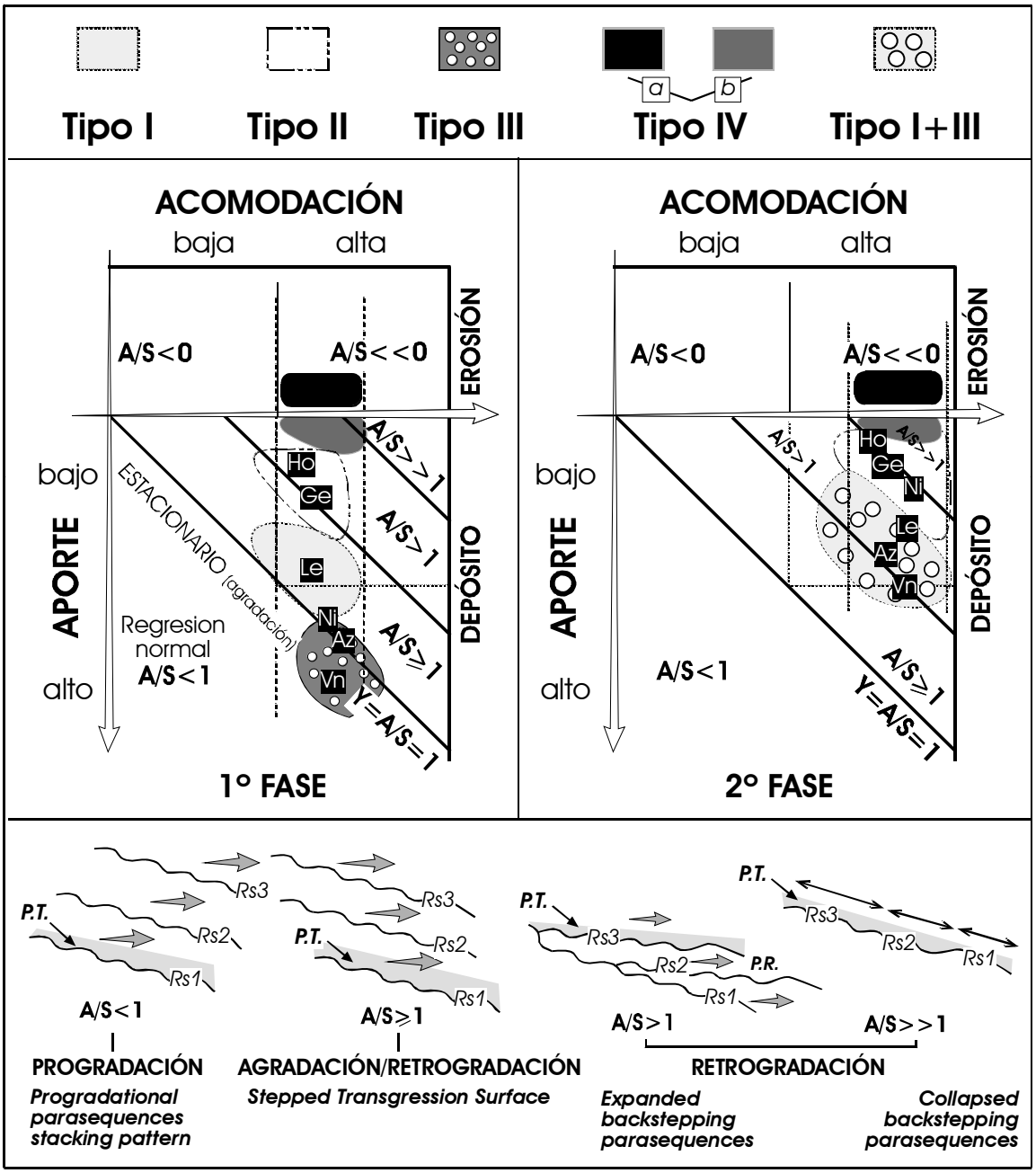


Figura 21. Relación entre tipos de modelados, configuración del paleorrelieve y régimen deposicional (A/S) en el que se produce la transgresión y modelo de empaquetamiento de secuencias en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. Cada uno de los campos que representan los tipos de configuraciones propuestas presenta una buena correlación con el modelo teórico de apilamiento de secuencias y con la relación A/S deducida (acomodación/ aporte). El campo transparente formado por líneas punteadas delimita el área que representa las condiciones de la transgresión en la dos etapa de evolución paleogeográficas definidas en este trabajo. Obsérvese la migración de este campo entre las dos etapas y la disminución de su extensión. Las letras están referidas a afloramientos tipo de localidades dentro del área de estudio (ver figura 20). P.T., Pulso transgresivo; Rs, Ravinement surface. Basado en Cattaneo y Steel (2003) y Switf et al. (1991). Le, Lepe; Ni, Niebla; Az, Aznalcollar; Ge, Gerena; Vn, Villanueva del Río y Minas; Ho, Hornachuelos.

En el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir se han identificado diferentes respuestas estratigráficas a la transgresión tortoniense en función de la configuración del paleorrelieve transgredido y la tasa de ascenso del nivel del mar registradas en la primera y segunda etapa de evolución paleogeográfica (Fig. 21). En la primera etapa, el campo horizontal que define la transgresión en el diagrama A/S es muy estrecho y refleja la escasa variación existente en el espacio de acomodación creado (A) entre los diferentes tipos de configuraciones del paleorrelieve. Sin embargo, el espacio de acomodación debió ser algo superior en las zonas deprimidas y valles fluviales que llegaban al mar (Tipo-I y Tipo-III, Vn, Az y Ni en Fig. 21) y por eso están localizados más al este que los otros tipos de configuración. Está circunstancia se debe a que el prisma transgresivo marino en este tipo de configuraciones del paleorrelieve es mayor que en el caso de las zonas de interfluvio o acantiladas (Tipo-II, Ho y Ge en Fig. 21). En la vertical se dan un gran abanico de valores en lo referente al volumen de aporte (S), desde zonas de erosión a zonas de importante acumulación sedimentaria (diferentes ejemplos y tipos de modelados distribuidos a lo largo del eje vertical en la Figura 21). Durante la segunda etapa la situación de los modelados en el gráfico conserva su posición relativa, aunque tienden a aparecer más concentrados y el campo que define las condiciones de la transgresión se desplaza hacia la derecha, principalmente debido a un claro incremento en la tasa de creación de espacio de acomodación en el margen. La tendencia de las diferentes configuraciones del paleorrelieve a ocupar progresivamente posiciones más próximas entre sí en el gráfico y, por tanto, tendencias cada vez más parecidas, se debe a que el campo que define la transgresión experimenta una disminución en sus dimensiones al generarse un descenso generalizado del volumen de sedimentario aportado a la cuenca desde el margen pasivo en esta etapa.

8.1. Primera Etapa

Durante la primera etapa, la elevación del nivel del mar que originó la transgresión tortoniense pudo ser relativamente rápida, aunque su tasa de ascenso fue ralentizándose progresivamente. En los puntos cercanos a las zonas de desembocadura fluviales y, por tanto, con tasa de sedimentación más elevada, la tasa de ascenso del nivel marino pequeña favoreció la rápida reactivación de los cursos fluviales. En áreas correspondientes a la configuración del paleorrelieve Tipo-I (cursos fluviales en zonas de gradiente moderado), el volumen de de sedimentos aportados a este sector de la cuenca compensó el espacio de acomodación creado, definiendo un modelo de apilamiento de secuencia con tendencias estacionarias o próximas a la agradación (A/S ≥1, Fig. 21). En las zonas de configuración Tipo-

III (valles fluviales de elevado gradiente topográfico y altas tasas de sedimentación), la llegada de sedimentos fue mucho más importante, compensando de forma más eficiente el espacio de acomodación y generando secuencias progradantes, especialmente en las proximidades de Villanueva del Río y Minas (A/S<1, Fig. 21). En otras localidades, como Aznalcollar o Niebla, el aporte suministrado no fue suficientemente importante como para compensar la acomodación generada y se registran tendencias próximas a la agradación o una ligera retrogradación y profundización de los sistemas (A/S≥1). Esta dinámica sólo fue rota por la existencia de pulsos transgresivos que supusieron la inhibición momentánea del aporte sedimentario y la existencia de etapas de creación neta de un gran espacio de acomodación, acompañada por el retrabajo y/o erosión del sustrato y de los depósitos miocenos previos.

La respuesta diferencial de los sistemas fluviales durante el inicio de la transgresión, registradas en los modelados Tipo-I y Tipo III, pudo responder a los diferentes gradientes topográficos de estas zonas. En el caso de la configuración Tipo-I, la baja inclinación del paleorrelieve favoreció que el mar avanzara varios kilómetros sobre el continente, inundando una gran superficie del valle fluvial e inhibiendo casi por completo la sedimentación. Esto podría haber dificultado la reactivación sedimentaria de los ríos y sus afluentes una vez que el ascenso del nivel del mar hubiese finalizado. En el caso del Tipo-III, el avance del mar no fue tan importante y tuvo lugar una recuperación más rápida de los sistemas fluviales que, a su vez, acarreó la llegada de un mayor volumen de sedimento a la costa. En las zonas del margen sometida a la influencia deltaica, el aporte sedimentario temporalmente contrabalanceaba el ascenso del nivel del mar tras cada pulsación transgresiva, dando lugar a una superficie transgresiva escalonada (*stepped transgressive surface*, Swift et al., 1991; *ravinement cluster*, Siggerud y Stell, 1999) o a un grupo de superficies de *ravinement* separados por episodios regresivos que en conjunto definen tendencias progradantes (*progradational parasequences stacking pattern*, Swift et al., 1991) según el sector considerado.

Las zonas de interfluvio o acantiladas (Tipo-II) no aparecen bien representadas durante esta fase, ya que el mar aún no había alcanzado zonas de relieves importantes. Se han descrito de forma aislada en los Sectores B y C, correspondiendo con pequeñas sierras y cerros que han perdido su enganche morfológico con la Meseta. El espacio de acomodación creado apenas era compensado por la producción de carbonatos o la sedimentación detrítico-carbonatada en playas y zonas marinas someras. En estos puntos se produce una tenue retrogradación de los sistemas, sólo rota por pulsos pequeños de progradación de los medios costeros relacionados con descensos del nivel del mar o con la llegada puntual de un gran volumen de aporte desde zonas adyacentes (A/S>1) (Fig. 21), dando lugar a un modelo de empaquetamiento de parasecuencias retro-escalonadas expandidas *(expanded backstepping*

parasequences, Swift et al., 1991). La formación de superficies de erosión y/o plataformas de abrasión (modelado Tipo-IV) es frecuente durante esta fase en el sector occidental, estando su génesis vinculada a los mismos procesos que modelan los paleoacantilados. Dicha superficie se encuentra relacionada con la acción de los procesos erosivos que actuaron sobre el sustrato de forma coetánea con el ascenso del nivel del mar y posteriormente, una vez este se ha estabilizado. La baja velocidad de ascenso del nivel marino y la pequeña o nula tasa de sedimentación favorecieron la dispersión de los sedimentos (A/S>>1, Tipo IVa) y la intensificación de los procesos de erosión costera (A/S<<0, Tipo IVb) en áreas de menor gradiente topográfico.

La formación de superficies aplanadas en el sector central y oriental del área de estudio, de mayor gradiente topográfico, es mucho más local, aunque también ha sido descrita, especialmente en los últimos momentos de esta fase inicial, donde suele aparecer tapizada por depósitos transgresivos calcareníticos. En estos puntos, el ascenso del nivel del mar y la baja tasa de aporte sedimentario favorecieron la formación de una superficie de *ravinement* físicamente continua (*physically continuous ravinement surface*) que dio lugar a un modelo de empaquetamiento de parasecuencias retroescalonadas en colapso (*collapsed backstepping parasequences*, Swift et al., 1991).

8.2. Segunda Etapa

En la segunda etapa de evolución paleogeográfica se produce un cambio brusco en la dinámica de la transgresión, con un aumento considerable de la tasa de elevación del nivel del mar y una profundización paralela de los medios sedimentarios en todo el margen. La creación de este gran espacio de acomodación supuso el avance del mar varios kilómetros hacia el continente (Abad et al., 2005). Las zonas con los modelados de tipo I y III presentan una respuesta similar frente a esta etapa de ascenso rápido del nivel del mar, por lo que se han representado de forma conjunta en la Figura 21. Las diferentes tasas de aporte sedimentario existentes en las áreas estudiadas generan un campo mucho más amplio dentro de la modalidad de transgresiones relacionadas con sistemas fluviales. Así, tanto en la zona occidental de la cuenca (Sector A) como en diferentes puntos de la zona central (Sector B), se registra el paso de un medio costero-deltaico a un medio de afinidad marina más clara, bahías y plataformas marinas someras, donde el aporte sedimentario no llega a compensar el espacio de acomodación creado (A/S>1). En las zonas de mayor volumen de aporte siliciclástico (Sector C) se observa una clara profundización en los sistemas deltaicos y marinos someros, que progresivamente pasan a submedios de prodelta y a medios marinos de mayor

batimetría. La tendencia de apilamiento de secuencias es claramente retrogradante, dado que el aporte no llega a compensar el espacio de acomodación creado tras cada pulso transgresivo. Aún así, existen etapas breves de reactivación de los deltas y ríos en los que se registra la agradación e incluso una leve progradación de los sistemas costeros (A/S≥1), probablemente ligadas a descensos del nivel del mar y disminuciones en la tasa de ascenso del mismo. La formación de barras calcareníticas sobre el zócalo e intercaladas en la serie tortoniense, interpretadas previamente como breves pulsaciones transgresivas (A/S>>1), sigue produciéndose aunque presentan mayor potencia.

En áreas como Niebla y Aznalcollar (Sector B) se observa el cambio de un sistema deltaico o plataforma somera siliciclástica a un medio marino carbonatado y a un cinturón de playas de sedimentación mixta-carbonatada adosadas al paleorrelieve, en el que la actividad fluvial ha quedado prácticamente inhibida. Esta transición refleja un cambio en la configuración del relieve, que pasa de un Tipo I a un Tipo II, al producirse el avance del mar hacia las sierras del borde del Macizo Varisco. Los sectores que durante esta fase presentan la configuración del paleorrelieve Tipo-II (Sector B y D, principalmente), se caracterizan por presentar una tendencia retrogradante neta registrada en depósitos litorales de naturaleza carbonatada (calcarenitas y calizas), sólo rota por pequeñas pulsaciones de somerización. Estas fases de somerización probablemente estén relacionadas con llegada de aporte terrígeno y/o etapas de descensos eustáticos del nivel del mar descritas mediante la aparición de depósitos bioclásticos vinculadas con la destrucción y el retrabajo de parches calcáreos de algas y briozoos. La producción de carbonatos en estas zonas, muy alejadas de las zonas de aporte clástico, no fue suficiente como para compensar el espacio de acomodación, resultando en un modelo de apilamiento de secuencias retrogradante muy claro (A/S>1, A/S>>1).

La amplia aparición y extensión que presentan las costas acantiladas rocosas Tipo-II durante esta segunda fase puede ser relacionada con condiciones muy favorables para su genesis: configuración topográfica en altos relieves, larga duración de los periodos de nivel del mar estable, acción directa de las olas y bajo grado de disipación de la energía del oleaje (Anderson et al., 1999). En este caso, el incremento puntual de la tasa de aporte sedimentario en fases de tasa de transgresión relativamente altas favoreció la formación de un modelo de empaquetamiento de parasecuencias retroescalonado expandido, caracterizado por una superficie de *ravinement* principal en la que "onlaparon" superficies de *ravinement* menores. La formación de superficies de abrasión sobre el sustrato paleozoico (Tipo-IV) tuvo lugar en fases de ralentización del ascenso del nivel del mar y de forma más local que en los casos anteriores, principalmente como consecuencia del incremento de la orografía y del gradiente topográfico, aunque son más fácilmente divisables al encontrase colgadas en el paisaje. Dichas

superficies son observables siempre a cotas elevadas y muy distanciadas de los depósitos de cuenca (Fig. 21), y son ocasionalmente fosilizadas por depósitos calcareníticos costeros (A/S<<0, A/S>>1).

*

Finalmente, el rápido y brusco ascenso eustático que sufrió la cuenca durante el Tortoniense superior constituyó el avance de la costa varias decenas de kilómetros hacia posiciones septentrionales. En estos momentos, los fondos marinos experimentaron el desarrollo de superficies de omisión sedimentaria y condiciones de condensación como consecuencia de la interrupción del aporte sedimentario, que queda restringido a las zonas más someras. La formación de este nivel de condensación, formado por arenas y limos glauconíticos, se ha registrado a lo largo de todo el margen de la cuenca y constituye un nivel guía que indica el paso a la Formación Arcillas de Gibraleón (Fig. 20B).

9. CONCLUSIONES

La Cuenca del Guadalquivir registra una evolución espacial y temporal muy compleja, que se hace patente a través de su arquitectura de facies y configuración paleogeográfica en el Tortoniense. En este capítulo, se ha enfatizado el control que tuvo el paleorrelieve sobre la sedimentación (volumen, localización y tipo) y distribución de los medios sedimentarios en la transgresión Tortoniense. Se han diferenciado cuatro tipos de configuraciones paleotopográficas del sustrato paleozoico, que se encuentran relacionadas con los depósitos que se formaron sobre el margen pasivo de la cuenca durante estas fluctuaciones del nivel del mar. Por otro lado, la formación estudiada registra diferentes etapas de evolución en el transcurso de la transgresión Tortoniense, principalmente determinada por la relación aporte sedimentario/espacio de acomodación (A/S, Cattaneo y Steel, 2003). En una primera etapa, el gran volumen de aporte sedimentario suministrado desde los sistemas continentales y deltaicos rellenó rápidamente el pequeño espacio de acomodación creado y produjo un modelo de empaquetamiento de secuencias con tendencias agradantes/progradantes. La segunda fase está caracterizada por un cambio en estas condiciones y el área de estudio experimenta una brusca profundización y el depósito predominante de facies carbonatadas con tendencias retrogradantes. Finalmente, el máximo transgresivo se registra mediante la formación de un nivel condensado, formado por arenas/limos glauconíticos, que supuso el avance de la línea de costa varias decenas de kilómetros hacia el continente.

REFERENCIAS PARTE I

Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J.G., Tosquella, J., González-Regalado, M.L. y López-González, N., 2004a. Estudio preliminar de la organización secuencial del Complejo Basal Transgresivo en el Sector Central de la Cuenca del Guadalquivir (Tortoniense, SO España). Geogaceta 35, 27-30.

Abad, M., De La Rosa, J., Pendón, J.G., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., y Tosquella, J., 2004b. Caracterización geoquímica del horizonte glauconítico en el límite superior de la Formación Niebla (Tortoniense superior, SO de España). Geogaceta 35, 35-38.

Abad, M., Ruiz, F., Cantano, M., Rodríguez-Vidal, J., Pendón, J.G., González-Regalado, M.L., Mantero, E., Cáceres, L.M., y Tosquella, J., 2005a. Análisis de modelados de erosión y depósitos residuales transgresivos en el sector central de la Cuenca del Guadalquivir (Tortoniense, SO de España). Geogaceta 37, 207-210.

Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J.G., Rodríguez-Vidal, J., y Cáceres, L.M., 2005b. El control del paleorrelieve durante la transgresión tortoniense: un caso de estudio en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España). Geogaceta 38, 163-166.

Abbott, W.O., 1985. The recognition and mapping of a basal transgressive sand from outcrop, subsurface, and seismic data. In: Berg, O.R., Woolverton, D.G. (Eds.), Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 39, pp. 157-167.

Abreu, V.S. y Anderson, J.B., 1998. Glacial Eustasy during the Cenozoic: Sequence Stratigraphic Implications. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 82, 1385-1400.

Anderson, R.S., Densmore, A.S. y Ellis, M.A., 1999. The generation and degradation of marine terraces. Basin Research 11, 7-19.

Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. 1971. Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. Earth and Planetary Science Letters 12, 191-198.

Baceta, J.I. y Pendón, J.G., 1999. Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir. Revista de la Sociedad Geológica de España 12, 419-438.

Belknap, D.F. y Kraft, J.C., 1985. Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems. Marine Geology 63, 235-262.

Borrego, J., 1986. Sedimentación neógena en el borde septentrional de la Depresión del Guadalquivir, Sector Aznalcollar (Sevilla). Tesis de Licenciatura. Universidad de Sevilla, Sevilla, 154 pp.

Brault, N., Bourquina, S., Guillocheaua, F., Dabarda, M.P., Bonneta, S., Courvillea, P., Esteoule-Chouxa, J. y Stepanoffb, F., 2004. Mio–Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis: relative influence of tectonics and climate. Sedimentary Geology 163, 175-210.

Cáceres, L.M., 1995. Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquvir (Huelva). Universidad de Huelva, Huelva, 250 pp.

Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., Lopez-Martinez, N., Agusti, J., Anadon, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J.C.A., Diaz-Molina, M., Eliaga, E., Hoyos, M., Martin-Suarez, E., Martinez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Perez-Garcia, A., Perez-Gonzalez, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Van Torres, T., Der Muelen, A.J., Vera, A. y Mein, P., 1993. Up-to date Spanish continental Neogene synthesis of the paleoclimatic interpretation. Revista de la Sociedad Geolológica Española 6, 29-40.

Cantalamessa, G., y Di Celma, C., 2004. Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). Journal of South American Earth Sciences 16, 633-648.

Cantano, M., 1996. Evolución morfodinámica del sector suroccidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo, Salamanca. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, Huelva, 277 pp.

Cattaneo, A. y Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. Earth-Science Reviews 62, 187-228.

Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. Journal of African Earth Sciences 35, 1-43.

Chapul, J.L.., 1971. Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne). Rev. Géogr. Phys. Et Geol. Dyn. (2) vol. XIII, fasc. 1, 55-66.

Civis, J., Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M.F., 1987. El Neógeno marino de la Provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. In: Civis, J. (ed.), Paleontología del Neógeno de Huelva (W Cuenca del Guadalquivir). Ediciones Universidad de Salamanca, Salamanca, pp. 5-16.

Coe, A., 2003. The sedimentary record of sea-level change. Cambridge University Press, Cambridge. 288 p.

Curray, J.R., 1964. Transgressions and regressions. In: Miller, R.L. (Ed.), Papers in Marine Geology. Macmillan, New York, pp. 175-203.

De La Rosa, J.D., 1992. Petrología de las rocas básicas y granitoides del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (Zona Sur-Portuguesa, Macizo Ibérico). Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, España.

Demarest, J.M. y Leatherman, S.P., 1985. Mainland influence on coastal transgression: Delmarva Peninsula. Marine Geology 63, 19-33.

Díaz del Olmo, F., 1982. Geomorfología de Sierra Morena. Estudio del interfluvio de las cuencas fluviales Viar-Rivera de Hueznar. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, Sevilla, 412 pp.

Díaz del Olmo, F. y Rodríguez-Vidal, J., 1989. Macizo Hespérico Meridional. Territorio y Sociedad en España T. 1, Ed. Taurus, Madrid, pp.70-80.

EriŞ, K.K., Bassant, P. y Ülgen, U.B., 2005. Tectono-stratigraphic evolution of an Early Miocene incised valley-fill (Derinçay Formation) in the Mut Basin, Southern Turkey. Sedimentary Geology 173, 151-185.

Fernández, M., Berástegui, X., Puig, C., Garcia-Castellanos, D., Jurado, M.J., Torné, M., y Banks, C., 1998. Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. In: Mascle, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H.P., Fernàndez, M. (Eds.), Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geol. Soc. Spec. Publ. 134, pp. 29-48.

Flores, E., 1994. Tectónica reciente en el margen ibérico suroccidental. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, Huelva, 458 pp.

Galloway, W.E., 1987. Depositional and structural architecture of prograding clastic continental margins: tectonic influence on patterns of basin filling. Norsk Geologisk Tidsskrift 67, 237-251.

Garcia-Abbad, F. y Martín-Serrano, A., 1980. Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta central Española). Estudios Geológicos 36, 391-401.

García-Castellanos, D., 2002. Interplay between lithospheric flexure and river transport in forelnad basins. Basin Research 14, 89-104.

García-Castellanos, D., Fernández, M. y Torne, M., 2002. Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). Tectonics 21(3), 9-1.

Geluk, M.C., 2000. Late Permian (Zechstein) carbonate-facies maps, the Netherlands. Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences 79, 17-27.

González-Regalado, M.L. y Ruiz, F., 1990. Los ostrácodos del tramo inferior de la Formación "Arcillas de Gibraleón" (Gibraleón, provincia de Huelva, SW de España). Rev. Soc. Geol. Esp. 3, 23-31.

González-Regalado, M.L. y Ruiz, F., 1991. Significado paleoecológico y bioestratigráfico de los ostrácodos del Neógeno Superior de la sección de Huelva. Rev. Esp. Paleontol. 6, 107-116.

González, A., Córdoba, D., Vegas, R. y Matias, L.M., 1998. Seismic crustal structure in the southwest of the Iberian Peninsula and the Gulf of Cadiz. Tectonophysics 296, 317-331.

Hampson, G. y Storns, J.E.A., 2003. Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences. Sedimentology 50, 667-701.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235 (4793), 1156-1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H., Rossy, C.A., Van Wagoner, J.V. (Eds.), Sea-level changes. An integrated approach. Soc. Ec. Palaeont. Min., Spec. Publ. Tulsa 42, pp. 71-108.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Degraciansky, P.C., y Vail, P.R., 1998. Mesozoic-Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework. In: Degraciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R., Farley M.B. (Eds), Sequence Stratigraphy of European Basins. Sepm Special Publication, Tulsa, 60, pp. 3-13.

Helland-Hansen, W. y Gjelberg, J.G., 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. Sedimentary Geology 92, 31-52.

Helland-Hansen, W. y Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. Journal of Sedimentary Research 66, 670–688.

Herraiz, M.G., De Vicente, R., Lindo, M. y Sánchez-Cabanero, J.G., 1996. Seismotectonics of the Sierra Albarrana area (southern Spain): Constraints for a regional model of the Sierra Morena-Guadalquivir Basin limit. Tectonophysics 266, 425 -442.

Johnson, C.L., Evan, Franseen, E.K. y Goldstein, R.H., 2005. The effects of sea level and palaeotopography on lithofacies distribution and geometries in heterozoan carbonates, south-eastern Spain. Sedimentology 52, 513-536.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L.S., 1974. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares 1:1.000.000. IGME, Madrid.

Leckie, D.A., Schröder-Adams, C.J. y Bloch, J., 2000. The effect of paleotopography on the late Albian and Cenomanian sea-level record of the Canadian Cretaceous interior seaway. GSA Buletin 112, 1179-1198.

Lofi, J., Gorini, T., Berné, S., Clauzon, G., Reis, A.T., Ryan, W.B.F. y Steckler, M.S., 2005. Marine Geology 217, 1-30.

Lopez-Blanco, M., Marzo, M., Burbank, D.W., Vergérs, J., Roca, E., Anadón, P. y Piña, J., 2000. Tectonic and climatic controls on the development of foreland fan deltas: Montserrat and Sant Llorenç del Munt systems (Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). Sedimentary Geology 138, 17-39.

Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberishen Meseta. Geotekt. Fortsch. 6, 78-79.

Lucente, C.C., 2004. Topography and palaeogeographic evolution of a middle Miocene foredeep basin plain (Northern Apennines, Italy). Sedimentary Geology 170, 107-134.

Mantero, E.M., Alonso-Chaves, F.M. y Azor, A., 2003. El abanico imbricado de Valverde del Camino (parte meridional de la Zona Sudportuguesa, Huelva). Geogaceta 34, 175-178.

Martín Serrano, A., 1989. Características, rango, significado y correlación de las Series Ocres del borde occidental de la Cuenca del Duero. Studia Geologica Salmanticensia 5, 239-252.

Martín Serrano, A., 1991. El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. In: Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular. SEG/ITGE Monografía 6, pp. 9-26.

Martín-Serrano, A., 2000. El paisaje del área fuente cenozoica, evolución e implicaciones; correlación con el registro sedimentario de las cuencas. Ciencias da Terra 14, 25-38.

Mayoral, E. y Muñiz, F., 1996. Las icnofacies de Ganthichnus en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España). Coloquios de Paleontología 48, 87-102.

Millot, G., 1980. Géochimie De La Surface Et Formes Du Relief. Comptes Rendus Acad. Sciences. Exposés De Geologie 290, 1-18.

Muñiz, F., 1998. Paleoicnología del Neógeno superior en el sector suroccidental de la cuenca del Guadalquivir, área de Lepe-Ayamonte (Huelva). Phd. Thesis, Huelva University, Spain.

Muñiz, F. y Mayoral, E., 2001. El icnogénero Spongeliomorpha en el Neógeno superior de la Cuenca del Guadalquivir (Área de Lepe-Ayamonte, Huelva, España). Rev. Esp. Paleon. 16, 115-10.

Muñiz, F., Mayoral, E. y Gámez Vintaned, J.A., 1998. Icnofacies del Neógeno superior de la Cuenca del Guadalquivir (área de Lepe-Ayamonte, Huelva, España). Geogaceta 24, 235-238.

Muto, T. y Steel, R.J., 1992. Retreat of the front in a prograding delta. Geology 20, 967–970.

Muto, T. y Steel, R.J., 1997. Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sedimentary supply. Journal of Sedimentary Research 67, 994–1000.

Muto, T. y Steel, R.J., 2000. The accommodation concept in sequence stratigraphy; some dimensional problems and possible redefinitions. Sedimentary Geology 130, 1–10.

Oliveira, J.T. y Wagner-Gentis, C.H.T., 1983. The Mértola and Mira Fm boundary between Dugueno and Almada de Ouro, marine Carboniferous of south Portugal. In: Lemos de Sousa, M.J. (Ed), Contributions to the Carboniferous geology and Paleontology of the Iberian Peninsula. Fac. Sci., Univ. Porto, Porto, pp. 1- 39.

Pendón, J.G., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Abad, M. y Tosquella, J., 2001. Pulsos transgresivos neógenos en el sector central de la Cuenca del Guadalquivir. Geotemas 3, 13-16.

Pendón, J.G., Ruiz, F., Abad, M., González-Regalado, M.L., Baceta, J.I. y Tosquella, J., 2004. Transgressive sequences on foreland margins: A case of study of the Neogene central Guadalquivir Basin, Southern Spain. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 110, 503-515.

Plint, A.G. y Wadsworth, J.A., 2003. Sedimentology and palaeogeomorphology of four large valley systems incising delta plains, western Canada Foreland Basin: implications for mid-Cretaceous sea-level changes. Sedimentology 50, 1147–1186.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. y Tesson, M., 1993. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. AAPG Bulletin 76, 1687-1709.

Riding, R., Braga, J.C. y Martín, J.M., 1999. Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in southeast Spain. Sedimentary Geology 123, 1-7.

Rodríguez-Vidal, J., 1992. Aproximación al paleorrelieve Tortoniense del margen ibérico meridional (depresión occidental del Guadalquivir). Geogaceta 11, 85-86.

Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Finlayson, J.C., Gracia, F.J. y Martínez-Aguirre, A., 2004. Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, Southern Iberia. Quaternary Science Reviews 23, 2017-2029.

Ross, W.C., Watts, D.E. y May, J.A., 1995. Insight from stratigraphic modeling: mud-limited versus sand-limited depositional systems. AAPG Bulletin 79, 231–258.

Sanz de Galdeano, C., 1989. Les differents types de bassins neogenes des Cordilleras Bethiques. International Comm. Neogene Atlantic-Mediterranean, Tétouan, p. 87-89.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A., 1991. Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. Acta Geológica Hispánica 26, 205-227.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. Basin Res. 4, 21-36.

Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P., 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. Geomorphology 63, 175-190.

Sierra, S., 2003. Análisis estratigráfico de la Cuenca Pérmica del Viar (SO de España). Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, España.

Sierro, F.J., 1985. Estudio de los microforaminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Mio-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España). Tesis Doctoral, Universiadd de Salamanca, España, 512 pp.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1990. The Neogene of the Guadalquivir basin (SW Spain*). Paleont. Evolucio. Mem. Spec.* 2, 209-250.

Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1995. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In: Friends, P. F., Dabrio, C. J. (eds.), Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press, Cambridge, p. 339-345.

Siggerud, E.I.H. y Steel, R.J., 1999. Architecture and trace-fossils characteristics of a 10,000-20,000 year, fluvial to marine sequences, SE Ebro Basin, Spain. Journal of Sedimentary Research 69, 365-383.

Simancas, F., 1983. Geología de la Extremidad Oriental del a Zona Sudportuguesa. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, España.

Simancas, J.F., Carbonell, R., Gonzalez Lodeiro, F., Perez Estaun, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martinez Poyatos, D., Almodovar, G.R., Pascual, E., Saez, R. y Exposito, I., 2003. Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). Tectonics 22, 1063, doi: 10.1029/2002TC001479.

Solé, L., 1952. Geografía Física de España. In: Terán, M. (Ed.), Geografía de España y Portugal, 1. Mantener y Simón, S.A. Barcelona, pp. 487.

Soriano, C. y Casas, J.M., 2002. Variscan tectonics in the Iberian Pyrite belt, South Portuguese Zone. International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch) 91, 882-896.

Stapel, G., 1999. The nature of isostasy in West Iberia. Tesis Doctoral, Vrije Univ., Amsterdam, 148 pp.

Swift, D.J.P., Phillips, S. y Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins: V. Parasequences. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), Shelf Sand and Sandstone Bodies-Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. International Association of Sedimentologists Special Publication14, Talling, pp. 153-187.

Talling, P.J., 1998. How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge?. Geology 26, 87-90.

Thorne, J.A. y Swift, D.J.P., 1991. Sedimentation on continental margins: VI. A regime model for depositional sequences, their component systems tracts, and bounding surfaces. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), Shelf Sand and Sandstone Bodies-Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. International Association of Sedimentologists Special Publication, Talling 14, pp. 189–255.

Trenthaile, A.S., 2001. Modeling the effect of wave-cut shore platforms. Marine Geology 172, 205-223.

Vegas, R., De Vicente, G. y Vera, J.A., 2004. Sierra Morena. In: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España. Soc. Geol. España, Madrid, pp. 630-631.

Viguier, C., 1974. Le Néogène en Andalousie Nord-Occidentale (Espagne). Ph. D. Thesis, University of Bordeaux I, 450 p.

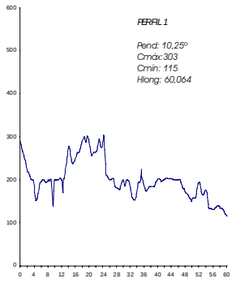
Westerhold, T., Bickert, T. y Röhl, U., 2005. Middle to late Miocene oxygen isotope stratigraphy of ODP site 1085 (SE Atlantic): new constrains on Miocene climate variability and sea-level fluctuations. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 217, 205-222.

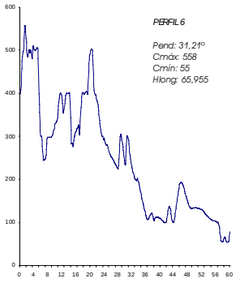
Yamaguchi, M. y Ota, Y., 2004. Tectonic interpretations of Holocene marine terraces, east coast of Coastal Range, Taiwan. Quaternary International 115-116, 71-81

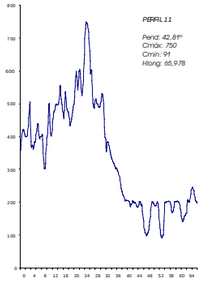
Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardaji, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. y González-Delgado, J.A. 2003. Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. Marine Geology 194, 103-133.

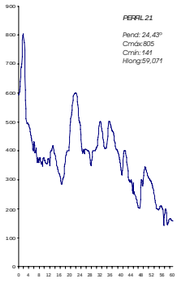
Zecchin M., Nalin, R. y Roda, C., 2004. Raised Pleistocene marine terraces of the Crotone peninsula (Calabria, southern Italy): facies analysis and organization of their deposits. Sedimentary Geology 172, 165-185.

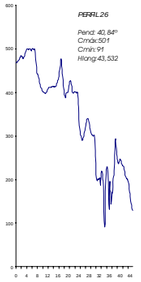
ANEXO. Capítulo 1

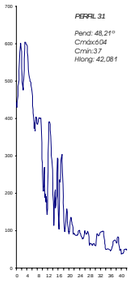


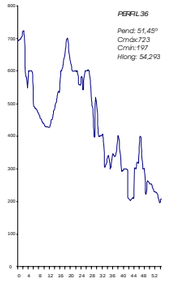


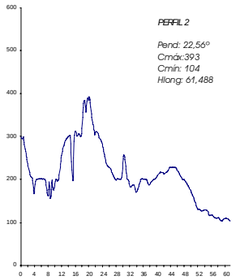


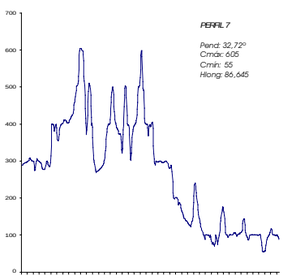


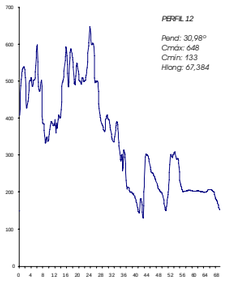


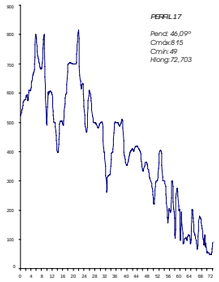


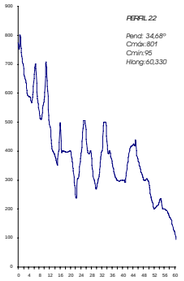


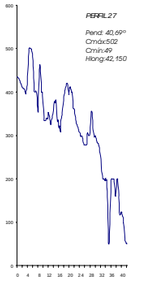


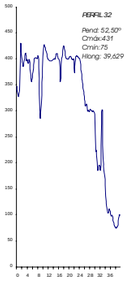


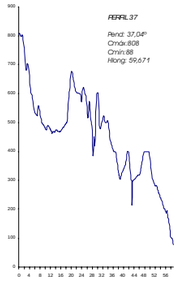


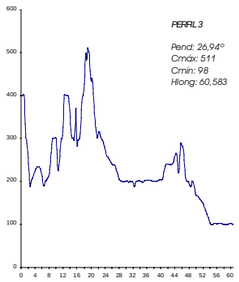


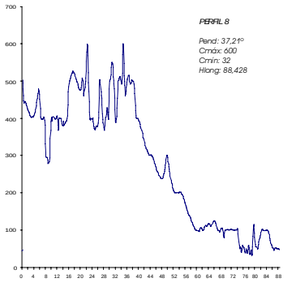


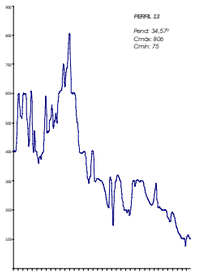


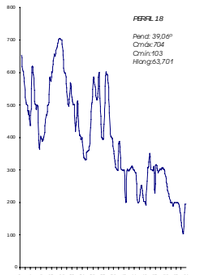


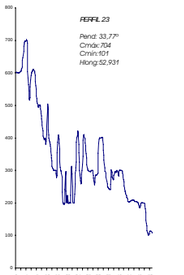


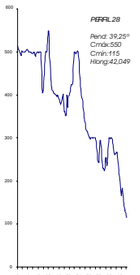


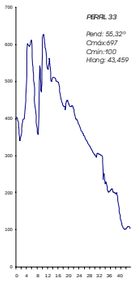


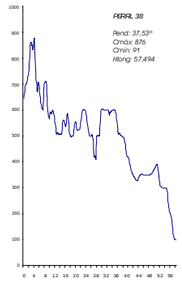


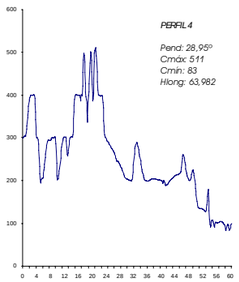


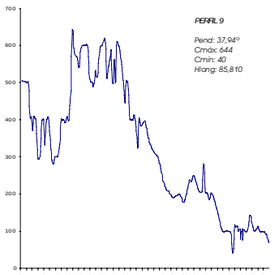


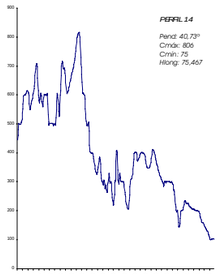


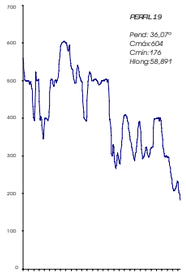


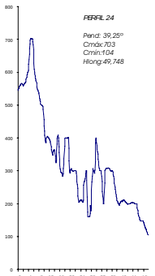


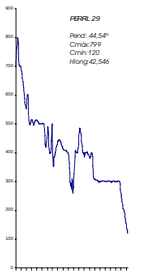


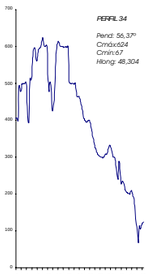


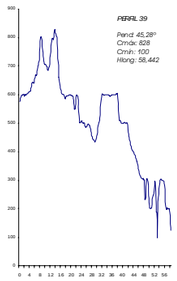


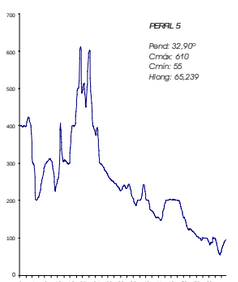


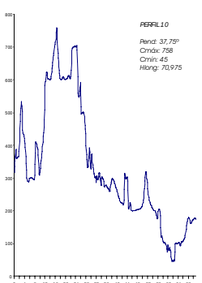


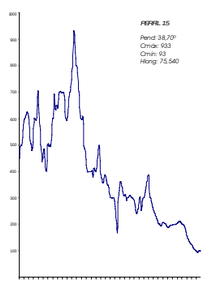


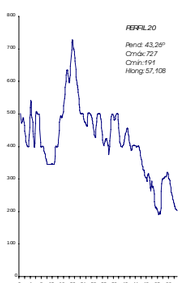


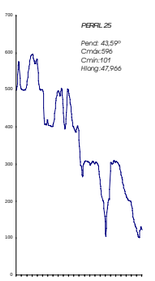


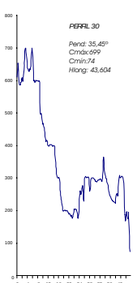


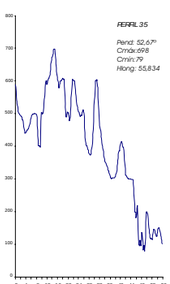


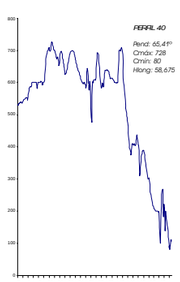












Cortes topográficos realizados perpendiculares al basamento Varisco a lo largo del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir.

PARTE II

Estratigrafía Secuencial y Evolución Paleogeográfica del Complejo Basal Transgresivo

Capítulo 2

Eustatic and Climatic Control on the Evolution of a Silicilastic Shelf into a Carbonate Ramp in a Foreland Setting (Tortonian, SW Spain)

Capítulo 3

Secuencias Transgresivas en Sistemas Deltaicos de Cuencas de Antepaís: Un Caso de Estudio en el Sector Central de la Cuenca del Guadalquivir (Tortoniense, Sur de España)

2 EUSTATIC AND CLIMATIC CONTROL ON THE EVOLUTION OF A SILICICLASTIC SHELF INTO A CARBONATE RAMP IN A FORELAND SETTING (TORTONIAN, SW SPAIN)

1. INTRODUCTION

2. REGIONAL SETTING

3. METHODOLOGY

4. STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE
4.1 Substratum and Lower Boundary
4.2 Lithofacies and Interpretation

5. DISCUSSION
5.1. Depositional profile and the Niebla Carbonate Platform
5.2. Paleobathymetry
5.3. Temperate Vs. Warm Carbonate
5.4. Depositional Model
5.5. Transition from a siliciclastic shelf into a carbonate ramp
5.6. Precisions and implications on the age of the Niebla Formation
5.7. An approach to paleoclimatic and chronostratigraphic tuned
5.8. Stratigraphical and ecological response to high-frequency cycles

6. CONCLUSIONS

1. INTRODUCTION

During the Tortonian, the main connections between the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean were the southern Rifian Corridor, located in northern Morocco and Algeria, and the northern Betic Corridor, placed in southern Spain and coinciding with the present-day Guadalquivir Basin (Civis et al., 2004). In these areas, the first signs of constriction appeared during the Late Tortonian to Early Messinian (7,16-7,24 Ma; Krijgsman *et al.*, 1999; Kouwenhoven *et al.*, 2001; Sierro et al., 2001), and culminated with the isolation of the Mediterranean during the Late Messinian (Hsu et al., 1973; Garcés et al., 1998), when restricted environmental conditions caused a widespread deposition of evaporites. In the Betic Corridor, numerous investigations have focused on the analysis of: (1) the open marine, clayey to marly deposits with abundant microfauna (foraminifera, calcareous nannoplankton) owing to their strategic location for biostratigraphical correlation between both Rifian and Betic sectors in the Tortonian to Early Pliocene interval; and (2) some particular basins (i.e., Sorbas) with an excellent fossil record for the reconstruction of the Messinian astronomical cyclicity (i.e. Sierro et al., 2001). In contrast, little attention has been dedicated to the Tortonian palaeoenvironments, although their geological study may be important for both, the palaeogeographical reconstruction of this Corridor prior to the Messinian Salinity Crisis, and an additional stratigraphical and paleontological contribution to the knowledge of foreland basins as potential sources of hydrocarbons in other areas of the world.

This study mainly focuses on the nature and relationships of lithofacies from outcrops along the western foreland margin of the Neogene Guadalquivir Basin. Stratigraphic, sedimentological, and palaeontological features of both siliciclastic and carbonate deposits are analysed with respect to the origin and evolution of lithofacies. This facies analysis is the basis for a subsequent reconstruction of the palaeographical evolution of the margin during the Tortonian. Special attention is concerned to factors controlling carbonate deposition. A comparison between western and central sectors of the foreland margin of the Basin permits to outline the reasons for the lateral facies variations across the foreland margin, as well as implications of the whole picture for analogous basins.

2. REGIONAL SETTING

Our study sector is the Niebla-Paterna del Campo area of the Huelva Province, Spain (Fig. 1 and Fig. 2.A), the western portion of the northern foreland margin of the Guadalquivir Basin, that developed during the Miocene to Pliocene, contemporaneously with the main tectonic events forming the Betic Cordillera (Sanz de Galdeano and Vera, 1992). The Neogene

Betic foreland basin is located along Southern Spain, between the Iberian Meseta (Foreland) to the north and the Betic orogenic front to the south. The Betic Cordillera forms the western portion of the Mediterranean Alpine chains. The Internal Zone of the Betic Cordillera is composed of Palaeozoic and Mesozoic materials. The External Zone, with Mesozoic and Cainozoic rocks, is the margin of the European Plate and underwent intense deformation. The uplift of the External Zone, as a consequence of the continental collision of the Alborán block (Internal Zone) with the South Iberian margin during the Early Miocene, transformed the Betic foredeep into the present-day Guadalquivir Foreland Basin. Lastest deformation occurred during Serravallian to Early Tortonian times. The drift of the Internal Zone ceased in Tortonian times, coeval with the formation of some intramontane basins, controlled by fault sets, as well as the apearance of the Betic foreland basin (Sierro et al., 1990; 1996).

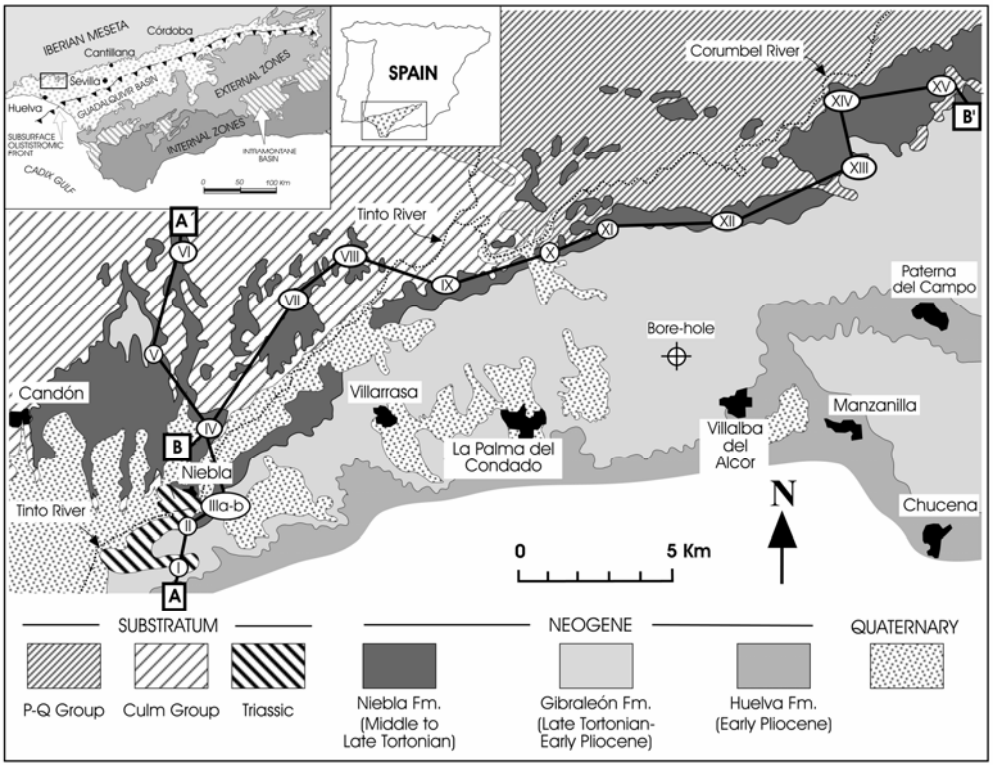


Figure 1. Geologic map of the study area. Location of stratigraphic sections throughout the study area is shown.

The foreland margin of this Basin shows a gradual deepening of the basement towards the south as the result of flexure of the substratum (Fig. 2). The southern margin of the Guadalquivir Basin is steep, and located along the front of the active Subbetic thrust belt, where olistostromes and other chaotic Mesozoic and Cainozoic rocks slid down from the south to the north of the Basin. During the Miocene, the foreland depocentres migrate to the north, as result of the northward displacement of the thrust belt. Deposits of the northern passive margin of this Basin have variable facies with a complex architecture.

Reconstruction of the geometry of the entire Guadalquivir Basin was based on the spatial position of isochronous surfaces defined by bio-events, and recorded in the associations of calcareous plankton (Fig. 2.B) (Sierro et al., 1996). These authors interpreted, based on event-stratigraphic studies, a shelf-talus system which received sediment from the E and prograded towards the WSW. Within this context, they recognized different facies (Fig. 2.C). Progradation began about 8 Ma ago and is still continuing at present in the Gulf of Cádiz. According to Sierro et al. (1996), four coexistings processes influenced the rythm of westwards progradation: (1) uplift of the eastern part of the basin, (2) northward displacement of depocentres during Tortonian times, (3) emplacement of olistostromes from the southeast which rapidly filled up a large part of the basin, and (4) the global eustatic changes.

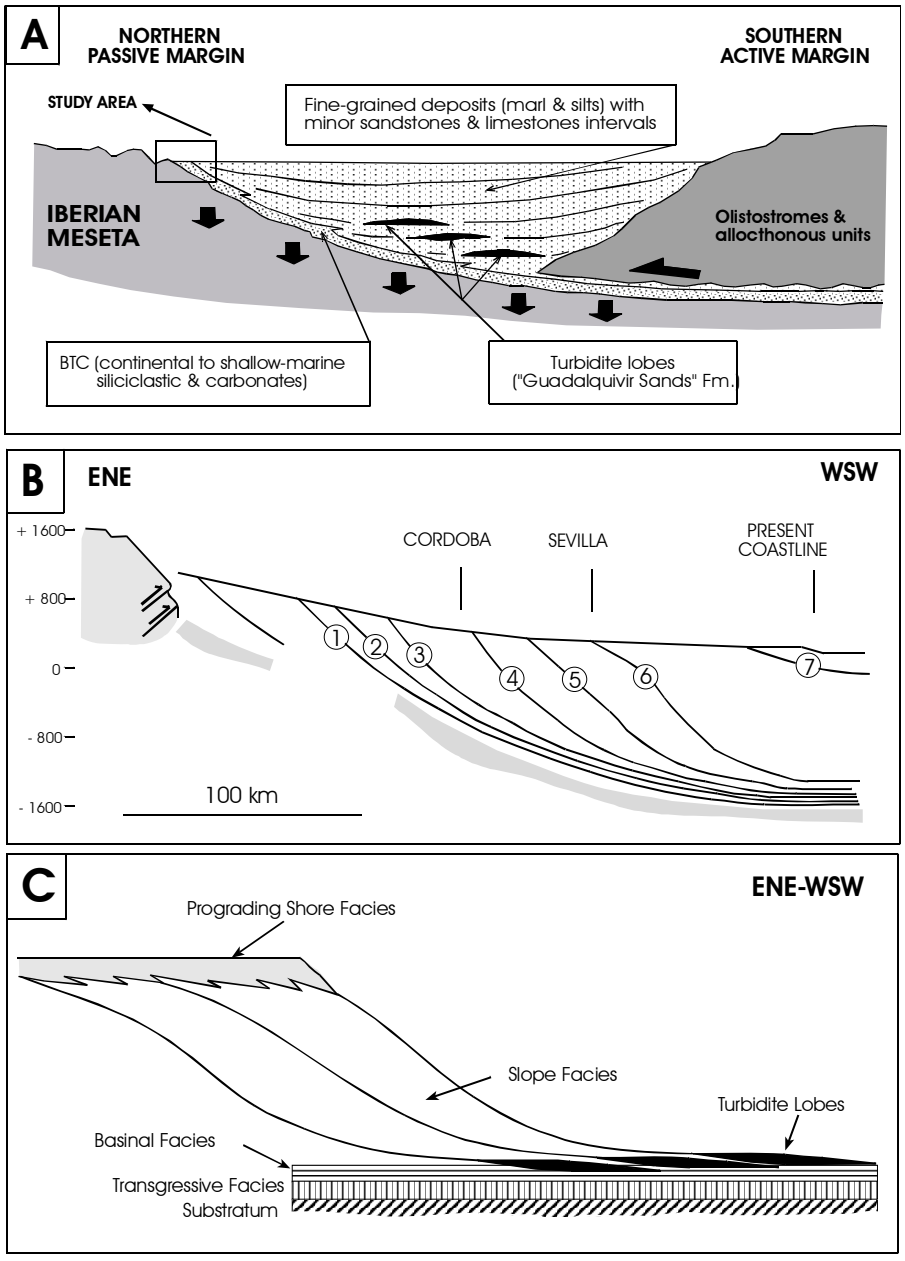


Figure. 2. Configuration of the Guadalquivir Foreland Basin. (A) Thrusting and olistostromes displacement along the southern orogenic margin, and the resultant subsidence in the foreland margin (arrows). (B) Clinoforms identified and dated by some of the main calcareous planktonic events. Numbers (1-7) are the clinoform boundaries. (C) The four depositional environments recognized within the general model of deposition. Modified from Sierro et al. (1996).

These authors identified five depositional sequences, termed A to E, within the entire Basin. They offlap to the west (Fig. 2.D). Erosion successively denuded the tops of sequences and the resulting erosion surfaces dip gently towards the west.

- *Sequence A* (Early to Middle Tortonian) crops out in the eastern part of the Basin. It is composed of a basal calcarenite member (TST) onlapping the Palaeozoic substratum, and underlies shale to clayey succession (HST) with plantonic foraminifers.

- *Sequence B* (Middle to Late Tortonian) crops out along the central and western sectors of the Basin. In accordance with these authors, the base of the Sequence B is a coastal transgressive deposit (calcarenite) overlying the foreland margin, that corresponds to the Niebla Fm. The Sequence B include the deposits studied in this paper, and partly coincide with lower part of Betic Sequence or "Arenas de Base" Fm. (Riaza and Martinez del Olmo, 1996) defined by means of seimic lines and well data in deep basin facies.

- *Sequence C* (Latest Tortonian to Early Messinian) consists of a sandstone turbidite LST in the eastern regions. The overlying HST is represented by blue marl and clay, which also occur at the central and western sectors of the Basin.

- *Sequence D* (Late Messinian to Early Pliocene) comprises axial turbidites from the central regions to the Gulf of Cádiz and blue marl, and an upper sandy unit. Marly and sandy deposits are well represented in the central and western regions of the Basin.

- *Sequence E* (Early Pliocene) with sandy deposits cropping out in the western part of the Basin.

*

Previous authors (Sierro et al., 1990; 1996) correlated deposition of these sequences with the global eustatic curve of Haq et al. (1988). Sequence A (Early to Middle Tortonian) deposited in a basin elongated in ENE-WSW direction that linked the Atlantic and Mediterranean realms through the Betic Seaway, during part of the global sea-level rise Cycle 3.1. A tectonic event, related to a dextral change in the main direction of compression from WNW-ESE to N-S in the Late Miocene (Sanz de Galdeano, 1989), is responsible for the Sequence B (Middle to Late Tortonian) deposition, originated during the closing and uplift of the eastern North Betic Seaway, coeval with the formation of the Sierras to the east of the Basin. The western Betic foredeep underwent a dextral rotation of depocentres (towards the NW) resulting in the individualization of the foreland basin. The migration of depocentres to the NW, caused by the advance of olistostromic masses from the southern orogenic front, resulted in marine inundation of large areas of the foreland. There, younger deposits rest

directly upon Palaeozoic and Mesozoic rocks. Sequence B is contemporaneous with the sea-level Cycle 3.2. Other authors have correlated the closing of North Betic Seaway to a Postserravalian (Rodriguez-Fernández, 1982) or Finiserravalian-Early Tortonian (Soria, 1993) regional tectonic event that is recorded both External and Internal Betic Zones. This event could be coeval with the transition from second order eustatic cycles TB2 to TB3 (Haq et al., 1988) and produced the emersion and erosion of large areas of the Betic Chain. The sequences C (Latest Tortonian to Early Messinian) and D (Late Messinian to Early Pliocene) formed during cycles 3.3 and 3.4, respectively. The transition between the clayey and the overlying sandy deposits is interpreted by Sierro et al. (1996) as a condensed section ,deposited during the maximum transgression of Latest Messinian or Earliest Pliocene age (Cycle 3.4). Finally, a gentle unconformity on top of the Sequence D is probably related to a sea-level fall, particularly in the eastern area. Separating Cycles 3.4 and 3.5 (4.2 Ma), the first record of *Globorotalia puncticulata* (4.24 Ma), is several metres below the unconformity.

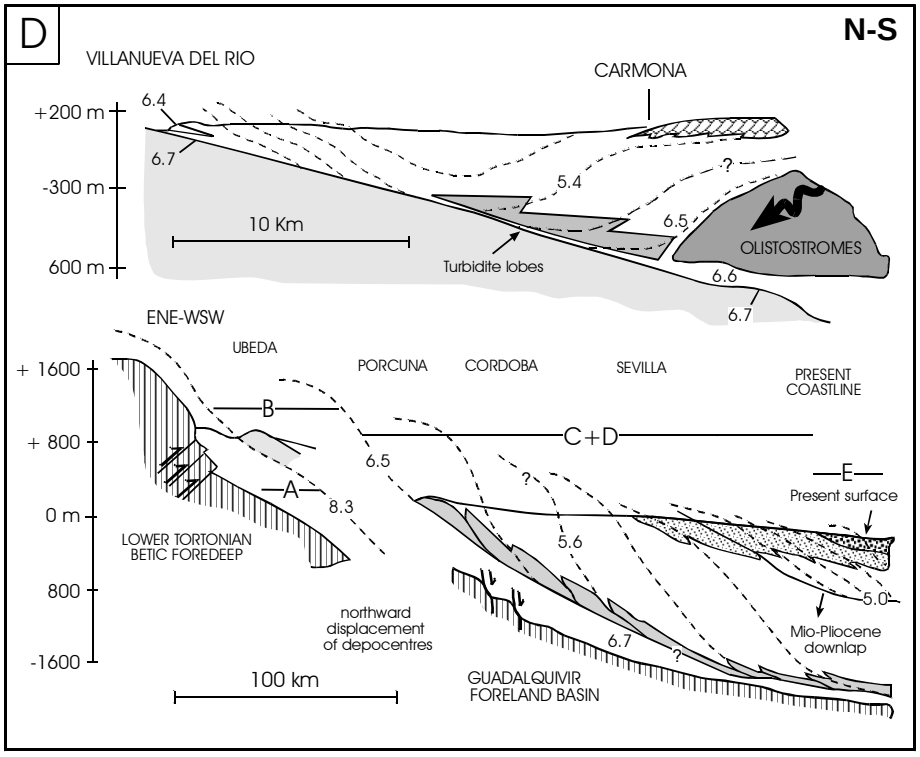


Figure 2 (cont.). (D) N-S and ENE-WSW cross-sections of the Basin illustrating the offlapping depositional sequences A-E, which are progressively younger towards the west. Modified from Sierro et al. (1996).

In the study area, the western sector of the Guadalquivir Basin (Huelva Province), the Neogene succession has been subdivided into four litostratigraphic units (Table 1). The first of them, the Niebla Fm. (Civis et al., 1987; Baceta and Pendón, 1999), Middle to Late Tortonian in age (see below, point 5.6) is the subjet of this paper, and represents the Sequence B of the Basin. It consists of terrigenous sands and conglomerates that evolve upwards into calcarenites and bioclastic limestones with algae, bryozoans, molluscs, and larger foraminifers. Units overlying the Niebla Fm. are: (1) the Gibraleón Clay Fm. (Civis et al., 1987), Late Tortonian-

Early Pliocene (Sierro, 1985a, b; Flores, 1985), that consists of a monotonous sucession of clay and marl (locally silt and sand) very rich in planktic and benthic microfauna; (2) the Huelva Sand Fm. (Civis et al., 1987), Early Pliocene (González-Regalado, 1987), composed of fine sand and silt with mollusc shells accumulations; and (3) the Bonares Sand Fm. (Mayoral and Pendón, 1986-1987), attributed to the Early Pliocene (Sierro et al. 1990, 1996), is characterized by the presence of littoral sand vertically evolving into siliciclastic conglomerate, with abundant ichnofossils. The last unit crops out to the south of the sector drawn in Figure 1. The four formations exceed 400 m in thickness and are unconformably overlain by the conglomeratic Pleistocene Alluvial Level (Pendón and Rodríguez, 1986-1987). The Gibraleón Fm. (Late Tortonian-Early Pliocene) correlates to the Sequence C and the lower part of the Sequence D, along the western foreland margin of the Basin. The Huelva Fm. (Early Pliocene) is the upper part of the Sequence D and, finally, the Bonares Fm. (Early Pliocene) represents the Sequence E along the western Basin.

Lithostratigraphy Units	Age	Description	Authors
Upper Alluvial Level	Pleistocene	Fluvial conglomerates and red sands without fauna	Pendón & Rodríguez-Vidal (1986-1987)
Bonares Sand Fm.	Early Pliocene	Littoral sand vertically evolving into siliciclastic conglomerate with abundant ichnofauna	Mayoral & Pendón (1986-1987)
Huelva Sand Fm.	Early Pliocene	Fine sand and silt with mollusk shells accumulations	Civis et al. (1987)
Gibraleón Shale Fm.	Late Tortonian to Early Pliocene	Monotonous sucession of clay and marl (locally silt and sand) very rich in planktic and benthic microfauna.	Civis et al. (1987)
Niebla Fm.	Middle to Late Tortonian	Terrigenous sand, conglomerate, calcarenite and bioclastic limestone with algae, bryozoans, mollusks, and large foraminifers.	Civis et al. (1987); Baceta & Pendón, (1999)

Table 1. Litostratigraphic units (Formations) distinguished within the sedimentary infilling of the western Guadalquivir Basin.

A lateral equivalent of the Niebla Fm. along the central foreland margin of this basin, about 100 km to the east of the study area, is the siliciclastic Tortonian Basal Transgressive Complex or BTC (see chapter 3). Several parasequences were distinguished within the BTC (Pendón et al., 2001) bounded by transgressive surfaces, and composed by a lower transgressive part and an upper prograding, stillstand part. The lower boundary of the BTC is an angular unconformity onto the Palaeozoic substratum. The upper boundary is a regional

discontinuity surface draped by fine-grained glauconite sands. These glauconite sands represent the condensed section in transition from the Tortonian Transgressive Systems Tract (TST) into the overlying Late Tortonian-Early Pliocene Highstand Systems Tract (HST) or Gibraleón Clay Fm.

Delapsion processes (olistostromes) along the southern orogenic margin of the Basin were interpreted as coeval with deposition of the Niebla Fm. sediments (Martínez del Olmo et al., 1984). Depositional systems were mainly controlled by the irregular morphology of the Palaeozoic substratum, according to data presented in this Phd. Thesis. Other controlling factors of sedimentation processes include: (1) differential subsidence of the bottom basin produced by flexures of the foreland edge within a context of relative sea level rise, forming a general deepening cycle (Civis et al., 1994), (2) continental clastic sediment supply (amount and location), (3) hydrodynamic regime (continental and littoral processes), and (4) relative sea level paracycles. Subsidence action continued up to Messinian (Sanz de Galdeano and Vera, 1992).

3. METHODOLOGY

The depositional architecture of the Niebla Fm. was determined using detailed logs of 15 stratigraphic sections, located throughout the study area (Fig. 1) and summarized in Figure 3. Lateral and vertical relationships among the different deposits are plotted in other figures of this work. The study of both bounding surfaces and internal geometry was combined with the two- and three-dimensional study of the outcrops and sequence analysis.

Because of the dominance of carbonates in the Niebla unit, which are very rich in macro- and microfauna, thin- and polished-sections of 31 rock samples have been studied with a light-microscope. Polished-sections were used in the analysis of the coarse-grained carbonate samples. The loose siliciclastic samples are also mostly coarse-grained and fragile not allowing a so detailed analysis. A significant part of siliciclastic deposits have marine affinities, as deduced from its biotic content (ostracodes and foraminifers). Sixteen siliciclastic samples were selected for micropalaeontological analysis. For each sample, 350 grams of dried sediment were washed through a 100 μm sieve. Where possible, 300 tests of benthic foraminifers were studied, whereas the total ostracode population was identified and counted. Interpretation of stratigraphic data (stratigraphic sections and lithologies) of a bore-hole drilled at Villalba del Alcor (Fig. 1) (Viguier, 1974; Perconig and Martínez-Díaz, 1977), and over 80 hydrogeologic bore-holes were used to study the subsurface stratigraphic architecture of the unit. All this

aditional information was looked at the office of the Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE) in Sevilla.

4. STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE

4.1 Substratum and Lower Boundary

The studied unit gently dips basinward, to the south, and unconformably overlies a Palaeozoic-Mesozoic basement with irregular topography (Fig. 3 and 4.A). This substratum is mainly composed of two Devonian-Carboniferous units included in the South-Portuguese Zone, one of the major divisions of the Iberian Massif (Schermerhorn, 1971): (1) the P-Q Group (phyllites and quartzites), and (2) the Culm Group (shales and greywackes). In addition, the substratum is locally composed of a succession of siliciclastic, carbonate, and volcanic materials attributed to the Triassic (Ramírez and Leiva, 1979). The substratum rocks show locally breccias and ferruginous alterations that are a result of meteoric processes taking place prior to the Tortonian marine inundation (Sierro et al., 1990; Baceta and Pendón, 1999). The top of the substratum is a sharp erosional and irregular surface. This marine erosion surface marks the start of the Tortonian transgression along the foreland margin of the Basin.

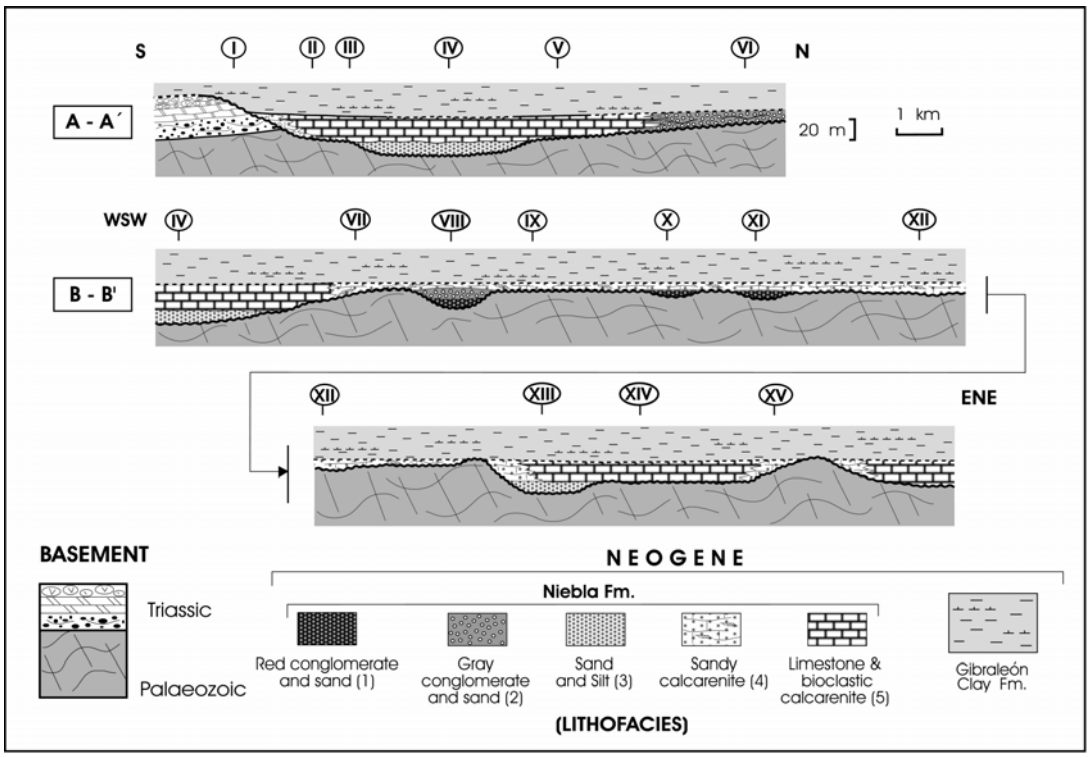


Figure 3. Reconstruction of the depositional architecture of the Niebla Fm. showing the stratigraphic relationships with the underlying (Palaeozoic-Mesozoic substratum) and overlying (Gibraleón Clay Fm.) materials (based on Baceta and Pendón, 1999). Roman numbers (I-XV) refer to the stratigraphic sections. Location of transects is shown in Fig. 1.

4.2 Lithofacies and Interpretation

Litostratigraphic correlation of 15 stratigraphic sections along the study sector permits the stratigraphic architecture reconstruction of the Niebla Fm. (Fig. 3). Although the cronostratigraphic resolution in the unit studied is poor (see point 5.6), the datum used in this reconstruction is the upper boundary surface of the Niebla Fm. Throughout the sector, the top of the carbonate succession and, mainly, the lowermost deposits of the overlying unit (Gibraleón Fm.) are covered by soils. The gap in stratigraphy due to cover rarely exceeds 5 m. Considering also that the lateral extension of the study sector exceeds 30 km, this horizon can be used as a datum in the sequence reconstructions.

The Niebla Fm. is mainly composed of carbonate sediments with a significant amount of siliciclastic and mixed carbonate-siliciclastic deposits. The siliciclastics have a more local distribution. Based on lithology, sedimentary structures, vertical and lateral relationships of the different lithofacies, and the biotic content, five main lithofacies that are diagnostic of specific depositional environments are distinguished within the Niebla Fm. deposits. Lithofacies are: (1) Red conglomerate and sandstone, (2) Grey conglomerate and sandstone, (3) *Heterostegina* sand, (4) Cross-bedded sandy calcarenite and conglomerate, and (5) Limestone and bioclastic calcarenite. Summaries of these lithofacies are listed in Tables 2 and 3.

- Lithofacies 1 (Red Conglomerate and Sandstone) (Figs. 4.E, and 4.F)

This lithofacies, with a characteristic red colour probably originated from rubefaction processes, is located at the base of the Niebla Fm. Deposits crop out in only three sections (VIII, X, and XI¸ Figs. 1 and 3), with a variable thickness (3.5 to 7 m). It is composed of poorly cemented coarse-grained quarzite conglomerate and sandstone, with significant amounts of shale and greywacke clasts. Patinas and concentrations of iron oxides are irregularly distributed in the clasts. There are channelized conglomerate with thin even stratification. Sandy strata are laterally extensive and internally arranged into planar cross-bedding. Channelized sands are the uppermost deposits in sections VIII and X (Fig. 6), whereas in section XI two conglomerate horizons are separated by a sandy horizon. The scarce fossil content in this lithofacies consists of carbonaceous remains of plants. The intermediate sandy-conglomeratic level in section XI shows vertical structures tentatively assigned to rhyzoliths. Deposits of this lithofacies 1 with similar features crop also out to the north of sections X, XI, and XII nearby the Corumbel River (Fig. 1), within isolated outcrops upon the Palaeozoic substratum.

Lithofacies	Description	Texture / Fabric	Sedimentary Features	Grading	Bed Contact	Biota	Processes
1	Red conglomerate and sand	Gravel, Sands Imbrications	Crude stratification Planar X-bedding	-	Lower: scoured surface	Rhizoliths	Fluvial braided channels
2	Gray conglomerate and sand	Gravel, Sands	X-laminations	Fining upward units	Lower: scoured surface	Ostreids, Coralline algae, *Ophiomorpha*	Wave-dominated deltas
3	Sand and Silt (Microconglomerate)	-	Parallel & Ripple-lamination	Coarsening upward units	Lower: sharp, erosive	*Heterostegina* Ostreids, Ostracods	Shallow marine setting adjacent to deltas and prodelta
4	Sandy Calcarenite	Siliciclastic & grainstone/rudstone	Massive, Cross-bedded	-	Lower: sharp erosional (Lag)	Ostreids, Coralline algae, Foraminifers Barbacles	Latt. accretion shoreface and transgressive deposits
5	Limestone and bioclastic calcarenite	Grainstone-rudstone Unsorted grains	Massive	-	Lower: sharp	Coralline algae, Bryozoans, Ostreids, Foraminifers	Open marine deposits (inner middle ramp)

Table 2. Lithofacies distinguished within the Middle to Late Tortonian Niebla Fm. on the western foreland margin of the Guadalquivir Basin.

- Interpretation: These deposits, identified in poor quality outcrops, are interpreted to result from fluvial processes. Basis for this interpretation are: (1) the coarse clast-size of the deposits, (2) the absence of fine deposits and faune, (3) the restricted extent of the outcrops, and (4) the observed sedimentary features (channelized geometries, and either massive- or cross-bedded-bars); which are tentatively assigned to the lithofacies Gm (massive or crudely bedded gravel), Gp (gravel with planar crossbeds), Sh (horizontal laminated sand), and Sp (sandy planar crossbeds) of Miall (1977, 1978). All the sediment features described, although not fully diagnostic, correspond to the depositional product of a braided fluvial system, according to Miall (1982), Bryant (1983), and Davis (1992). Palaeocurrents measures are too scarce to establish the exact polarity of the depositional system, although some measures obtained from both clast imbrications and cross-bedded strata point to a northern provenance from the exposed foreland.

- Lithofacies 2 (Grey Conglomerate and Sandstone) (Figs. 4.F, and 5.C)

This facies consists of grey to white quarzite conglomerate and sandstone, with medium-bedded sandy gravel beds and locally discontinuos inverse grading. The matrix is composed of poorly to well-sorted, fine to coarse grained sand. The lower contact is sharp and mostly nonerosional. They are internally arranged into thinning and fining upward successions (conglomerate at the base evolving into coarse sandstone with calcareous cement at the top). Within the upper cemented levels, diffuse cross-bedded sandstone appears in a composite FU

succession. Some scattered shells of heavily calcified Ostreidae (*Crassostrea crassissima*) and fragments of coralline algae are found within the sandstones, mainly at the most strongly cemented levels. *Ophiomorpha* ichnofossils also appear in these deposits, as well as some bored clasts by *Entobia* and *Gastrochaenolites*. These deposits overlie the lithofacies 1 in the southern part of the area (section VIII, Fig. 6.A), where deposits of lithofacies 2 infills the morphologic depression defined by the top of lithofacies 1; whereas they onlap the Palaeozoic basement to the north (section VI, Fig. 3). Thickness is up to 6 m (in section VIII). These deposits pass laterally towards the south into carbonate facies of lithofacies 5 (Fig. 3).

- Interpretation: These deposits were interpreted as fan delta facies by Civis et al. (1994). The features previously described are the result of the interaction between sediment-laden alluvial streams running from the emerged foreland region, and marine processes caused by sea level rise pulses. These deposits could thus be the result of the interplay between the sea and the alluvial streams, under overall transgressive circumstances (Mc Pherson et al., 1986; Nemec and Steel, 1987). The vertical relationships of these deposits with those with lithofacies 1 support the idea of a shallow delta feeder system up-current in the proximity of a highland (the foreland region), probably derived from a braidplain deltaic system. The conglomeratic deposits can be interpreted as foreset deposits of shallow water deltas characterized by a moderate to steep gradient. Common inverse grading and sandy matrix suggest that these facies were deposited mainly by small-volume cohesionless debris flows in the delta front. These facies are very similar to those described for Gilbert-type deltas foresets by Nemec and Steel (1987), Postma (1986) or Sohn et al. (1997). Sediments were reworked by waves to form bars, and settled by high energy resistant molluscs with robust shells. The retrogradational evolution of the depositional systems was deduced from the vertical arrangement of this lithofacies, which pass vertically into facies with elevated bioclastic contents of more marine affinity (Lithofacies 4 in section VIII; Fig. 3).

- Lithofacies 3 (*Heterostegina* Sand) (Figs. 4.G and 5.D)

Sediments with this lithofacies were only found in two sections where they form the base of the Niebla Fm. (sections IV and XIII; Figs. 1, 3, and 8), and at the western edge of the study area (Fig. 1) in poor quality outcrops. Previous authors (Viguier, 1974; Civis et al., 1994; Sierro et al., 1997) described these sediments, which also appear in some bore-holes drilled in the area. The deposits consist of well-sorted yellow quartz sand and silt, partially cemented, with rare gravel beds and isolated boulders. They are arranged, above an erosional surface, into

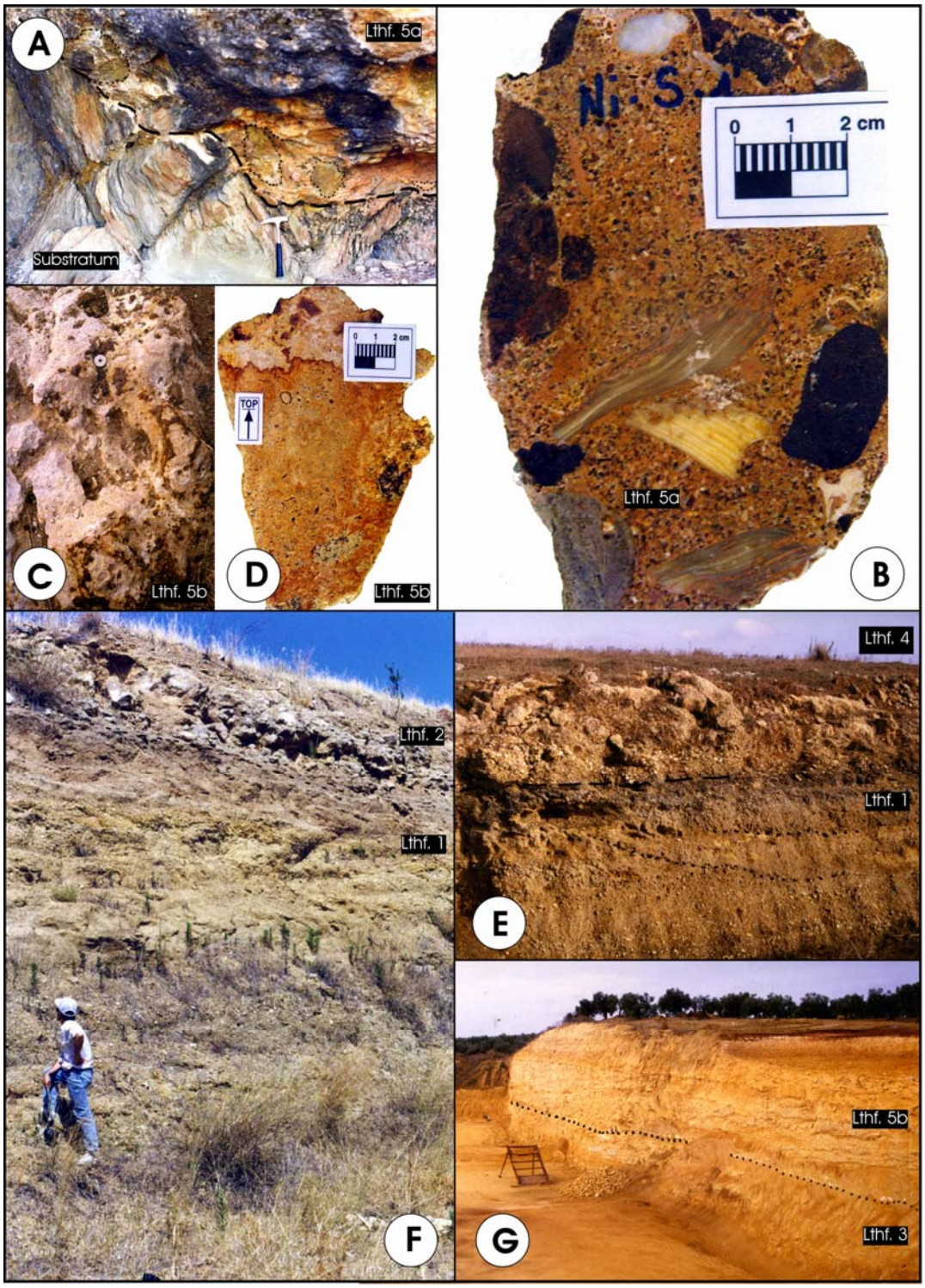


Figure 4. Sedimentary features of the lithofacies distinguished within the Niebla Fm. (A) The lower boundary of the Niebla Fm., a sharp, erosional, and very irregular surface. A basal conglomerate (lithofacies 5a) is observed at the base of the unit overlying the Palaeozoic substratum by means of an erosional and angular unconformity in section II; (B) Polished section of a basal conglomerate sample in section XV; (C) Detail of the upper boundary surface of the Niebla Fm., a sharp surface with Fe-rich crusts (arrows) in section IIIa; (D) Polished section of calcarenite (lithofacies 5b) showing cavities (burrows) at the top surface in section IIIa. See the irregular fissures and voids filled up with overlying fine deposits; (E) Red conglomerate and sandstone (lithofacies 1) overlain by sandy calcarenite (lithofacies 4). See the internal surfaces within the lithofacies 1 (channel bottoms), as well as the coarse grain-size of the basal deposits of the lithofacies 4 (Quartz pebble/cobble up to 10 cm) in section X; (F) Deposits of lithofacies 1 and 2 in section VIII; (G) Panoramic view of the section XIII where the contact surface between the lithofacies 3 and 5 is observed.

Lithofacies Fossils	1	2	3 (lower)	3 (upper)	4a	5a	5b	5c	Glauconite Horizon	Gibraleón Clay Fm.
Bivalves	No	*Crassostrea crassissima*	Fragments of ostreids. pectinids		Ostreids, Pectinids	Ostreids	Pectinids	Pectinids	No	*Amussium* , Palliolum
Gastropods	No	No	No		Conidae	No	Conidae, Turridae	Conidae	No	*Xenophora, Turritela*
Echinoderms	No	No	*Clypeaster*		*Clypeaster*	*Clypeaster*	*Clypeaster*	*Clypeaster, Echinolampas*	No	*Schizaster*
Coralline Algae	No	Fragments	Fragments		Melobesidae	Melobesidae	Melobesidae, masthoporoids	Melobesidae, masthoporoids	No	No
Benthic Foram.	No	No	Ammonia, Elphidium, Stomatorbina	Ammonia, Elphidium, Guttulina	*Heterostegina. Elphidium*	*Elphidium*	*Heterostegina, Elphidium*	*Elphidium*	*Heterolepa, Planulina*	*Heterolepa, Uvigerina, Pullenia*
Planktic Foram.	No		*Globigerina, Orbulina*		No	No	No	No	*Globigerina, Orbulina, Globorotalia*	*Globigerina, Orbulina, Globorotalia*
Ostracodes	No	No	*Aurila, Falunia, Senesia*	*Pontocythere, Nonurocythereis*	No	*Nonurocythereis, Senesia, Aurila*	*Nonurocythereis*	*Nonurocythereis*	*Cytherella, Buntonia*	*Krithe, Parakrithe, Cytherella*
Bioturbation	Rhyzoliths	*Ophiomorpha*	*Ophiomorpha, Skolithos*		No	*Ophiomorpha, Thalassinoides*		No	No	*Ophiomorpha*
Others	Plants debris	No	Plant debris		Serpulids and bryozoans	Bryozoans	Bryozoans and corals	No	No	Condrichtians and Osteichtians

Table 3. Faunal assemblages content of the lithofacies distinguished within the Niebla Fm.

metre-scale thickening and coarsening upward successions, where sand and silt deposits are internally massive (section IV; Fig. 8), with rough unidirectional cross-beds of metric-scale, and parallel- and ripple-lamination. A thin carbonaceous-rich layer of silty sediments is locally intercalated. In section XIII, in contrast, any vertical variation can hardly be distinguished. Sediment grain-size in section XIII is coarser than in section IV. Macrofossils are scarce, and are dominated by fragments and spines of echinoids (*Clypeaster*), scattered pectinids (*Chlamys radians*), ostreids, and some *Ophiomorpha* burrows. Bioerosion (commonly *Entobia*) is significant.

Benthic foraminifers are abundant (250-5,500 individuals/100 g) and diversified (15-35 species/100g) in basal deposits of lithofacies 3, being dominated by *Ammonia beccarii*, *Elphidium crispum*, *Nonium boueanum* and *Stomatorbina concentrica*. Locally, there are intercalated concentrations -in pockets or lenticular levels- of the larger foraminifer *Heterostegina gomez-angulensis* (Section XIII), mainly overlying boulder, pebble or coarser sand deposits. Occasionally this taxon appears scattered as isolated specimens in these silty sands sediments. Where the content of *Heterostegina* increases, it is remarkable that the largest number of tests is not reworked, and a depositional environment over 20-25 m of minimum depth could be hypothetized (Tosquella et al., 2000; 2001). Planktic foraminifers (*Globigerina bulloides* and *Orbulina universa*) are rare (< 1 % of the entire foraminifer fauna). Ostracodes are well represented (25-35 species and 40-110 individuals/100 g) in these lower levels, with numerous valves of *Aurila zbyzewskii*, *Callistocythere oertlii*, *Cytheretta simplex*, *Falunia plicatula*, *Loxoconcha punctatella*, *Senesia triangularis postriangularis* and *Xestoleberis paisi*. Up section, benthic foraminifers decrease (3-13 species and 2-475 individuals /100 g), with *A. beccarii*, *Elphidium* spp., *Guttulina communis* and *S. concentrica* as main species. The ostracod density increases upward (140-240 individuals/100 g), with a partial replacement of *Bairdoppilata triangulata*, *Callistocythere canaliculata*, *Cytheretta orthezensis*, *Nonurocythereis seminulum* and *Pontocythere elongata*.

- Interpretation: Civis et al. (1994) previously interpreted this lithofacies as deltaic deposits, although Baceta and Pendón (1999) identified these deposits as the product of an open shallow marine environment (10-15 m depth; shoreface) probably attached to deltaic and/or beach systems, confirming the early interpretation of Viguier (1974). In adition, the generally massive arrangement of deposits, with crude lamination, suggest a suspension settling from sandy turbulent flows, without any tractive transport, derived from cohesionless debris flows or extreme sediment input from river mouth. These deposits are very similar to facies described by Fisher (1983) and Sohn et al (1997). The laminated deposits with intercalated plant-rich debris layers can be formed by slow and continuous hemipelagic settling in low

energy conditions, separated at the river mouth (Hwang and Chough, 1990; Hwang et al., 1995) and deposited in the distal delta front and/or prodelta. The occurrence of gravel lenses, without matrix, at distal zones suggest emplacement by debris fall, from areas of steeper gradient (Prior and Bornhold, 1990; Kim et al., 1995; Sohn et al., 1997).

Occurrence of *Heterostegina* accumulations can outline a depositional break event. At present, *Heterostegina* may live over a wide bathymetric range (0-90 m) but it becomes abundant between 40-70 m (Hottinger, 1983, 1997; Hallock and Glenn, 1986). Furthermore, it dwells on hard bottoms at the base of boulders with large skeletal fragments (Reiis and Hottinger, 1984). In agitated environments, it can live in grooves and holes of the substratum, although it becomes more abundant below the base of wave action (Hohenegger, 1994). Appearing of *Heterostegina* may record small phases of fluvial inactivity and-or delta abandon, more or less linked to phases of nutrient starvation and low turbidity water. These episodes could be related to high frequency cycles of either climatic or sea level changes, already pointed out in this Basin during Tortonian times (i.e. Abad et al., 2004a). Isolated tests of *Heterostegina* within fine sands and silts point to the action of both subtidal currents and storms into deeper adjacent environments, where these organisms proliferated (see Lithofacies 5) or, even, over these same facies.

- Lithofacies 4 (Cross-bedded Sandy Calcarenite) (Fig. 4.E)

This is the most extensive facies throughout the area (sections VII to XIII, and XV; and to the north, Figs. 1 and 3). Thickness ranks from 0.5 to 17 m. This lithofacies constitutes the whole of the Niebla Fm., mainly where it crops out with the thinnest thickeness. It consists of coarse calcarenite/calcirudite (grainstone-rudstone) and comprises a large amount (25%) of coarse sand-sized quartz. The carbonate fraction consists of bivalve fragments (mainly Ostreidae and Pectinidae), coralline red algae, *Heterostegina*, and small benthic foraminifers (*Elphidium*), and minor amounts of bryozoans, echinoids and serpulids. These mixed deposits are locally channelized, and internally arranged into discontinuous low angle and parallel lamination, ripple-lamination, trough cross-bedding with surfaces of lateral accretion and (Section 10; Fig. 6.B). The later consists of large-scale, low angle cross-bedding dipping basinward, and downlapping onto underlying fluvial and deltaic deposits of lithofacies 1 and 3. If geometry, sedimentary structures, and internal architecture of these forms are compared with other examples, similarities can be found with different names: prograding wedges (Gensous and Tesson, 1996), or infralittoral prisms (Pomar and Tropeano, 2001). Coarser

bioclastic accumulations are scattered along the gently dipping internal surfaces with even bedding.

These deposits overlie either both lithofacies 1 and 2 (lithofacies 4a) or the basement (lithofacies 4b). Debris and angular clasts derived from the substratum form a basal conglomerate (lag deposit) (Fig. 6.A; section IX), being the rocky basement bored by *Gastrochaenolites* and *Caulostrepsis*, and covered by ostreids and barnacles in life position, locally forming bioherms upon rocky promontories. Where lithofacies 4a overlies lithofacies 1 (Section X; Fig. 6.A), there is a sharp erosional contact, also defined by accumulation of material derived from erosion of underlying rocks. Sediments of these lithofacies pass laterally into lithofacies 2 and 5 (Figs. 3 and 6), commonly with gradational contacts.

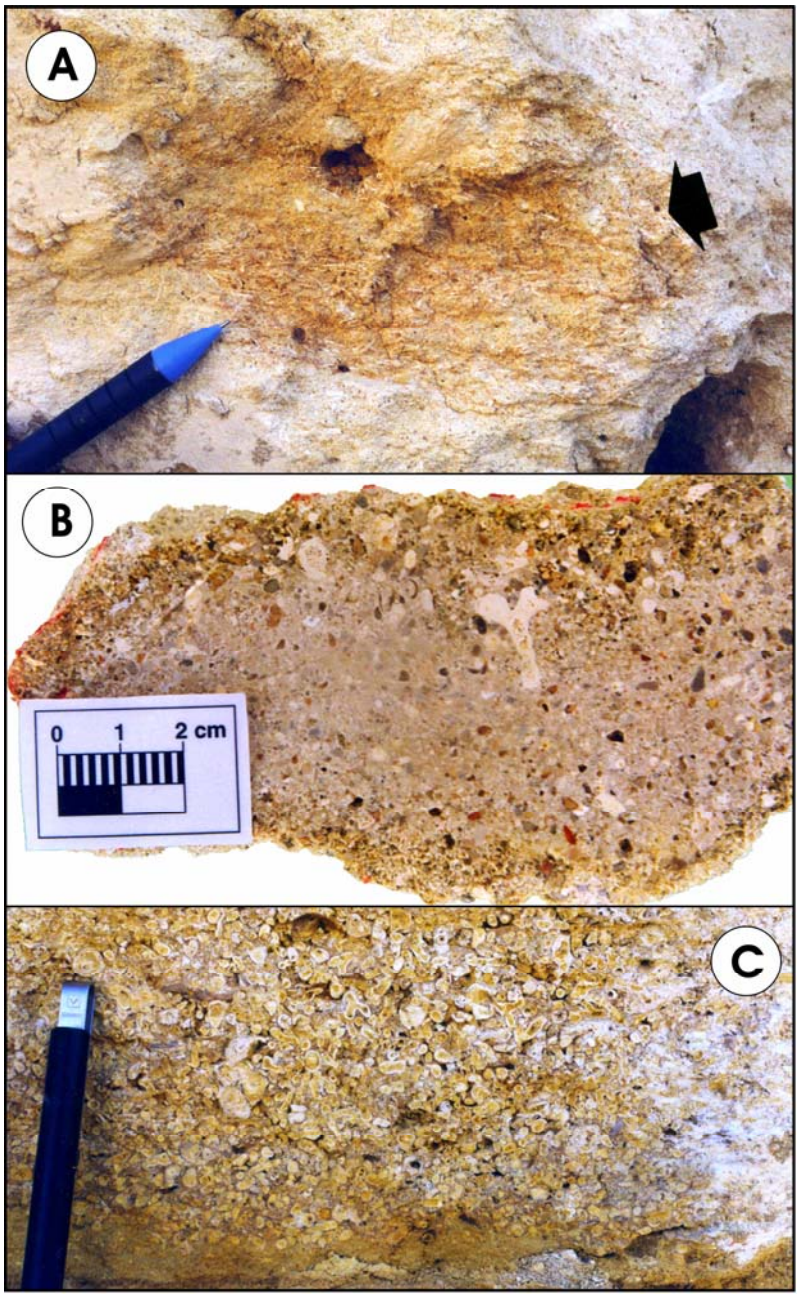


Figure 5. Sedimentary features of the lithofacies distinguished within the Niebla Fm. (A) Close-up of lithofacies 2 in section X. Scale: white arrow (5 cm); (B) lithofacies 3 with *Heterostegina* accumulations in section XIII; (C) Current-reworked calcarenite rich in echinoids and bivalve fragments with coralline algae and siliciclastic material (lithofacies 5b) in section XIII; (D) Limestone with coralline algae and bryozoans (lithofacies 5c) in section XIII.

- Interpretation: The coarse grained sediments and the intense fragmentation of the bioclastic components of Lithofacies 4a suggest that these sediments have been deposited on high energy beaches (shoreface facies) within a transgressive suite. Alternating periods of different energy gradients are recorded in the sediment. Periods of erosion and intense reworking are shown by irregular surfaces in the overlying conglomerate, dipping to the south (Fig. 6.B, lower part of section X). Conglomerate clasts were probably supplied from lateral sectors occupied by deltaic systems (Lithofacies 2), deposited during the same high energy periods. Less energetic intervals prevailed between the high energy periods, as is deduced from the presence of carbonate deposits within these sediments. The succession of processes deduced for these deposits may be comparable to intermittent storms, similar to those described by Massari and Parea (1988) for the Neogene and Pleistocene of Italy.

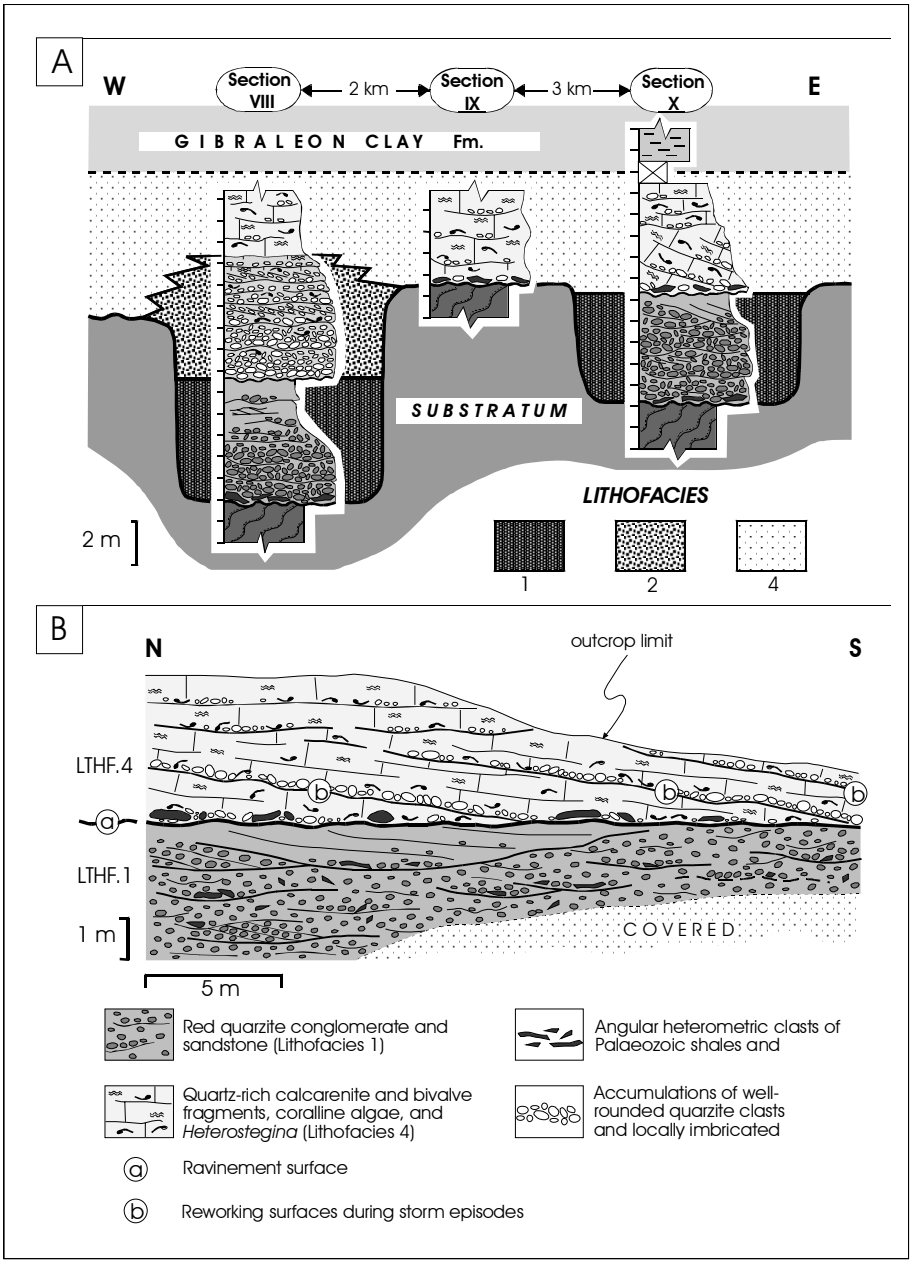


Figure 6. Vertical and lateral relationships of deposits with lithofacies 1 (Red conglomerate and sand), 2 (Grey conglomerate and sand), and 4 (Cross-bedded sandy calcarenite); (A) Sections VIII, IX, and X; (B) Sketch of part of the section X (modify of Baceta and Pendón, 1999). Location of sections shown in Fig. 1.

Deposits of Lithofacies 4b were formed repeatedly during relatively rapid processes of marine inundation over a rocky substratum, with fast installation of carbonate sedimentation and intense collonization by ostreids and cirripeds, and reworking -biological and mechanic- of the underlying rocks. This process produced the formation of a transgressive erosion surface and associated lag deposits, in a littoral environment, probably caused by wave impact onto the shoreface (*ravinement* surface, Walker, 1992).

- Lithofacies 5 (Limestone and Bioclastic Calcarenite) (Figs. 4.B, 4.D, 5.B, and 5.C)

Three main types (a, b, and c) have been distinguished within the lithofacies 5 throughout the study area. Deposits of lithofacies 5a (Fig. 4.B) constitute the basal sediments, up to 5 m thick, where this lithofacies overlies the Palaeozoic substratum over an irregular and sharp surface (Fig. 7). They consist of large boulders from the substrate, with bored pebbles and many fragments of ostreids, barnacles and pectinids, with angular debris and pebbles of quartz, shale and limestone. Matrix of this deposit is constituted by coarse siliciclastic material and many bioclastic fragments. Coarser components of carbonate and terrigenous deposits of lithofacies 5a are supported within a mass of small bioclastic fragments with micrite matrix. Although content in micrite matrix is not too high, locally it can be very elevated. This deposit was produced as the result of the sea advance over the Palaeozoic sustratum favoured by the action of both wave and currents, which reworked the coarser components of the rocks, whereas the main part of fine-grained sediments were winnowed away to deeper zones of the basin by wave action. There are abundant fragments of Ostreidae with robust shell, pectinids, coralline algae, reworked bryozoans, echinoids (*Clypeaster* sp.), and the benthic foraminifer *Elphidium*, as a result of the rapid Tortonian marine flooding. Branching red algae and rhodolithic rudstone within intercalated layers are common in these deposits. This coarse-grained bioclastic limestone (grainstone, locally packstone) have a variable amount (over 10%) of terrigenous grains (sand/gravel-sized quartz, irregular shale cobbles and, in section II, grains and debris of dolomite rocks probably derived from the nearby Triassic succession of section 1; Fig. 3). They show massive bedding, structureless, and variable thickness (2-5 m). Although deposits are similar to those of lithofacies 4, they differ in: (1) a higher content in micrite matrix, and (2) a poorer grain-size sorting.

Lithofacies 5b (Fig. 5.B) is composed of calcarenite rocks (grainstone-packstone, rarely rudstone) alternating vertically with deposits of the lithofacies 5c (Fig. 7). These deposits show significant variations in the biotic content. They contain a large amount of bivalve fragments (mainly pectinidae), red algae and rhodoliths (*Lithotamminion, Mesophyllum*, *Lithopyllum*

and *Neogoniolithon*), bryozoans, echinoids, numerous *Heterostegina* tests, small foraminifers, equinoids (*Clypeaster altus*, *C. campanulatus*, *C. portentosus*, *Echinolampas barcinensis*) and rare scattered debris of solitary corals. Sediments have a variable content in micrite matrix as well as in carbonate cement, as equant-type spar, which fill up the intergranular spaces without matrix. Almost all the analyzed sediment samples have a variable content in terrigenous grains (5-20% of silt/sand-sized quartz), which becomes more abundant in sections overlying the sandy-conglomerate of lithofacies 4 (Sections IV and XIII, Fig. 8). In section IV, the lower deposits of lithofacies 5 consist of up to 2.5 m thick of white- and brown-coloured calcarenite, with calcite cement and round quartz clasts and large amounts (up to 40%) of moulds of originally aragonite bivalve *Isognomon* (Civis et al., 1987; Sierro et al., 1990, 1997). The occurrence of *Ophiomorpha* burrows is very common in this facies. Bedding is of the metric scale, organized into decimetric sets with erosional base, cross-bedded with shell concentrations of pectinids. Deposits are locally composed of concentrations of either bryozoans or algae fragments, or by abundant foraminifers and molluscs. In proximal sectors, parallel-lamination and oscillation ripples are common. The usually adult, articulate, forms of *Isognomon soldani* (DESHAYES) are more than 10 cm in diameter, and they are associated to other bivalve moulds (mainly venerids and cardids with the presence of ostreids and pectinids), echinoids, serpulides, bryozoans and gasteropods. Considerable bioerosional activity is inferred from the presence of the ichnofossil *Entobia*. Early diagenetic features of lithofacies 5b are described below (Fig. 8), as forming the intervals (a) and (b) within the uppermost deposits of the Niebla Fm. in transition to the overlying Gibraleón Clay Fm., interval (d).

Deposits of the lithofacies 5c (Fig. 5.F) consist of crudely stratified beds of more or less compacted limestone, formed by coralline algae and bryozoans (packstone-floatstone and grainstone/rudstone) with some local levels exclusively composed of coralline algae in life position (bindstone-framestone), and others -less common- formed by bryozoans. The algal associations are dominated by *Lithothamnion* and *Mesophyllum*, but also include *Lithophylum* and minor *Lithoporella*, *Neogoniolithon* and *Hydrolithon*. Coralline algae occurs (1) mainly as spheroidal -ellipsoidal rhodoliths concentrated in layers, with major axis ranging 0.5-3 cm, and a laminar internal structure; and (2) as single free-living branches red algae. Growth forms of algae vary according to different growth habitats, but laminar and domal encrusting forms are the most common (Civis et al., 1994; Sierro et al., 1997). Very few (<5%) terrigenous grains (sand/silt-sized quartz) are irregularly scattered. Although algae and bryozoans are the main components of deposits, appearing isolated within the matrix, in addition these deposits contain numerous specimens, with variated state of preservation, of

echinoids (*Clypeaster portentosus*, *Echinolampas barcinensis*), ostreidae *(Ostrea edulis*, *Crassostrea gryphoides*), teeth of osteichthyan (*Sparus cinctus*, *Sargus jomnitanus*) and condrichthyan fishes (*Carcharocles megalodon*, *Isurus hastalis*, *Galeocerdo aduncus*). Bryozoans have not been sistematically determined, but laminar and domal colonies (celleporiforms), irregular unilamellar forms (membraniporiforms), and delicated branching taxons (vinculariiforms) are common. In outcrop, these rocks are forming tabular and massif limestone deposits, up to various meters thick with lateral continuity. Deposits are locally reworked, as deduced by the existing broken tests of algae and bryozoans, as well as by the presence of discontinuous calcarenite intervals. Some bioclastic components (bryozoans, foraminifers, and echinoids) can locally occur instead of red algae. Upsection, numerous *Heterostegina*-rich layers (grainstone to packstone) of decimetric scale are intercalated between coralline algae-rich levels of lithofacies 5c in Section IV (Civis et al., 1994), near the upper boundary of the Niebla Fm.

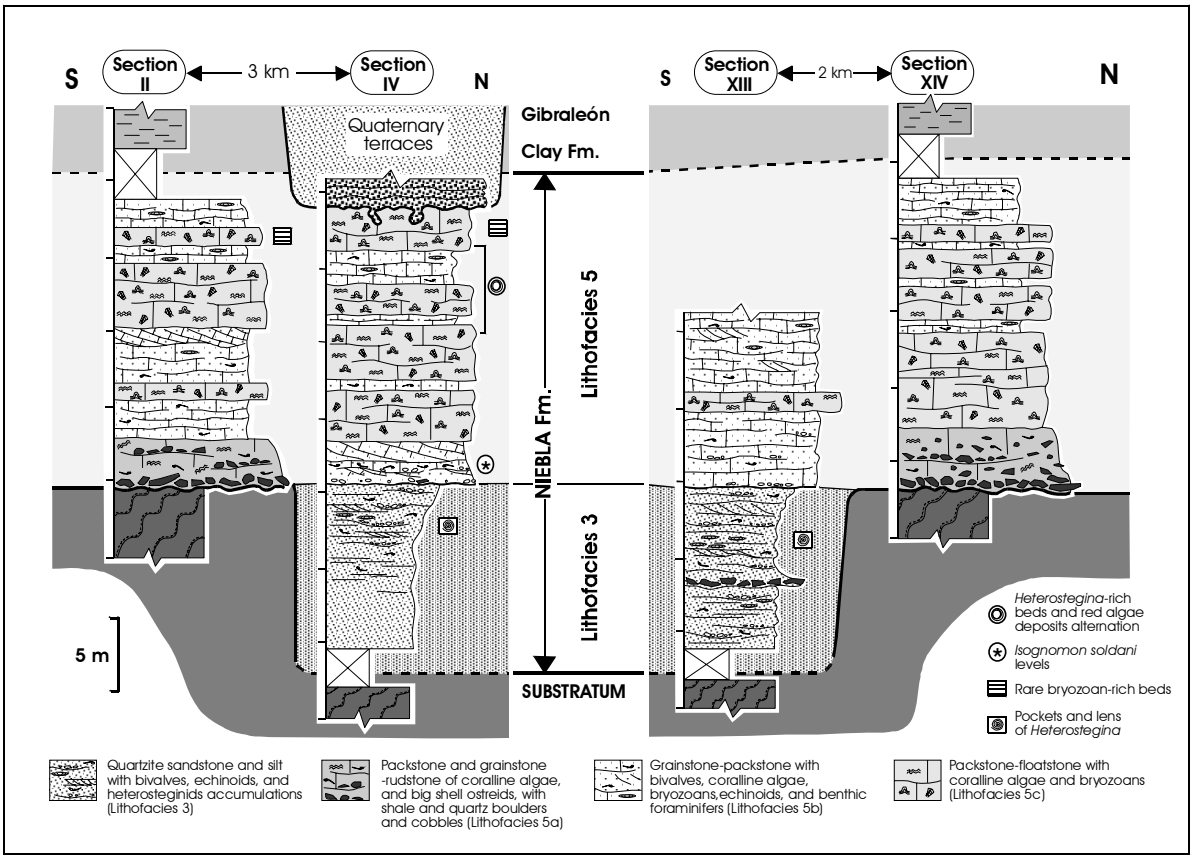


Figure 7. Vertical and lateral relationships of deposits with lithofacies 3 (*Heterostegina* sand) and 5 (limestone and bioclastic calcarenite) cropping out in sections II, IV, XIII, and XIV. Location in Fig. 1.

- Interpretation: Based on the palaeocology of the biotic content to the ecologic requeriments of present-day organisms, the overall deposits of lithofacies 5 were interpreted by Clauss and González-Regalado (1993) as the depositional product of an open marine

environment with normal salinity, and depth about 25 m, according to the presence of crustose coralline algae (Adey and Macintyre, 1973) distinguishing Foramol and Rhodalgal associations. Vertical and lateral transitions of the calcarenite deposits (5b) into biostromic banks (5c) and disorganized, siliciclastic and carbonate with variable content in mud matrix facies (5a) outline the existence of current or storm-dominated settings, which reworked and accumulated large amounts of bioclastic material in both surrounding zones to sea grass patches and deeper parts. Bivalves, echinoids and benthic foraminifers proliferated in depositional environments located within these settings, and coexisted with eroded material supplied from the laterally related sea grass meadows and biostromic banks.

Concerning lithofacies 5a, the structureless, poorly sorted grainstone, with coarse skeletal components and variable micrite matrix, is partly similar to sea grass patch meadows (packstone) and unprotected adjacent areas (grainstone) associated to deposits described by Pomar et al. (2002 and 2004). These lithofacies could be located in a shallow-marine, euphotic environment, probably subjected to wave agitation and forming scattered patches. Winnowing of fine-grained sediments was prevented by baffling, trapping and sheltering in sea grass beds. The inner ramp deposits without sea grass patchs were more susceptive to the action of waves and subtidal currents, reworking skeletal sands produced in the shallower -euphotic- zones around the sea grass meadows. Some comparable deposits related to the presence of sea grass patches and unprotected surrounding areas -exposed to currents and wave action- with skeletal sand deposits, have been described in the present Mediterranean Shelf (Fornós, 1988) and the Miocene of Menorca (Pomar et al., 2002). Although a direct evidence of sea grass beds is difficult to recognize in the fossil record (Brasier, 1973, 1975; Pomar et al., 2004), some organism described in these lithofacies (i.e. *Elphidium*) indicate epiphytic carbonate production. In present times, sediments from sea grass are typically unsorted and contain abundant silt with coarse skeletal components, especially molluscs, foraminifera and echinoids. In the Mediterranean shelf, *Posidonia* sea grass is widespread and forms luxurious meadows that extend from shallow water to around 40 m water depth (Ros et al., 1985; Fornós and Ahr, 1997). They are the primary habitat for epiphytic biota that produces carbonate, principally molluscs, red algae, benthic foraminifera, bryozoans and echinoids.

Although lithofacies 5b have a widespread batimetric range, sediments of lithofacies 5c clearly have a more open marine character (see below). Lithofacies 5c forms accumulations of autocthonous and parautocthonous skeletal particles, and are biostrome tabular banks developed by accumulation of algae and bryozoans, sporadically reworked. This coralline algal and bryozoan patches appear similar to the crustose pavement facies or algal crust

packstone of Bosence and Pedley (1982) and Bosence (1985), owing the presence of both extensive filamentous sheets and masssive multilamellar growth. Rhodoliths and bryozoans association predominated in the lower oligophotic zones in a wide bathymetric range, beyond an inner carbonate ramp. On the other hand, the deposits of lithofacies 5b were episodically reworked and moved landward short distances by storms and bottom currents below fair-weather wavebase (see below), mainly by means of local development of medium-scale subaqueous dunes (Civis et al., 1994). This mechanism has already been proposed by Pomar et al. (2002) to explain the sub-wave base cross-bedded grainstone facies, occurring in the Late Miocene deposits of Menorca (Spain).

In general, wave related sedimentary structures in lithofacies 5b, the variable content in both micrite matrix and siliciclastic grains, the high diversity of the recorded fauna, as well as the lateral relations with lithofacies 5a (landward and latitudinally) and 5c (seaward), suggest that these deposits were produced by erosion and transport of sediments -under various hydrodynamic agents- in a wide bathymetric range, from just below the shoreface to the deeper ramp. The predominant ocurrence of algal fragments may research several centimetres in size. A transport during single storm events, for example, seems to be the most plausible explanation to account for the large discrepancies in grain size and the excellent preservation of the bioclastic components. The lithofacies 5b show similitude with the middle ramp facies, rich in fragments of red algae, echinoids, bryozoans, larger foraminifera, molluscs and rhodoliths (Pomar, 2001), along the inner and middle-ramp deposits of the Rhodolithic Unit (Brandano and Corda, 2002), and the Rodholithic-Coral Limestone of the inner ramp deposits (Corda and Brandano, 2003). One more evidence on the control of storms in the origin of lithofacies 5b can be found in the *Isognomon* level. Civis et al. (1994) interpreted the *Isognomon* level as representing autochtonous to paraautochtonous growth of bivalves, and production of carbonate skeletons only slightly transported and reworked by storms, that also promoted the formation of the overlying bioclastic deposits. More recently, Betzler el al. (2000) and Martín et al. (2004) interpreted alike *Isognomon* layer in the Miocene and Pliocene deposits of Almería (Southern Spain) as facies of submarine cliffs located in relatively sheltered areas, occasionally reworked by storms.

Lithofacies 5c, with rhodoliths, bryozoans and red algae grainstone-rudstone, occasionally packstone, is interpreted as deeper middle ramp deposits. The abundance of red algae and the absence of wave-related structures point to a depositional environment located in the oligophotic zone. In these zones, rhodoliths turning and development were probably the result of bioturbation by fish and invertebrates, as well as the wave and storm motion (Marrack, 1999). The components represent carbonate production -in situ accumulation- in

the deepest part of the photic zone -or oligophotic zone-. Although very similar facies have been related to: i) weak seasonal upwelling (James et al., 2001) and, ii) to topography-induced upwelling bringing nutrient-rich cold water of the shelf edge originating an area of high organic production (Hallock et al. 1988), we can not to asseverate this circunstance. High-energy conditions provided by currents probably were responsible for: the presence of coarse-grained sediments with rhodoliths, whereas fine constituents were winnowed, and for the energy supply for rhodoliths to turn over. Partially, lithofacies 5c is similar to the "episodically moved by storm-induced currents" ramp slope rhodolithic rich-deposits of Pomar (2001), to the inner and middle-ramp deposits of Rhodolithic Units (Brandano and Corda, 2002), and to the middle ramp deposits of the Rhodolithic Limestone (Corda and Brandano, 2003). The very rich-*Heterostegina* layers up Section IV -intercalated with red-algae and bryozoan beds of facies 5c- could be related to a lower input of inorganic nutrients, caused by changes in the climatic setting, i.e. to drier and warmer oscillating condition linked to higher frequency cycles of sea-level change. Previous authors related this alternation either to high-frequency sea level rises that produced a decreasing continental nutrient supply, depending on the distance to river-mouths, possibly during retrogradational intervals (Tosquella et al., 2000; 2003), or to slight changes from shallower -*Heterostegina*-rich calcarenites- to deeper -coralline-rich calcarenites- deposits (Civis et al., 2004). Discussion on environmental factors controlling the carbonate sedimentation and the controversial between temperate versus tropical climate origin can be consulted on chapter 5.3.

*

Finally, the uppermost deposits of the Niebla Fm. rarely crops out in conditions good enough to study. Baceta and Pendón (1999) point out three outcrops where these materials can be observed (Fig. 8). The upper part of the Niebla Fm., ***(a)*** in Fig. 8, is composed of bioclastic grainstone-rudstone and calcarenite with bivalve fragments, and scattered echinoids, algae, and bryozoans -lithofacies 5b- (Fig. 4.D). Mouldic and intergranular porosity (20-30% of the rock) occurs in these materials. Cavities can reach up to 1 cm wide with irregular morphology, infilled with both equant and blocky calcite, passing upwards into microsparite with small grains of glauconite and micrite. In case of partial filling, the cements regularly coat the cavities, but ocasionally concentrate in the upper part a. Laminar ferruginous cement developed either prior or covering the first generation of equant calcite, and envelops some algae and bivalves. Micritization, although variable, affects almost all bioclastic components of the host rock. In most cases the original structure and morphology of the bioclastic components are partially preserved. Baceta and Pendón (1999) interpreted all these features as the product of selective solution affecting both to the matrix and to the cement, and to the

bioclastic components as well. These diagenetic cavities increase upwards, ***(b)*** in Fig. 8, being infilled with dense micrite and ferruginous and sparite cement. Irregular fissures and voids are infilled with gray silt and shale with planktic foraminifers, and glauconite grains. A ferruginous-phosphatic crust-like horizon, laterally discontinous and 1-2 cm thick, is formed by impregnations and concentrations of iron oxides, and phosphatic micro-granules. This horizon marks the top of the Niebla Fm. in section IIIa (Fig. 8), whereas in section IIIb it defines the transition from the calcarenite into an altered limestone breccia, 15-20 cm in thickness, with strongly altered components. Indeterminate and numerous marine borings occur on the bounding surface.

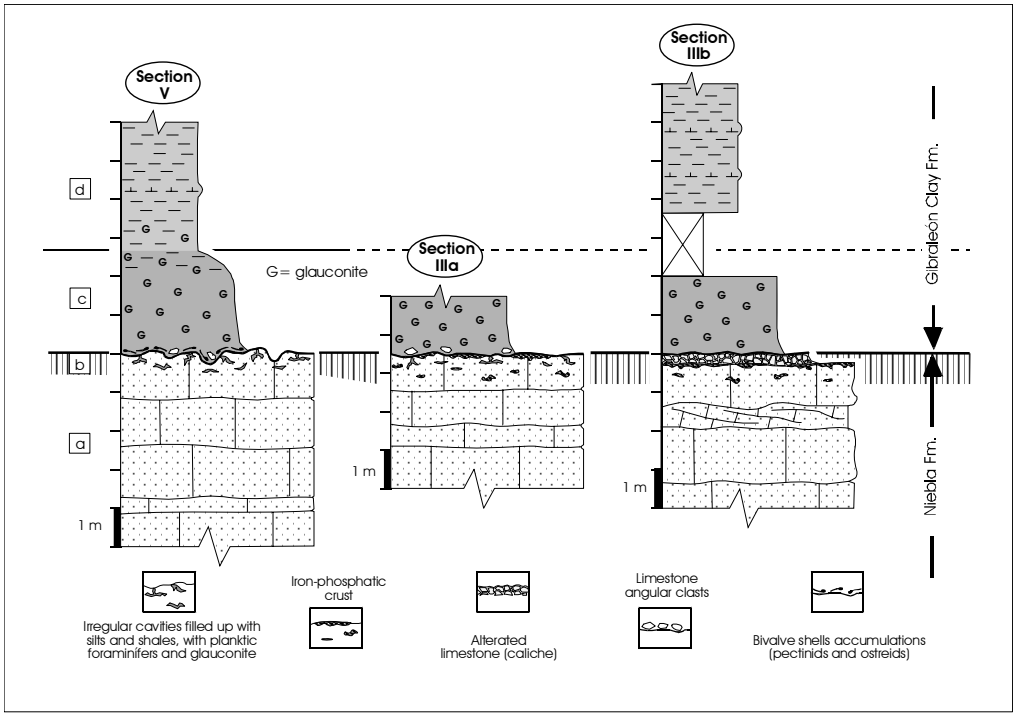


Figure 8. The uppermost deposits of the Niebla Fm. as occurring in sections IIIa, IIIb, and V. Intervals distinguished within this transition are indicated by (a), (b), (c), and (d).

The basal layer of the Gibraleón Clay Fm., ***(c)*** in Fig. 8, consists of 2 to 3 m thick interval, with brown silt and shale that contains abundant microfauna and percentages of glauconite up to 30%. Calcareous clasts of centimetric scale derived from the underlying limestone, are scattered onto this sharp and irregular contact. Benthic foraminifers are mainly represented by *Heterolepa* spp., *Planulina ariminensis*, *Cibicidoides pseudoungerianus* and *Pullenia bulloides*. Small-scale and well-defined burrows *Thalassinoides* and isolated traces of *Planolites*, and *Skolithos* are common in the upper zone of this interval. Traces are generally sharp-walled and unlined, reflecting the stable (firm), cohesive nature of the substrate at the time of collonization and burrow excavation. The value of icnofabricss index for these deposits is intermediate, ranging between 2 and 3 (Droser and Bottjer, 1986). These features implie slightly lithified intervals, as well as low sedimentation rates (i.e. Ruffell and Wach, 1998;

Savrda et al., 2001; Cattaneo and Steel, 2003). In these cases, firmgrounds record rapid transgression and subsequent extreme sediment starvation and winnowing (Taylord et al., 2003).

Pendón et al. (2003) and Abad et al. (2004b) confirm that glauconite grains derived of condensed section after Amorosi (1995) criteria, as suggested by: (1) the dark green colour in the core and light green in the rim of the glauconite grains; (2) the evolved feature of these mineral grains with high maturity and K_2O content (between 6-8%); and (3) the REE fractionation pattern (Rare-Earth Elements) as compared to the glauconites of Jordan (Jarrar et al., 2000). Throughout the basin, this glauconite level is very close to 7 Ma (Sierro et al., 1995) and 7.512-8 Ma (Ledesma, 2000). According to former authors, this time coincides with the global condensed section of the Cycle 3.2 of Haq et al. (1987, 1988). Up section, (sections IIIb and V), ***(d)*** in Fig. 8-, brown silt and shale passes into grey silt and shale with low amount of glauconite (less than 5%) and abundant tests of benthic (*Heterolepa* spp., *Bulimina costata*, *Uvigerina peregrina*, *Uvigerina pygmaea*) and planktic foraminifers. Planktic forms are mainly represented by the *Globorotalia menardii* group. The main ostracodes are the genera *Krithe*, *Parakrithe* and *Cytherella*.

5. DISCUSSION

5.1. Depositional profile and the Niebla Carbonate Platform

Despite depositional geometries are difficult to observe directly in outcrops, the Tortonian carbonate platform of the Niebla Fm. shows some characteristics which are indicative of a homoclinal ramp deepening to the south, where Messinian marl and clay deposits overlie it. The low-angle ramp formed when the highest volume of carbonate sediments accumulated in the deep oligophotic (rhodalgal) and aphotic zones, being coeval with a minor carbonate production in the shallow inner ramp. Moreover, lateral equivalents basinward of the ramp deposits are partly unknown (see below). Other possibilities, such as the existence of large-scale clinobeds seaward-dipping can not be verified. On the other hand, although Baceta and Pendón (1999) interpreted the depositional model of the Niebla Fm. covering the inner and shallower part of a low gradient ramp, with *Heterozoan* associations and temperate waters, some precisions have to be done concerning the nature and environmental conditions of the carbonate sedimentation

The calcarenite and limestone deposits of the Niebla Fm. consist of foramol/rhodalgal, uncommon molechfor/bryomol and very rare barnamol sediment associations (Fig. 9A). Coral

debris has been very occasionally delivered within these deposits, although the chlorozoan sediments association is not registered in this ramp. Arrangement of the facies belt and distribution of photic zones (Pomar, 2001) allow the ramp to be subdivided into inner, middle, and outer sectors; in spite of the precise boundaries among them are difficult to determinate. Deposits within the inner and middle ramp are grainstone-rudstone, commonly packstone, with molluscs, echinoids, bryozoans, large foraminifers, barnacles and red algae; which can be enclosed into the molechfor to rhodalgal facies (Carannante et al., 1988), Baramol/Rhodechfor facies (Hayton et al., 1995), or Foramol facies (Lees, 1975). The lower shoreface and inner-ramp (Lithofacies 4 and 5a) were in shallow-water euphotic environments with patches of grass meadows, scattered corals and shallow-marine fauna assemblages (ostreids, barnacles, echinoids). The middle-ramp sector (Lithofacies 5b and 5c) was located in the lower oligophotic zone, where red algae, bryozoans and large foraminifers proliferated (Fig. 9B). Distribution of both facies belt and faunistic assemblages across the Niebla ramp, displays some likeness with the inner and middle ramp facies of the Late Miocene carbonate ramp of the Balearic Islands (Pomar 2001; Pomar et al., 2002), and specially with the Middle-Late Miocene Latium-Abruzzi homoclynal ramp (Brandano, 2001; Brandano and Corda, 2002; Corda and Brandano, 2003). The outer sector of the Latium-Abruzzi ramp was constituted by lithofacies dominated by a heterozoan sediments association, mainly echinoid-foraminiferal packstone, pectinid-bryozoan floatstone, and packstone and limestone-marls rich in planktonic foraminifers and echinoids. In the Niebla ramp, a similar outer-sector hardly occurs, being only locally identified within dominantly heterozoan deposits, without light-related skeletal components. These lithofacies could only be observed in the distal sector of the ramp, far away the foreland margin. Unfortunately, these sectors are overlain by the overlying Gibraleón Clay Fm. Futhermore, the poor quality outcrops of carbonate deposits of the Niebla Fm. prevent of a detailed study on its depositional characteristics. In section IV (Fig. 1), some decimetric deposits with bryozoans, molluscs, echinoids and foraminifers bioturbated packstone, with scattered and scarce rhodoliths and debris of red algae, are intercalated within lithofacies 5c. These lithofacies could correspond to outer-ramp deposits, probably in the upper aphotic zone, where rhodoliths and debris of red algae were transferred from the middle ramp, indicating some important pulsating supply of sediment swept (Brandano et al., 2005). In central sectors of both the Brazilian shelf and the Mediterranean Sea, previous authors have described bryorhodalgal lithofacies defining the transition between rhodalgal-oligophotic and molechfor-aphotic zones (Carannante et al., 1988). Unfortunately, the small extension of outcrops of these facies, as well as its low

representativeness, does not allow to state that these bryomoal/molechfor sediment associations record the aphotic environment of the homoclynal ramp.

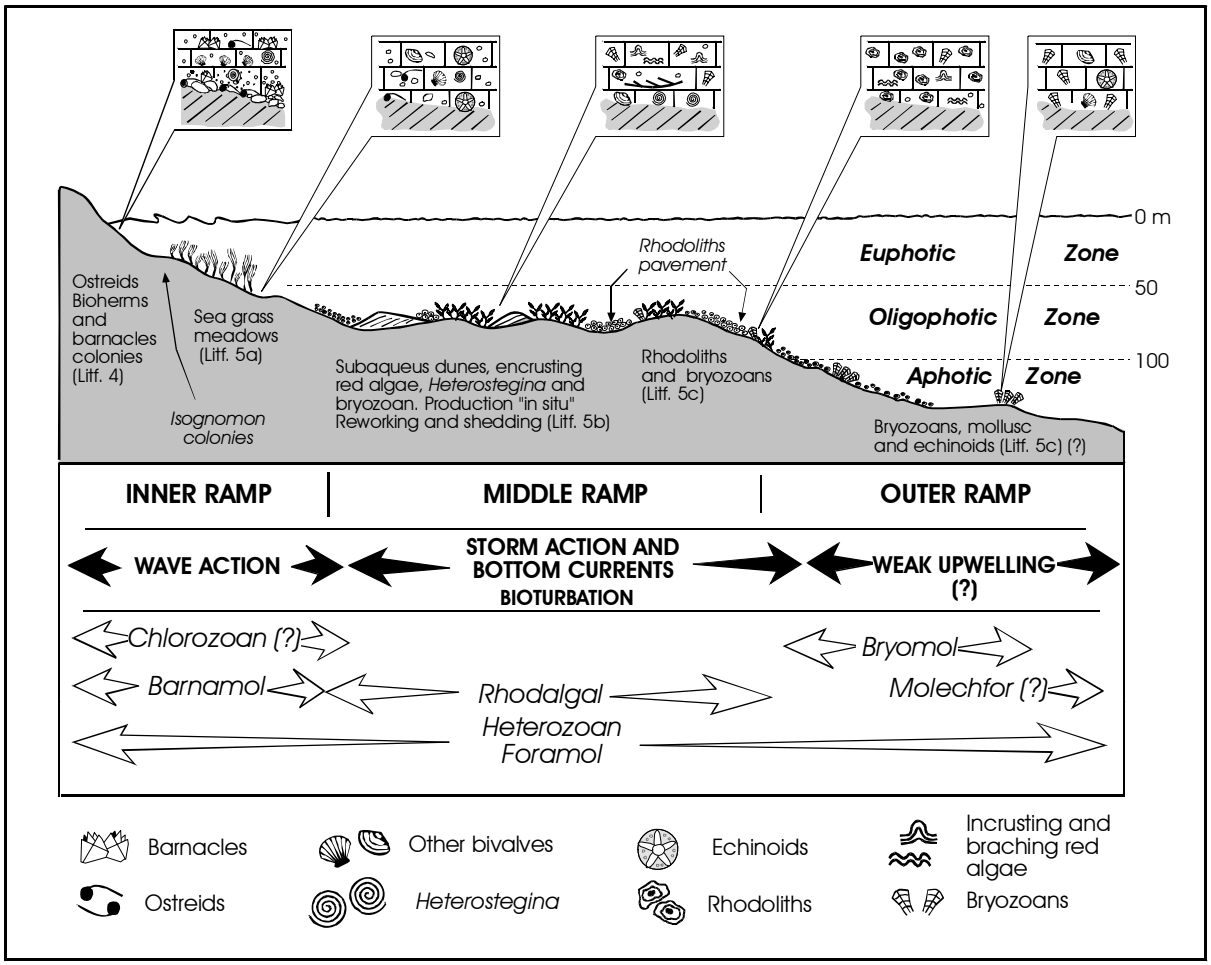


Figure 9(A). Carbonate sediments association, related biocenosis and dominating hidrodinamic processes in Tortonian homoclynal ramp of Niebla. Based in Carannante et al. (1988).

5.2. Paleobathymetry

The assemblage of fauna and red algae, as well as the internal organization of deposits, allow to infer the approximate bathymetry of the depositional environment where these sediments were deposited. In the Tortonian Niebla ramp, red algae rhodoliths are present but do not proliferate in the inner sector, where both sea grass meadows and scattered corals proliferated in an euphotic environment subjected to wave agitation (Lithofacies 5a). In the Mediterranean Sea, the phanerogams occur down to 40 m maximum depth (Pérês and Picard, 1964). In addition, Mediterranean light penetration levels are not constant in all its extension and some factors have to be taken into account (turbidity and nutrients percentage in surface waters) (Betzler et al., 1997a).

Middle-ramp deposits in lower oligophotic environments are inferred from the occurrence in Lithofacies 5b of *Heterostegina* and red algae assemblages (*Lithotamminion, Mesophyllum*, *Lithopyllum, Lithoporella* and *Neogoniolithon). Heterostegina* lives in a depth range from shallow water to near the limit of light penetration, but they occur preferentially in the middle and deeper sectors of the photic zone (Hottinger, 1997). At present, it thrives over a wide bathymetric range (0-90 m), but flourishes between 40-70 m (Hottinger, 1983, 1997; Hohenegger, 1994). In addition, the occasional dominance of shallow-water red algae taxa, such as *Neogoniolithon* and *Lithopyllum*, has been described in middle-ramp deposits located in the first meters of lithofacies 5b (González-Delgado et al., 1997). This bathymetric range allows to interpret these deposits as located within the mesophotic zone of Hottinger (1997), between 40 and 80 m. In the middle carbonate ramp of Latium-Abruzzi, the abundance of red algae (*Lithothaminion, Mesophyllum* and *Lithoporella*) and larger foraminifera, such as *Heterostegina*, *Elphidium* and *Amphistegina* point to the upper oligophotic zone (Corda y Brandano, 2003).

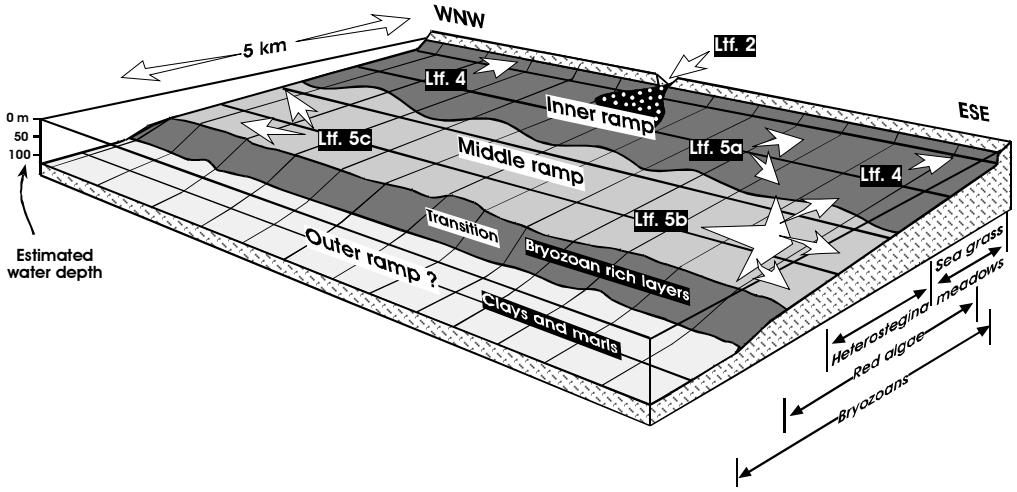


Figure 9(B). Depositional profile, environmental subdivision and lithofacies distribution on Niebla ramp. Based in Pomar (2001).

On the other hand, some precisions can be proposed for assemblages of rhodolith facies in deeper zones of the ramp. In the Western Mediterranean, they have been reported to be most prolific between 40-90 m (Fornos and Ahr, 1997), although their common range is 20-160 m, depending on water turbidity (Bosence, 1985). Rhodoliths pavements have been documented in modern and fossil platforms. Concentrations of rhodoliths occur in water depths of 25–110 m on the eastern Australian platform of southern Queensland (Lund et al. 2000), at depths of 35–65 m on Florida's outer shelf (Prager and Ginsburg 1989), and at depths of 50–75 m on the northwestern outer shelf in the Gulf of Mexico (Minnery 1990). Comparable fossil examples of rhodolith pavements have been described from the Eocene of northern Italy (Bassi, 1998), Miocene of Malta (Bosence and Pedley 1982), and late Pliocene

of the Bay of Cadiz in Southern Spain (Aguirre et al., 1993), among other places. Therefore, in the Niebla platform red algae started to proliferate in the middle ramp, where their assemblages show a high percentage of melobesioids (*Lithotamminion* and *Mesophyllum* as minor component), lesser proportions of lithophylloids (*Lithopyllum*) and rare masthoporoids (*Lithoporella*) (González-Delgado et al., 1997). Very similar assemblages of red algae, dominated by melobesioids (*Lithothaminion, Phymatholithon, Mesophyllum*) with subordinate *Lithoporella*, dominate the outer-ramp and slope in the Early Tortonian ramp of Menorca (Pomar et al., 2004), near the deepest part of the photic zone. In present carbonate platforms, this boundary is from 80 to 120-140 m (Hottinger, 1997). Moreover, extreme upwelling processes or terrestial run off, causing reduced water clarity, would promote the development of oligophotic assemblages at water depths down to around 20 m (Wilson and Vecsei, 2005). This circumstance can not be rejected in the Niebla ramp environment.

5.3. Temperate Vs. Warm Carbonate

Traditionally, the usage of carbonate lithofacies as paleoclimatic indicators has been usual. But classifications of carbonate deposits, based on temperature and climate, ignores a wide spectrum of other controlling factors (Pomar et al., 2004). It is now documented that, besides temperature and salinity, other factors such as nutrient flux, water energy, water transparency, oxygen and CO_2 concentrations, bathymetry of the sea floor and substrate requirements (i.e., Pomar and Ward, 1995; Carannante et al., 1988; Hallock et al., 1988), are important in controlling the threshold of biotic communities to thrive. Therefore, various factors have to be taken into account to discriminate between warm and temperate carbonate. The exclusive use of carbonate lithofacies as straightforward paleolatitude indicators is limited and problematic (Carannate et al., 1988). Multiple lines of evidence are needed for valid interpretations (Mutti and Hallock, 2003). An approach for discussion is made below.

- Carbonate sediment associations. The Niebla carbonate ramp has been classified as a heterozoan platform (see above). In present-times, heterozoan carbonate systems tend to occur on the cooler eastern side of the oceans, and other more local areas impacted by upwelled nutrient-rich waters or by terrestrial runoff, as well as with temperate to polar latitudes (Mutti and Hallock, 2003). Nevertheless, while cool-water carbonates are always heterozoan, the heterozoan association does not mean that the sediments are cool-water (James, 1997). These facies are also known from the tropics, specially linked to humid

equatorial belts, or in tropical areas associated with nutrient upwelling (Wilson and Vecsei, 2005).

On the other hand, although the foramol/rhodalgal lithofacies -included within heterozoan systems- are prevalent on the Niebla ramp, temperate climatic conditions can not be inferred from the geological record. Numerous works report foramol, rhodalgal, and bryomol carbonate associations deposited in warm water, with high nutrient supply (i.e. Pomar et al., 2004); where environmental conditions inhibited non-framework, light penetration dependent biota, such as hermatypic corals and green algae. Therefore, other different factors to temperature have to be concerned for a consistent paleoclimatic reconstruction. Various small deltas coeval to the carbonate ramp have been interpreted, in the palaeogeographic reconstruction, from the foreland margin to proximal sectors of the ramp. These alluvial systems could supply sufficient amount of terrigenous sediments into the inner-ramp, decreasing water clarity, limiting the carbonate production, and restraining the growth of photophile organisms, at least in the euphotic zone. Upwelling of cool nutrient rich-waters, which can be related to the dominance of red algae and bryozoan, could explain the production of temperate-type sediments within a tropical/subtropical setting. Nevertheless, rhodalgal-type lithofacies develop in warm temperate-subtropical zones at present times, occurring at the transition between the cold temperate and tropical zones (Carannate and Simone, 1987; Gischler et al., 1994). They have also been referred to be very common in the tropical-subtropical zone of the Middle Miocene of the Mediterranean area (Carannante et al., 1988). The bryorhodalgal type is produced in transition to colder areas.

- Red algae. The facies belt of lithofacies 5 is similar to the red-algae dominated type of production in the oligotrophic zone of most shelves around the world. Although red-algae predominate in cool/temperate waters, they grow from the shallowest euphotic zone to the deepest oligophotic environment, being common to abundant in the forereef, shelf and banks in tropical regions, and producing significant amount of carbonate (Pomar, 2001). Concerning to Modern reef complexes with red-algae in tropical regions, it has been reported that rhodoliths are common to abundant (Iryu et al., 1995). Rhodolith-rich fossil deposits in a non-reefal environment can find better analogies in present day Mediterranean than in tropical seas (Bosence and Peddley, 1982).

The red algae assemblages of the Niebla Fm., with high proportions of melobesioids (*Lithothamnion*, *Mesophyllum*) and minor of lithophyloids (*Lithophyllum*) and masthoporoids (*Lithoporella*), dominate in the middle sectors of the ramp. Previous authors

(Pomar et al., 2004) related similar algal assemblages to tropical conditions in deeper environments. The occurrences of *Lithoporella* within the red algal association agree with this paleoclimatic interpretation (Piller, 2003; Brandano et al., 2005).

- Larger foraminifers. Scattered test of *Heterostegina* and *Heterostegina*-rich levels have been found within middle ramp deposits of the Niebla Fm. These foraminifers may live from shallow-water to near the limit of light penetration, but they predominate in the oligotrophic zones of tropical to subtropical environments (Hottinger, 1997). In present oceans, larger symbiont-bearing foraminifera are generally restricted to warm tropical to subtropical waters with means of 18-20°C for the warmest months of the year (Adams et al., 1990). Although modern larger benthic foraminifera are mainly adapted to tropical, oligophotic environment (Hottinger, 1983; Hallock, 1988), they often occur in cooler environments. According to Brachert et al. (1996), the occurrence of larger foraminifera point to water temperatures close to the lower threshold of the reef system. Other authors (Carannante et al., 1988; Betzler et al., 1995) state that this foraminifer, within deposits with cooler skeletal components, implies an intermediate position between the chlorozoan and cooler water systems. Moreover, in tropical sediments, *Heterostegina* broadly appears among bryozoans, red algae, molluscs, echinoids and foraminifers; where the chlorozoan skeletal association is limited by environmental conditions (i.e. Carannante et al., 1988; Pomar, 2001; Brandano and Corda, 2001).

- Other Macrofaune. From an exclusive palaeontological point of view, it is difficult to infer the climate control onto deposition of carbonate sediments in the Niebla Fm. Nevertheless, some lithofacies features support the evidence of a non-tropical climate. For example, there is a large diversity of abundant bryozoans, bivalves, gastropods, cirripids, echinoids, foraminifers, and ostracods. These organisms are more tolerant to higher latitude conditions, clearly denoting cooler surface temperatures. This abundant benthic fauna requires a temperature below 15°C (Bosence, 1980; Farrow et al., 1984). On the other hand, additional evidence of warm-temperate surrounding conditions is the presence of warm shallow-water bivalves (*Isognomon*), distinctive of tropical–subtropical climate (Brachert et al., 2001); as well as the occurrence of shark teeth (*Carcharocles megalodon*, *Isurus hastalis*) described within these deposits. These taxons lived in temperate to tropical waters (Caceres, 1995). On the other hand, the majority of the extant Niebla bryozoan species live in warm temperate to (sub)tropical waters (Berning, 2005), a temperature estimate supported by the abundant occurrence of coralline red algae, the *Heterostegina* as well as the presence of *Clypestaer.*

- Platform depositional profile. Distribution of reef-rimed shelves is generally related to the presence of biota capable of constructing reef-rims and chlorozoan skeletal communities, and to the temperature conductive to precipitation of ooids, aragonitic mud, and marine cements (Fornós and Ahr, 1997). In the Niebla carbonate platform, neither a reef- rimmed platform geometry nor framework biota have been detected. Furthermore, most modern analogous of non-rimmed carbonate platforms are located outside the tropics, on cool-water shelves (e.g. Hayton et al., 1995); even though the different types of platform seems to developed in response to a predominant type of carbonate sedimentation (Pomar, 2001), and not exclusively as a function of the climatic setting. Low angle ramps, such as the Niebla ramp, formed when the highest volume of carbonate sediments formed and accumulated in the oligophotic zone and, possibly, in the aphotic zone. Carbonate production on the shallow inner ramp could was inhibited by mesotrophic conditions (James, 1997) -turbidity and high nutrient concentration of waters-, except in some sheltered sectors of very local areas. Therefore, non-tropical climatic conditions are not strictly needed to explain the absence of a reef-rimmed shelf. In this sense, the fauna found in Niebla ramp is very similar to the associations located in distal positions of coeval Mediterranean reef complex (Esteban et al., 1996). In Guadalquivir Basin, the absence of coralline reef complex might be explained by a high nutrient supply and/or cooler water. So, this region might have been influenced by highly productive and sightly cooler water due the mixing of Mediterranean outflow with Atlantic water, thus preventing growth of reefs.

- Regional Climatic Trends. Calvo et al. (1993) reconstructed the paleoclimatic setting of Spanish continental basins, suggesting that temperature conditions did no change substantially during Tortonian and Messinian times, after the significant warming of the end of the Serravalian and early Tortonian, inferring warm conditions. Moreover, this rather constant mean annual warm temperature throughout the Tortonian is confirmed by palynological and paleobotanical data from north-western Germany (Utescher et al., 2000), with a slight decreasing in mean temperatures during the Late Tortonian. This is in accordance with global climate records based on the oxygen isotopes record, compiled from the Atlantic Ocean (Abreu and Haddad, 1998), and the global deep-sea oxygen isotopes from numerous DSDP/ODP cores. A tropical climate dominated during the whole Miocene in the Mediterranean areas, and a general decreasing in temperature developed from the Middle to Late Miocene (Zachos et al., 2001). Palaeotemperatures during the Early Tortonian were slightly higher in relation to those of the Late Tortonian–Early Messinian, when paradoxically

extensive coral-reef platforms developed in the Balearic Islands and South-eastern Spain. On the other hand, late Tortonian foraminiferal assemblages from the North-western of Africa coast record subtropical conditions and eutrophic water masses (Barbieri, 1998).

- Other Mediterranean Basins. The Late Miocene succession from the intramontane basins of South-eastern Spain shows an alternating succession of bryomol/rhodalgal sediments (which is similar to those from the Niebla ramp) and reefal (chloralgal) sediment associations. These sediment succession records fluctuating temperate and subtropical/tropical climate episodies (Martín and Braga, 1994; Brachert et al., 1996, 2001; Martín et al., 1996; Betzler et al., 1997, 2000; Franseen et al., 1997; Braga and Aguirre, 2001; Braga et al., 2001), related to glacioeustacy (Brachert et al., 2001). According to Pomar et al. (2004), these climatic fluctuations contrast with the palaeoclimatic data gathered from the Balearic Islands, as well as from the Iberian continental basins and the rather constant tropical conditions persisting in higher latitude, north-western Germany during the Tortonian and Messinian (Utescher et al., 2000). Furthemore, environmental conditions in intramontane basins from South-eastern Spain may have been particularly sensitive to diverse allocyclic and autocyclic processes. They were, at least temporarily, separated by swells from the main Mediterranean water, and influenced on a more local way by various processes, such as volcanic and tectonic activity (Brachert et al., 2001), nutrient changes, water stratification, and variable input–output of the water balance (Sanchez-Almazo et al., 2001). These arguments may explain the contrasting record between the intramontane basins of south-east Spain (in which fluctuating temperate/tropical conditions have been suggested) and the Balearic Islands that, away from direct continental influences, better reflect regional palaeoceanographic conditions in the western Mediterranean (Pomar et al., 2004).

- Summary. To summarize the above discussion, the linked appearance of debris corals, *Heterostegina*, rhodoliths, subtropical sharks (*Carcharocles*), some red algae (*Lithoporella*), and bivalves (*Isognomon*) allow inferring a warm temperature of the water, very close to the reef-threshold value and temporally over 20ºC. Although similar foramol/rhodalgal associations have been described in present and past temperate and warm-temperate environments (i.e. Glasër and Betzler, 2002; Pomoni-Papaionnou et al., 2002; Brachert et al., 2003), they may also occur in tropical-subtropical warm waters. In these environments, a high nutrient supply (or other environmental conditions) prevent the development of the euphotic biota. In tropical settings, the nutrient excess promotes the growth of coralline algae and bryozoans, but leads to demise on coral reefs (Hallock, 1988; Wood, 1993). James (1997)

reported that, in tropical conditions, an increasing nutrient input - establishment of mesotrophic conditions- causes foramol associations to thrive, whereas oligotrophic conditions favour chlorozoan associations. In the Niebla platform, the ubiquity of suspension-feeders, such as bryozoans and molluscs, with abundant red algae and scarce corals suggest mesotrophic conditions (Wood, 1993). Moreover, the persistence of the larger foraminifer *Heterostegina* sustains the existence of mesotrophic to oligotrophic surface waters (Brachert et al., 2003). These conditions are often developed either in areas of high terrestrial runoff, or with nutrient upwelling. Both situations have been recorded in the Niebla ramp, within lithofacies 3, 4 and 5, respectively, adjacent to areas of higher production of carbonates in oligophotic/aphotic zones.

Furthermore, tropical-subtropical conditions during Tortonian times are documented also by extensive coral reef platforms, developed around Mediterranean basins (Esteban, 1996; Pedley, 1996; Pomar et al., 2004). Both, paleoclimatic reconstructions and oxygen isotopes data, suggest that temperature conditions did no change substantially during the Tortonian, inferring (sub)tropical conditions in the Mediterranean basins for the Late Miocene (Calvo et al., 1993; Abreu and Haddad; 1998; Utescher et al., 2000; Zachos et al., 2001). In our opinion, these diverse lines of evidence suggest tropical-subtropical conditions in the Tortonian carbonate ramp, although warm-temperate conditions (Betzler, 1997) can be partly interpreted on the skeletal composition of the Niebla lithofacies (larger foraminifera, red algae and heterotroph-biota, and the lackness of hermatypic corals and green algae). Nevertheless, we infer water temperatures very close or above the threshold of reef systems. A warm-temperate biogeographic province is not strictly necessary to explain the occurrence of these biotic assemblages. Concerning also the possible mixture of Atlantic and Mediterranean waters, our study area was located in the relict North Betic seaways. This circumstance may serve to explain weak differences with other Mediterranean and intramontane Betic basins. In this sense, changes in the ocean environment (climate, circulation, seafloor spreading waters, etc.) have had major impacts on carbonate systems, i.e. influencing temperature and seawater chemistry, including carbonate saturation state and nutrient availability (Mutti and Hallock, 2003).

5.4. Depositional Model

The study of the basal unit of the Neogene succession along the foreland margin of the Guadalquivir Basin has revealed the processes of deposition firstly in a siliciclastic platform, passing upwards into a carbonate ramp. Lateral and vertical distribution of deposits

constituting the Niebla Fm. allows to deduce that the palaeogeography during deposition in the study area was complex, with important and relatively fast changes. The irregular topography of the area and the low depositional gradient caused that, with only a few meters of sea level rise, the shoreline retreat was of a considerable distance. At least 1 km toward the foreland area for every 10 m of rising can be estimated from the marine neogene outcrops studied (Fig. 1), when taking into account the present topographic elevations. For that, the contacts between the different deposits are abrupt, especially for continental (lithofacies 1) and littoral facies (lithofacies 2 and 3) or, even, between marine deposits (lithofacies 4 and 5).

The retrogradational trend is also drawn in palaeogeographical reconstructions. Lateral and vertical distributions of the sediments allow to infer that carbonate and mixed deposits (lithofacies 4 and lithofacies 5) overlie siliciclastic deposits (lithofacies 1, 2, and 3) throughout the study area (Fig. 3). The only exception is the carbonate deposits (lithofacies 5) evolving laterally to the north into delta deposits of lithofacies 2. In spite of the poor chronostratigraphic resolution of the Niebla Fm., two stages are distinguished in the Tortonian deposition of the unit, according to discussion data, (Fig. 10).

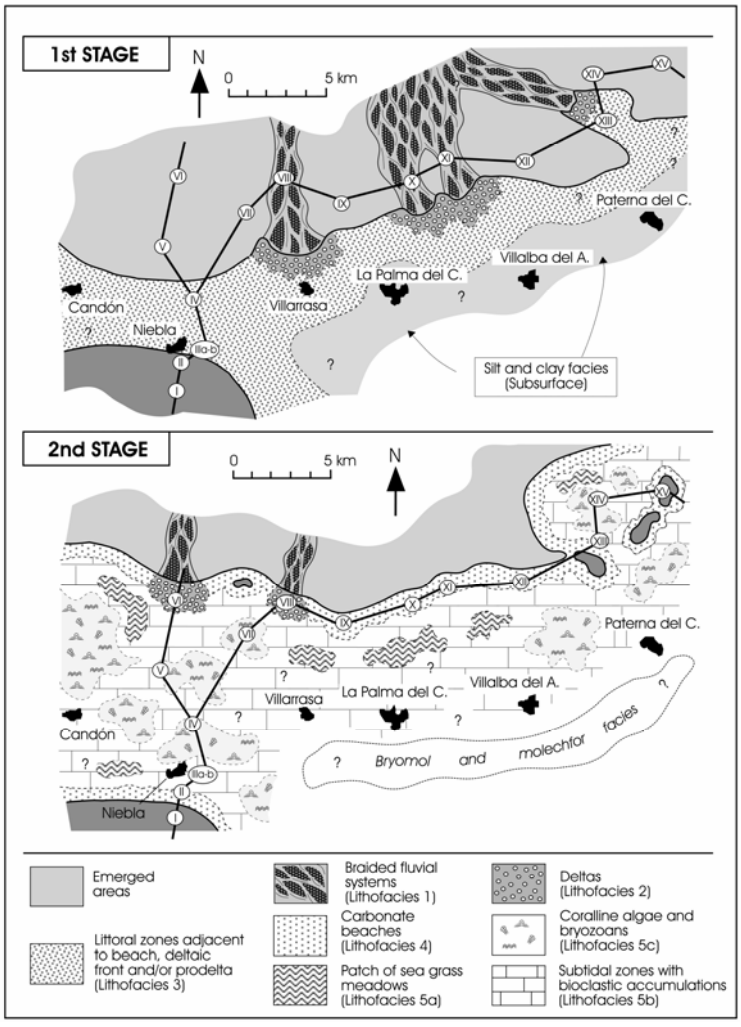


Figure 10. Palaeogeographical configuration of the study sector during the two stages distinguished in deposition of the Niebla Fm. See text for explanation.

- The first stage. Both continental and marine conditions prevailed during deposition of siliciclastic materials, mainly of coarse grain-size (lithofacies 1, 2, and 3). The sediment-supply by braided fluvial systems was from the north (emerged foreland area), and depocenters were located in small depressions in the Palaeozoic substratum. These deposits occupied the central part of the study area with a radial pattern later evolving into coarse-grained shallow-water deltaic systems of lithofacies 2. Prodelta and open shallow marine conditions established, with fine sandy deposits and abundant ostracodes, benthic foraminifers, bivalves, and ocasionally larger foraminifers (lithofacies 3). Transitions between these deposits do not crop out in the study area. Therefore the shoreline location of the Figure 10 is only an approximation. The lateral and distal evolution of deposits with lithofacies 3 into finer siliciclastic materials, silt and clay, could only be confirmed by drilling to the east of Niebla.

- The second stage. A more advanced stage of the marine transgression, as compared to the first one, is represented by carbonate deposition throughout the area. A littoral zone, with carbonate and mixed carbonate-siliciclastic beaches (lithofacies 4a), was developed coeval to the sea-level rise, along the northern margin and surrounding the substrate promontories. Where carbonate materials overlie the substratum, a fast marine flooding produced basal conglomerates with abundance of pebbles and cobbles reworked from the substratum (Lithofacies 4b). These facies coexisted still with siliciclastic deposition within small deltas (lithofacies 2 in sections VI and VIII), which discharged high volumes of terrigenous sediments into shallow -euphotic- marine sectors. The western fluvial system is younger than the eastern one, as evidenced by lateral and vertical relationships of lithofacies 2 and 5 (Fig. 3). Sediments with lithofacies 4 overlie either delta deposits (lithofacies 2), or pass to lithofacies 5 or lithofacies 2 (sections I to VI, the western river). The lateral beach environments of lithofacies 4 were probably fed by longshore currents from western sectors with deltaic deposits (i.e. near section VIII).

A shallow marine sector with carbonate deposits occupied the rest of the area. Along the shallow marine zones, where lithofacies 3 was previously deposited, sedimentation continues with calcarenite materials containing significant amounts of siliciclastic fraction, high percentages of bioclastic debris, bivalve concentrations (*Isognomon*), and a variable amount of carbonate matrix. Deposits of lithofacies 5a, scattered sea grass patches, prevented of sediment-sorting by waves and associated currents. Calcarenite and limestone (lithofacies 5b) and bioclastic limestone (lithofacies 5c) deposits alternate vertically (Fig. 7), suggesting cyclic changes in the conditions of sedimentation. Nevertheless the litostratigraphic correlation among sections with both types of deposit, as well as its lateral extent, implies that calcarenite

and limestone deposits were adjacent and vertically related to a large scale. Lithofacies 5b was deposited in inner to middle-ramp and the upper oligophotic zone. Bivalves, echinoids, red algae and larger foraminifers proliferated in depositional environments spreaded within these settings, and coexisted with eroded material supplied from the laterally related sea grass meadows, and biostromic red algae/bryozoans banks. These deposits record the erosion and transport of sediments by diverse hydrodynamic agents -bottom currents, waves and storms- in a wide bathymetric range, and with a broad development of subaqueous dunes. Lithofacies 5c record the collonization of red algae and bryozoans in the oligophotic zone, probably below 70 m.

This sector shows carbonate production -in situ accumulation- in the deepest part of the photic zone, where only storms and deeper currents could have sporadically acted. Probably, weak seasonal upwelling brought nutrient-rich cold water to the shelf, producing an area of high organic production. Along locally isolated sectors some deposits rich in bryozoans, echinoids and molluscs have an algal content minimum or absent. These facies, despite their minimal occurrence, could be formed in an aphotic zone characterized by high rates of carbonate sediment production.

According to the deduced palaeobathymetry and sedimentary features previously described, the depositional setting of lithofacies 5 was, in general, an open marine environment subjected to wave action, currents, and storms. To determine which process was dominant is difficult, as is to establish the distribution of their effects throughout the study area. The wave approximation and the provenance of storm currents were mainly from the South-east, according to the areal distribution and relationships of deposits, some paleocurrents measure and the shoreline orientation, as well. The siliciclastic components (mainly quartz) of the littoral and marine lithofacies 5 stem from the reworking of the substratum, and from siliciclastic sediments previously deposited (first stage). Most of the siliciclastic sediment supply could come from the small deltas located along the shoreline. Later, the transgressive process (with deposition of the Latest Tortonian to Early Messinian) resulted in flooding of all the promontories existing during the Tortonian deposition, and hemipelagic sedimentation (marls and clay) was established within an open marine setting. The shoreline retreat was over a considerable distance to the north of the area because of: (1) the relatively deepening of the new environment (Sierro, 1985a, b; Flores, 1985; González-Regalado and Ruiz, 1990, 1991) and (2) the thickness of the overlying deposits (over to 150 m). According to palaeoecological requirements of the biotic content of both units, a bathymetric jump exceeding 100 m is estimated in the transition between both depositional environments.

5.5. Transition from a siliciclastic shelf into a carbonate ramp

Passing from a terrigenous platform into a foramol/rhodalgal-dominated carbonate ramp, during Tortonian times, could have been resulted from a climatic change, from temperate/cool into warm water. Nevertheless, carbonate production by biological systems is not exclusively dependent of temperature. Other factors, such as nutrient availability and light penetration must be taken into account. Furthermore, temperature conditions did no change substantially during the Late Miocene (see above).

Therefore, a climatic change related to the temperature can be neglected in favour of a change in trophic conditions. This trophic change in sea water could have been resulted from a climatic change, from humid to arid conditions, happened around the transition Early to Late Tortonian (Calvo et al., 1993; see Fig. 11). Other paleoclimatic interpretations based on rodent community of circum-Mediterranean localities, establishes also a change from warm/humid into cool/dry conditions at 8.8-8.5 Ma, around the transition Early to Late Tortonian (Vam Dam and Weltje, 1999). In the Niebla ramp the trophic change was coeval to the significant increasing in accommodation produced by glacio-eustatic and tectonic events (Fig. 11). The result of the coastal advance, several kilometres landward, was an area of higher carbonate production over the lithofacies 1, 2, and 3, which were formed during the previous siliciclastic stage.

According to Wood (1993) and Mutti and Hallock (2003), a change in climatic conditions towards a dry setting can produce a drop of the runoff and, therefore, a depletion of nutrient flux into oceanic waters. This circumstance could cause the nutrient gradient evolution into a decreasing in surface waters (e.g. from eutrophic to mesotrophic conditions). In our case study, the siliciclastic shallow marine platform attached to the first stage deltaic systems shows eutrophic conditions, and the low gradient carbonate ramp of the second stage points to mesotrophic environments. Nutrient flux increases because of the terrestrial runoff, during the first stage with eutrophic conditions. A high nutrient supply implies significant phytoplankton densities in the water column and decreasing light reaching bottom-dwelling communities. Filter- and detritus-feeding benthos extended into warm/temperate, eutrophic waters causing a heterotroph-dominated skeletal composition. Bierosion became very significant. Later, in the drier second stage, decreasing of nutrient supply favoured thriving of red algae, which become significant contributors of skeletal material to the carbonate ramp. This change in sedimentation was, thus, the result of a decreasing in trophic resources linked to a lesser volume in sediment supply. In these times, light penetration was sufficient to support prolific calcareous algal production, but not to allow the spreading of zooaxanthellate corals and

green algae. Echinoids and some molluscs that graze upon the macroalgae also enhance its abundance and contribution to sediments. Probably, weak upwelling processes increased the nutrient abundance in deep oligophotic and aphotic zones, promoting the bryozoans and other filter-feeding benthos. The common presence of *Heterostegina* in carbonate facies supports partly the oligo/mesotrophic conditions during the second stage of evolution. The direct influence of Atlantic storms and rainfalls could interfere in the development of the small deltaic systems in the second stage, during general dry and lowstand sea-level conditions. In present times, the south-western Spanish coast undergoes periodic strong rainfalls dring winter and springs, induced by Atlantic storms (Rodriguez-Ramirez et al., 2003).

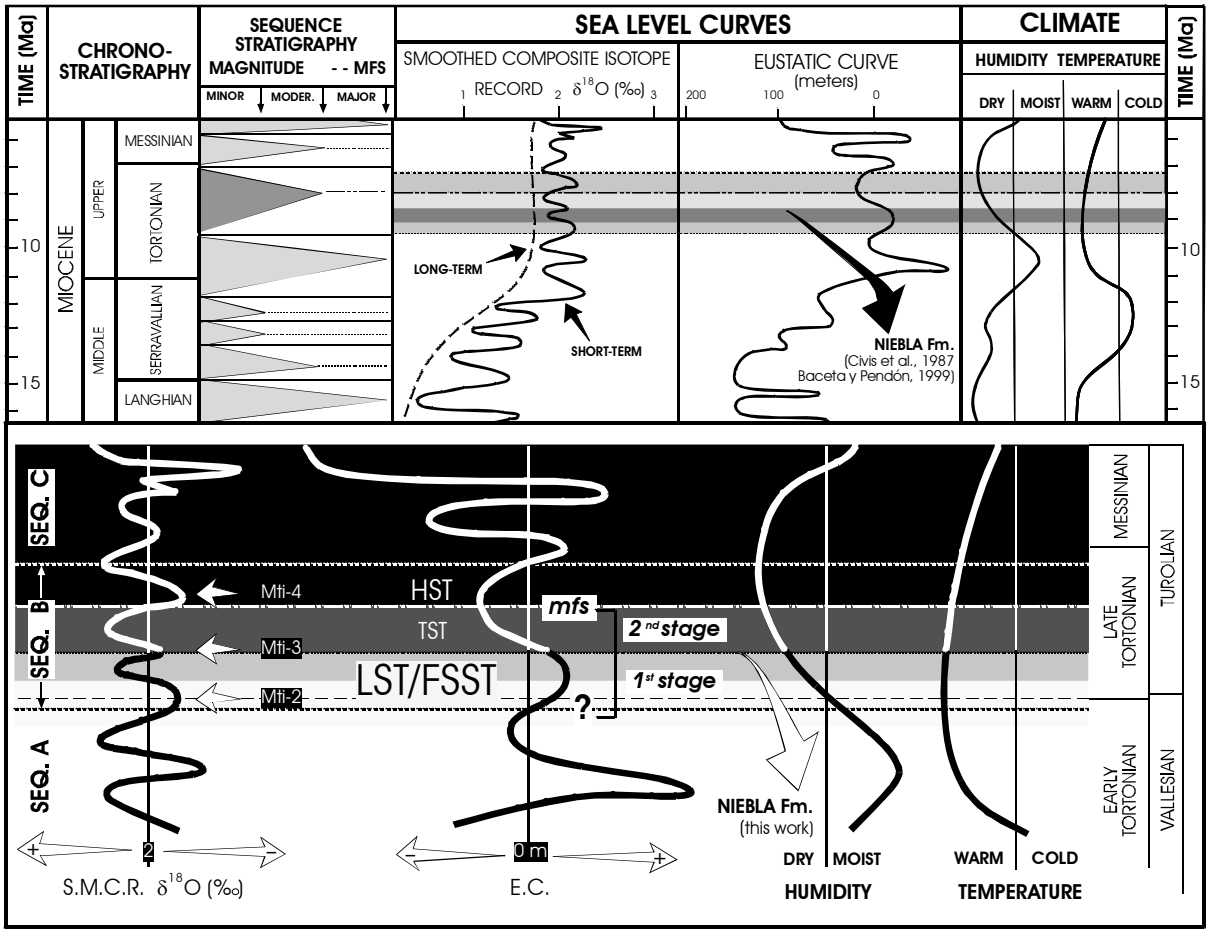


Figure 11. Eustatic and climatic control of deposition in the Tortonian Niebla Fm. Previous interpretation of the unit location within the TST of the Sequence B is shown in the upper box. Correlation among Oxygen isotopic, eustatic, and climatic curves during the Tortonian, as interpreted in this paper, is plotted in the down box. Location of systems tracks, as well as the two distinguished evolution stages are also shown. Data from Abreu and Anderson (1998), Calvo et al. (1993), Haq et al. (1988), and Hardenbol et al. (1998). Sequences A, B, and C according to Sierro et al. (1990). HST: Highstand Systems Track; TST: Transgressive Systems Track; LST: Lowstand Systems Track; FSST: Falling Stage Systems Track; SMCIR: Smoothed Composite Isotope Record; mfs: Maximum Flooding Surface. Time scale used is from Berggren et al. (1995).

Different stratigraphical trends, in response to similar changes on climatic conditions, are observed in Mediterranean islands (Pedley et al., 1976, 1992; Pomar, 2001) and basins of

south-eastern Spain (e.g. Brachert et al., 1996, 2001; Betzler et al., 1997) during the transition from Early into Late Tortonian. In the first case, the vertical transition from a carbonate ramp into a reef-rimmed platform, seems to point to a trophic change from mesotrophic to warm oligotrophic environments, in the Mediterranean Sea. This contrast with age-equivalent Betic intramontane basins of Spain where bryomol-dominate stages are interpreted to correspond to temperate climatic episodes, whereas reefal stages correspond to subtropical/tropical events. According to Pomar (2001) and Pomar et al. (2004) this circumstances do not necessary imply non-tropical conditions for Early Tortonian, as these basins have been very sensitive to changes of local factors (climate, tectonic) or changes on the circulation patterns across the North-Betic Straits.

5.6. Precisions and implications on the age of the Niebla Formation

Sierro (1985a), Civis et al. (1987), and Sierro et al. (1996) point out the age of the Niebla Fm. as Middle to Late Tortonian, as well as correlate this unit to the TST of third order cycle 3.2 of Haq et al. (1988). The absence of planktic markers, however, only permits an approximation to the age. Some ostracods found in the *Heterostegina* sand -lithofacies 3- (*Aurila zbyzewskii*, *Carinocythereis galilea*) are restricted to Tortonian sediments in Central and South Portugal (Nascimento, 1988), and other species (*Neocytherideis linearis, Nonurocythereis seminilum*) disappear at the end of this period in the southwestern European coasts (Moyes, 1965; Nascimento, 1983). According to these data, as well as to those obtained from the study of *Heterostegina* systematics, the age of the Niebla Fm. can be fixed in Tortonian (Ruiz et al., 1999; 2000; Tosquella et al., 2001).

In the absence of other criteria, if relative sea level fluctuations are correlated between the western and central sectors along the foreland margin of the Basin, the so far poor chronostratigraphy of the Niebla Fm. could be considerable improved. The vertical evolution of the siliciclastic Tortonian BTC croping out along the central foreland margin of the Basin (see chapter 3), is compared to the depositional stacking patterns within the Niebla Fm. to infer two different stages identified within the time-equivalent unit along the central foreland margin. The top of both units, underlain to the condensed section, was coeval because of the regional extension of the eustatic sea level fluctuations. This glauconite bearing deposits have been dated in 7.5-8 Ma (Ledesma, 2000) and is the datum for regional correlation along the foreland margin of the Basin. Dating of condensed sections displays a good correlation to the maximum transgressive of the Sequence 3.2 (Haq et al., 1988), as well as to the maximum flooding surfaces of the lower boundary Tor2 (Hardenbol et al., 1998).

According to this chronostratigraphic correlation of the foreland margin deposits of the Basin, carbonate deposits of the Niebla Fm. corresponding to the second stage (lithofacies 4 and 5) are clearly Late Tortonian; such as the time-equivalent facies associations were dated, by means of planktonic foraminifera assemblages, upsection in the central foreland margin of the Basin (Pendón et al., 2004) (Fig.12). On the other hand, the underlying siliciclastic units (lithofacies 1, 2 and 3) of the first stage could be dated as Early to Late Tortonian in age in base to: (1) the tectonic context of the basin during the Tortonian; (2) the eustatic sea-level curves (Haq et al., 1988); (3) the global sea-level curves derived from oxygen isotope data (Abreu and Anderson, 1988; Abreu and Haddad, 1988); and (4) the paleoclimatic reconstructions for the Mediterranean region. If this assumption, that both condensed section and the Niebla ramp were deposited during the Late Tortonian, is valid the second evolution stage can be bracketed to dry/warm conditions prevailing in the Late Miocene -Fig. 11-. In these moments mesotrophic conditions dominated, rhodalgal and photo-independent biota carbonate-production thrived in oligophotic and aphotic zones and a change from siliciclatic to carbonate sedimentation took place. Therefore, the previous siliciclastic stage could be subjected to warm and moister conditions, as described by several authors during the transition from Early to Late Tortonian.

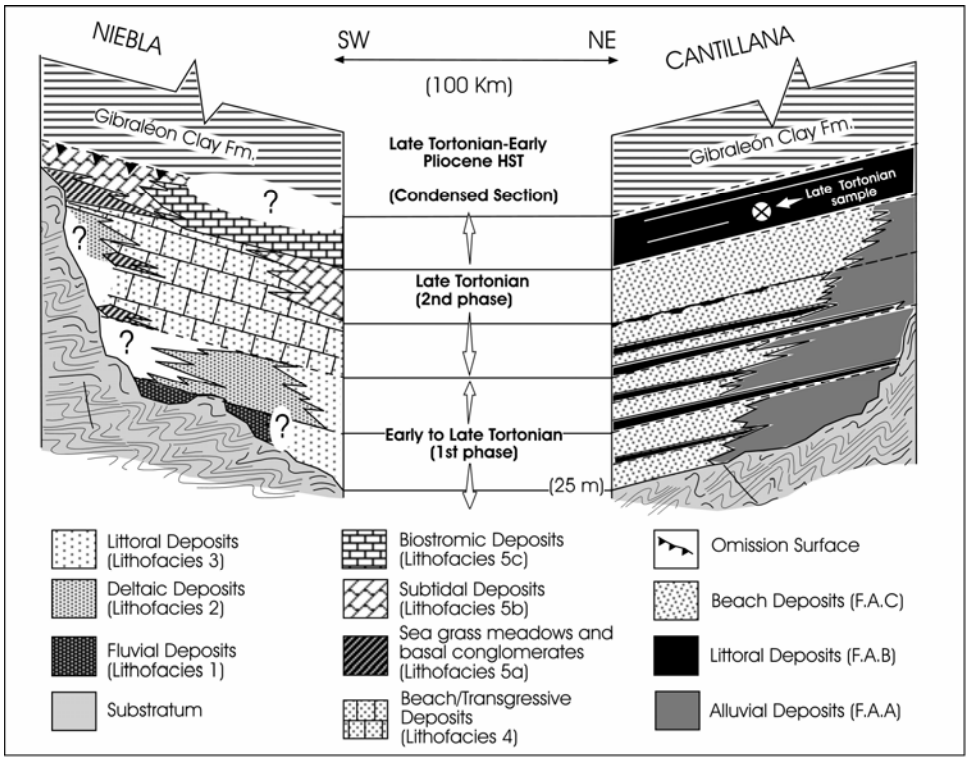


Figure 12. Tentative correlation between the Niebla Fm. and the clastic Middle to Late Tortonian BTC along the foreland margin of the Guadalquivir Basin. Lithofacies of the Niebla Fm. (1-5, this work), and facies associations (F.A.) in the siliciclastic BTC: A-C, as indicated in the text according to Pendón et al. (2004).

Some problems arise with other sequential interpretations of the Niebla Fm. within the Transgressive System Track of the Sequence B (Sierro et al., 1990, 1996; González-Delgado et

al., 2004), and dated as Late Tortonian. According to the climatic setting, this unit had to record the Lowstand System Track and perhaps the finish Falling Stage System Track of the beggining of the sequence, deposited when low-moderate accommodation-space was being created. Coastal systems prograded onto the rocky substratum as a consequence of the favourable tectonic-climatic conditions, and the lower rate of the relative sea-level rise.

Sierro et al. (1990, 1996), suggest a relative sea-level rise, produced by coeval processes of subsidence and eustasy, to explain deposition and progress of the TST onto the foreland margin. Nevertheless, a possible time gap could be between both processes. This implies that deposition starts as a consequence of the flexural subsidence, while an eustatic sea level fall happened. Subsidence was propagated towards the foreland margin, with substratum droping, and favouring both the establishment of a marine base level, as well as the foreland flooding during a period of fall and/or low sea level. Thus, the rate of sea level fall during the FFST was lower than the subsidence rate in foreland margin, promoting the begginig of a transgressive phase during a global regressive phase of eustatic origin. These processes could partly explain the absence of turbidites associated to the sea level falling stage of Betic Sequence, which resulted in formation of equivalent sequences in facies of the basin center (Riaza and Martinez del Olmo, 1995), since the relative sea level had never fallen. The turbiditic deposits described by Sierro et al. (1990, 1996) linked to Lowstand Systems Tract of Sequence B in Sabiote (Jaén) could be explained by means of a regressive pulse related to tectonic uplift process or glacio-eustatic sea-level falls. In what trends shown in the eustatic curves of Haq et al. (1988) are concerned, if joined to outcrop data, a reconstruction of these conditions is possible. A very small global sea level fall rate, less than 25 m to a global scale, marked the start of the Cycle 3.2, and recorded a minor sequence boundary (Hardenbol et al., 1998). This did not implie the subaerial exposure of the deeper Basin, where marine deposition continued.

The possibility of a subsident event, compensating the sea level fall, can be checked. This subsidence could have produced a tectonically forced transgression. Very few data support the subsidence characteristics that generated the Guadalquivir Basin. Foreland basin profile undergoes extremely rapid subsidence of the basament during Tortonian, as the load is emplaced upon the deflecting plate (Hanne et al., 2003). The Guadalquivir flexure, a very significant subsident event (Riaza y Martinez del Olmo, 1995) formed in a relatively short-time interval, produced a progressive deepening of the basement towards the S-SE. Subsidence began in the Tortonian and continues up to the Messinian, in the western sector of the Basin (Sanz del Galdeano and Vera, 1992). Various authors point out the importance of this tectonic process and the subsequent and progressive displacement of the turbidite systems to the NW

as consecuence of the migration of depocentre towards the pasive margin (Riaza and Martinez del Olmo, 1995; Martinez del Olmo and Díaz-Merino, 2004). García-Castellanos et al. (2002) and Hanne et al. (2003) point out a viscoelastic model on the litospheric deformation, in which a rapid flexural subsidence developed from the Early Tortonian (10,4 Ma) to Late Tortonian (8 Ma) in the study area (Fig. 13). Probably, this process of higher subsidence was linked to the deeper processes related to thickness change in both the lower crust and lithospheric mantle, in adition to the loading effect derived from stacking of the External Betic Zone on the foreland. It is plausible that in Early Tortonian subsidence processes were originated exclusively by mechanical response to lithosphere, when the Betic Chain underwent very important uplift (lithospheric thickening) and the depocenter of the basin seems to migrate slightly toward the active margin. Both process only operated synchronously during Late Tortonian, when intratortonian tectonic events are recorded (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Viseras et al., 2004). These intratortonian events caused a general uplift of the central and eastern part of the Betic Chain, the closing of North Betic Seaway and the definitive individualization of Guadalquivir Foreland basin. In addition, they are related to the last movement of the subbetic thrust belt, the emplacement of olistostromic front in active margin, the dextral rotation of the basin and the displacement of the depocenter of the basin to the Northwest. All this carried the propagation of flexural subsidence and the beggining of depositon of Sequence B on the foreland margin of Guadalquivir Basin (Fig. 11 and 14). This circunstance is the result of the competition between the thrusting toward the foreland and the reduction in equivalent elastic thickness related to the increase in plate curvate (Garcia-Castellano et al., 2002).

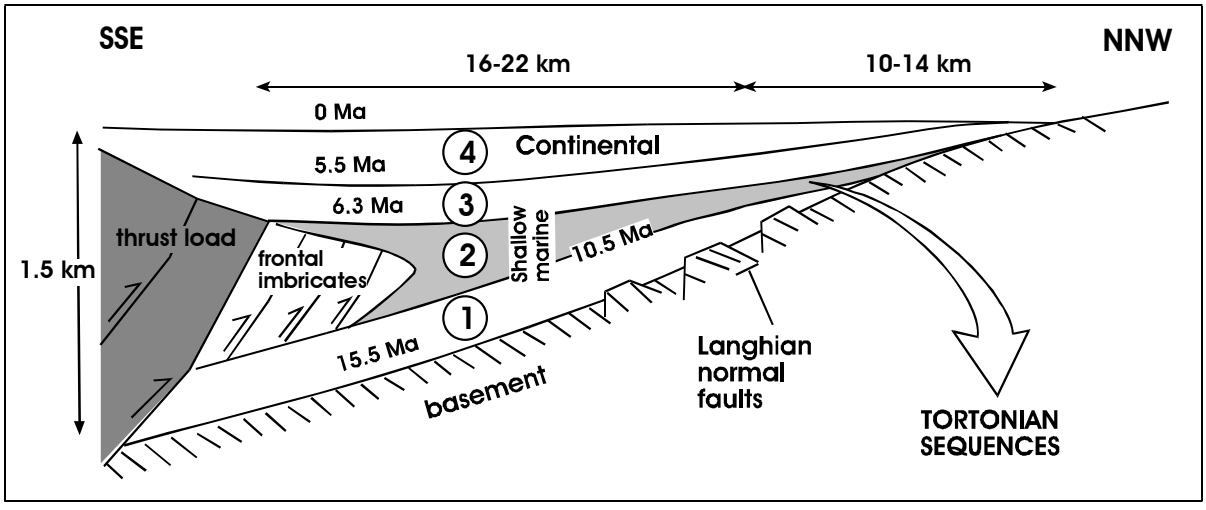


Figure 13. Geometry of the basin and its sedimentary infill. A highly subsident event with can be recognized in Tortonian Sedimentary Units. 1, Latest Langhian-Serrvalian; 2, Tortonian; 3, Messinian; 4, Plio-Quaternary. Midified of García-Castellano et al. (2002).

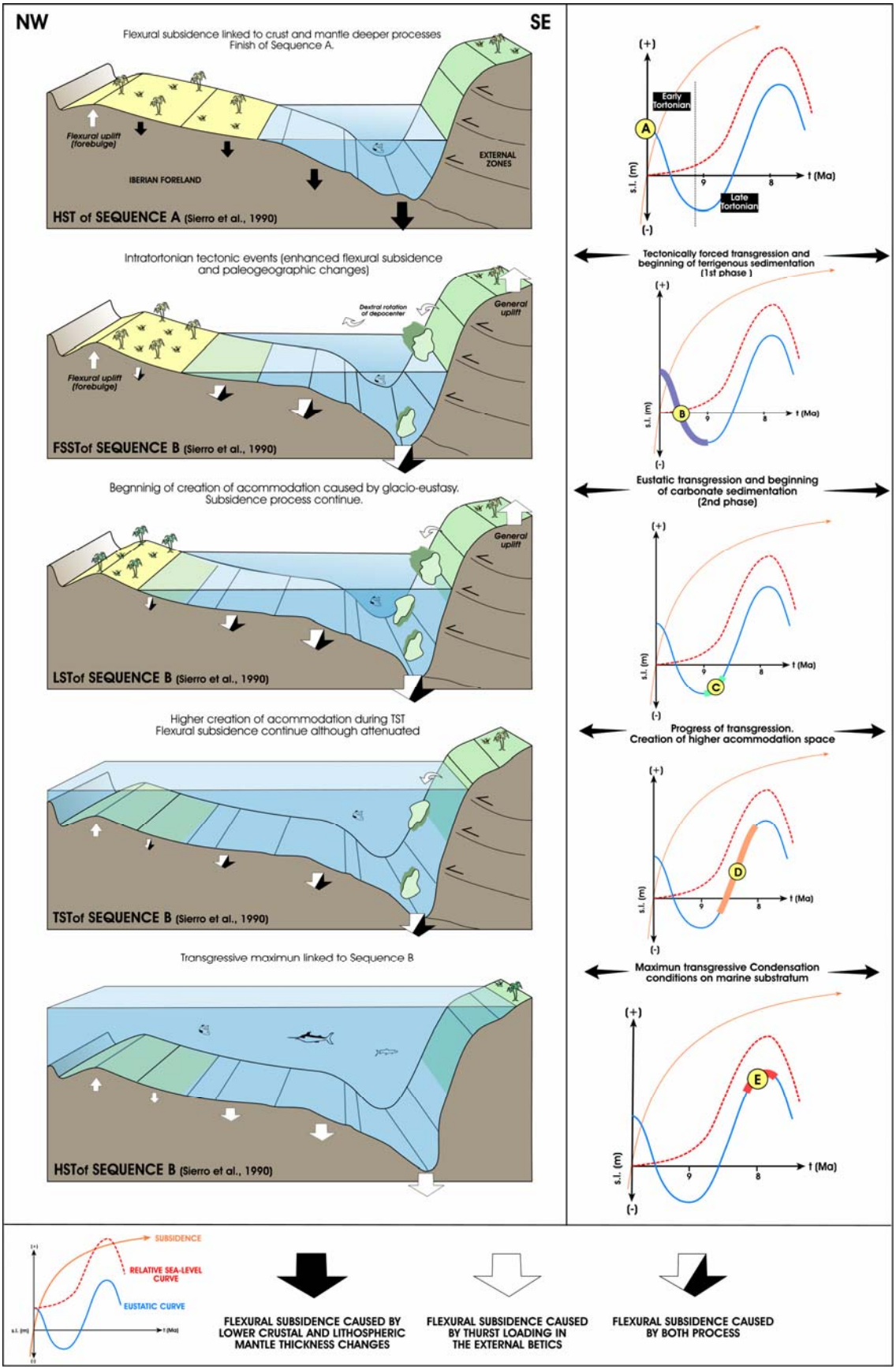


Figure 14. A propose of relative sea-level changes and interplay between flexural subsidence and glacio-eustasy in the occidental sector foreland margin of Guadalquivir Basin during Tortonian. See explain in text.

Unfortunately, in the present state of knowledge, the time when sea water flooded the foreland can not be infererred. Surrounding the eastern study area, lateral equivalent deposits (CBT, Pendón et al., 2004) show some stratigraphic trends rather alike (i.e. coastal siliciclastic sequences, prograding/agrading trends, sea level rising, etc.; Abad et al., 2004a, 2005). For that, Sequence B deposition had to start with similar processes along the entire foreland margin. Later, in the Late Tortonian, the interplay of subsidence and eustatic sea level rise during the transgressive phase of the Sequence B (LST+TST), favoured the creation of a large accomodation space. This transgressive phase was accompanied by the transition into drier climatic conditions (Fig. 14) and produced a carbonate ramp installation over the previous siliclastic deposits and paleozoic substratum. In this last stage, the flexural subsidence in the basin is linked mainly to the thrusting propagates toward the foreland, as can be checked by means of migration of depocenter to the NW in deep facies of the basin. The subsidence originated by deeper process was progresively attenuated and finished during Late Tortonian.

This trend can be confirmed by the so mentioned composite isotope record $\delta^{18}O$ curves (Fig. 11). The Early to Late Tortonian FFST of the Sequence B, which is recorded into the first stage of evolution in the Niebla Ramp, is recognized as a general increase of the glacial ice-volume registered in the glacio-eustatic event Mti-2. Deposition of the later LST and TST, because of a significant raise of sea-level in the Late Tortonian, permitted the development of a carbonate ramp, as reflected in the lower values of $\delta^{18}O$, linked to a general trend to cooling of the waters, and to a partial melting of the ice-sheet. This dinamyc was exclusively broken by the glacio-eustatic event Mti-3, with small magnitude, producing a weak seal-level fall and decreasing of water temperatures.

5.7. An approach to paleoclimatic and chronostratigraphic tuned

The Late Miocene deposits of the Guadalquivir Basin reflect partly both paleoclimatic and sea-level fluctuating conditions. According to the stratigraphic architecture of the Niebla Fm., linked with correlation to the eustatic sea-level curve (Haq et al., 1987, 1988) and the global $\delta^{18}O$ variation curve (Abreu y Anderson, 1998), an approach to the chronostratigraphy and paleoclimatic tuned can be suggested (Fig. 15). The different lithofacies arrangement into vertical successions, tentatively interpreted as deposited during fourth order cycles, support data for this discussion. Thus, the development of deltaic and siliciclastic shallow marine systems in the first stage of evolution, could be coeval to warm and humid climatic conditions dominanting in Early to Late Tortonian (9.4-9 Ma). In these moments a general trend to increase of ice volumen takes place in ice-sheets, recorded by glacio-eustatic event Mti-2. A

tectonically forced transgression is recorded in spite of the sea-level fall correspondent to FFST of depositional sequence is described in eustatic curves (see above).

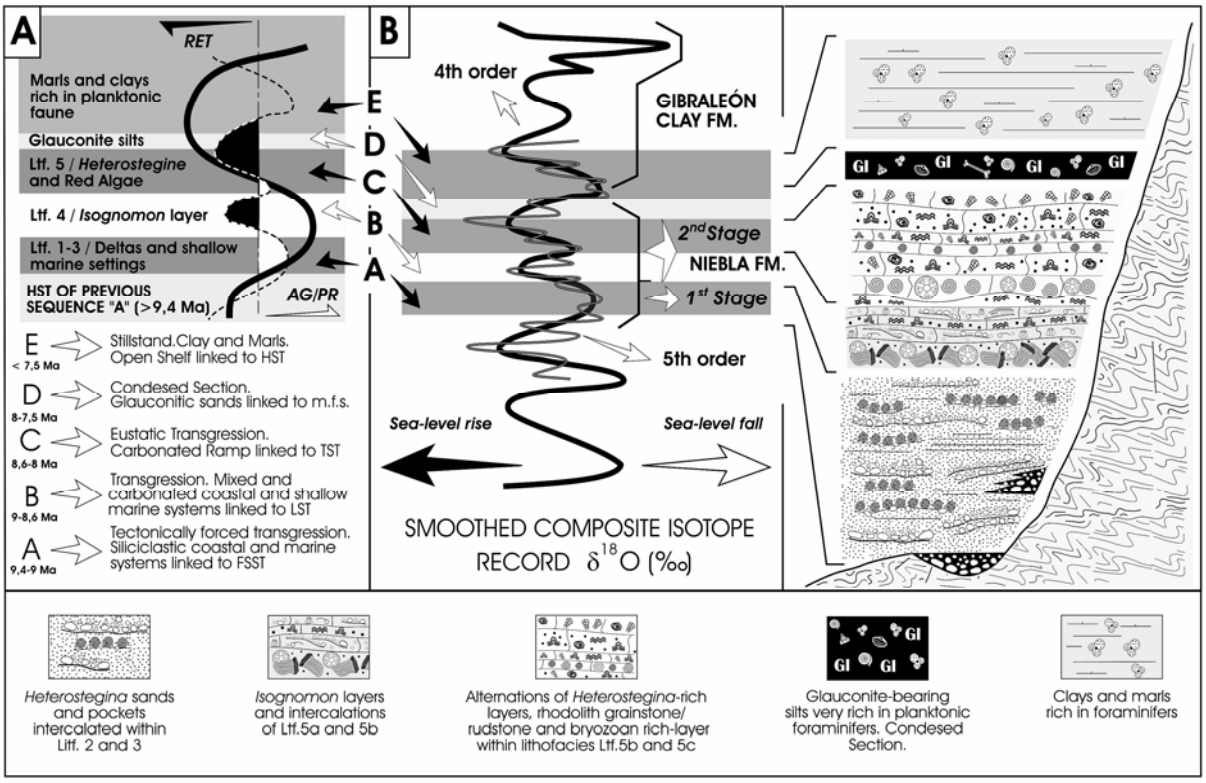


Figure 15. A, Chronostratigraphic and palaeoclimatic tuned of Niebla Fm. lithofacies within a depositional sequence, according to the smoothed isotopic $\delta^{18}O$ curve (Abreu and Anderson, 1998). B, Stratigraphical record of high-frequency cicles within Niebla Fm. AG, Agrdattion; PR, Progradation; RET, Retrogradation. Time scale used is from Berggren et al. (1995).

The extensive presence of mixed and carbonated beaches and shallow marine environments, during the early second stage, is related to a transition from humid into dry climatic conditions in the beginning of the Late Tortonian (9-8.6 Ma). In these times, the sea level fall stopped, and a new accommodation space was created during the sea-level rise inbuilts to the start of the LST deposition, under the continued action of the subsidence. This can be observed in deeper environments, with the *Isognomon* layer overlying siliciclastic deposits of the first stage (Fig. 7). Recently, Brachert et al. (2001) suggest a similar *Isognomon* layer outcropping in the Late Miocene of the Agua Amarga Basin (SE of Spain), which could reflect an increasing of the water temperature during the Tortonian-Messinian warming. This warming of marine waters is deduced from a depletion in the isotopic valour of $\delta^{18}O$, between the glacio-eustatic events Mti-2 and Mti-3, which probably caused the eustatic trend to change into an small sea level rise (Fig. 15). A general weak cooling of the water temperature was produced during the event Mti-3, although there is not clear evidence of the sea-level fall in this sector of the Basin. The initial development of small deltaic systems,

coeval to deposits of lithofacies 4 and 5, could point to an slight drop of the marine base level, and linked to this $\delta^{18}O$ enrichment (approximately 8.6 Ma).

Deeper marine conditions established during the transgressive phase of the sequence, passing into a progressive melting of ice-sheets after the Mti-3, and the subsequent sea-level rise. Sediments rich in *Heterostegina*, red algae and bryozoans prevailed with warm and dry conditions in the oligophotic zones of the middle ramp, dated as Late Tortonian (8.6-8 Ma). Finally, both the Basin and the foreland margin record a synchronous rapid flooding dated as Late Tortonian (7.5-8 Ma, Ledesma 2000), and the subsequent deposition of the Gibraleón Clay Fm. through a condensed section with glauconite-bearing silts rich in planctonic foraminifers. This maximum transgressive is related to: (1) a decreasing in the $\delta^{18}O$ valour, (2) the melting of ice-sheets after the event Mti-3, and (3) the subsequent rapid and high-magnitude sea-level rise above the Niebla carbonate ramp, while condensed conditions prevailed.

5.8. Stratigraphical and ecological response to high-frequency cycles

The Niebla Fm. deposits were formed under sea-level fluctuations of high-frequency and moderate amplitude, driven by glacio-eustasy (Abreu and Anderson, 1998; Abreu y Haddad, 1998). Simultaneously, this area records a tectonically forced transgression, modulated by high-frequency cycles, while the mean eustatic sea level undergoes either low-magnitude rises or stillstand. Previous authors have suggested alike interpretations for carbonate sucessions recording high-frequency cycles of the sea-level (i.e. Pomar, 2001; Brachert et al., 2001). Unfortunatelly, the carbonate ramps have a poorer potential record of the high-frequency cyclicity, causing that its identification and characterization was complicated (Pomar et al., 2002). Furthermore, in this case study a significative sea-level change, linked to high-frequency cycles, is difficult to be observed.

Within the carbonate platform of Niebla Fm., in the inner ramp deposits of our study area, the presence of rhodoliths and red algae intercalated within shallow-marine lithofacies could be interpreted as a consequence of a subtle deepening of the marine bottom, an increase of acommodation, and a landward migration of the middle ramp during retrogradational phases (Fig. 15B). Such alternation is a possible expression of fifth order high-frequency cycles. The alternation of decimetric levels of *Heterostegina*-rich beds and red-algae, in the middle ramp, can be related to high frequency fluctuation of the sea-level too (Fig. 7); where macroforaminifers layers, instead of red algae deposits, formed in shallower settings. This assumption is conditioned to no significant changes in the carbonate production rates, in

relation to high-frequency cycles, at least in the oligophotic zone. For example, a drop in the base level could cause a fluvial reactivation, as well as the increasing in the surficial nutrients volume, and reduction of the light penetration; which could restrain the growth and development of *Heterostegina*. Coralline algae and bryozoan were most competitive because their lower maintenance requirements (Lukasik et al. 2000). On the other hand, the *Heterostegina*-rich layers have been interpreted by previous authors as indicators of: (1) warming events implying that surficial temperatures of the water remain close to the reef-theshold value, in warm-temperate climatic conditions (Betzler et al., 1997; Brachert et al., 2003); or (2) the implantation of oligotrophic environments related to rises of the base level during retrogradational phases (Tosquella et al., 2003). Thus, it is possible that the presence/absence of the *Heterostegina* layer in our study area may not exclusively responds to glacio-eustatic sea-level fluctuations, but to paleoclimatic and trophic changes (warmer and/or drier), linked to high-frequency cycles. This possibility can also be proposed for the intercalated lens and pockets of *Heterostegina* within delta front and prodelta deposits, in lithofacies 3 of the first stage.

Finally, the textural changes of rhodolith and red algae beds from the outer middle ramp deposits (grainstone-packstone to rudstone in lithofacies 5b and 5c) also could reflect some base-level fluctuations. In this case, acummulations of loose grains produced and shed in euphotic and oligophotic zones took place in the deeeper middle ramp, during stillstands and sea-level falls, by storms and bottom currents. During a sea-level rise, carbonate production is promoted, as well as the subsequent system agradation. The rare presence of bryozoans-rich layers, intercalated within these sedimentary successions, could also be resulted from a brief deepening of the marine substratum, below the limit of light penetration (Fig. 15B). Pomar et al. (2002) suggest the glacio-eustatic control of high-frequency cycles for similar carbonate sucessions in the Late Tortonian carbonate ramp slope from the Balearic Islands.

6. CONCLUSIONS

The Tortonian Niebla Fm. is an evident result of a transgressive process over a palaeorelief. From the sedimentological point of view, this example depicts the relationships between continental and shallow-marine depositional systems with mixed carbonate-siliciclastic, and pure carbonate deposits. These deposits represent a transgressive suite, a complete depositional sequence composed by continental and subsequent littoral/infralittoral siliciclastic deposits (FFST), which culminate in warm carbonate deposition within a low gradient ramp (LST and TST). A climatic change took place between both phases. Reworking

by burrows and influenced by early submarine diagenetic processes (equant and blocky calcite and ferruginous cements) occurred during a period of non deposition, associated to subsequent deepening during continuing transgression situation (omission surface). They are overlain by deeper sediments, rich in glauconite, which are characteristics of low sediment rate commonly associated to the maximum flooding (MF) conditions within a depositional sequence. Finally, a later progradation of the HST (Gibraleón Shale Fm.) overlies the overall deposits. A tectonically forced transgression was recorded within the lower deposits of the study unit. Combined tectonic and eustatic processes controlled the upper carbonate deposits. The overall depositional succession is modulated by high frequency-moderate amplitude cycles.

3 SECUENCIAS TRANSGRESIVAS EN SISTEMAS DELTAICOS DE CUENCAS DE ANTEPAÍS: UN CASO DE ESTUDIO EN EL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (TORTONIENSE, SUR DE ESPAÑA)

1. INTRODUCCIÓN

2. ANTECEDENTES LOCALES

3. LOCALIZACIÓN
3.1. Sectores de estudio

4. METODOLOGÍA

5. ANÁLISIS Y ARQUITECTURA DE FACIES
5.1. Sustrato y límites de la Formación
5.2. Análisis de Facies

6. GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS. PATRONES GEOQUÍMICOS EN DEPÓSITOS TRANSGRESIVOS Y REGRESIVOS

7. MODELO DEPOSICIONAL
7.1. Fases progradantes y agradantes (sedimentación siliciclástica)
7.2. Fases retrogradantes (sedimentación mixta y carbonatada)

8. CICLICIDAD INTERNA Y ORGANIZACIÓN SECUENCIAL.
8.1. Organización secuencial
8.2. Ciclicidad interna y cambios relativos del nivel del mar

9. FACTORES CONTROLANTES EN LAS OSCILACIONES DEL NIVEL DEL MAR. IMPLICACIONES SECUENCIALES
9.1. Ciclos de Orden Menor
9.2. Ciclos de orden intermedio o de alta frecuencia
9.3. Ciclos de orden mayor. Correlación con los ciclos glacio-eustáticos y de oblicuidad

10. NUEVAS CONSIDERACIONES SOBRE LA BIOESTRATIGRAFÍA Y EDAD ABSOLUTA DEL CBT

11. MODELIZACIÓN DE LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE

12. CONCLUSIONES

1. INTRODUCCIÓN

Los deltas son medios sedimentarios que muestran un amplio rango de morfologías y modelos deposicionales (Orton y Reading, 1993). Representan áreas preferentes de aporte sedimentario a los medios marinos y, por tanto, on especialmente sensitivos a los cambios que controlan las variables -tales como son las fluctuaciones del nivel del mar y el aporte sedimentario- que se relacionan con el desarrollo de parasecuencias, cortejos sedimentarios y secuencias deposicionales. Por esta razón, el estudio de los deltas actuales y pasados poseen una gran importancia en los campos de la estratigrafía secuencial y aloestratigrafía (Van Wagoner et al., 1988) o los modelos de arquitectura de facies deltaicas poseen un gran interés para la sedimentología (Bhattacharya y Walker, 1992). Las características de los deltas están controladas por el aporte sedimentario, el tamaño de grano y la acción o dominio de agentes como el oleaje y mareas (Galloway, 1975). El clima actúa a través de estos otros factores controlantes, aunque en el caso de los deltas de latitudes altas y medias puede influir directamente en los procesos de sedimentación (Walker, 1977, 1984) (Fig. 1).

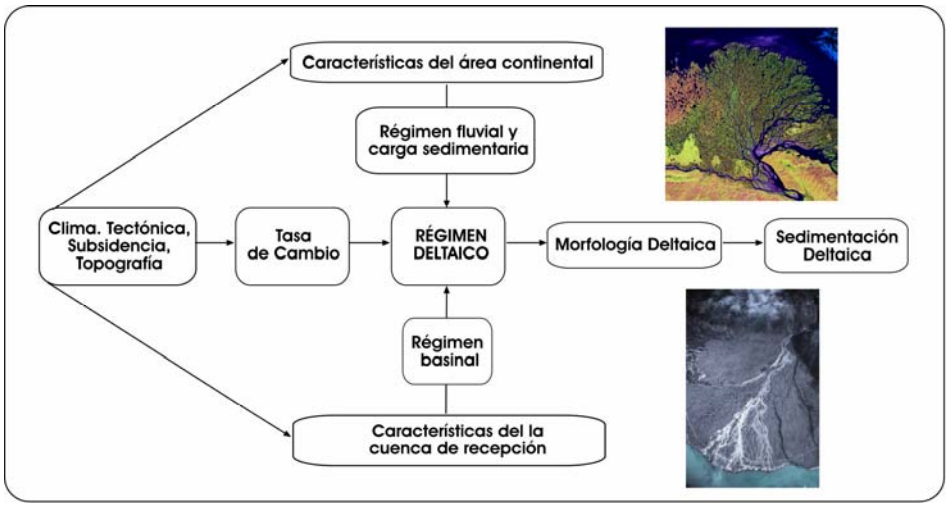


Figura 1. Modelo conceptual en el que se relacionan los principales factores que intervienen en la sedimentación deltaica. Modificado de Elliot, 1986.

Los deltas constituyen las zonas de principal entrada de sedimentos terrígenos hacia la plataforma durante las transgresiones o en fases del nivel del mar alto, cuando grandes volúmenes de sedimentos continentales quedan atrapados en las costas para formar secuencias sedimentarias muy potentes. Numeras investigaciones sobre sistemas deltáicos actuales y fósiles han permitido obtener un buen grado de comprensión sobre el funcionamiento de estos sistemas deposicionales, los procesos que en ellos actúan y su arquitectura de facies. Sin embargo, los deltas difirieren ampliamente entre sí en su morfología y estratigrafía, reflejando el interjuego complejo entre los factores que controlan su evolución. De hecho, los distintos modelos estratigráficos que analizan su formación y evolución se han relacionado básicamente

con diferentes patrones de cambios relativos del nivel del mar (Allen, 1985). Cada uno de estos modelos se caracteriza por sus tendencias estratigráficas y por la distribución vertical y lateral de sus facies, que pueden ser razonablemente bien reconstruidas en afloramiento.

En el sector central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir, el registro estratigráfico tortoniense incluyen una gran diversidad de facies (Complejo Basal Transgresivo o CBT), entre las que destacan las facies siliciclásticas de origen deltaico, de playa y marinas someras. Los datos sobre la geometría, configuración interna, distribución de facies y bioestratigrafía de esta formación son muy escasos y se centran en el sector occidental de la cuenca (Civis et al., 1987 y 1994; Baceta y Pendón, 1999; Pendón et al., 2001; Ruiz et al., 2000), donde el registro es menos potente y está formado, sobre todo, por facies carbonatadas y mixtas. El objetivo principal de este trabajo es el análisis de facies y de la estratigrafía de secuencias de las facies costeras, principalmente deltaicas y marinas someras, aflorantes en este sector central de la Cuenca. El estudio de los datos obtenidos permitirá reconstruir la compleja relación existente entre el aporte sedimentario, la subsidencia y las fluctuaciones glacio-eustáticas del nivel del mar en esta zona. Dichos factores controlaron la evolución paleogeográfica y la formación de secuencias a diferentes escalas. En la Cuenca del Guadalquivir, los trabajos destinados a establecer una organización de su relleno sedimentario en unidades y ciclos de cambio relativo del nivel del mar son muy escasos y se han centrado en las Secuencias Deposicionales (Ciclos de 3º Orden), sin profundizar en los ciclos de cambio del nivel de mar de frecuencia más alta (Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Sierro et al., 1996; González-Delgado et al., 2004). Este trabajo también pretende contribuir a paliar parcialmente este déficit. El estudio del CBT es interesante, además, al proporcionar información sobre la interconexión Atlántico-Mediterráneo durante el Mioceno superior, a la vez que permite reconstruir las diferentes fases de relleno de la cuenca en el Tortoniense, desde el momento en que se depositaron las primeras facies continentales -en zonas deprimidas del paleorrelieve-, hasta la formación del nivel condensado que corona la serie durante el máximo transgresivo de la secuencia deposicional.

2. ANTECEDENTES LOCALES

En los últimos años existen varios trabajos que tratan sobre varios de los aspectos paleontologícos y estratigrafícos de estos depósitos. Sierro et al. (1987, 1990, 1996) y Flores y Sierro (1987) analizan las facies de Arroyo Galapagar en el área de estudio e identifican varios de los varios eventos registrados en el plancton calcáreo en la cuenca. Borrego y Pendón (1989) destacan en este sector el encadenamiento de facies continentales con otras claramente

marinas en el conjunto de la sucesión. Sierro et al. (1990) realiza un breve estudio estratigráfico y paleontológico de los depósitos de la Unidad Basal relacionándolos con depósitos deltaicos, de *nearshore* y marinos someros. Así mismo, estos últimos autores identifican el Cortejo Transgresivo y del Nivel del Mar Alto de la Secuencia B, relacionado con el Ciclo 3.2 de cambio del nivel del mar de Haq et al. (1987, 1988). Otros estudios paleontológicos más generales han sido llevado a cabo por Civis et al. (1990) en la zona occidental del sector estudiado, en la que se analizan el contenido paleontológico (malacofauna, microfauna y palinología) de la sección de Arroyo Trujillo. González–Delgado et al. (1994) realizan un estudio taxonómico, tafonómico y paleoecológico de la malacofauna contenida en estas facies y establecen una correlación entre los depósitos tortonienses de la Cuenca del Guadalquivir, de la Cuenca Surifeña y de los yacimientos del Algarbe portugués y Lisboa. Las condiciones de sedimentación deducidas para estos depósitos marinos son de progradación durante periodos de ascenso relativo del nivel del mar y alta tasa de sedimentación. Más recientemente, Pendón et al. (2001) efectúan un estudio estratigráfico y sedimentológico de este mismo sector, diferenciando varios medios sedimentarios de carácter continental/litoral, entre los que se intercalan barras arenoso-conglomeráticas cementadas por carbonatos que responden a sucesivas pulsaciones transgresivas. Según este autor esta transgresión se ha datado en un Tortoniense indiferenciado y pudo haber respondido tanto a causas eustáticas como a procesos de origen tectónico. Tosquella et al. (2001, 2003) realizan estudios sistemáticos del género *Heterostegina*, realizando una revisión de la especie *Heterostegina gomez-angulensis*. Por otro lado, el análisis de estos niveles lumaquélicos ricos en heterostegínidos en los sectores centrales y occidentales de la cuenca permiten definir este taxón como un marcador cronoestratigráfico del Tortoniense en el margen septentrional de la cuenca. Rico-García et al. (2006) analiza la fauna tortoniense en la parte alta de la formación, cerca del extremo occidental del área de estudio. Por último, Bajo (2002) y Bajo et al. (2006a y b) revisan las asociaciones de equinoideos y del género *Clypeaster* en la parte alta de la formación dentro de la misma área de estudio.

3. LOCALIZACIÓN

La Cuenca del Guadalquivir es una depresión neógena situada en el Sur de la Península Ibérica (Fig. 2). Su historia geológica, muy relacionada con la evolución de las unidades mayores de la Cordillera Bética, está controlada por su localización entre el Basamento Varisco Ibérico hacia el Norte, y el Orógeno Bético al Sur y Sureste. La subsidencia en el margen pasivo de la cuenca, causada por el emplazamiento de las Zonas Externas Béticas, ha

jugado un papel muy importante, sobre todo en sus primeras etapas. La subsidencia en el margen pasivo de la cuenca, causada por el emplazamiento de las Zonas Externas Béticas, ha jugado un papel muy importante, sobre todo en sus primeras etapas. El registro estratigráfico tortoniense sobre el margen Norte de la Cuenca del Guadalquivir presentan una amplia heterogeneidad de facies en función del sector considerado y del control que ejerció el paleorrelieve, el aporte sedimentario, la tectónica y el eustatismo en esta zona (Abad, Capítulos 1 y 2 de esta memoria). Es por este motivo que todos estos depósitos se han agrupado en el denominado Complejo Basal Transgresivo. Esta unidad sedimentaria toma el nombre de Formación Calcarenita de Niebla (Civis et al., 1994) o Formación Niebla (Baceta y Pendón, 1999) en el Sector Occidental de la Cuenca, donde está constituida por depósitos siliciclásticos y, sobre todo, carbonatados de afinidad marina.

La zona de estudio se sitúa en el sector central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir, entre las localidades de Villaverde del Río y Lora del Río (Sevilla) (Fig. 2). En esta zona se registra ampliamente la serie neógena, depositada de forma discordante sobre los materiales del Macizo Varisco Ibérico, compuesto por conglomerados, pizarras, calizas y cuarcitas paleozoicas. A gran escala, en este sector la sucesión neógena se subdivide en dos unidades litoestratigráficas. De muro a techo, estas unidades son: i) El Complejo Basal Transgresivo o CBT (Pendón et al., 2001), de edad Tortoniense, formado por una serie de depósitos siliciclásticos de naturaleza arenosa-conglomerática, entre los que se intercalan de forma recurrente varias barras arenosas carbonatadas, en ocasiones muy fosilíferas, y ii) La Formación "Arcillas de Gibraleón" (Civis et al., 1987), de edad Tortoniense superior-Plioceno inferior (Sierro, 1985), constituida por una sucesión monótona de arcillas y margas, muy ricas en microfauna planctónica y bentónica. Esta sucesión se ha interpretado como parte de una Secuencia Deposicional, denominada Secuencia B por Sierro et al., (1995), asociada a un Ciclo de Tercer Orden de cambio del nivel del mar descrito por Haq et al. (1987) En esta caso, los materiales depositados en condiciones transgresivas o de ascenso del nivel del mar están representandos por el CBT; mientras que la Formación los sedimentos de la Fm. "Arcillas de Gibraleón" se depositaron en la etapa de nivel del mar alto.

3.1. Sectores de estudio

Los depósitos objeto de estudio limitan al Norte con dos de las cinco Zonas definidas por Julivert et al., (1972) para el Macizo Varisco Ibérico: la Zona de Ossa-Morena y la Zona de Surportuguesa. La Zona de Ossa-Morena se caracteriza por ser litológicamente variada, destacando un metamorfismo regional en dos fajas paralelas, en cuyo centro se dispone una

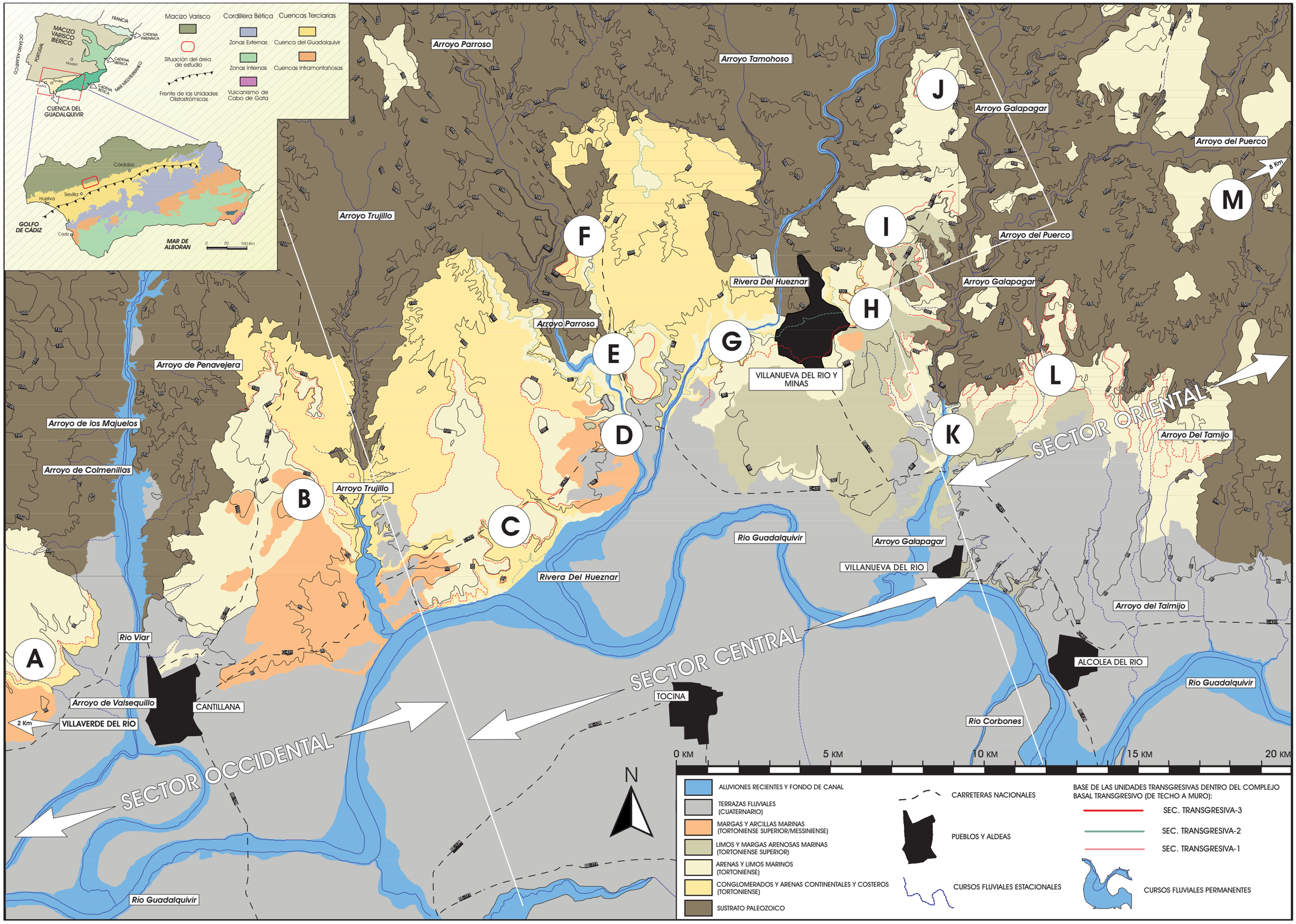


Figura 1. Cartografía de facies deposicionales del sector de estudio. Las letras indican la situación de las secciones analizadas. (A) y (B) Sector occidental. (C) a (J) Sector Central. (K) a (N) Sector Oriental. Las líneas de colores punteadas indican malas condiciones de afloramiento de la base de las Unidades transgresivas. Ver explicación en texto.

faja de intensa blastomilonitización. La Zona Sur-Portuguesa, situada en el extremo meridional del Macizo, está constituida por materiales del Devónico Superior y Carbonífero en facies Culm (pizarras y grauvacas) y del Grupo P-Q (filitas y cuarcitas), además de una franja con grandes masas de sulfuros asociadas (Complejo Vulcano-Sedimentario) (Schermerhorn, 1971). Al Sur, la formación desaparece bajo las terrazas cuaternarias pertenecientes al Río Guadalquivir, discordantes sobre los depósitos previos.

En este sector resulta difícil encontrar áreas donde puedan cartografiarse series estratigráficas potentes y completas. El área de estudio comprende una banda de afloramientos de más de 20 Km de longitud, situados entre Villaverde del Río y la población de Lora del Río. A lo largo de estos afloramientos, la unidad se dispone buzando suavemente y de forma irregular hacia el S-SE, y se apoya mediante contacto neto y claramente discordante sobre un sustrato constituido en su mayor parte por los materiales paleozoicos que conforman un paleorrelieve irregular y heterogéneo. Estos materiales están formados principalmente por pizarras y grauvacas del Devónico superior y cuarcitas, calizas, esquistos, micaesquistos y pizarras del Devónico superior-Carbonífero inferior. Con menor frecuencia aflora una serie formada por pudingas y carbón con restos de flora (IGME, 1974), datada en el Carbonífero superior, que fue intensamente explotada hasta la década de los setenta, mientras que en el extremo oriental del área de estudio dominan los granitoides. En el tercio occidental de la zona de estudio, al N de Cantillana, el zócalo lo constituyen los materiales de la Zona Surportuguesa, principalmente constituidos por los depósitos pérmicos (conglomerados y areniscas silíceas) de la Cuenca del Viar -que forman una pequeña parte de la serie paleozoica- y por las filitas y cuarcitas del Grupo PQ. Las formaciones paleozoicas muestran un relieve muy irregular, pero no se encuentran formas especialemente abruptas a consecuencia de la intensa meteorización de sus rocas y la poca altura que alcanzan sus cerros más elevados. Aunque la banda de afloramientos encontrada es relativamente continua en cartografía, el grado de exposición y la calidad de éstos están muy condicionadas por el cultivo intensivo que han sufrido estas tierras, la cobertera de vegetación y el desarrollo de suelos, así como la existencia de diferentes niveles de terrazas fluviales relacionadas con la evolución del curso del Río Guadalquivir y de algunos de sus afluentes. Debido a estas circunstancias, la mayoría de los estudios realizados han sido llevados a cabo en diferentes canteras ubicadas en una estrecha franja que bordea al Paleozoico de la Meseta, en carreteras o en arroyos y barrancos cercanos a los principales cursos de agua.

Se han diferenciado tres sectores en el área de estudio a partir de sus características sedimentológicas, paleontológicas y su evolución secuencial (Fig. 2). Cada uno de estas características fueron controladas por factores como el paleorrelieve, el aporte sedimentario o

la tectónica. A continuación se describen cada uno de estos sectores, definiendo tramos en los que se registra un cambio brusco en la naturaleza y tipo de sedimentación. Cada uno de estos tramos suele estár separado por un nivel de potencia variable y de alta continuidad lateral, formado por calcarenitas y calciruditas muy ricas en fauna marina y costera. El Sector Occidental (Secciones A y B) dominan los sedimentos finos y arcillosos, aunque próximo a su base existe una intercalación muy potente formada por sedimentos conglomerático-arenosos de colores rojizos. El Sector Central (Secciones C a J) se caracteriza por la heteregoneidad de sus facies, de naturaleza tanto fina como grosera, que tienden a repetirse cíclicamente en la vertical. Por último, en el Sector Oriental (Secciones K, L y M) la serie neógena presenta una potencia mucho más reducida, formada por sedimentos arenosos y carbonatados que se depositan directamente sobre el sustrato paleozoico, coronados por facies margosas y limosas similares a las descritas en el Sector Occidental.

3.1.1. ***Sector Occidental.*** Se encuentra delimitado al Oeste por la población de Villaverde del Río y al Este por los afloramientos localizados en las cercanías al Arroyo Trujillo, próximos al pueblo de Cantillana (Fig. 2). En este sector la litología dominante está formada por arenas limosas amarillentas, que constituyen los últimos 20-30 metros de la serie y que pasan en la vertical, aparentemente de forma transicional, a la Formación Arcillas de Gibraleón (Fig. 3). En estos depósitos ricos en limos es frecuente encontrar intercalaciones de arenas cementadas, de potencia máxima de 150 cm, muy ricas en macroforaminíferos bentónicos *Heterostegina*. Los primeros metros de la serie sólo pueden observarse en zonas deprimidas del sustrato, donde la serie puede llegar a superar los 60 metros de potencia. En este punto se puede apreciar un paquete de arenas finas y limosas de unos 15 metros de potencia que definen aquí la base de la serie, muy similares a las descritas en su parte alta, aunque algo más groseras. Estas arenas y limos pasan hacia arriba, mediante un contacto discordante y erosivo, a unos 15 metros de facies conglomerático-arenosas rojizas entre las que se intercalan bancos de lutitas masivas con restos de plantas. Los últimos 20 metros de la serie están formados por las arenas finas y limos antes descritos. En general, en toda la serie, son muy comunes las intercalaciones de arenas y gravas cementadas (calcarenitas y calciruditas), muy ricas en fauna, que parecen definir la base de secuencias de escala métrica.

El tramo basal (Fig. 3) sólo aflora en la Sección B, formado por arenas medias y finas con altas proporciones de limos y ejemplares dispersos y bien conservados de pectínidos (*Chlamys multistriata* y *Chlamys seniensis*) en las que son frecuentes las galerías de *Thalassinoides*. Su base la define el contacto con el sustrato pérmico, que aflora en muy malas condiciones. Este contactó, discordante y erosivo, se encuentra tapizado por bloques del zócalo, cantos de

cuarzo y valvas de grandes ostreidos (*Crassostrea gryphoides*). En la serie se observan intercalaciones de filas de cantos de cuarzo redondeados y de escala centimétrica, en ocasiones con fragmentos de ostreidos y cirrípedos. De la misma forma se han diferenciado barras calcareníticas formada por acumulaciones masivas del macroforaminífero *Heterostegina gomez-angulensis.* Los niveles calcareníticos presentan una base ligeramente erosiva, a veces tapizada por microconglomerados ricos en valvas de pectínidos y de otros moluscos. Las estructuras sedimentarias son raras, restringiéndose a laminaciones paralelas e inclinadas de tipo *ripple*. Aunque las condiciones de afloramiento no son buenas, se ha podido observar como estos depósitos se ordenan en secuencias de espesor métrico y carácter negativo (granocreciente), la mayor parte de las veces definidas en su base por niveles cementados de *Heterostegina* o calcarenitas. Las intercalaciones conglomeráticas se hacen más frecuentes y potentes hacia el techo del tramo.

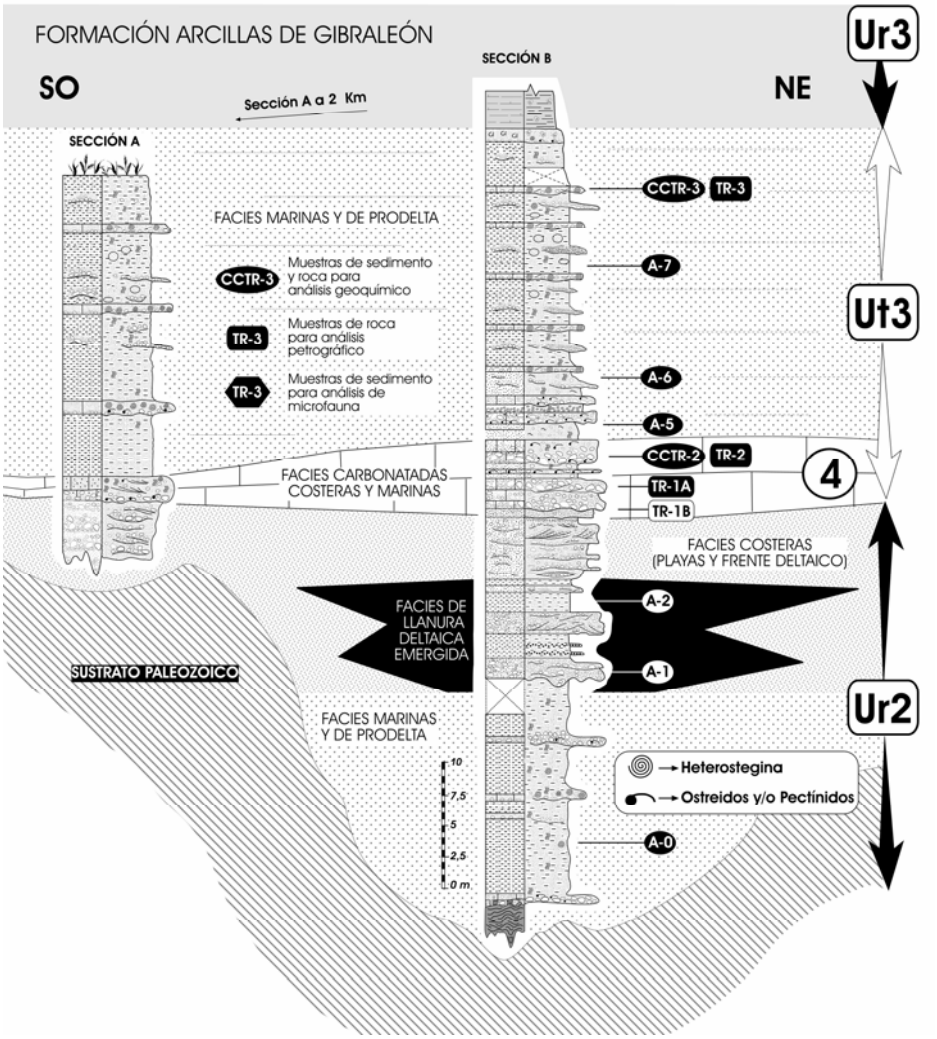


Figura 3. Principales secciones estratigráficas y correlación estratigráfica en el sector occidental del área de estudio. La situación de las muestras y organización secuencial de la serir estratigráfica en este sector pueden ser observadas.

La parte media de la serie está formada por conglomerados, arenas y lutitas, de color rojizo, con fauna muy escasa y que se concentra en la parte alta del tramo, donde se han

observado niveles de valvas de ostreidos en sedimentos arenosos finos. Los conglomerados aparecen desorganizados o definiendo una cruda estratificación planar de escala media, aunque en otras ocasiones se muestran muy masivos y con porcentajes considerables de sedimentos finos en su matriz. Las arenas de granulometrías medias y groseras presentan texturas inmaduras y estratificación cruzada en surco de pequeña y media escala. Algunos restos carbonosos, rizocrecciones y complejos de estructuras verticales y horizontales de origen orgánico -interpretados como *Thalassinoides*-, son observables en las facies más finas, de organización interna preferentemente masiva. Hacia techo, los depósitos conglomeráticos pierden representatividad y dominan los sedimentos más finos, como arenas finas masivas y arenas fangosas, pasando los primeros a aparecer como intercalaciones masivas de escala decimétrica separados por paquetes de arenas finas y medias. Las paleocorrientes medidas en imbricación de cantos y estratificaciones cruzadas reflejan una clara procedencia septentrional (NNO) en los depósitos de naturaleza más grosera.

El tramo superior, formado por arenas finas limosas, es muy parecido al inferior, si bien en este tramo es de granulometría más fina y en él son más frecuentes y potentes las barras de calcarenitas ricas en *Heterostegina*, que pueden aparecer amalgamadas. La presencia de filas de cantos y niveles microconglomeráticos ricos en fragmentos de fauna (ostreidos, pectínidos y cirrípedos) es común, especialmente en la parte baja del tramo. Estos sedimentos pueden aparecer intensamente bioturbados por *Thalassinoides.*

3.1.2. ***Sector Central.*** Se encuentra definido por los afloramientos al Este de Arroyo Trujillo, por las secciones próximas a Arroyo Parroso y por los múltiples cortes y canteras localizadas en las cercanías del pueblo de Villaueva del Río y Minas (Fig. 2). En conjunto, en estos afloramientos se puede observar la serie casi completa, incluida la parte más baja de la formación. Se han podido definir múltiples cambios laterales y en la vertical de facies y de fauna, probablemente relacionados con el paleorrelieve y con fluctuaciones del nivel de base y de la tasa de sedimentación.

La base de la serie aflora en las Secciones C, E y G (Fig. 4), donde puede observarse un conglomerado basal que tapiza el sustrato paleozoico, en ocasiones muy ricos en ostreidos y pectínidos, que pueden llegar a formar una lumaquela muy cementada de conchas sobre el zócalo. En las secciones C y E afloran unas arenas finas de escasa potencia, en ocasiones ricas en fragmentos bioclásticos, sobre las que se forma una barra de calizas ricas en *Heterostegina* y moldes de bivalvos. En la sección G sobre el nivel basal se depositan unos 3 metros de arenas medias-finas, masivas, muy ricas en ostrácodos, que pasan bruscamente hacia arriba a

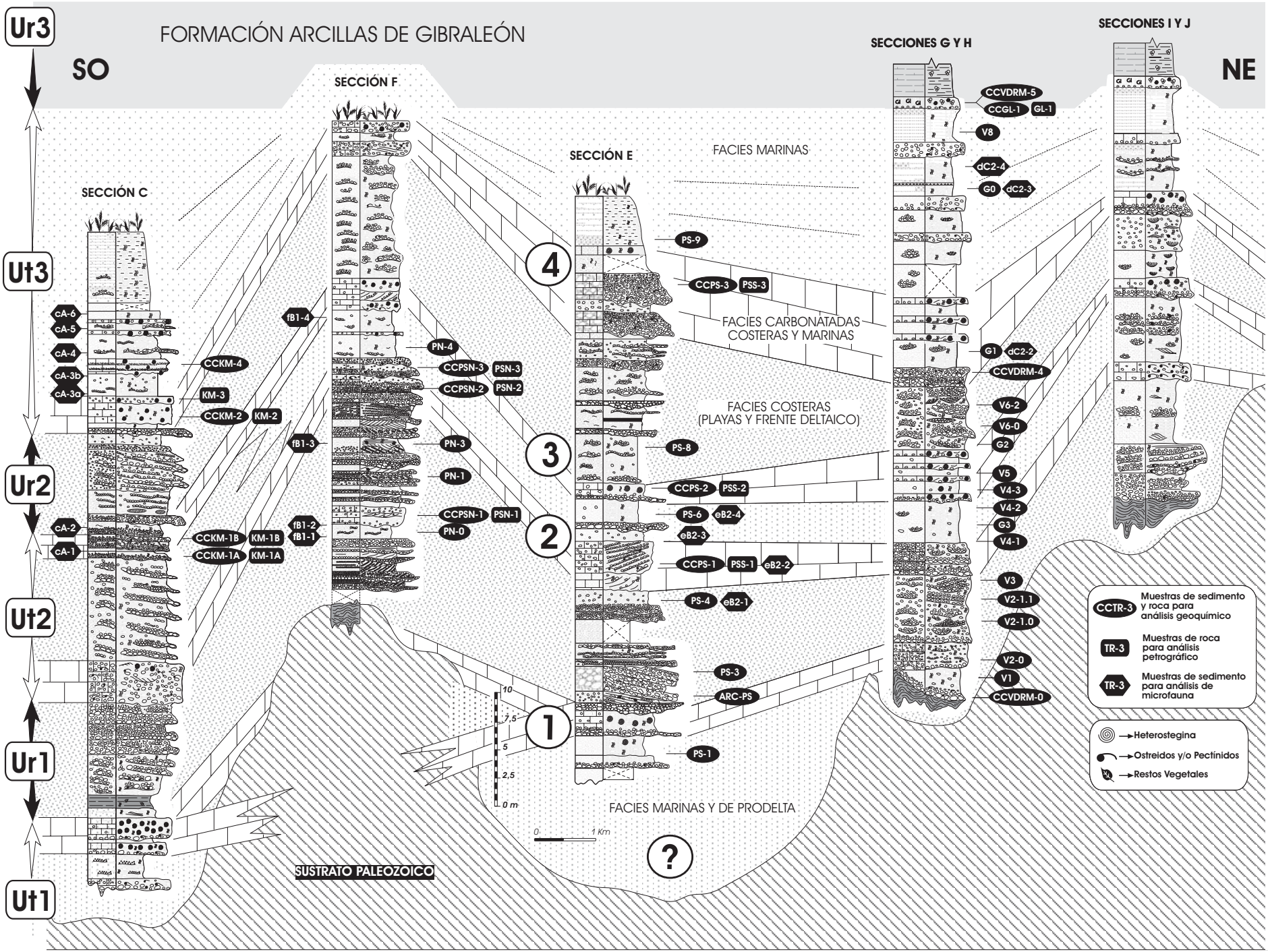


Figura 4. Principales secciones estratigráficas y correlación estratigráfica en el sector central del área de estudio. La situación de las diferentes muestras y la organización secuencial de la formación en este sector puede ser observada.

un paquete muy potente de conglomerados, gravas y arenas gruesas intensamente bioturbadas por *Ophiomorpha nodosa*, *Gyrolithes*, *Conichnus conicus* y *Skolithos*. Son frecuentes fragmentos de fauna formada por ostreidos y cirrípedos se encuentran dispersos en el sedimento. Los equivalentes laterales a estas facies conglomerático-arenosas bioturbadas están constituidos en todo este sector por sedimentos groseros de naturaleza deltaica y contiental de diferentes características en función de la relación de distalidad/proximidad con el área fuente.

El siguiente tramo lo conforman unas arenas medias y finas limosas, masivas, con intercalaciones formadas por conglomerados de grano fino y microconglomerados, de escala decimétrica y base erosiva. Hacia techo pueden intercalarse en estas arenas varios niveles de arenas cementadas con *Heterostegina* y *Clypeaster,* generalmente de potencia inferior a 30 cm. Estas barras de *Heterostegina* delimitan el transito al tramo superior, constituido por gravas, arenas gruesas y conglomerados con fragmentos de ostreidos y cirrípedos. Las arenas medias y masivas, coronadas por barras de *Heterostegina*, son las que definen la parte media de las Secciones F y E. Sobre estas barras calcareníticas se deposita un nuevo tramo formado por de 12 a 20 m de arenas medias-gruesas y, sobre todo, conglomerados que afloran en toda el área de estudio. Finalmente, este tramo conglomerático es cubierto por un nivel muy potente compuesto por un paquete de calcarenitas, con base irregular y erosiva definida por un conglomerado muy rico en fauna costera y con importantes acumulaciones de *Heterostegina* a su techo. Sobre él es posible observar un tramo de gran potencia de limos arenosos y margas arenosas -según la sección considerada- intensamente bioturbada por *Thalassinoides*. Este tramo puede presentar en este sector intervalos de arenas medias-gruesas y conglomeráticos hacia su parte alta. A techo, un nivel de unos 70 centímetros, muy fosilífero y algo cementado, formado por arenas finas con glauconita delimita el transito a la formación suprayacente, la Formación "Arcillas de Gibraleón". El límite superior de la formación aflora en buenas condiciones en las Secciones G, H y I.

3.1.3. ***Sector Oriental.*** Lo conforman los afloramientos situados al Este de la población de Villanueva del Río y al Norte de Alcolea del Río y una sección situada en las cercanías de Lora del Río (Fig. 2). En estos puntos la serie es mucho menos potente y está formada por arenas gruesas, conglomerados y calcarenitas que pasan progresivamente hacia el Oeste a sedimentos de naturaleza carbonatada (Fig. 5). En la Sección K la serie se inicia con un conglomerado de 2 m, con base erosiva, que se deposita directamente sobre el sustrato paleozoico. Sobre este

nivel se depositan 8 metros de arenas limosas con intercalaciones de filas de cantos y barras calcareníticas formadas por *Heterostegina*.

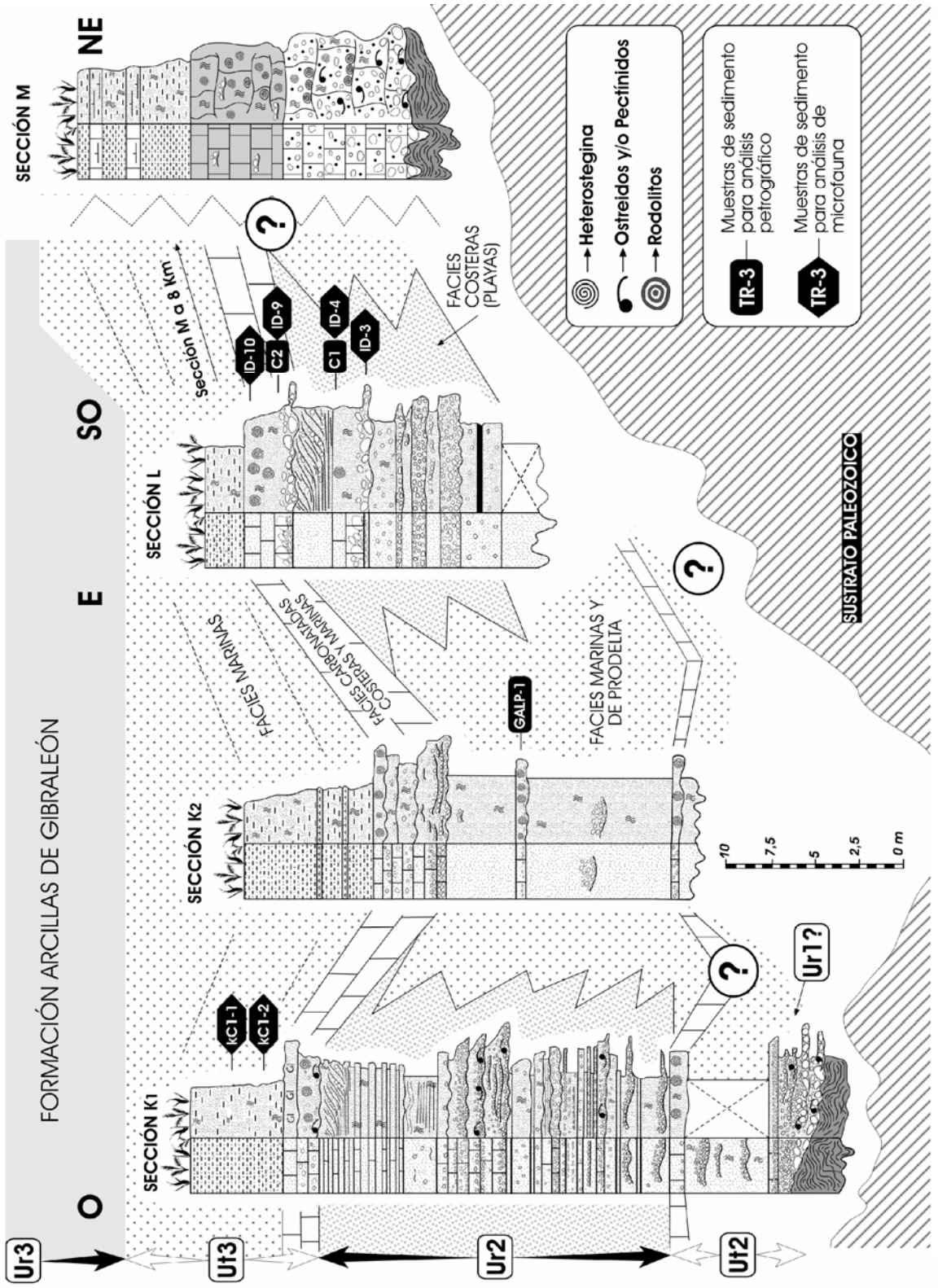


Figura 5. Principales secciones estratigráficas y correlación estratigráfica en el sector oriental del área de estudio. La situación de las muestras y organización secuencial de la serir estratigráfica en este sector pueden ser observadas.

El siguiente tramo, que aflora en las secciones K y L, está formado por gravas y arenas medias y gruesas amarillentas o blancas, intensamente bioturbadas por *Conichnus conicus*, *Ophiomiorpha nodosa* y *Skolithos*. En su parte alta, estas secciones presentan macroestructuras de acreción frontal hacia el Sur y Sureste. La presencia de niveles conglomeráticos y microconglomeráticos de morfología tabular y canaliforme, de escala decimétrica, con estratificación cruzada en surco y planar, es muy frecuente, especialmente en la parte baja del tramo. La serie en estos puntos está coronada por un nivel calcarenítico muy potente, con base conglomerática, y muy abundante en moluscos, *Clypeaster* y *Heterostegina*. Por encima aflora un tramo de arenas margosas, muy similar al descrito en la parte alta de la serie en los otros sectores del área de estudio. En la sección M, localizada cerca de Lora del Río, los depósitos presentan características muy distintas a las de las anteriores. En esta sección predominan las calcarenitas y calciruditas con abundantes rodolitos, pectínidos y equinodermos, que pasan en la vertical a arenas finas calcáreas y margas arenosas que se correlacionan con el tramo limoso y margo-arenoso descrito en la parte alta de la serie en los otros sectores.

4. METODOLOGÍA

Este estudio se basa en el análisis estratigráfico y sedimentológico detallado de de varias secciones y perfiles, usando sus características litológicas y paleontológicas, así como la cartografía de facies a escala 1:20.000 para su correlación y la reconstrucción de la arquitectura estratigráfica de la formación. Especialmente interesante para la correlación entre secciones resulta la cartografía de barras calcareníticas interpretadas como el registro de pulsos transgresivos en una serie siliciclástica con tendencias regresivas (p.e. Pendón et al., 2001). La identificación y seguimiento lateral de estos depósitos constituyen una herramienta muy útil en el estudio de la identificación y evolución de los cambios laterales de facies dentro de la formación tortoniense. Se han elaborado 35 columnas estratigráficas para resumir y representar la evolución lateral y vertical del CBT en el sector de estudio. El análisis de secuencias aplicado a estas secciones estratigráficas y el estudio bi y tridimensional de los afloramientos posibilitaron la interpretación de la arquitectura interna del CBT.

Se han recogido veinte cuatro muestras para su análisis micropaleontológico. Por cada muestra, 350 gr de sedimento fueron secados y levigados a través de un tamiz con luz de malla de 100 μm. Cuando fue posible, 300 caparazones de foraminíferos fueron separados y clasificados. Los foraminíferos planctónicos son extremadamente raros y sólo se procedió a su clasificación. La población total de ostrácodos fue separada, contada e identificada.

Por otro lado, en total se han tomado 18 muestras de caliza y calcarenita para su estudio petrográfico en láminas delgada y 42 muestras de sedimentos y rocas silicilásticas y carbonatadas para su análisis geoquímico. El muestreo de rocas para análisis de petrología sedimentaria como el muestreo micropaleontológico estuvo dirigido a la caracterización del mayor número de facies deposicionales posibles. La composición de elementos mayores de roca total en diferentes muestras seleccionadas se obtuvo mediante análisis de Fluorescencia de Rayos X en los laboratorios SGS Minerals Services de Toronto (Canadá). Los elementos trazas y tierras raras (REE) de la glauconita concentrada y de roca total fueron analizados con un ICP-MS HP 4500 de la Universidad de Huelva. Su funcionamiento y calibración están descritos en De La Rosa et al. (2001). La precisión y exactitud fueron determinadas sobre los standars internacionales SARM-1 y SARM-4, siendo superior al 5-10% para la mayoría de los elementos. El porcentaje de carbonatos en las muestras de sedimentos fue calculado mediante el calcímetro de Bernard. La situación de estas muestras de cada sección puede observarse en las figuras 3, 4 y 5.

5. ANÁLISIS Y ARQUITECTURA DE FACIES

A grandes rasgos, la distribución de las facies siliciclásticas aflorantes en el área de estudio corresponde al avance y retroceso de un sistema deltaico complejo -y otros sistemas asociados, como playas y medios marinos someros- en función del aporte sedimentario y el ascenso o descenso del nivel relativo del mar. Entre cada una estas grandes fases de avance y retrocesos de los depósitos costeros se han identificado unas intercalaciones de sedimentos calcareníticos y calizas -de escasa potencia- interpretados como episodios transgresivos (Pendón et al., 2001). Un esquema bastante aproximado de la reconstrucción de la geometría del conjunto, su arquitectura interna y las relaciones que presenta con la formación suprayacente y el zócalo paleozoico puede observarse en las figuras previas. Las referencias claves para esta reconstrucción lo constituyen el límite superior de la formación -el nivel de arenas con glauconita- y las diferentes barras cementadas de arenas y conglomerados que se intercalan en la serie diferenciado tramos, que afloran con amplia continuidad lateral y han permitido su cartografía a escala regional (Fig. 2).

5.1. El sustrato y los límites de la Formación

En el sector central de la Cuenca del Guadalquivir, el relleno sedimentario neógeno de la Cuenca se deposita mediante una disconformidad angular y erosiva sobre el sustrato paleozoico, que buza con un ángulo variable hacia el Sur y Sureste. La configuración del

sustrato en todo el área de estudio en muy irregular, definiendo tantos zonas deprimidas -donde la serie alcanza gran potencia- como cerros y sierras que apenas es cubierta por los sedimentos tortonienses. La superficie transgresiva de inundación marina (*transgressive surface*; Allen y Posamentier, 1993; Haq et al., 1988) representa el primer evento significativo de profundización registrado dentro de una Secuencia Deposicional. En el área estudiada suele estar definida por un depósito residual formado por clastos y bloques derivados del zócalo, en ocasiones con un alto porcentaje de fragmentos de grandes ostreidos y cirrípedos. La naturaleza de estos depende directamente del área considerada, ya que el sector de estudio comprende dos zonas diferentes de la Meseta Ibérica -la Zona Surportuguesa y la zona de Ossa Morena - aunque dominan las pizarras, las cuarcitas, los esquistos y las calizas. Estos materiales se interpretan como el resultado del retrabajo del basamento que tuvo lugar al producirse los primeros estadios de una transgresión y, por lo tanto, representa el conglomerado basal que tapiza la superficie de inundación marina inicial. Un análisis más completo de la configuración y características del zócalo en el margen pasivo de la cuenca se lleva a cabo en el capítulo 1 de este volumen.

El límite superior aflora en malas condiciones en toda el área de estudio, como en la mayor parte del margen pasivo de la Cuenca. Este contacto está marcado por una superficie de discontinuidad regional sobre la que se deposita un nivel de entre 25 y 75 cm de potencia formado por arenas limosas, muy ricas en glauconita (en torno al 20%), foraminíferos y restos de vertebrados marinos. La formación suprayacente presenta una sucesión bastante monotona y potente de margas, limos y arcillas, denominada "Arcillas de Gibraleón" (Tortoniense superior-Plioceno inferior) (Civis et al., 1987). La inundación marina debió ser relativamente rápida, como indican los rasgos de condensación existentes en el sedimento, los fragmentos de fauna marina y cantos que tapizan la superficie de inundación y la abundante microfauna marina profunda existente (*Cytherella* spp., *Henryhowella asperrima*, *Krithe* spp., *Bulimina alazanenesis*, *Hansenica soldanii*). Un análisis completo de este nivel condensado puede ser consultado en el capítulo 7 de esta memoria.

5.2. Análisis de Facies

En la zona de estudio, El CBT está formado en su mayoría por arenas y conglomerados de afinidad litoral, con una presencia menor de limos, arcillas y calcarenitas/calizas. Basándonos en el análisis preciso de las secciones estratigráficas se han diferenciados 29 tipos de facies sedimentarias, distribuidas en 6 asociaciones de facies que se alternan repetidamente en la vertical y se relacionan lateralemente mediante rápidos cambios de facies. Esta clasificación

esta basada en litología, organización y geometría de los depósitos, así como en la fauna y trazas fósiles que contienen. La nomenclatura utilizada, sus principales características, contexto de aparición e interpretación se resumen en las Tablas 1, 2 y 3.

5.2.1. *Asociación de Facies de Llanura Deltaica Emergida.* Afloran sobre todo en la parte medias de la Sección B y en la parte baja de la Sección E. Están formadas por gravas, conglomerados y arenas con intensas coloraciones rojizas, en los que intercalan niveles de arcillas y limos de potencia variable (Lámina 1).

- Litofacies lutíticas (L). Son limos y arcillas masivas, o con una difusa laminación horizontal, de intensa coloración rojiza cuando se encuentra afectada por procesos de alteración, o de color gris-amarillento en corte fresco. Contienen proporciones variables de arenas (entre el 5 y el 30%). Volumétricamente tienen mucha menor importancia que el resto de litofacies y la mayor parte de las veces aparecen como pasadas menores subordinadas a paquetes arenosos y conglomeráticos. Puntualmente pueden englobar depósitos conglomeráticos-arenosos que constituyen formas simples y aisladas en la masa arcillosa.

Facies LS-1. Arcillas y arcillas arenosas, bioturbadas, con restos vegetales (Lámina 1-A, B y D). Se observan en la Sección B y en afloramientos en malas condiciones al Norte de la Sección C. Son arcillas masivas que forman bancos tabulares de potencia métrica. Contiene restos vegetales carbonosos de pequeño tamaño y en ocasiones están bioturbadas por *Thalassinoides* y por galerías verticales de pequeño tamaño interpretadas como rizolitos. Su proporción de sedimentos groseros es variable y hacia el Sur pueden contener porcentajes considerables de limos y arenas finas (< 20%) y pasadas centimétricas microconglomeráticas. Ocasionalmente se han reconocido hileras de grandes ostreidos de concha gruesa (*Crassostrea gryphoides*) intercalados en estos sedimentos. Se relacionan y se alternan en la vertical con paquetes métricos de facies arenosas con estratificación en surco y facies conglomeráticas, de amplia extensión lateral, con organización masiva y estratificación cruzada mal definida. Hacia el Sur, estas facies incrementan su potencia, se hacen algo más arenosas y aumenta la intensidad de bioturbación por *Thalassinoides*, a la vez que se aparecen en su seno frecuentes intercalaciones conglomeráticas con base muy erosiva y numerosos ejemplares de ostreidos. Estos depósitos pueden clasificarse según los criterios propuestos por Miall (1977, 1978) y Postma (1990), como facies Fm y Fr.

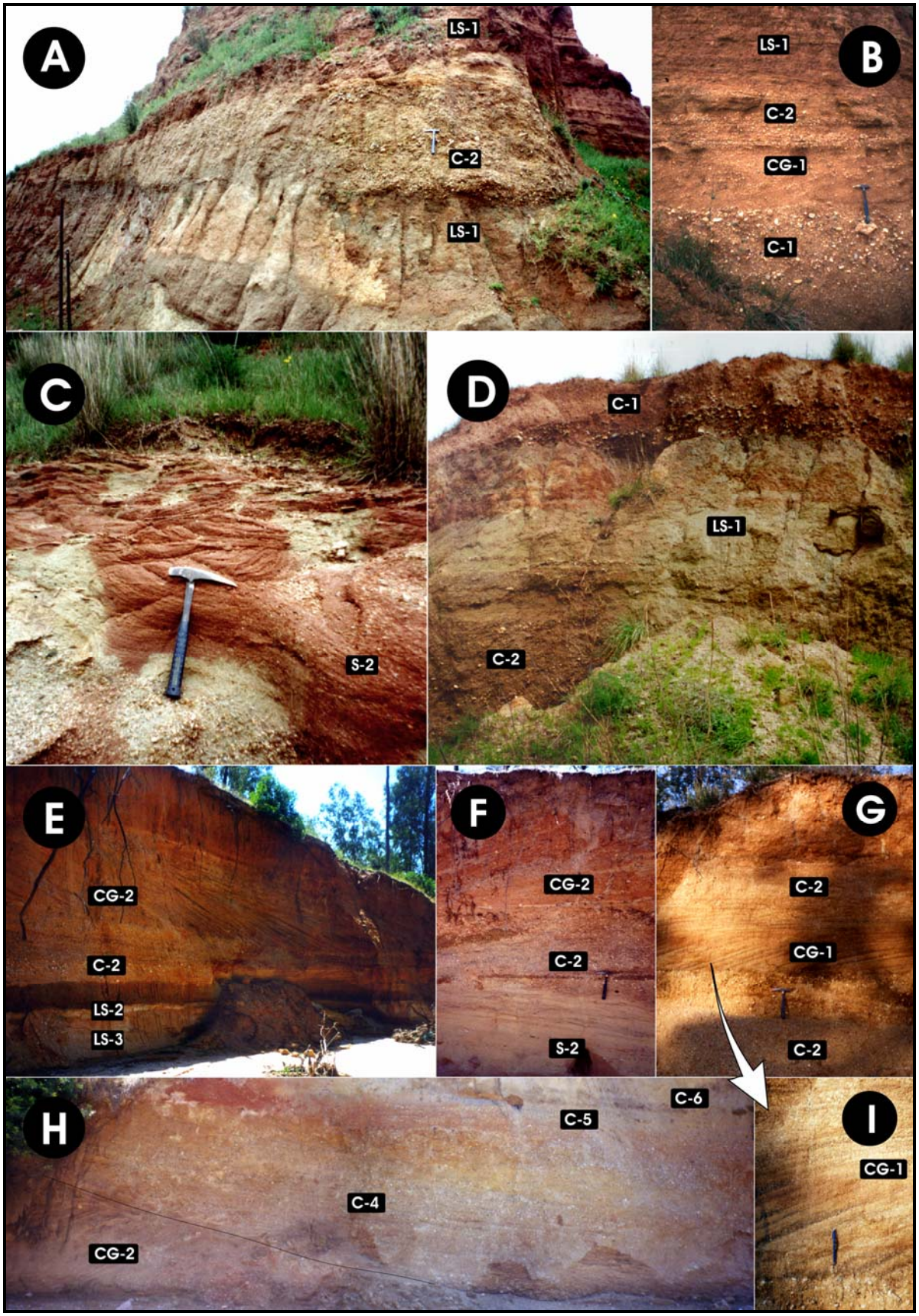


Lámina 1. Ejemplos de facies de llanura deltaica y frente deltaico en la zona de estudio. Las facies más representativas de cada sección se encuentran indicadas. (A-D) Imágen tomada en Sección B. (E-I) Imagen tomada en Sección E. Ver explicación en texto.

- ***Interpretación***: Los frecuentes restos carbonosos, la presencia de rizolitos y la aparición de conglomerados y arenas con morfología canaliforme sugieren el depósito en una llanura de inundación próxima a una zona canalizada. Las arcillas y fangos arenosos, transportados en suspensión durante inundaciones, sedimentaron por decantación durante periodos de inundación en los que las aguas se desbordaron. Por otro lado, la presencia de bivalvos (ostreidos) y galerías de *Thalassinoides* denotan una influencia marina. En este sentido, el ostreido *Crassostrea gryphoides* se ha descrito como una especie afín a medios costeros de mezcla de aguas (estuarios, deltas o bahías), sustratos finos y aguas cálidas (Jiménez et al., 1991; Harzhauser et al., 2006). Por tanto, es probable que estas facies se depositaran en una llanura de inundación-marisma, muy próxima a la desembocadura, que durante fases de crecidas o inundaciones pudo verse afectada por la llegada de sedimentos. El incremento hacia el Sur en el contenido en limos o arenas, en el índice de icnofábrica y en el número de intercalaciones conglomeráticas, se interpreta como el transito lateral hacia un submedio de bahía-interdistributario, afectado periódicamente por la llegada de sedimentos procedente de la desembocadura fluvial. Estas facies presentan similitudes con los depósitos de llanura de inundación deltaica M1-1 de Hwang y Chough (1990) y MS1-a de Chough y Hwang (1997).

- **Litofacies de arenas (S).** Principalmente son arenas medias y gruesas, de color rojo y amarillento, con selección muy pobre y alta inmadurez composicional. Su composición litológica es fundamentalmente cuarcítica, existiendo una proporción elevada de micas y otros minerales que les confieren una relativamente alta complejidad composicional. El tamaño de grano es muy variable, oscilando entre arenas microconglomeráticas y arenas finas según el depósito considerado. Su matriz puede ser algo limosa, y comparte los espacios intergranulares con óxidos de hierro, precipitados a modo de cemento.

Facies S-1a. Arenas masivas y/o con laminación horizontal e inclinada de bajo ángulo. Son arenas medias y gruesas que presentan una organización interna masiva o laminación horizontal e inclinada de bajo ángulo. La morfología de del depósito es tabular o lobulada y en ocasiones presenta lentejones (micro)conglomeráticos. Poseen una base levemente erosiva, ocasionalmente tapizada por cantos y techo irregular. Su potencia es variable, oscilando entre los 2 m y los 5 m. Se han descrito intercalados en paquetes arcillosos de las facies LS-1 o entre paquete conglomeráticos tabulares de las facies C-2.

- ***Interpretación***: Estas formas se originaron en canales someros, de baja sinuosidad, en etapas de bajo régimen de flujo que podían experimentar fluctuaciones repentinas de descarga.

Sus láminas internas se depositaron horizontalmente o con láminas de muy bajo ángulo, sin pendiente suficiente para desarrollar caras de avalancha. La aparición de intercalaciones permite inferir una dinámica de barras mixtas. Estas facies presentan similitudes con las barras mixtas arenoso-conglomeráticas complejas, de escala media, descritas en sistemas *braided* de gravas y arenas por Sierra (2003) o con las *plane-bedded simple bars* y barras compuestas de Allen (1983). Cuando las facies S-1a aparecen intercaladas con los bancos de arcillas de las facies LS-1 pueden interpretarse como el relleno de canales someros aislados en la llanura de inundación deltaica, en etapas efímeras de alto régimen de flujo (crecidas), que producirían el depósito de las arenas. En las etapas de bajo régimen de flujo, en la llanura deltaica continuó la acrección vertical mediante la sedimentación de arcillas y limos.

Facies S-1b. Arenas masivas o con laminación horizontal con restos carbonosos. Son arenas medias y finas, amarillentas, de naturaleza cuarcítica y con un grado de selección media-alta. Su organización interna es masiva o presenta una tenue laminación horizontal o tipo de *ripple*. De forma ocasional, es posible apreciar niveles formados por una o dos filas de cantos o lentejones microconglomeráticos intercalados. Contienen fragmentos dispersos de restos vegetales y de bivalvos. Su morfología es tabular y posee una potencia entre 10 y 25 cm. Se relaciona con las facies LS-2, S-2 y C-2.

- ***Interpretación***: La organización masiva pudo formarse a partir de un rápido proceso de decantación en el canal o zonas algo más restringidas -probablemente cercanas a la desembocadura fluvial-, donde las filas de cantos y microconglomerados reflejarían transporte por procesos tractivos de baja energía. La existencia de fragmentos de plantas y la laminación horizontal de bajo régimen de flujo también sugiere tasas de sedimentación muy lenta. Los restos de fauna apoyan la influencia marina ejercida en la zona de depósito de estas facies.

Facies S-2. Arenas con estratificación cruzada planar y en surco de pequeña-media escala (Lámina 1-C y F). Están formadas por paquetes tabulares, de potencia entre 30 y 250 cm, compuestos por sets de arenas finas a gruesas con estratificación cruzada en surco y planar o laminación de tipo *ripple*. La composición mineralógica es muy variable según la sección considerada, así como el grado de selección. Estas facies se corresponden con las facies St, Sp y Sr de Miall (1977, 1978).

- ***Interpretación***: Se interpretan como campos de *megaripples* de cresta recta y sinuosa, barras transversas, *ripples* de corriente y/o rellenos de canales secundarios de baja estabilidad lateral.

Su formación probablemente tuvo lugar durante etapas de bajo nivel de flujo, cuando las formas areniscosas evolucionan sobre y lateralmente a las formas conglomeráticas mayores.

- Litofacies de gravas y conglomerados (GC). Estas litofacies presentan un característico color rojo como resultado de procesos de rubefacción y, frecuentemente, los cantos y gravas que lo forman aparecen intensamente oxidados formándose pátinas en torno a ellos a modo de *coating*. A su vez, dentro de los niveles más permeables se pueden observar concentraciones de óxidos de hierro con distintos tipos de distribución (tabular, en costras, irregular, etc.). Están formadas por conglomerados y gravas de características muy heterogéneas. Los conglomerados pueden ser grano o matriz-sostenidos, aunque en su mayoría son granosostenidos, polimodales, poligénicos, de bloques y cantos desde angulosos a subredondeados. Su litología consiste en clastos de pizarras y cuarcitas y cantos de cuarzo. Las proporciones y litología varían con la zona considerada, dependiendo de la geología del sustrato. También son frecuentes los cantos blandos. La matriz, en general inferior al 35%, está formada por arenas medias y gruesas, gravas y/o microconglomerados que se encuentran seleccionados de forma muy pobre. Ocasionalmente, la matriz puede presentar una proporción elevada de fracción fina.

Los conglomerados matriz-sostenidos se componen de bloques y clastos, de angulosos a subredondeados (brechas), de caliza, pizarra y cuarcitas, soportados por una matriz arenoso-arcillosa, rojiza, muy mal seleccionada. Los cantos de cuarzo redondeados, de menor escala, son mucho menos frecuentes. Por último, las gravas son de naturaleza cuarcítica, aunque presenta proporciones considerables de fragmentos líticos. Estas gravas, que se presentan formando depósitos con laminación y estratificación cruzada, suelen estar acompañadas por láminas de arenas gruesas y microconglomerados.

Facies CG-1. Conglomerados y gravas con estratificación planar y en surco (Lámina 1-B, G y I). Estas facies incluyen paquetes de gravas y conglomerados con estratificación cruzada en surco y planar de pequeña y media escala, que pueden aparecer amalgamados. Las láminas inclinadas que conforman estos depósitos están formadas por gravas y (micro)conglomerados, y en menor medida, arenas. Estas láminas pueden presentar gradación positiva hacia arenas muy finas e incluso limos y numerosas superficies erosivas y de reactivación.

El techo de las facies suele ser plano, aunque algunos depósitos poseen un límite superior convexo. Los cantos son de cuarzo, redondeados o subredodeados y de escala centimétrica (< 5 cm). Generalmente, las facies con estratificación planar presentan base irregular y

morfologías tabulares, mientras que las facies con estratificación en artesa poseen base irregular, en ocasiones canaliforme. La base de estas facies se caracteriza por tener cantos de un tamaño de grano ligeramente mayor, que definen un depósito residual. La potencia de los depósitos varía entre 15 cm y hasta los 2 m. Estas facies se relacionan con las facies S-2 y C-2 y se corresponden con las facies Gp y Gt de Miall (1977, 1978, 1996).

- ***Interpretación***: Estas facies fueron depositadas probablemente durante el relleno de canales de pequeña y media escala y la migración de dunas y barras transversas de cresta recta y cresta sinuosa, formadas por arenas, gravas y conglomerados. Su formación tuvo lugar en etapas de alto régimen de flujo, en canales de tipo *braided*, con carga de cantos, gravas y arenas. La existencia de lechos de arcillas que tapizan las caras de avalancha de estas formas puede asociarse a la acción de corrientes de marea en etapas en las que el caudal del río no era dominante. Las facies CG-1 poseen similitudes con las barras de cresta sinuosa descritas por Rust (1978) y Miall (1985) y con las barras transversas de cresta recta de Miall (1977, 1978).

Facies C-1. Conglomerados con matriz fangosa (brechas) (Lámina 1-B y D). En general, se encuentran muy mal representadas. Presentan una fuerte variación lateral de sus características sedimentarias. Su morfología resulta difícil de reconstruir dada las malas condiciones de afloramiento, aunque parecen predominar los niveles tabulares, de base no erosiva. Estas facies muestran una organización masiva o una estratificación mal definida y matriz rojiza, con importantes proporciones de arcillas y limos. La potencia oscila entre los 70 y los 200 cm. La textura es dominantemente matriz-sostenida, en la que los cantos se disponen desorganizados, mostrando una disposición aleatoria y "flotando" en la matriz. Cuando el porcentaje en matriz es inferior, los cantos pueden disponerse orientando su eje mayor paralelo a la superficie del estrato. El tamaño de los cantos es muy heterométrico y el grado de redondeamiento es variable, predominando los elementos subangulosos de escala centimétrica y decimétrica. Suelen presentar gradación inversa. Estas facies se encuentran intercaladas con las facies conglomeráticas y arenosas de relleno de canal y de llanura de inundación. Pueden clasificarse como facies Gm y Gms según los criterios de Miall (1977, 1978, 1996).

- ***Interpretación***: A pesar de que estas facies pueden presentar una textura clasto-sostenida, las proporciones y naturaleza de la matriz indican que las fuerzas cohesivas jugaron un importante papel. Los depósitos matriz-sostenidos presentan claras similitudes con los depósitos de flujos densos subaéreos de tipo *debris flow* ampliamente descritos en la literatura, como el bajo grado de selección, la matriz fina o la orientación aleatoria de los

cantos. La ausencia de gradación positiva y la base no erosiva también permiten inferir este tipo de procesos. En las facies de textura grano-sostenida, la disminución del porcentaje de matriz fina y la aparición de una estratificación burda horizontal e inclinada resulta difcil de interpretar. Se han descrito facies similares en la transición desde flujos de tipo *debris flow*, donde las fuerzas de cohesión jugaban un papel muy importante, a flujos laminares de tipo *sheet-flow* durante flujos torrenciales (Smith, 1986; Hwang y Chough, 1990), principalmente relacionadas con un incremento en el volumen de agua en el sedimento y la correspondiente pérdida de participación de las fuerzas cohesivas e inicio de formación de estructuras sedimentaria tractivas.

Facies C-2. Conglomerados masivos o con estratificación mal definida (clasto-sostenidos) (Lámina 1-A, B, D, E, F y G). Están formadas por conglomerados masivos o con una burda estratificación horizontal e inclinada, clasto-sostenidos, con matriz arenosa y (micro)conglomerática, mal seleccionada. La gradación positiva y la imbricación de cantos son frecuentes, aunque su orientación suele ser aleatoria. Estas facies poseen una fábrica parcialmente abierta. Los cantos son, en su mayoría, de cuarzo, de escala centimétrica y de subangulosos a redondeados. Otras litologías, como calizas, pizarras y cuarcitas también son frecuentes. Forman paquetes de base irregular y algo erosiva, de morfología tabular. Son cuerpos con geometría interna compleja, posiblemente producto de una superposición lateral y vertical. Su potencia muy variable, comprendida entre 30 y 300 cm. Estas facies son similares a las facies Gm y Gh de Miall (1977, 1978, 1996) y Rust (1978).

- ***Interpretación***: Las principales características de estas facies coinciden con las descritas en barras longitudinales de gravas y cantos en sistemas fluviales tipo *braided*. La imbricación, la fábrica abierta y la orientación de los cantos denotan que los cantos, gravas y arenas fueron transportados como carga de fondo (Harms et al., 1982). La migración de barras longitudinales tiende a formar depósitos con estratificaciones horizontales o inclinadas de bajo ángulo mal definidas, posiblemente en condiciones de flujo alto y en régimen de flujo laminar (Hwang y Chough, 1990). Otros autores asocian este tipo de depósitos también al relleno de canales de baja sinuosidad de tipo *braided* (p.e. Sierra, 2003).

5.2.2. *Asociación de facies de llanura deltaica sumergida (topset), frente deltaico (foreset) y prodelta (bottomset).*

Afloran prácticamente en toda el área de estudio. Están formadas por depósitos conglomeráticos y arenosos, de amplia extensión lateral, de morfología tabular o

A.F.	FACIES	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN
ASOCIACIÓN DE FACIES DE LLANURA DELTAICA EMERGIDA	**Facies LS-1.** Arcillas y arcillas arenosas, bioturbadas, con restos vegetales.	En Secciones B y C. Organización masiva. Bancos tabulares de potencia métrica.Restos vegetales y galerías de Thalassinoides y rizolitos. Porcentajes pequeños	Llanura de inundación deltaica bajo influencia mareal
	Facies S-1a. Arenas masivas y/o con laminación horizontal e inclinada.	En Secciones B y E. Arenas medias y gruesas, masivas o con laminación (sub)horizontal. Morfología tabular o lobulada.	Barras fluviales mixtas
	Facies S-1b. Arenas masivas y/o con laminación horizontal y restos carbonosos.	En Sección E. Arenas medias y finas, masivas o contenue laminación (horizontal. Contiene fragmentos de bivalvos y restos de plantas.	Procesos de decantación en canal en zonas de baja energía.
	Facies S-2. Arenas con estratificación cruzada de pequeña y media escala.	En Secciones B y E. Arenas finas, a gruesas con sets de estratificación cruzada en surco y planar. Paquetes tabulares.	*Ripples* y *Megarriples* de cresta recta y sinuosa, barras transversas y rellenos de canal secundario de baja estabilidad lateral.
	Facies CG-1. Conglomerados y gravas con estratificación cruzada.	Muy frecuentes. Gravas y conglomerados con estratificación cruzada planar y en surco de pequeña y media escala.	Relleno de canales de pequeña y media escala y migración de dunas y barras transversas de cresta recta y sinuosa.
	Facies C-1. Brechas con matriz fangosa.	En Sección B. Brechas con organización masiva o estratificación difusa. Textura matriz-sostenida y matriz con porcentajes considerables de arcillas. Presenta gradación inversa.	Flujos densos subaéreos de tipo *debris flow*.
	Facies C-2. Conglomerados masivos o con estratificación difusa	En Secciones B, F y E.Conglomerados masivos o con burda estratificación horizontal e inclinada. Matriz arenosa. Granoclasificación normal. Morfología tabular y base erosiva.	Barras longitudinales de gravas y cantos.
ASOCIACIÓN DE FACIES DE LLANURA DELTAICA SUMERGIDA (*TOPSET*)	**Facies LS-2**. Limos y arcillas arenosas con restos vegetales.	En Sección E. Limos y arcillas masivas, con restos vegetales y moldes de bivalvos	Decantación rápida en zonas de canal.
	Facies LS-3. Limos arenosos masivos y arenas finas con moldes de bivalvos.	En Secciones E y F. Limos y arenas masivos y amarillentos con moldes de bivalvos y foraminíferos bentónicos.	Procesos de decantación lenta en canal submareal y en condiciones de baja energía en zonas de influencia marina.
	Facies SG-1a. Arenas y gravas con estratificación cruzada en surco.	En Sección F. *Sets* de Arenas medias-gruesas y gravas con estratificación cruzada en surco. Morfología canaliforme y fragmentos bioclásticos.	Rellenos transverso de pequeños canales subacuáticos y migración de barras y dunas.
	Facies CG-2. Conglomerados y gravas con estratificación cruzada de gran escala	En Sección E. Conglomerados y gravas con estratificación de gran escala, con desarrollo de *topset, foreset* y *bottomset*.	Barras de desembocadura y microdeltas de tipo Gilbert.
	Facies C-3. Conglomerados masivos y gradados canaliformes.	En Secciones E y F. Conglomerados clasto-sostenidos y matriz arenosa. Presentan estratificación difusa y gradación normal. Morfología canaliforme somera y fragmentos de fauna.	Relleno tractivo de canales someros de baja estabilidad lateral.

Tabla 1. Resumen de las principales características de las facies de llanura deltaica emergida y sumergida.

pseudo-canalizada (Láminas 1 y 2). Presenta coloraciones amarillentas, fragmentos de fauna y numerosas galerías de origen orgánico. Al igual que en la asociación de facies de llanura deltaica, aparecen intercalados entre ellos diferentes niveles de calcarenitas y calciruditas muy ricas en ostreidos, pectínidos y balanomorfos, que definen la base de las secuencias y cambios en la asociaciones de facies. Pueden aparecer asociadas a facies de llanura deltaica emergida que adquieren una mayor madurez composicional y textural (Facies S-2 y C-2).

- Litofacies lutíticas (L). Son limos arenosos y arcillas masivas, de color amarillo o gris, respectivamente. Están peor representadas que las arenas y conglomerados. Los limos forman paquetes tabulares de mayor potencia. Ambos contienen moldes de bivalvos, restos de plantas y galerías de origen orgánico.

Facies LS-2. Limos, arcillas y arcillas arenosas con restos vegetales (Lámina 1-E). Se observan en la Sección E y H. Están formadas por niveles de pequeña potencia, morfología irregular y baja extensión lateral (lentejones), de limos y arcillas arenosos, masivos, muy ricos en restos vegetales (Fig. 6) y moldes de bivalvos (*Pinna* sp.). Puede presentar grano-clasificación normal. Aunque sólo de forma muy esporádica, se han observado laminación tipo *ripple* y horizontal muy fina en los tramos más limosos. Su base puede estar tapizada por pequeños cantos de cuarzo redondeados y suelen tapizar el techo de los paquetes de arenas y conglomerados. Se encuentran intercaladas en facies conglomeráticas y arenosas de relleno de canal y barras de llanura deltaica sumergida. Según la nomenclatura propuesta por Miall (1977, 1978, 1996) y Postma (1990) estas facies pueden clasificarse como Fm, Fr y Fl.

***- Interpretación*:** Por su relación con los depósitos supra e infrayacente y sus características, estas facies son interpretadas como el producto de decantación rápida en zonas de canal en la llanura deltaica sumergida (*topset*) durante etapas bajas del flujo, en zonas de choque de agua dulce y salada. Los sedimentos finos eran transportados en suspensión, dominados por procesos de flotabilidad. Por otro lado, los restos vegetales se presentan muy fracturados (no conservan ni márgenes ni ápices y en malas condiciones la nerviación principal) por lo que su clasificación resulta muy compleja. Se han reconocido formas alargadas asimilables a helófitos (cañas, "cañizos", juncos) y geometrías esféricas interpretadas como semillas. En medios fluviales, los restos de plantas que experimentan transporte tractivo y por suspensión suelen romperse siguiendo la nerviación hasta convertirse en fragmentos poligonales, tal y como se observa en los ejemplares estudiados (Martín-Closas y Gomez, 2004). Las semillas también son abundantes en asociaciones transportadas.

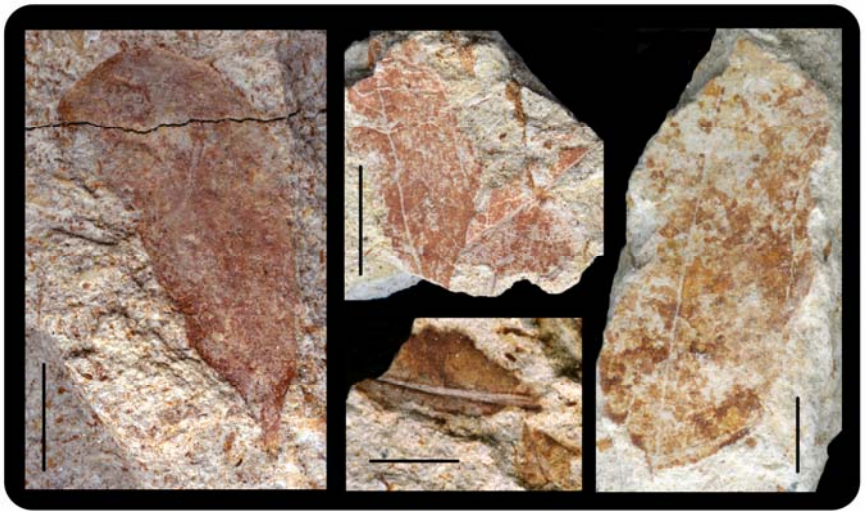


Figura 6. Restos de plantas en limos arenosos de las facies LS-2 en la Sección E.

Facies LS-3. Limos arenosos masivos y arenas finas amarillentas con moldes de bivalvos (Lámina 1-E). Son limos amarillentos, masivos, que forman paquetes de escala decimétrica y morfología tabular. Contienen tramos con porcentajes altos de arenas finas con laminación horizontal y *ripples* de oleaje. Pueden presentar moldes internos del bivalvo *Modiolus*, especialmente definiendo su base y, en menor medida, restos carbonosos. A techo pueden presenta galerías verticales rellenas con cantos y gravas de los depósitos suprayacentes. Contiene muy escasos ejemplares de foraminíferos bentónicos de las especies *Ammonia inflata*, *A. beccari*, *Elphidium crispum* y *Nonion boueanum*. Aunque estos depósitos aparecen relacionados principalmente con las facies de *topset*, su aparición también es común intercalas en facies de frente deltaico proximal.

- ***Interpretación***: La ausencia de estructuras de escape de fluidos y de granoclasificación descarta un proceso de depósito rápido de sedimentos en suspensión. El buen estado de conservación de los moldes de bivalvos y los restos carbonosos denotan una sedimentación lenta, por decantación, de partículas más finas en zonas de frente deltaico cercanas a la desembocadura. Por su relación con otras facies y la presencia de bivalvos (*Modiolus*) y foraminíferos bentónicos (*Ammonia inflata*) eurihalinas (Murray et al., 1991), estos depósitos pudieron formarse durante etapas de bajo aporte de sedimento desde los sistemas fluviales cercanos, cuando predominó el transporte de limos y arenas finas en suspensión, en condiciones ambientales de baja energía. En estos momentos, la influencia del mar queda registrada por la introducción de especies resedimentadas como *A. beccari* y *E. crispum* desde áreas marinas someras.

Facies LS-4. Arenas finas y limos homogéneos o con laminación horizontal difusa (Lámina 3-A). Son limos arenosos y arenas finas amarillentas con organización interna masiva o con una

tenue laminación horizontal. La naturaleza de los limos es cuarcítica, aunque poseen una elevada proporción en micas y arcillas. Estas facies forman paquetes tabulares de gran potencia, de unos 5 m, en la que pueden aparecer intercalados pasadas conglomeráticos de escasa potencia o filas de cantos. En ocasiones, aparecen intercaladas tramos de arenas medias con un alto contenido en fragmentos de moluscos. Localmente también se han observados fragmentos de troncos y restos carbonosos que se acumulan formando horizontes de escasa potencia. Son frecuentes en ellos, pero no abundantes, las galerías de *Thalassinoides*, que se distribuyen formando horizontes de colonización. En otras ocasiones estas facies pueden estar afectadas por bioturbación deformativa (*mottling*), borrando completamente la organización interna de los depósitos.

Contiene ejemplares dispersos de bivalvos bien conservados, especialmente pectínidos (*Chlamys radians*, *C. seniensis, C. multistriata, Flabellipecten fraterculus*), venéridos (*Venus multilamella*), cárdidos (*Cardium hians*, *Acanthocardia paucicostata*), glicimeridos (*Glycymeris glycymeris*) y grammysiidos (*Pholadomya alpina*). A destacar entre los bivalvos los numerosos ejemplares del ostreido *Crassostrea gryphoides*, que ocasionalmente forma bancos. Los gasterópodos mejor representados son los cónidos (*Conus berghausi*), natícidos (*Neverita josephinia* y *Lunatia macilenta*) y turritelidos (*Turritella bearnensis*). Entre los equinodermos se han identificado ejemplares bien conservados de *Echinolampas barcinensis* y *Clypeaster portentosus*, aunque su aparición es esporádica. En numerosos afloramientos, han sido encontrados restos de cetáceos (vértebras y costillas) y son frecuentes los dientes de seláceos (*Isurus hastalis* y *Carcharias acutissima*). Los foraminíferos bentónicos son muy abundantes en estas facies (89-379 individuos/100 g), aunque su diversidad es baja a moderada (9-19 especies). La asociación básica está compuesta por *A. beccarii*, *A. inflata*, *E. crispum*, *N. boueanum* y *Heterolepa bellincionii.* Los ostrácodos pueden estar localmente bien representados, destacando las especies *Aurila zbyzewskii, Cytheretta rhenana rhenana* y *Urocythereis favosa*. Los foraminíferos planctónicos son muy escasos y sólo se han identificados ejemplares aislados de *Globigerinoides obliquus* y de *Turborotalia* sp. Los depósitos más altos de la serie, de granulometría más fina, sí pueden contener diversos ejemplares foraminíferos planctónicos, entre los que destacan *Globigerina apertura, G. bulloides, Globigerinoides amplus, G. trilobus.* El foraminífero bentónico *Hanzawaia boueana* y las especies de ostrácodos *Pterigocythereis jonesii*, *Celtia quadridentata* y *Costa batei* son comunes en estas facies localizadas cerca del techo de la formación.

***- Interpretación*:** La organización masiva, la aparición conjunta de sedimentos terrígenos finos y de foraminíferos bentónicos, la alta proporción de mica, los restos carbonosos y la elevada intensidad de la bioturbación apuntan hacia la existencia de sedimentación por decantación

hemipelágica, en zonas marinas someras alejadas de la desembocadura, donde dominaron las fuerzas de flotación. Su relación con las facies de frente deltaico denota la llegada de sedimentos desde zonas de desembocadura y frente deltaico hasta zonas de prodelta y marino someras adyacentes. En la desembocadura del río, la segregación del sedimento es causada por la diferencia de densidad entre las aguas fluviales y las marinas (Colella et al., 1987). Si ambas poseen una densidad parecida (flujo homopícnico) o el agua que llega al mar es menos densa que la del mar (flujo hipopícnico), el agua efluyente en la masa de agua de la cuenca puede desarrollar una pluma de turbidez en la que dominan las fuerzas de flotabilidad. De esta forma, los sedimentos son transportados en suspensión hacia áreas más profundas de la cuenca. Si el aporte terrígeno es constante desde el sistema fluvial, este puede causar sedimentación rápida y depósitos masivos y potentes pueden formarse. La colonización del fondo por bivalvos y gasterópodos, foraminíferos bentónicos y organismo infaunales (*Thalassinoides*) se produciría de forma continuada en el medio, aunque es probable que se intensificará durante etapas especialmente ricas en nutrientes. La existencia de tramos de granulometría algo mayor, ricos en restos de fauna marina, en ocasiones muy fragmentados y abrasionados, se interpreta como la acción puntual de tormentas y oleaje de alta energía. Estos depósitos son muy similares a las facies de prodelta de Choe (1986) y de Hwang y Chough (1990).

Por otro lado, y, en general, la asociación microfaunística sugiere condiciones de plataforma interna, de menos de 30 metros de profundidad (Murray et al., 1991; Villanueva, 1994; Barbieri y Ori, 2000). La asociación de foraminíferos bentónicos existente en estas facies es similar a la descrita por Baceta y Pendón (1999), deduciendo ambientes marinas abiertos, someros de profundidades mínimas de 10-20 m, probablemente cercano a sistemas deltaicos y/o de playa. Las muestras contienen altos porcentajes de ostrácodos adultos (71-100% del total) y caparazones cerrados (43-65%), indicando medios con tasas de sedimentación de moderadas a altas (Whatley, 1988). La asociación de pectínidos *Chlamys radians-C. seniensis* y la aparición de ejemplares articulados y bancos de *Crassostrea gryphoides* también indican profundidades propias de un medio de plataforma marina interna cercana a un sistema deltaico y sustrato predominantemente fino, en condiciones ambientales dominantes de baja energía y retiradas de las zonas de aporte sedimentario (Jiménez et al., 1991; Aguirre et al., 1996). Por otro lado, las facies más limosas, localizadas en la parte alta de la serie hacia donde se registra una profundización, contienen especies circalitorales de foraminíferos bentónicos (*H. boueana*), de ostrácodos (*P. jonesii, C. batei*) y foraminíferos planctónicos, formándose probablemente en medios más profundos (30 y 50 m).

- Litofacies arenosas (S). Son arenas medias y gruesas, en ocasiones microconglomeráticas, de naturaleza eminentemente cuarcítica. Pueden presentar intercalaciones de láminas de gravas y filas de cantos. En general, aparecen formando paquetes tabulares o canaliformes, de potencia decimétrica y métrica. Su contenido fósil es muy escaso.

Facies S-3. Arenas con estratificación inclinada paralela de gran escala (Lámina 2-E). Estas facies están formadas por arenas finas a gruesas, de naturaleza cuarcítica, de moderadamente a bien seleccionadas. Presenta gravas y cantos dispersos y porcentajes variables de limos y arcillas. Algunos estratos o láminas presentan gradación positiva. La estratificación, mal desarrollada, muestra una fuerte inclinación, generalmente > 15º, hacia el Sur y Sureste, en cuya dirección se acuñan. No se han observado fauna ni galerías en estos depósitos, aunque sí numerosos restos carbonosos. Su potencia oscila entre los 20 cm y los 1,2 m. Suelen presentar fallas normales sinsedimentarias de pequeña magnitud y estructuras de escape de fluidos en "plato" y laminación convoluta. Se asocian con las facies conglomeráticas y arenosas de frente deltaico (Facies). Estos depósitos son similares a las facies Sg de Postma (1990).

- ***Interpretación***: Estos depósitos delimitan el inicio del *foreset* deltaico. Su organización masiva, base inclinada, la existencia de fallas sinsedimentarias y las estructuras de escape de fluido denotan la existencia de procesos de depósito muy rápidos que tuvieron lugar sobre la superficie inclinada que define el frente deltaico y en los que presión dispersiva no jugó un papel importante. Aunque estas facies son parecidas a las corrientes de turbidez de alta densidad de Bouma (1962) y Lowe (1982), no existen evidencias suficientes que avalen un régimen turbulento para estos depósitos. Hwang et al. (1995) describe depósitos de iguales características en el inicio del frente deltaico, en zonas de elevada pendiente deposicional, asociados a tanto corrientes de turbidez de alta densidad derivadas de *debris flow* arenosos o al depósito rápido por congelación de flujos tractivos desde la desembocadura fluvial.

Facies SG-1a. Arenas y gravas con estratificación cruzada en surco. Se han descrito en la Sección F. Son depósitos formados por arenas medias a gruesas y gravas con fábrica abierta, de moderadamente a bien clasificadas, que presentan varios sets de estratificación cruzada en surco bidireccionales. En ocasiones, la estratificación cruzada está definida dentro de depósitos arenosos por filas de cantos que se orientan paralelos a las láminas. En determinados tramos, estos depósitos están formados por arenas cuarcíticas amarillentas con fragmentos bioclásticos. La morfología de los depósitos es canaliforme, aunque de menor escala que las facies S-2 y

CG-1. Su potencia es variable, condicionada por la morfología del canal, aunque oscila entre los 40 y 150 cm. Las facies SG-1 se asocian a los mantos conglomeráticos de la facies C-3 y C-4.

- ***Interpretación***: Dada la morfología de los cuerpos sedimentarios y su organización interna, estas facies se interpretan como el relleno tranverso de pequeños canales subacuáticos por migración de barras o dunas, en zonas de la llanura deltaica escasa profundidad muy próximas al principio del frente deltaico del río (transición *foreset-topset*). Este relleno pudo tener lugar en momentos de régimen de flujo medio-bajo, cuando el río transportaba por carga de fondo un gran volumen de arenas y gravas.

Facies SG-1b. Arenas y gravas, bioturbadas, con estratificación cruzada en surco (Lámina 2-A, G, H, I, J y L). Son arenas de medias a gruesas amarillentas o blanquecinas, cuarcíticas, con pequeños cantos y gravas. Presentan estratificación cruzada en surco de pequeña y media escala. Pueden contener también *ripples* y *megarriples* simétricos de oleaje y laminación inclinada de bajo ángulo. Poseen un grado de selección medio-bajo. La potencia de estos depósitos oscila entre los 50 y los 200 cm. Contienen fragmentos de ostreidos y banalomorfos y aparecen bioturbados por *Ophiomopha nodosa*, *Conichnus conicus* y, en menor medida *Skolithos.* El índice de icnofábrica es de bajo a moderado (Drosser y Bottjer, 1986). Los tramos de granulometrías más finas pueden contener troncos fósiles y restos carbonosos dispersos, los primeros en ocasiones afectados por *Teredolites*. Estas facies se asocacian con los mantos de gravas y conglomerados de frente deltaico proximal.

- ***Interpretación***: Estas facies se interpretan como el producto del retrabajo en barras y dunas de cresta sinuosa, por parte del oleaje, de los sedimentos de frente deltaico y de desembocadura. La presencia de troncos afectados por *Teredolites* y restos vegetales pone de manifiesto la proximidad a las zonas de aporte fluvial. La afinidad marina de estos materiales se deduce a partir de la icnofábrica *Ophiomorpha/Conichnus* y los numerosos restos de fauna costera. Los icnotaxones *Ophiomorpha* y *Conichnus* reflejan la existencia de organismos infaunales profundos (crustáceos thalassinoideos) o que poseen una elevada capacidad de reajuste de su posición con respecto a la interfase sedimento-agua (anémonas marinas), de los que podemos deducir condiciones de elevada tasa de sedimentación y fondo inestables, que experimentaban la migración de formas de fondo y erosión intermitente (Gibert et al., 1998). Este medio fue colonizado por especies adaptadas a vivir en condiciones ambientales de alta energía, formando colonias o sobre el sustrato rocoso adyacente a estas zonas.

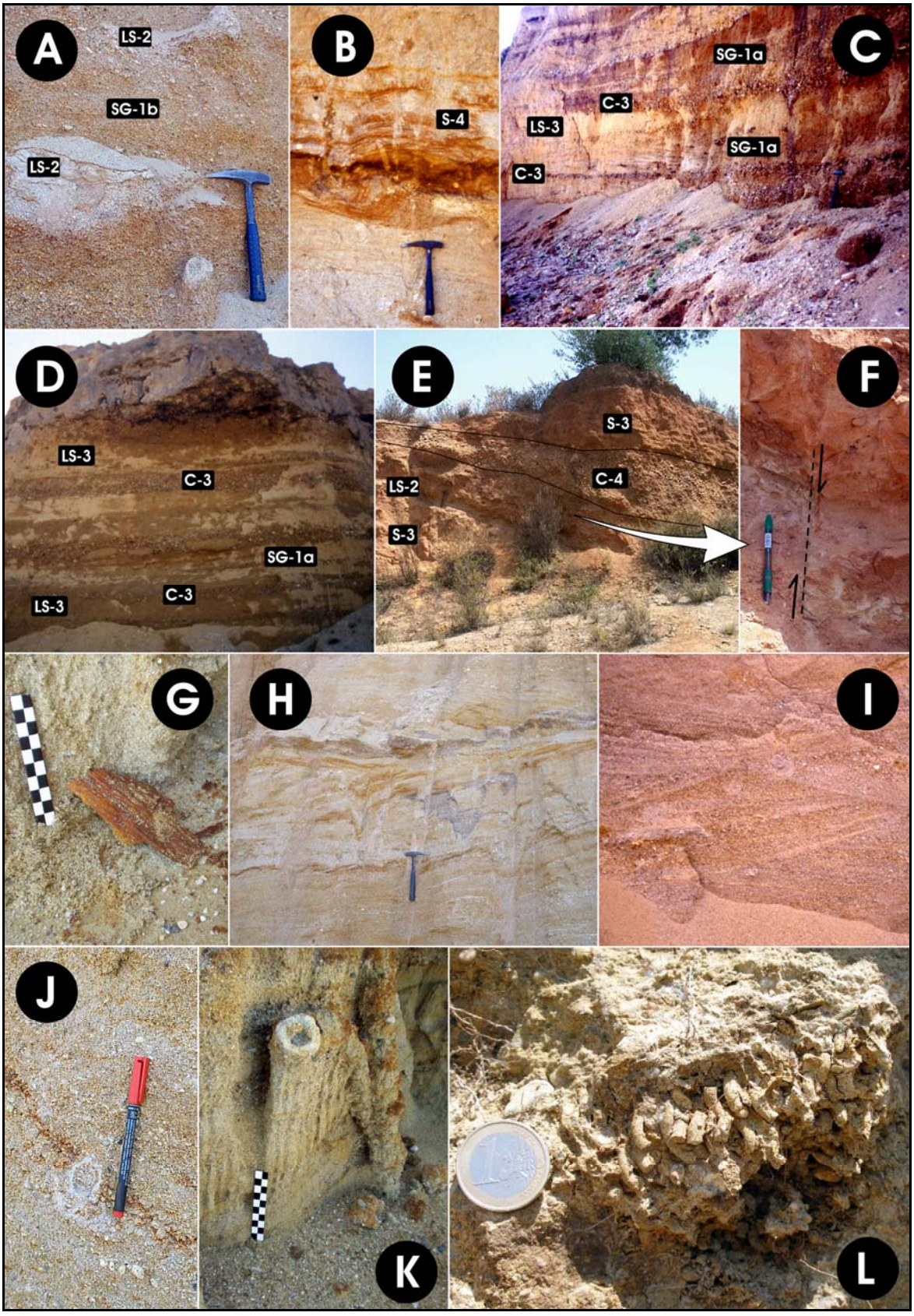


Lámina 2. Ejemplos de facies de llanura deltaica y frente deltaico. (A) Sección H. (B) Sección I. (C a E) Sección F. (F) Detalle de falla sinsedimentaria en facies de frente deltaico proximal. (G) Resto de madera fosilizada en facies SG-1b. (H) Galerías de *Conichnus* en facies de frente deltaico en Sección H. (I) Estratificación cruzada en surco enfacies de playa en facies SG-1b en la Sección I. (J-K) Galería vertical de *Ophiomorpha nodosa* en facies de gravas de frente deltaico en las Secciones H e I, respectivamente. (L) Resto de tronco fósil con perforaciones de *Teredolites*.

- Litofacies de gravas y conglomerados (GC). Son gravas y conglomerados con matriz arenosa amarillenta de moderada a bien clasificada. Los cantos son de cuarzo, aunque también son comunes las calizas, pizarras y cuarcitas. El grado de redondeamiento es muy variable, variando entre anguloso y redondeado. Los depósitos presentan morfologías tabulares o de canales muy someros con de amplia extensión lateral. La organización interna es masiva o puede presenta gradación inversa. El contenido fósil es muy escaso, formado por fragmentos de ostreidos y balanomorfos.

Facies CG-2. Conglomerados y gravas con estratificación cruzada de gran escala (Lámina 1-E, F y H). Son formas tabulares de gran escala, que superan los 2,5 m de potencia y en las que se pueden diferenciar a pequeña escala las zonas de *topset*, *foreset* y *bottomset* descritas inicialmente en los deltas por Gilbert (1885). Están formadas por gravas, cantos, conglomerados y arenas gruesas y media que definen estratificaciones cruzadas de inclinación muy pronunciada (>15º) que decrecen pendiente abajo, junto con el tamaño de grano y la potencia del estrato o lámina. Son comunes las láminas finas de arcillas y limos intercaladas (*mud drapes*) que aparecen tapizando las láminas de granulometrías más groseras, así como con numerosas superficies erosivas y de reactivación sedimentaria. La organización interna de los depósitos y la morfología de los niveles de gravas y cantos en los *foresets* (planar, sigmoidal, formando cuñas, etc.) es muy variable. Estas facies se relacionan con los depósitos de relleno de canal y barras de llanura deltaica sumergida y presentan semejanzas con las facies de barras Gp y Gt de Miall (1977, 1978, 1996).

- ***Interpretación***: Las facies CG-2 claras similitudes con las barras de desembocadura o microdelta del tipo Gilbert descritos por Hwang y Chough (1990) y Chough y Hwang (1997). Estas formas se interpretan como la progradación y la acrección lateral de deltas de pequeña escala en zonas cercanas a la desembocadura. Es probable que flujos homopícnicos e hiperpícnicos produjesen un depósito rápido del sedimento grosero en la desembocadura del río, dando lugar a estas morfologías durante diferentes fases de ascenso y descenso del régimen de flujo.

Facies C-3. Conglomerados masivos o gradados canaliformes (Lámina 2-C y D). Son conglomerados clasto-sostenidos, de potencia inferior a un metro y matriz arenosa de moderada a bien seleccionada. Los cantos son de subangulosos a redondeados, de escala centimétrica y pueden presentar imbricación y su eje mayor perpendicular a la dirección de flujo. Ocasionalmente presentan gradación positiva y estratificación inclinada difusa.

Presentan geometrías canaliformes de amplia extensión lateral, que se superponen en la vertical. Los fragmentos de ostreidos (*Ostrea edulis lamellosa*) y cirrípedos (*Balanus*) son frecuentes en ellos. Estas facies se relacionan con los depósitos de gravas y arenas de las SG-1a y son similares a las facies Gh y Gm de Miall (1977, 1978, 1996) y Postma (1990).

- ***Interpretación***: El relleno masivo o gradado, la morfología de los depósitos, la gradación y la orientación de los cantos indican un relleno por transporte tractivo de canales poco profundos y baja estabilidad lateral en el *topset* deltaico. La aparición de fragmentos de fauna costera y la gran extensión y pequeña potencia de los depósitos de canal permiten inferir la influencia marina. Este tipo de depósitos representan la deceleración de flujos tractivos -que transportaban grandes volúmenes de sedimentos por carga de fondo- por pérdida de inercia en la zona de interacción fluvio-marina.

Facies C-4. Conglomerados clasto-sostenidos con estratificación difusa e inclinada (Lámina 1-H). Estas facies se encuentran muy bien representadas en varias secciones. Son conglomerados masivos o con una estratificación difusa, formados por cantos heterométricos de escala centimétrica y decimétrica. Son depósitos lenticulares o pseudos-canalizados, de potencia variable, que oscila entre los tres o cuatro cantos y los 2 m, apareciendo en ocasiones varios cuerpos conglomeráticos amalgamados o sobreimpuestos. Presentan gradaciones de diversos tipos, predominando la inversa. La aparición de bloques de grandes dimensiones hacia el techo de los depósitos, así como un incremento en la concentración de los cantos, es frecuente. La mayoría de los cantos poseen una orientación aleatoria, aunque algunos presentan su eje de mayor longitud paralelo a la estratificación e imbricación. La matriz esta formada por arenas medias a gruesas, en ocasiones gravas, moderadamente clasificadas. La proporción en matriz fangosa es muy baja. Su base es neta, poco erosiva, definida por las irregularidades del techo del depósito infrayacente. El techo puede esta definido por arenas con lentejones de restos carbonosos concentrados similares a los descritos en las facies S-3. La inclinación del muro es elevada, aunque en general inferior a 15º, variando en función de la sección considerada. Estas facies se encuentran asociadas a las facies y presentan similitudes con las facies Gg y Gms de Postma (1990).

- ***Interpretación:*** La ausencia de matriz arcillosa, la gradación inversa frecuente y la inclinación de la base sugieren la existencia de procesos de flujos en masa en el frente deltaico, en los que la presión dispersiva o interacción entre clastos fue dominante. Estos depósitos pueden describirse como el producto de *debris flow* no cohesivos o *grain flow* modificados en el sentido de Lowe (1976, 1979, 1982), Nemec y Steel (1984) o Postma (1986). En el caso de los

depósitos de pequeña potencia y morfología canaliforme que presentan algunas de estas facies, especialmente en sección transversal, puede deducirse que estos flujos eran de pequeño volumen y se trasladaban sólo pequeñas distancias sobre el *foreset* deltaico, con un claro dominio de las fuerzas friccionales, tal y como describen Colella et al. (1987), White (1992) y Sohn et al. (1997). Estos depósitos se depositaron en el frente deltaico procedentes de la desembocadura, donde llegaron flujos densos y/o sedimentos por carga tractiva que experimentaron una breve aceleración y transporte como consecuencia de la elevada pendiente deposicional y la fuerza de la gravedad.

Facies C-5. Conglomerados clasto o matriz-sostenidos con gradación normal o simétrica (inversa-normal) (Lámina 1-H). Estas facies presentan claras similitudes con las Facies C-4, aunque difieren con ellas en que no presentan una inclinación tan acentuada de su base, en su menor potencia, en la existencia ocasional de una parte arenosa superior, en la ausencia de estratificación y en que gran parte de los cantos presentan una orientación aleatoria. La relación con otras facies también es distinta, apareciendo estas facies intercaladas en los depósitos potentes que constituyen las facies LS-4. Su potencia es pequeña, generalmente inferior a 50 cm. Estos depósitos pueden ser divididos en dos partes. Una parte inferior, siempre presente, formada por un conglomerado de textura tanto clasto como matriz-sostenida, y matriz es arenosa de fina a media de moderada a bien seleccionada. Su organización interna es masiva o presenta una gradación negativa, no siempre evidente, acompañada por un incremento de la concentración de los cantos hacia techo. La parte superior de estos depósitos, no siempre observable, que ocupa aproximadamente los últimos 15 cm, está definida por una transición mediante una gradación normal a arenas finas y medias. Estas arenas son similares a las que forman la matriz del conglomerado de la parte inferior y contiene numerosos cantos centimétricos, desorientados y dispersos. El tramo de arenas suele ser masivo, aunque puntualmente se han podido observar laminaciones horizontales e inclinadas de bajo ángulo. Su geometría es tabular y su base es neta, poco erosiva. Las facies G-6 pueden contener fragmentos de fauna, sobre todo de ostreidos y cirrípedos.

- ***Interpretación***: La peor orientación de los cantos y la gradación positiva indican que la presión dispersiva no fue tan importante como las condiciones turbulentas durante el depósito de estas facies, especialmente en su parte superior. Se han descrito varios mecanismos para explicar la existencia de conglomerados de matriz arenosa con gradación positiva, como corrientes de turbidez de alta densidad (Walter y Mutti, 1973; Lowe, 1982), *debris flow* no cohesivos (Lowe, 1982; Postma, 1986) o *debris flow* arenosos, de alta densidad y poco

cohesivos (Surlyk, 1984). La parte inferior, conglomerática, al igual que las facies C-4, puede ser interpretada como *debris flow* no cohesivos, mientras que la organización masiva y laminación difusa, así como la gradación normal de las arenas superiores sugieren la existencia de procesos de decantación rápida del material en suspensión desde flujos turbulentos (Royhan Gani y Mustafa Alam, 2004) con transporte tractivo muy débil, representados por los cantos dispersos. Estos depósitos pueden ser el resultado de la transformación en superficie de flujos densos (*density-modified grain flows*), de tipo *grain flow* o *debris flow* no cohesivos, en corrientes de turbidez de alta densidad (Lowe, 1982), dentro de zonas de alta inclinación del frente deltaico. Las arenas en suspensión pudieron depositarse tras un transporte relativamente largo pendiente abajo, formando depósitos de mayor potencia en zonas del frente deltaico distal. Estos depósitos pueden ser equiparados a los flujos densos o densitas (*densites*) de comportamiento parcialmente laminar y turbulento de Royhan Gani y Mustafa Alam (2004).

Facies C-6. Filas y cantos aislados. Estas facies consisten en depósitos formados por una o dos filas de cantos de diversas dimensiones (en general menor a 10 cm), sin gradación aparente. Los cantos presentan una orientación variable, aunque domina la aleatoria frente a la imbricación y al eje de máxima longitud paralelo a la base del depósito. La fábrica de las facies es abierta, con un escaso contenido en matriz arenosa interticial. En general, definen niveles de baja continuidad lateral que finalizan abruptamente en ambos sentidos o transicionalmente hasta constituir una fila de cantos aislados en el seno de sedimentos finos. Su límite inferior es una superficie neta y no erosiva, en ocasiones de inclinación elevada. Estas facies aparecen intercaladas en facies limosas y arenosas finas de prodelta (Facies LS-4).

- ***Interpretación***: La diferente orientación de los clastos, la escasez de matriz arenosa y la geometría de estas facies sugieren un transporte tractivo de los cantos y/o generado por la propia fuerza gravitacional asociadas a una pendiente deposicional elevada. La ausencia de gradación inversa y de matriz descarta procesos de tipo *debris flow* no cohesivos o *grain flow*. Es probable que el movimiento de los clastos se produjese en condiciones muy dispersivas, con una colisión entre cantos mínima. Este tipo de transporte, dominados por el impulso o cantidad de movimiento transferido a los cantos, se denomina *debris fall* (Nemec, 1990) o caída de clastos.

5.2.3. *Asociación de Facies de Playa.* Afloran en el sector oriental y central del área de estudio. En total se han descrito 5 tipos de facies.

A.F.	FACIES	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN
ASOCIACIÓN DE FACIES DE FRENTE DELTAICO Y PRODELTA (*FORESET* Y *BOTTOMSET*)	**Facies LS-4**. Arenas finas y limos, bioturbados, muy fosilíferos.	Muy frecuentes. Arenas finas y limos masivos o con laminación difusa. Forma paquetes tabulares de gran potencia. Posee un alto contenido en fauna y pueden aparecer intensamente bioturbados por *Thalassinoides*	Sedimentación hemipelágica en zonas de prodelta y marinas someras alejadas de la desembocadura.
	Facies S-3. Arenas con estratificación inclinada paralela de gran escala.	En Sección F. Arenas finas a gruesas con restos carbonosos y estratificación inclinada paralela de alto grado. Gradación normal	Corrientes de turbidez de alta densidad en el inicio de frente deltaico.
	Facies SG-1b. Arenas y gravas bioturbados con estratificación cruzada en surco.	En Sección F y I. Arenas medias a gruesas con estratificación en surco de media escala, intensamente bioturbadas por *Conichnus* y *Ophiomorpha*.	Retrabajo en barras subacuáticas de frente deltaico proximal y barras de desembocadura.
	Facies C-4. Conglomerados con estratificación inclinada difusa.	En múltiples secciones. Conglomerados masivos o con estratificación inclinada difusa y textura clasto-sostenida. Grano-clasificación inversa y matriz arenosa	*Debris flow* no cohesivos o *grain flow* modificados.
	Facies C-5. Conglomerados con grano-clasificación normal y simétrica	En Secciones B, C y F. Conglomerados de textura clasto-sostenida o matriz-sostenida, con gradación normal o simétrica. Estratos con base inclinada al Sur y Sureste	Flujos densos resultado de la transformación de *Debris flow* no cohesivos o *grain flow* modificados en corrientes de turbidez, también denominado *density modified grain flows*
	Facies C-6. Filas de cantos y cantos aislados.	En múltiples secciones. Una o dos filas de cantos de diferente escala, sin matriz ni gradación. Baja continuidad lateral e inclinación variable (0° a 8°)	Caida de rocas en pendiente del frente deltaico mediante transporte tractivo hasta zonas de prodelta.
ASOCIACIÓN DE FACIES DE PLAYA Y DE PLATAFORMA MARINA	**Facies LS-5.** Limos y arenas finas margosas con foramiíferos.	En múltiples secciones. Limos y arenas finas margosas, masivas, muy ricas en microfauna, pectínidos y equínidos.	Sedimentos hemipelágicos depositados en una plataforma marina abierta o medio circalitoral inferior.
	Facies L-1. Margas y arcillas grises.	En múltiples secciones. Margas y arcillas grises homogéneas, muy ricas en microfauna	Sedimentos hemipelágicos depositados en una plataforma marina abierta o medio circalitoral superior y talud.
	Facies S-4. Arenas con gravas y cantos y estratificación cruzada en surco.	En Sección I. Arenas con gravas y cantos y estratificación en surco de pequeña y mediana escala. Bioturbada por *Ophiomorpha* y *Conichnus*. Fragmentos de fauna	Retrabajo de facies de playa en barras de oleaje y *megaripples*
	Facies S-5. Arenas finas con laminación horizontal.	En Sección H, I y K. Arenas finas con laminación paralela horizontal de bajo régimen de flujo. Poseen ejemplares dispersos de pectínidos y galerías de *Thalassinoides*.	Transición entre zona submareal de una playa y plataforma somera.
	Facies CcCa. Calcarenitas y calizas con rodolitos y *Clypeaster*	En Sección M. Calcarenitas y calizas con rodolitos, *Cypeaster* y *Heterostegina*	Sedimentación mixta y carbonatada en medios costeros y marinos.
	Facies SC-1. Arenas y conglomerados con estratificación subhorizontal.	En Secciones I y L. Arenas con cantos y conglomerados con estratificación subhorizontal. Morfología pseudo-canaliforme. Fragmentos de ostreidos	Migración de barras y relleno de canales submareales (*shoreface*) en fases de alta energía.
	Facies SC-2. Arenas y conglomerados con estratificación cruzada en surco y planar.	En Sección L. Arenas con cantos y conglomerados con *sets* de estratificación en surco y planar. Fragmentos de fauna costera	Migración de barras subacuáticas en zona submareal de una playa (*shoreface*) en fases de baja energía del oleaje.
	Facies SGC-1. Arenas, gravas y conglomerados con estratificación inclinada paralela.	En Secciones K y L. Arenas, gravas y conglomerados con estratificación inclinada paralela a gran escala	Batida del oleaje en zona intermareal de una playa (*foreshore*)

Tabla 2. Resumen de las principales características de las facies de frente deltaico, prodelta y plataforma marina.

- Litofacies arenosas (S). Son arenas amarillentas, de composición cuarzo-feldespática, aunque con cantidades significativas de mica y otros componentes (fragmentos líticos, minerales pesados) que les confiere una ligera inmadurez composicional. La granulometría que presentan es muy variable (de muy finasa muy gruesa), apareciendo niveles con grados de selección alto. Pueden contener porcentaje variables de limos y arcillas (<10%). Las estructuras sedimentarias son comunes, destacando la laminación horizontal, inclinada de bajo ángulo y de tipo *ripple*. La estratificación cruzada planar y en surco de media o gran escala también son frecuentes. Los tramos arenosos pueden aparecer de forma masiva, o bien, mostrando una clara gradación positiva. Frecuentemente poseen un alto porcentaje de cantos y gravas dispersos. El contenido en fauna fósil depende de las facies consideradas. Los bivalvos y gasterópodos son comunes, en tanto que la bioturbación puede llegar a ser muy intensa, borrando cualquier rastro de la estructura original de estos depósitos.

Facies S-4. Arenas conglomeráticas con estratificación cruzada en surco (Lámina 2-B y Lámina 3-D y G). Son arenas medias y gruesas de moderadas a bien seleccionadas, con cantos y gravas dispersas. Los cantos son, en general, inferiores a 5 cm y de subredondeados a redondeados. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son la estratificación cruzada en surco de pequeña escala y los *megariples* simétricos de oleaje. Son menos frecuentes la laminación horizontal de alto régimen de flujo, los *ripples* de oleaje y la estratificación planar. Pueden presentar pasadas de filas de cantos, gravas y microconglomerados. En estas facies son comunes las galerías verticales y complejos bidimensionales de *Ophiomorpha nodosa* y grandes madrigueras de *Conichnus conicus*. En menor medida, se han observado también los icnogéneros *Skolithos* y *Thalassionoides.* La fauna no es frecuente, limitándose a algunos valvas del ostreido *Ostrea edulis lamellosa* y del pectínido *Chlamys seniensis*. No se ha encontrado microfauna en estas facies.

***- Interpretación*:** Estos depósitos se interpretan como el producto del retrabajo por parte del oleaje de los sedimentos litorales en barras de oleaje y *megaripples* de cresta sinuosa. Estructuras sedimentarias como *ripples* y *megaripples* de oleaje o laminación horizontal de se han descrito ampliamente en facies de *shoreface* próximas a la transición con el *foreshore.* En estas zonas del litoral, la acción del oleaje sobre el fondo es intensa y continuada, dando lugar a laminaciones de régimen de flujo alto y formas de fondo que migran tanto hacia tierra como hacia mar (p.e. Mueller y Dimroth, 1987). Por otro lado, la icnoasociación descrita corresponde a medios litorales o marinos someros, de sustratos arenosos y muy inestables, donde proliferaban los organismos infaunales adaptados a vivir a gran distancia del fondo o

con alta capacidad de reajusta de su madriguera con respecto a la interfase sedimento-agua (Gibert et al., 1998).

Facies S-5. Arenas finas y medias con laminación horizontal (Lámina 3-B, G, H y I). Estas facies están formadas por arenas finas, en ocasiones limosas, con laminación paralela horizontal. Pueden contener pequeñas cantidades de gravas y cantos. Son frecuentes también en estos depósitos los *ripples* de oleaje y las estratificaciones cruzadas en surco de pequeña escala. Forman paquetes e morfología tabular y potencia inferior a 1,5 m. Presentan ejemplares dispersos de pectínidos (*Pecten* sp., *Flabellipecten fraterculus*, *Chlamys seniensis*) y ostreidos (*Ostrea edulis lamellosa*), generalmente en buen estado de conservación. Contienen numerosas galerías de *Thalassinoides.* Son menos frecuentes las galerías de *Ophiomorpha*, aunque pueden formar horizontes de colonización que presentan un índice de icnofábrica muy elevado. El contenido en microfauna es escaso, siendo las especies mejor representadas *A. inflata* y *E. crispum* dentro de los foraminíferos bentónicos. Los ostrácodos se encuentran prácticamente asuntes.

- ***Interpretación*:** Estas facies pueden interpretarse como correspondientes a una zona de transición entre la zona infralitoral profunda -o *shoreface*- y el inicio de la plataforma marina -o *offshore*-, probablemente adyacentes a sistemas litorales de frente deltaico y playas. En esta zona, donde la acción del oleaje queda registrada puntualmente a través de la aparición de *ripples* y estratificaciones cruzadas en surco, dominó la sedimentación de sedimentos arenosos finos por decantación en etapas de baja energía. La icnoasociación descrita y la fauna encontrada e estos depósitos son coherentes con la existencia de un medio costero profundo o marino somero, de sustratos arenosos y energía moderada.

- Litofacies de gravas y conglomeráticas (GC). Son facies formadas por gravas bien clasificadas y conglomerados granosostenidos, constituidos por cantos redondeados de cuarzo y cantidades significativas de clastos de cuarcita y pizarra. El tamaño de los cantos no suele superar los 5 cm de longitud, aunque excepcionalmente alcanza los 10 cm. La matriz es arenosa media y se presenta de moderada a muy bien seleccionada. Las estructuras sedimentarias son comunes, especialmente las estratificaciones cruzadas e inclinada parelela de gran escala. Frecuentemente, presenta restos de fauna marina con diversos grados de fragmentación y abrasión, así como galerías aisladas de origen orgánico.

Facies SGC-1. Arenas, gravas y conglomerados con estratificación inclinada paralela (Lámina 3-B y I). Están formadas por arenas -en ocasiones conglomeráticas-, gravas, conglomerados y filas de cantos. Estos depósitos muestran una estratificación paralela inclinada de gran escala, en el que el buzamiento de sus láminas oscila entre los 4º y 12º hacia la cuenca. La estratificación es planar o ligeramente tangencial con respecto a la base, dependiendo del tamaño de grano. La inclinación tiende a disminuir tanto hacia tierra como hacia mar, donde se acuñan en las facies arenosas S-4 y S-5, o en las facies conglomeráticas SC-2. Los depósitos forman cuerpos tabulares de potencia métrica (de hasta 3 m), base erosiva, ligeramente alabeada y amplia continuidad lateral. Las superficies erosivas son muy frecuentes. Los niveles de arenas gruesas y gravas están muy bien seleccionados, aunque la potencia de sus niveles es inferior a los tramos de granulometrías más groseras. En estos casos la estratificación está delimitada por cambios granulométricos bruscos.

La organización interna de los depósitos muestra una geometría de acrección frontal o progradación hacia mar. La presencia en estas facies litorales de una organización interna -a macroescala- en la que es observable un dispositivo geométrico en biselamento basal (*toplap*) y solapamiento retractivo (*offlap*), refleja el progresivo desplazamiento de los depósitos hacia el interior de la cuenca. En los niveles conglomeráticos las estructuras sedimentarias están definidas, de forma más grosera, por filas y niveles de cantos superpuestos que forman paquetes que marcan una estratificación difusa. Los cantos son de subredondeados a redondeados, de escala centimétrica y, en general presentan una baja dispersión de su tamaño. Se muestran tanto desorientados como imbricados u orientados con su eje mayor paralelo y perpendicular a la estratificación. La textura de los conglomerados es tanto clastos-sostenida como matriz-sostenida, aunque la primera es mucho más frecuente. En ocasiones, pueden presentar fábrica parcialmente abierta y escasa o nula contenido en matriz arenosa. La gradación inversa y normal es frecuente. En general, el tamaño de los cantos aumenta en la dirección de la clinoestratificación, a la vez que la potencia de los niveles tiende a disminuir.

De forma puntual ha sido posible observar como estas facies finalizan formando un escalón con potencia inferior a los 30 cm y geometría redondeada, que define una superficie cruzada y ligeramente concava hacia mar. De forma puntual ha sido posible observar como estas facies finalizan formando un escalón con potencia inferior a los 30 cm y geometría redondeada, que define una superficie cruzada y ligeramente concava hacia mar. La fauna en estos depósito es poco común o se encuentra ausente y cuando aparece está intensamente fracturada y bioerosionada por *Entobia* y *Caulopstrepsis*. Las especies más frecuentes son los bivalvos *Anomia ephippium* y *Ostrea edulis lamellosa*. Entre los gasterópodos destacan los cónidos, y turritélidos. La presencia de galerías es muy rara. Sólo la aparición puntual de

estructuras identificadas como *Ophiomorpha* y *Skolithos* es observable, sin producir una icnofábrica especialmente bien desarrollada. La microfauna se encuentra casi ausente por completo, a excepción de algunos fragmentos de foraminíferos bentónicos.

- Interpretación: Las características descritas en estos depósitos son indicativas de la zona de translación y batida de una playa de cantos y gravas de elevada pendiente, sometida a la constante acción de corrientes derivadas de la llegada y retorno del oleaje. Facies muy similares han sido descritas por Kirk (1980) y Massari y Parea (1988) en la zona infralitoral de playas de gravas, localizada inmediatamente por debajo de la zona intermareal. Estas playas se desarrollan en costas directamente expuestas al oleaje de alta energía y/o cercanas a la desembocadura de ríos. El transporte de cantos, gravas y arenas se produjo tanto por acción de corrientes litorales de régimen turbulento producto del oleaje (niveles con estratificación difusa, cantos no orientados y gradación normal), como mediante flujos donde predominaron las fuerzas de dispersión y la inercia acumulada por la contracorriente derivada durante la retirada de la ola tras romper (niveles con estratificación bien definida e imbricación y orientación mejor desarrollada). Bryant (1982) describe en medios actuales un transporte similar de sedimentos en playas reflectivas, de fuerte pendientes, en el Sur de Australia. El predominio de uno u otro proceso habría dependido de las características del oleaje dominante en cada momento. Los escalones observados en estas facies son elementos característicos en playas reflectivas, de elevada pendiente y grano grueso (Short, 1984), en las que se produce una fuerte interacción entre las olas rompientes que baten hacia tierra y el retroceso del oleaje hacia mar desde la zona de batida (Leeder, 1982), dando lugar a acumulaciones de cantos y sedimentos groseros. Estas morfologías, denominadas escalón o *plunge steep*, suelen determinar el tránsito entre la zona infralitoral e intermareal de una playa (Dabrio, 1989).

Facies SC-1. Arenas, gravas y conglomerados con estratificación subhorizontal (Lámina 3-F). Estas facies presentan una organización compleja y rápidos cambios laterales. Están formadas por conglomerados y arenas gravosas que presentan una difusa estratificación paralela/subparalela e inclinada de bajo ángulo hacia la cuenca. Los canto son centimétricos y de subradondeados a redondeados. Se disponen con su eje de mayor longitud paralelo a la estratificación, aunque algunos muestran imbricación bidireccional. Pueden presentar gradación normal muy mal desarrollada. El contenido en matriz arenosa es muy variable, observándose una textura clasto-sostenida. La potencia de los paquetes es muy variable, oscilando entre una o dos filas de cantos y el metro de espesor. Su base está definida por superficies erosivas de bajo relieve, irregulares y muy extensas, de morfología pseudo-

canaliforme. Esta superficie puede aparecer tapizadas por grandes cantos y restos de fauna (principalmente ostreidos) intercaladas en las arenas de las facies. La geometría de los depósitos es aproximadamente lenticular, aunque poseen una amplia extensión lateral (en ocasiones superior a los 15 metros). Tienden a acuñarse lateralmente, interdigitándose con las facies arenoso-conglomeráticas de la zona submareal de playas.

***- Interpretación*:** Estos depósitos se interpretan como correspondientes a la zona infralitoral de una playa. La aparición de niveles con estratificaciones inclinadas de bajo ángulo sobre superficies de erosión de bajo relieve y gran extensión lateral parecen similares a los sistemas de barras y canales descritos por Massari y Parea (1988) en el *shoreface* de playas messinienses y pleistocenas de Italia. Las superficies de erosión tapizadas por cantos y por arenas conglomeráticas con estratificación subhorizontal o inclinada se ha relacionado con el transporte en régimen turbulento de sedimentos, el relleno de canales de resaca (*rip channels*) y la migración de sistemas de barras de dirección subparalela a la costa, probablemente desarrolladas durante tormentas o fases de oleajes de alta energía. En estas circunstancias, la acción de las tormentas puede producir laminaciones y estratificaciones inclinadas o subhorizontales en barras infralitorales de muy baja amplitud. Las fracciones de sedimentos más groseras se acumularían en las zonas más deprimidas de los canales de resaca y pequeños surcos, mientras que los sedimentos más finos serían transportados por suspensión hacia zonas más profundas. Depósitos de características muy parecidas han sido descritos en submedios de *shoreface* formados por gravas y arenas (Dupré, 1984; Katsura et al., 1984).

Facies SC-2. Arenas y arenas conglomeráticas con estratificación cruzada en surco y planar (Lámina 3-C y F). Estas facies están formadas por niveles alternantes de arenas conglomeráticas, compuestas por arenas medias y gruesas bien seleccionadas con cantos pequeños bien redondeados. Pueden superar los 4 m de potencia y poseen base erosiva y alabeada. Se presentan en cuerpos lenticulares de gran continuidad lateral que contienen *sets* de estratificación cruzada planar-sigmoidal y en surco de escala mediana.

En general, los *sets* están definidos sólo por conglomerados y arenas con cantos y gravas, mientras que las arenas forman tanto *sets* de estratificación cruzada planar como tangencial. Se han identificado en estas facies tanto estructuras de escape de fluidos como de carga. Las escasas paleocorrientes medidas a partir de las estratificaciones indican direcciones subparalelas a la paleocosta y trayectorias de migración bidireccionales, tanto hacia el continente como hacia la cuenca. Los restos fósiles son poco abundantes, formados principalmente por fragmentos de ostreidos (*Ostrea edulis*, *Anomia ephippium*), gasterópodos (*Turritella* sp.) y

cirrípedos (*Balanus*). Aunque la bioturbación en general se encuentra ausente, en ocasiones las galerías de *Ophiomorpha nodosa* se concentran en horizontes de colonización formando complejos tridimensionales que producen índices de icnofábricas muy altos (Drosser y Botjer, 1986).

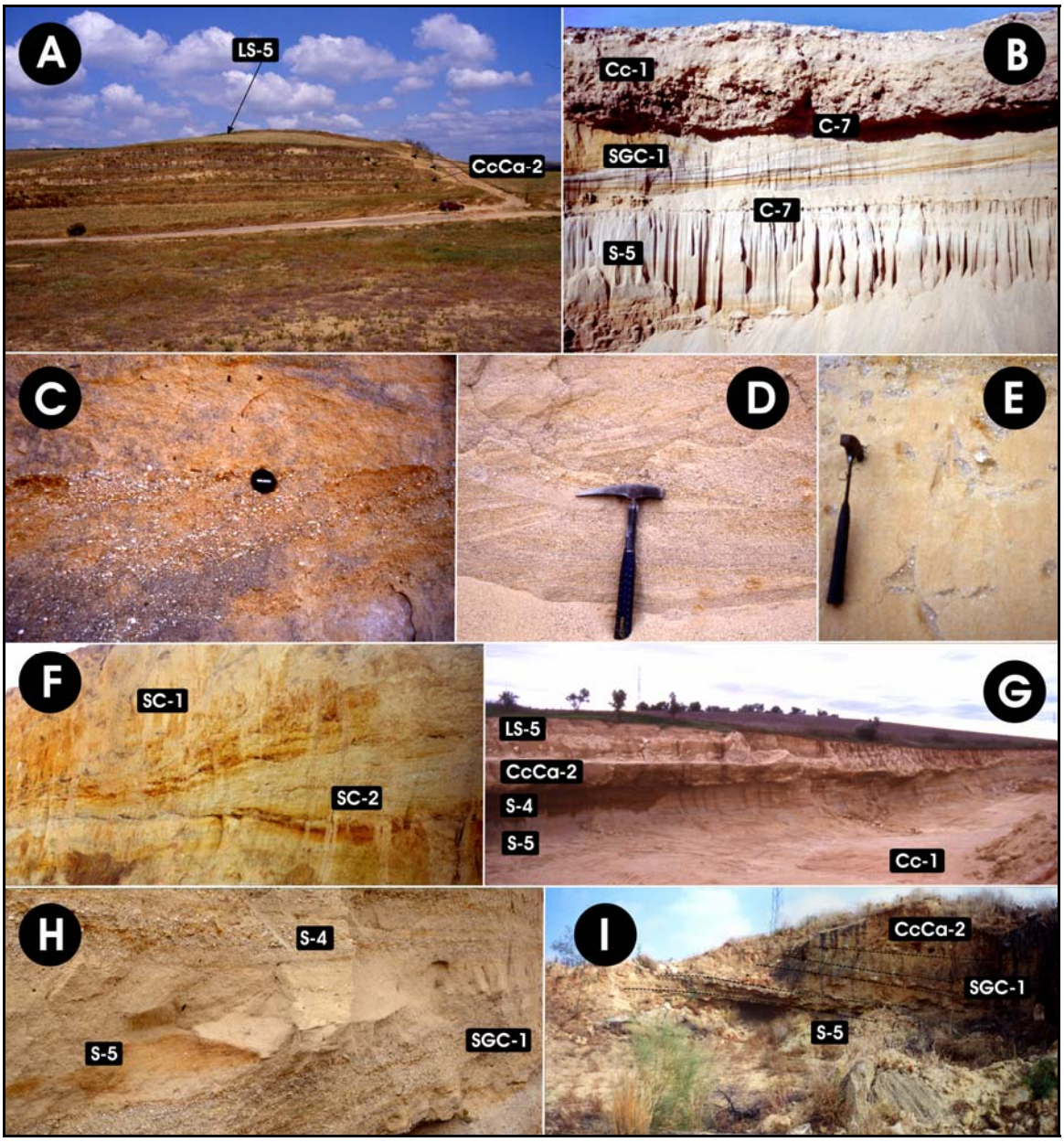


Lámina 3. Ejemplos de asociaciones de facies de playa y marinas someras. (A) Parte alta de la serie en la Sección B. (B, C, F y H) Fotografías tomadas en Sección L. (D) Facies S-4 en Sección I. (E) Facies S-5 en Sección I. (G) Panorámica de la Sección I. (I) Facies de playas progradante (SGC-1) en la Sección K.

- ***Interpretación***: Estos depósitos parecen haberse depositado en la parte alta de la zona infralitoral de una playa. Su geometría y características de su base sugieren que los conglomerados y arenas se depositaron sobre superficies canaliformes amplias

oblicuas/subparalelas a la costa. Las estratificaciones cruzadas en artesa se desarrollaron por la migración sobre en estos surcos de dunas subacuáticas de gravas y arenas, a través de la acción de corrientes de deriva litoral de alta energía que transcurrían paralela u oblicuas a la costa. Es probable que estas condiciones tuvieran lugar favorecidas por el oleaje dirigido por el viento hacia la costa durante las tormentas o incluso en las fases finales de las mismas (Dupré, 1984; De Celles, 1987). Por otro lado, los niveles de arenas con gravas y estratificación cruzada planar pueden ser interpretados como la migración de sistemas de barras de arenas de cresta recta/sinuosa y surcos hacia el litoral, probablemente en periodos de baja energía del oleaje (Massari y Parea, 1988).

5.2.4. *Asociación de Facies de Plataforma marina.* Afloran praticamente en toda el área de estudio, especialmente en posiciones septentrionales. Se han diferenciado 3 tipos de facies.

- Litofacies lutíticas (L). Formadas por limos y margas arenosas y arcillas y margas grises. Son depósitos con una organización interna eminentemente masiva, aunque pueden presentar una tenue laminación horizontal. Su contenido en macrofauna es escaso, sin embargo, presenta un elevado porcentaje de microfauna planctónica y bentónica y en paleoicnofauna. Afloran especialmente bien en la parte occidental y central de la zona de estudio

Facies LS-5. Limos y arenas finas margosas (margas arenosas) (Lámina 3-A y G). Por sus características estas facies son muy difíciles de diferenciar de las facies LS-4, tanto en cartografía como sobre el terreno, con la única diferencia de su mayor contenido y diversidad en microfauna, presentar una granulometría más fina y un porcentaje superior en carbonatos. Estos depósitos afloran en muy malas condiciones, ya que suelen aparecer muy alterados en la parte superior de la formación y constituyen un tramo de transición entre el CBT y la formación Arcillas de Gibraleón. Su potencia es muy variable en función de las condiciones de afloramiento, oscilando entre los 4 metros y los 25 m. Son limos y arenas margosas, en menor medida margas arenosas, que presentan una organización interna masiva y homogénea, entre los que se intercalan pequeños tramos de margas blancas. En general, hacia el Sur tienden a hacerse ligeramente más margosos e incrementar su potencia.

Poseen un alto contenido en macro y microfauna. Los grupos mejor representados de moluscos son los pectínidos (*Chlamys radians*, *C. seniensis*, *Flabellipecten fraterculus*, *Amusium cristatum, Korobkovia oblonga*) y los ostreidos (*Neopycnodonte cochlear*). Son muy frecuentes los dientes de seláceos y los restos de cetáceos. Los equinodermos

clypeastorideos son muy comunes, especialmente *Clypeaster marginatus*. Recientemente, Bajo (2002) y Bajo et al., (2006a, b) describen en estas facies la asociación de equinodermos *Clypeaster marginatus*, *Spatangus purpureus* y *Schizaster sahelensis*. Desde un punto de vista micropaleontológico, estas facies presentan una diversidad relativamente alta de foraminíferos bentónicos (32-47 especies), si bien su densidad de aparición es moderada (>100 individuos/100 g). Las especies dominantes son *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Heterolepa bellincionii, Textularia saggitula, Bulimina costata*, *Pullenia bulloides* y *Uvigerina longistriata*. Entre los ostrácodos, las especies mejor representadas son *Costa punctatissima, Ruggieria nuda, Krithe soustaensis, Cytherella consueta, Bairdoppilata rhomboidalis* y *Carinocythereis galilea*. La aparición de galerías de *Thalassinoides*, en ocasiones formando entramados tridimensionales muy complejos, es muy frecuente en estas facies.

- ***Interpretación***: Según las asociaciones de foraminíferos presentes, los niveles basales se habrían depositado en un medio marino circalitoral (50-100 m), en tanto que las muestras superiores representan ambientes más profundos en la plataforma externa (Civis y Sierro, 1987; González-Regalado y Ruiz, 1996). De esta forma, el sector infralitoral externo estaba dominado por formas incrustantes (*Neoconorbina*, *Lobatula*), junto a *A. beccarii* y diversas especies del género *Elphidium*. El paso hacia la zona circalitoral quedaría marcada por la abundante presencia de *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Heterolepa bellincionii*, *Textularia saggitula*, *Bulimina costata* y *Pullenia bulloides*, que se suelen encontrar actualmente entre los 30 y 150 m de profundidad (Villanueva, 1994), así como en medios de similar profundidad durante el Messiniense y Plioceno (González-Regalado, 1987). Finalmente, la plataforma externa se caracterizaría por la aparición de estas especies conjuntamente con formas que pueden incluso habitar en medios batiales, como *Uvigerina longistriata*, *Sphaeroidina bulloides*, *Martinotiella communis* o diversas especies de *Lenticulina* spp. La presencia de *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Uvigerina peregrina* y *Planulina ariminensis* se asocia a aguas de salinidad normal y a buenas condiciones de oxigenación.

Por otro lado, la profundidad deducida para estas facies por las asociaciones de pectínidos y equinodermos es aproximadamente afín a la obtenida mediante el análisis de la microfauna. Aguirre et al. (1996) define la asociación *Neopycnodonte* sp.*. Amusium cristatum, Chlamys radians* en facies de plataforma externa y prodelta del Plioceno inferior del SE de España. Por otro lado, Bajo et al. (2006a) interpretan la asociación *Clypeaster marginatus*, *Schizaster*, *Spatangus* en estos mismos depósitos del sector central de la Cuenca como correspondientes a medios infralitorales con baja influencia del oleaje. El extinto *Clypeaster marginatus* es morfológicamente próximo al actual *Clypeaster subdepressus*, que vive en Las Antillas y en Florida, a una profundidad de entre 3,5 y 25,5 metros, enterrado a 2,5 cm de la interfase

sedimento-agua. Algunos estudios paleoecológicos sobre esta especie lo sitúan en medios infralitorales inferiores (30-40 m), en ambientes de baja energía muy próximos al nivel base del oleaje de tormenta (Dollfus y Roman, 1981; Roman y Lachkhem, 1993). Los espantagoides *Spatangus* y *Schizaster* también son típicos de las partes más profundas de la zona infralitoral y de la parte superior de la zona circalitoral, distribuyéndose dentro del rango batimetrico de *C. marginatus*, aunque frecuentemente aparecen en ambientes más profundos (Boggild y Rose, 1984). El representante actual en el Mediterráneo de *Schizaster* es *S. canaliferus*, muy abundante sobre sustratos fangosos entre 20 y 70 metros de profundidad (Tortonese, 1965; Schinner, 1993). La especie *Spatangus purpureus*, vive en el Mediterráneo y Atlántico actualmente (Moreno y Munar 1985, Templado et al., 1993), sobre sustratos detríticos de diversa naturaleza, de 15 a 90 m de profundidad, preferentemente entre 25 y 50 m, enterrado en fondos detríticos. Una asociación de equinoideos similar a la formada por *Clypeaster marginatus*, *Schizaster sahelensis* y *Spatangus purpureus,* ha sido descrita en el Messiniense de la Cuenca de Sorbas por Néraudeau et al. (2001), que infiere profundidades de 20 a 50 m correspondientes a un medio infralitoral inferior y circalitoral superior.

Facies L-1. Margas y arcillas grises. Estas facies constituyen la denominada Formación "Arcillas de Gibraleón" (Civis et al., 1987). Son sedimentos formados por una sucesión monótona de arcillas y margas de color gris-azulado en corte fresco y amarillento cuando se encuentran alteradas. La organización interna de estos depósitos es bastante masiva, mostrando una leve laminación horizontal de forma ocasional. Estas facies son muy ricas en microfauna planctónica y bentónica y están bien representadas las madrigueras de *Thalassinoides* y *Planolites,* aunque la icnofábrica no está especialmente bien desarrollada.

- ***Interpretación*:** El estudio de las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos (Civis et al., 1987; González-Regalado y Ruiz, 1991, 1996) y paleoicnoasociaciones (Mayoral, 1986) de estas facies han sido estudiadas durante las dos últimas décadas a lo largo de todo el margen norte de la cuenca, especialmente en su sector occidental. Los depósitos de la Fm. Arcillas de Gibraleón se interpretan como representativos de ambientes marinos de profundidades correspondientes de plataforma externa y talud. Sus características en la zona de estudio se escapan a los objetivos de esta memoria.

- Litofacies calcareníticas y calizas (Cc y Ca): Son calcarenitas con un porcentaje variable en terrígenos (< 10%) y, en menor medida, calizas, con un alto contenido en fauna, especialmente en equinodermos y bivalvos. También son frecuentes los rodolitos y briozoos.

Afloran exclusivamente en el sector más oriental del área de estudio. Suelen presentar un contenido muy heterogeneo de clastos, muchos de ellos derivados directamente del sustrato paleozoico (granitos, pizarras, litoarenitas y calizas) aunque domina el cuarzo con tamaño de grano arena o en forma cantos de escala centimétrica.

Facies CcCa-1. Calcarenitas y calizas con rodolitos y *Clypeaster* (Lámina 4-F). Afloran exclusivamente en la Sección M. Estas facies están formadas por *grainstone* y *rudstone* con altos contenidos en fauna fósil. El contenido en matriz micrítica es muy escaso. Las estructuras sedimentarias son raras siendo su organización interna masiva de forma predominante. De forma puntual, se han observado estratificaciones cruzadas en surco de pequeña escala. Forman paquetes de varios metros de potencia (hasta 30 m), generalmente definiendo secuencias métricas granodecrecientes hacia techo, donde pasan a formar calcarenitas compuestas por arenas finas y medias y calizas de color blanco. En ocasiones, estas facies se depositan directamente sobre el zócalo mediante una disconformidad erosiva tapizada por conglomerados con matriz calcárea formados por grandes bloques y clastos del sustrato, así como fragmentos de fauna (ostreidos y cirrípedos).

Recientemente, Bajo et al., (2006) describen la asociación de equinoideos *Arbacina*, *Schizechinus* y *Plagiobrissus* en tramos calcareníticos ricos en rodolitos. Según estos mismos autores, las facies más groseras, formadas por calciruditas y calcarenitas, contienen una alta diversidad de especies del *Clypeaster* (*C. aichinoi, C. altus, C. brevior, C. portentosus, C. scillae, C. franchii* y *C. cermetanii*), así como numerosos ejemplares de *Echinolampas hemisphaerica* (Bajo et al., 2006). La presencia del macroforaminífero bentónico *Heterostegina*, de ostreidos y de pectínidos (*Flabelipecten solarium*, *Chlamys* (G.) *latissima altísima*, *C. seniensis*) es común, especialmente en la parte alta de los depósitos. Estas facies no presentan una relación clara con el resto de facies descritas, aunque aparecen infrayacentes a las arenas y limos margosos de las facies LS-5 y se correlacionan lateralmente mediante cartografía con las facies de playas y marinas someras de la parte media de la serie, en los afloramientos cercanos a la localidad de Alcolea del Río (Sección K y L).

- ***Interpretación***: Tanto las características sedimentarias como las asociaciones faunísticas descritas parecen indicar la existencia de un medio infralitoral somero, sometido a la acción del oleaje, en aguas de temperaturas (sub)tropicales (Bajo et al., 2006). Los tramos más groseros formados por conglomerados con matriz carbonatada, que engloban grandes bloques, registran el ascenso del nivel del mar directamente sobre el sustrato paleozoico y el comienzo rápido de una sedimentación carbonatada o mixta. Las tendencias observadas han

permitido reconocer un progresivo incremento de la profundidad del medio, registrado a través del paso en la vertical de las calcarenitas y calciruditas, ricas en *Clypeaster* y *Echinolampas,* a depósitos calcareníticos y calizos con *Heterostegina* y rodolitos y en los que se ha descrito la asociación *Arbacina*, *Schizechinus* y *Plagiobrissus.* Según Bajo et al. (2006) en la actualidad *Plagiobrissus costai* vive en el Mediterráneo, en fondos arenosos o arcillosos, a profundidades entre 5 y 75 m (Tortonese 1965). En el Mioceno de Egipto, *Arbacina* habitaba en zonas marinas someras, en praderas de *Posidonia* y parches de algas, en ambientes de energía moderada (Kroh y Nebelsick, 2003). Así mismo, en el Messiniense de Sorbas (Almería), *Arbacina* es frecuente a una batimetría entre 20 y 40 m, en areas ricas en algas (Neraudeau et al., 2001).

Las facies descritas son muy similares a las litofacies 5b y 5c definidas por Abad (ver Capitúlo 2) en el Sector occidental de la Cuenca. Estos últimas litofacies se han interpretado como correspondientes a medios infralitorales de sedimentación carbonatada, aunque es probable que en este caso, dada las asociaciones de fauna descritas y la proximidad del paleorrelieve, la profundidad del medio sea algo menor que en la provincia de Huelva. La llegada de aporte terrígeno a estas zonas se produciría desde las áreas adyacentes al Oeste, donde se localizaba un sistema deltaico muy activo.

5.2.5. ***Asociación de Facies Costeras Transgresivas.*** Aparecen en toda el área de estudio intercalada en la serie siliclástica deltaica, formando barras de diferente potencia y contenido faunístico. Sus principales características se encuentran resumidas en la Tabla 3.

Facies C-7. Conglomerados residuales transgresivos e hileras de bloques (Lámina 3-B). Están formadas por conglomerados muy groseros e inmaduros y, sobre todo, por filas de clastos y grandes bloques muy angulosos derivados directamente del sustrato paleozoico (< 35 cm). La base de estas facies es una disconformidad erosiva, de geometría alabeada, que aparece tapizadapor grandes ostreidos (*Crassostrea gryphoides*) y otros fragmentos de fauna costera (cirrípedos, gasterópodos). Esta superficie presenta un suave buzamiento al S y SE que nunca es superior a 5º. La potencia de estos depósitos es reducida y pueden aparecer afectados por procesos de precipitación de óxidos de hierro y cementación de carbonatos. Las facies C-7 siempre aparecen sobre las facies de playa, frente deltaico y marino someras y suelen delimitar la base de los otros depósitos transgresivos de afinidad más profunda (Facies Cc-1 y CcCa-2, Fig. 7). De forma ocasional, estos depósitos pueden aparecer aislados en el seno de las facies siliciclásticas progradantes, sin que lleguen a desarrollarse facies carbonatadas sobre él.

A.F.	FACIES	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN
ASOCIACIÓN DE FACIES COSTERAS Y MARINAS TRANSGRESIVAS	**Facies C-7.** Conglomerados e hileras de bloques con ostreidos	En todas las secciones. Niveles formados por conglomerados o bloques angulosos del zócalo, acompañado por fragmentos de fauna costera (*Crassostrea, Ostrea, Balanus*). Sobre superficie erosiva bien desarrollada	Erosión y formación de depósito residual trangresivo sobre superficie de *ravinement* elaborada por el oleaje
	Facies Cc-1. Calcarenitas bioclásticas	En todas las secciones. Calcarenitas muy bioclásticas (*grainstone-rudstone*). Amplia extensión lateral. Base erosiva. Granoclasificación normal	Depósitos trangresivos costeros producto del retrabajo de facies siliciclásticas y del sustrato rocoso tras el ascenso del nivel del mar.
	Facies CcCa-2. Calcarenitas y calizas con *Heterostegina*	En todas las secciones. Calcarenitas y calizas con acumulaciones del macroforaminífero *Heterostegina* (*grainstone-packstone*). Puede estar acompañadas por equinodermos, y pectínidos en su base. Granoclasificación normal. Laminación inclinada y horizontal. En ocasiones pueden contener cantidades importantes de granos de cuarzo	Barras de heterostegínidos en zonas de plataforma somera-media y retrabajo de estas acumulaciones por tormentas y oleaje de alta energía bajo un contexto transgresivo. Medios marinos cálidos y pobres en nutrientes
OTRAS FACIES	**Facies CcCa-1.** Calcarenitas y calizas con rodolitos y *Clypeaster*	En todas las secciones. Calcarenitas y calizas con rodolitos, *Clypeaster* y *Heterostegina* (*grainstone-rudstone*)	Depósitos de plataforma marina somera de sedimentación mixta y carbonatada

Tabla 3. Resumen de las principales características de las facies costeras y marinas de naturaleza transgresiva y de otras facies carbonatadas marinas.

- ***Interpretación***: Las características tanto de estos depósitos como de su superficie basal son similares a los descritos por varios autores en depósitos transgresivos y superficies de *ravinement* o superficies individual de erosión transgresiva (p.e. Swift, 1968 y 1971; Nummedal y Swift, 1987; Thorne y Swift, 1991; Walker, 1992; Siggereud y Steel, 1999). La superficie de *ravinement* se desarrolla en medios marinos someros y costeros situados por encima del nivel base del oleaje de buen tiempo. Esta superficie y los depósitos que la acompañan se formaron durante ascensos relativos rápidos del nivel del mar, en zonas afectadas por la acción erosiva del oleaje sobre el litoral, causando el retroceso de la línea de costa hacia el continente. En general, el sedimento fino sufre un proceso de removilización y transporte hacia zonas más profundas de la cuenca, mientras que los sedimentos más groseros permanecen sobre la superficie transgresiva. La elevada proporción de bloques y clastos de zócalo denotan la existencia de costas rocosas y acantiladas, sometidas a la acción de oleaje y de las corrientes durante las fases de elevación del nivel de base. El tramo conglomerático inferior constituye un claro ejemplo de depósito residual (*lag*) transgresivo, generado durante las sucesivas etapas de inundación marina del sustrato.

Facies Cc-1. Calcarenitas bioclásticas (Lámina 4). Son facies que han experimentado un aintensa cementación por carbonatos, lo que ha dado lugar a la formación de barras calcareníticas, en ocasiones de gran extensión lateral. Sin embargo, esta cementación sufre

importantes cambios laterales y verticales alcanzando su máximo desarrollo en el techo y mostrándose mal o ausente cerca de su muro. La potencia de los depósitos es muy variable, oscilando entre los 30 cm y los 6 metros. Los depósitos sufren importantes modificaciones laterales de potencia hacia el continente y hacia la cuenca, lo que les concede, a gran escala, una geometría de doble cuña o de lentejón. De la misma forma, se advierte un progresivo solapamiento de los distintos cuerpos transgresivos, que en determinados puntos llegan a formar una amalgama de varios niveles transgresivos de gran potencia, a veces por encima de los 6 metros. Son frecuentes en el interior de estos depósitos las superficies de erosión y las secuencias de escala decimétrica con gradación normal. En general, presenta una tendencia grano y estrato-decreciente. En ocasiones, la cementación no da lugar a barras y se concentra en torno a núcleos bioclásticos, que forman tramos pseudo-cementados o "bolos". Desde un punto de vista petrográfico, los depósitos son de naturaleza mixta (siliciclástica-carbonatada) que corresponden a calcarenitas/calciruditas de grano grueso (*grainstone-rudstone*), en general con muy bajas proporciones de matriz micrítica (Fig. 7C y D). Estas facies engloban una gran cantidad de cuarzo y otros fragmentos líticos tamaño de grano arena y grava.

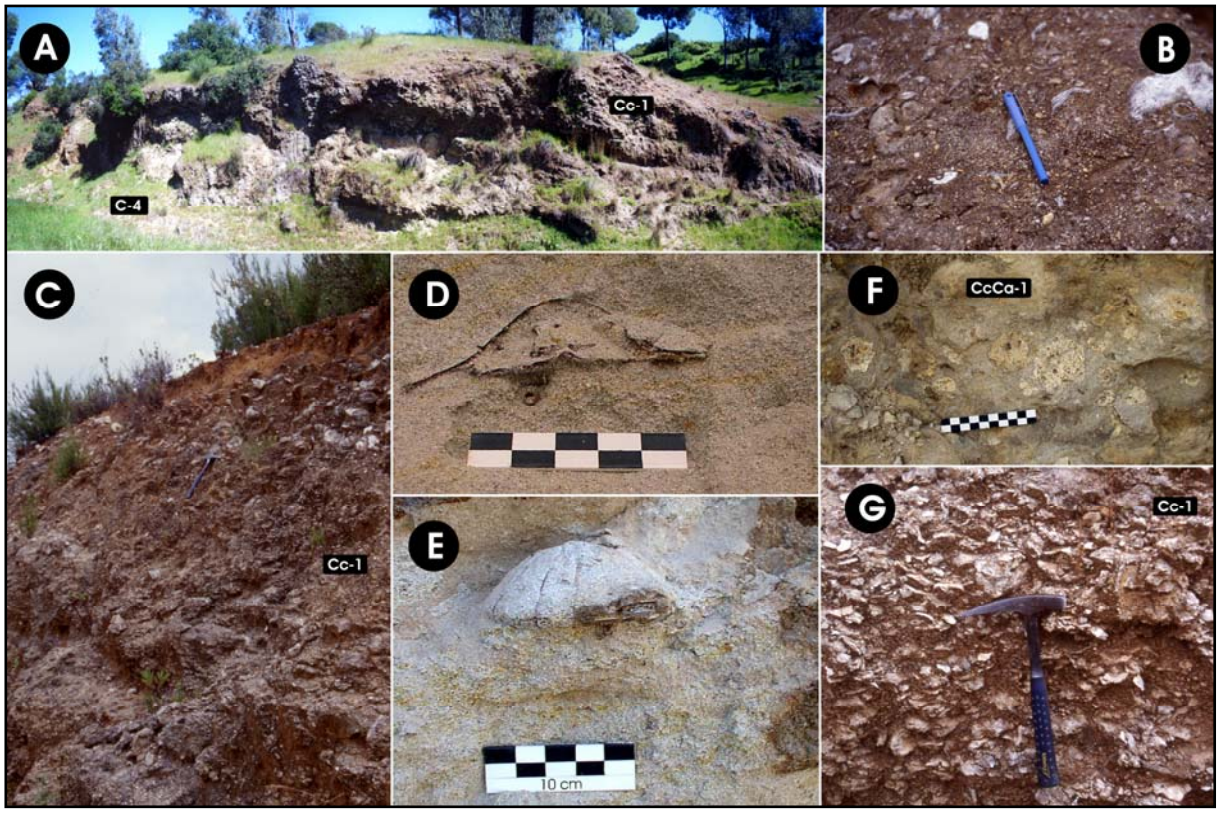


Lámina 4. Asociaciones de facies transgresivas. (A) Facies de calcarenitas bioclásticas (Cc-1) sobre facies deltaicas en la Sección E. (B) Aspecto en detalle de las Facies Cc-1. (C) Barras del ostreido *Crassostrea gryphoides* en facies Cc-1 en Sección J. (D y E) Ejemplares de *Clypeaster marginatus* y *Equinolampas hemisphaerica* en las facies CcCa-1, cerca de la Sección M. (F) Rodolitos en facies CcCa-1 en Sección M. (G) Detalle de las facies Cc-1 en la Sección J.

Los depósitos se inician con un nivel de pocos centímetros de arenas medias-gruesas o microconglomeráticas con cantos, muy bioclásticas y de potencia variable. Los cantos son angulosos a subredondeados y muy heterométricos. La naturaleza litológica de los cantos y bloques varía según el sector considerado, aunque dominan los cantos de cuarzo sobre los clastos de cuarcitas, pizarras y calizas. La aparición de cantos perforados por *Gastrochaenolites* isp. y *Entobia* isp. es muy común. Junto a ellos es posible encontrar grandes valvas de *Crassostrea gryphoides* -generalmente orientadas paralelas a la base del tramo- o lumaquelas formadas por fragmentos de *Ostrea edulis*. Este tramo se encuentra especialmente bien desarrollado cuando aparece próximo al zócalo paleozoico o sobre facies conglomeráticas. En muchas ocasiones, el tramo conglomerático inferior se deposita directamente sobre los depósitos de las facies residuales transgresivas C-7, observándose entonces este afectado de forma muy intensa por los procesos de cementación carbonatada. Por el contrario, en zonas más alejadas del contiente, estas facies se depositan suprayacentes a sedimentos arenosos marinos y el tramo inferior pierde representatividad, pasando a estar formado por un delgado nivel de arenas gruesas y medias (< 10 cm), con altos porcentajes de restos de fauna, sobre todo de pectínidos. Hacia techo la fracción grosera de estas facies desaparece o disminuye rápidamente, predominando las arenas medias y gruesas con pectínidos y ejemplares de *Heterostegina* dispersos y organización masiva.

El contenido y diversidad faunística de estas facies es muy alto, especialmente en su parte baja y media, donde destacan diversas especies de equinoideos de formas robustas (*Clypeaster portentosus, C. brevior, C. cermenatii* y *Echinolampas* sp.), bivalvos (*Anomia epphipium*, *Pinna* sp., *Isognomon soldanii, Chlamys seniensis, C. opercularis, C. (M.) latissima*, *Flabellipecten fraterculus*), gasterópodos (*Conus berguasi*, *Turritella bearnensis*, *Murex brandaris*), cirrípedos (*Balanus* sp.), costillas y vértebras de de cetáceos o dientes de seláceos (*Isurus hastalis*, *Carcharias acutissima*). En general, el estado de conservación de la fauna es muy malo, presentándose muy fragmentada y abrasionada. La bioerosión es muy frecuente en las valvas de los moluscos y se encuentran muy bien representadas las perforaciones de anélidos (*Caulopstrepsis* isp., *Meandropolydora* isp.), esponjas cliónidas (*Entobia* isp.) y de gasterópodos natícidos (*Oichnus* isp.).

La asociación de microfauna observada en estas facies se encuentra pobremente representada (< 20 individuos/ 100 gr; < 10 especies/muestra). Los foraminíferos están ausentes o son escasos, con *Ammonia beccarii*, *A. inflata* y *Elphidium macellum* son las especies mejor representadas. Esta asociación se encuentra junto a ejemplares esporádicos de los ostrácodos *Urocythereis favosa*, *Aurila zbyszewskii*, *A. punctuata* y *Chytheretta rhenana rhenana*. En una muestra aislada, localizada en la Sección L cerca del techo de de esta facies, se

han identificado ejemplares aislados de varias especies de foraminíferos planctónicos, como *Globigerina bulloides*, *Globigerina eamesi*, *Globigerina parabulloides*, *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia ventriosa*, *Turborotalia acostaensis*, *Turborotalia obesa* y *Turborotalia pseudobesa*.

Las estructuras sedimentarias son raras y se concentran próximas al muro. Las más frecuentes son las estratificaciones cruzadas en surco de media escala y, en menor medida, las laminaciones inclinadas y horizontales de alto régimen de flujo. En ocasiones estas estructuras pueden estar definidas exclusivamente por fragmentos de ostreidos y balánidos, que llegan a formar una lumaquela basal de gran densidad. La granoselección es muy común. El índice de icnofábrica es moderado, dominando la icnoasociación *Ophiomorpha-Gyrolithes*, aunque en las facies de granulometrías más finas es frecuente la icnoasociación *Thalassinoides -Planolites* (ver capítulo 4). De forma ocasional, pueden aparecer a techo de estas facies cantidades significativas de glauconita, indicativas de condiciones de condensación marina. Estas facies se relacionan lateralmente hacia cuenca y/o aparecen definiendo la base de las facies de acumulaciones de *Heterostegina* (Facies CcCa-2).

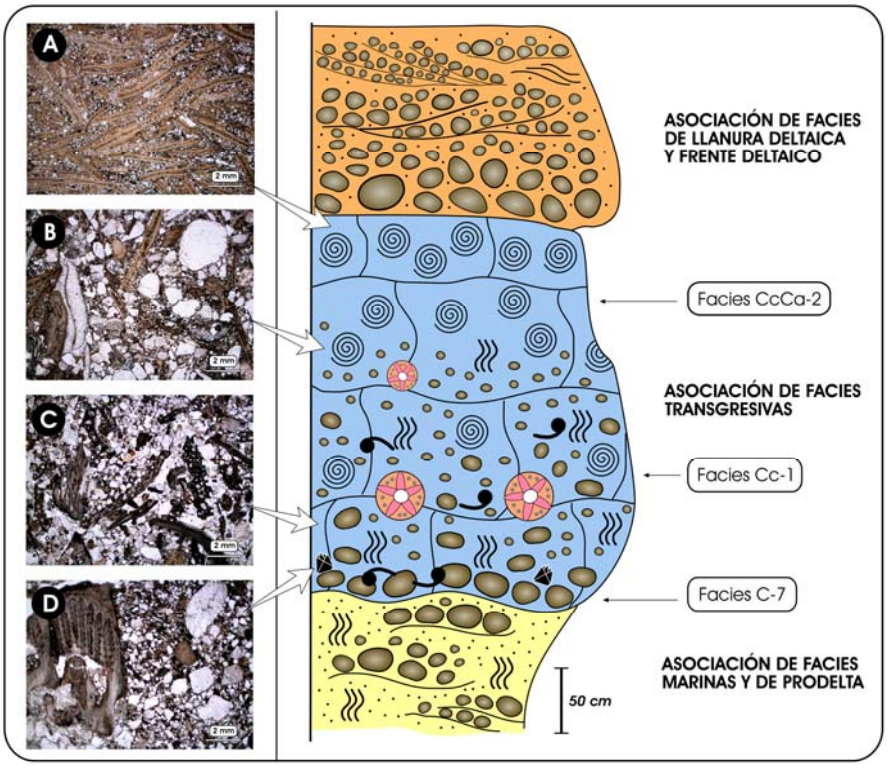


Figura 7. Evolución idealizada sedimentaria y textural de las facies transgresivas. (A) *Rudstone* con ostreidos y cirrípedos. (B) *Grainstone* con cirrípedos. (C) *Grainstone* con *Heterostegina*. (D) *Packstone* con *Heterostegina*.

- ***Interpretación***: Tanto las características sedimentológicas como las asociaciones faunística indican que estos depósitos se formaron en facies litorales y marinas someras durante transgresiones con rápidos incrementos en el espacio de acomodación. A su vez, la tendencia general refleja un progresivo incremento de la profundidad del medio y una disminución en

sus condiciones de energía. La aparición de niveles transgresivos similares, depositados en medios litorales y infralitorales someros, ha sido ampliamente descrita en las últimas decadas (p.e. Swift et al., 1971; Maldonado et al., 1983; Lee et al., 1988). En este caso en concreto, su formación tuvo lugar durante las fases en el que el ascenso del mar provocó la inundación marina de las zonas adyacentes a la costa (playas y llanura deltaica), incluso de los sistemas fluviales y del propio paleorrelieve adyacente. A la vez, la fauna costera, formada por principalmente ostreidos, cirrípedos y crustáceos (productores de las galerías de *Ophiomorpha* y *Gyrolithes*), colonizó rápidamente la nueva zona litoral. La génesis de niveles transgresivos muy similares a los descritos en este trabajo y asociados a la instalación de plataformas carbonatadas ha sido descrita en el Bartoniense de la Cuenca de antepaís Sur-Pirenaica (López-Blanco, 1993).

La naturaleza de los sedimentos que forman estas facies transgresivas depende directamente de la zona considerada en el momento en que se produjo la transgresión. En medios deltaicos y playas acantiladas (dominio de depósitos conglomeráticos), las barras calcareníticas están constituidas por bloques del zócalo y sedimentos groseros e inmaduros y la superficie erosiva basal se encuentra muy acentuada. En sectores infralitorales de playas y marinos someros los sedimentos son dominantemente arenosos y presentan una mayor madurez textural y composicional; mientras que la superficie transgresiva pierde importancia o incluso se encuentran ausente en zonas marinas próximas al nivel base de tormentas. En conjunto, la aparición de estas facies registra una transgresión en un amplio abanico de profundidades comprendidas entre un medio costero (playas y frente deltaico) y un medio marino somero localizado por encima del nivel base del oleaje. El tramo conglomerático basal se formó durante el avance del mar hacia los sectores más septentrionales, cuando el oleaje, las mareas y las corrientes retrabajaron los depósitos silicilásticos costeros y marinos infrayacentes, produciendo una superficie de erosión transgresiva tapizada por un depósito residual (Fig. 8). Este proceso está representado por las facies C-7 y la parte inferior más grosera de estos depósitos. Las estratificaciones cruzadas en surco observadas cerca de su base representan la creación de barras y la acumulación de los sedimentos más groseros, mezclados con la fauna que proliferaba en estos ambientes.

En general, las asociaciones de fauna recogidas cerca del muro permiten reconstruir un proceso trangresivo en medios de diferentes batimetrías comprendidos entre la zona litoral y infralitoral superior de una cuenca. La abundancia y aparición de cada taxón es indicativo, a grandes rasgos, de la profundidad a la que se inició la transgresión. Así, las especies de foraminíferos y ostrácodos descritas en estas facies indican profundidades propias de medios costeros y marinos someros (< 10-15 m) (Yassini, 1979; Ruiz et al., 1997). La amplia aparición

de diversas especies de afinidad costera o marina somera de bivalvos (p.e. ostreidos y pectínidos), balanormorfos y gasterópodos (turritelidos y cónidos), así como la icnoasociación *Ophiomorpha-Gyrolithes* refuerzan esta hipótesis. Los representantes actuales de las formas de *Clypeaster* (*C. rosaceus* y *C. fervens*) con una alta analogía morfofuncional con las especies encontradas en estas facies (gran tamaño, pétalos hipermórfico y tuberculación y bordes gruesos), habitan en medios (sub)tropicales, sobre fondos de arenas gruesas calcáreas ricas en algas y en parches de corales, sometidos de forma constante a la acción directa de oleaje. Aunque se distribuyen entre los 1 y 50 metros de profundidad, abundan en la zona infralitoral superior, a lo largo de la costa, a batimetrías inferiores a 10 metros (Kier, 1964; Emlet, 1986; Néraudeau et al., 2001; Kroh y Nebelsick, 2003). De la misma forma, existen muy pocos datos sobre la ecología de los representantes actuales del cassiduloideo *Echinolampas*, que habitan en sustratos arenosos groseros y medios marinos someros (Thum y Allen, 1975). Algunos trabajos de índole paleoecológico (Philippe, 1998) coinciden con esta descripción, localizándolo en medios infralitorales someros algo más profundos que los *Clypeaster* de grandes dimensiones (de 10 a 50 m de profundidad), en fondos estables y arenosos, donde vivía parcialmente enterrado. Finalmente, los pectínidos *Chlamys seniensis, C. opercularis, C. (M.) latissima*, muy frecuentes en la base de estas facies, se han descrito en sustrato arenosos groseros bioclásticos, en medios marinos someros próximos a la costa (Aguirre et al., 1996). La especie *Chlamys (M.) latissima* se describe principalmente en áreas marinas someras, poco afectadas por la llegada de aporte sedimentario terrígeno (p.e. Ben Moussa et al., 1987).

En el transcurso de la transgresión, los sedimentos más finos experimentaron procesos de *by passing* desde la costa y fueron transportados hacia posiciones distales de la cuenca. Las zonas profundas están representadas por los depósitos más finos dentro de estas facies. Se localizarían próximas al nivel base del oleaje, donde el proceso erosivo vinculado a la transgresión no fue tan intenso, dando lugar a estratos menos potentes, de menor granulometría y, en general, con un menor contenido en fauna (ejemplares dispersos de pectínidos y *Heterostegina*). La disminución de la tasa de sedimentación terrigena favoreció puntualmente la existencia de condiciones de condensación sobre el fondo marino en estas zonas más profundas, inferidas mediante la aparición de glauconita. La rápida disminución del tamaño de grano, su relación directa con las facies ricas en *Heterostegina* (Facies CcCa-2), la aparición de foraminíferos planctónicos, la icnoasociación *Thalassinoides-Planolites* y la glauconita observada en el techo de estas facies, indican una progresiva profundización del medio durante la formación de estos depósitos, lo que conllevó que se alcanzasen batimetrías considerablemente mayores cerca su techo.

5.2.6. *Asociación de Facies Transgresivas Marinas.* Están formadas exclusivamente por las facies CcCa-2. Estas facies afloran prácticamente en todas las secciones estudiadas.

Facies CcCa-2. Calizas y Calcarenitas con *Heterostegina*. Estas facies están formadas por calizas y calcarenitas con textura *grainstone-packstone*, con importantes acumulaciones lumaquélicas del macroforaminífero bentónico *Heterostegina* (Fig. 7C y D). El porcentaje de micrita es variable, aunque siempre es inferior al 15%. Un estudio sistemático de dichas acumulaciones ha permitido constatar la existencia de una única especie (*Heterostegina gomez-angulensis*; Tosquella et al., 2001) integrable dentro del grupo de las heterosteginas planiformes en el sentido de Hottinger (1977a). La base de estos depósitos está definida por una suave discordancia erosiva o incluso se encuentran separados de los depósitos infrayacentes por una superficie aparentemente concordante, sólo delimitada por un cambio granulométrico más o menos brusco. Este contacto suele separar las facies de arenas y limos marinos LS-4 LS-5 de las acumulaciones de *Heterostegina.* Frecuentemente, las acumulaciones de nummulítidos son su único componente bioclástico y suelen constituir depósitos mono-específicos acompañados sólo por ejemplares aislados de *Clypeaster marginatus*.

En general, el estado de conservación tafonómico de los ejemplares de *Heterostegina* suele ser bueno, no observándose evidencias de abrasión ni de fragmentación en las conchas. La presencia de individuos juveniles es notable en las fracciones finas del sedimento. La proporción entre especimenes adultos de las generaciones microesférica y macroesférica (5%), es próxima a la de las biocenosis actuales (Tosquella et al., 2003). Los niveles presentan una organización interna masiva o una difusa laminación horizontal. En ocasiones menos frecuentes, las acumulaciones de *Heterostegina* pueden presentar un alto porcentaje de matriz arenosa gruesa o microconglomerática y las conchas poseen un grado de fragmentación y abrasión mayor. Las estructuras sedimentarias son raras en estas circunstancias, si bien se han observado puntualmente laminaciones cruzadas e inclinadas de bajo ángulo. La gradación normal es muy frecuente en todos los casos. Estas facies presentan una potencia muy variable, que oscila entre los 30 cm y los 4 m, aunque su espesor tiende ha hacerse mayor hacia el Sur. Aunque poseen una extensión lateral considerable (de hasta 300 m) y morfología aproximadamente tabular, en determinados afloramientos se ha podido observar como las facies tienden ha acuñarse lateralmente hacia el continente. En otras ocasiones, las facies con *Heterostegina* se encuentran suprayacentes a las facies Cc-1, especialmente cuando los depósitos transgresivos se formaron próximos a la paleocosta.

Aunque no siempre sucede, los depósitos pueden poseer porcentajes elevados de arenas medias y gruesas -esencialmente cuarcíticas- acompañada por restos enteros o fragmentos de fauna que tienden a concentrarse en la base de los depósitos. Los grupos mejor representados en estos casos son los pectínidos (*Chlamys seniensis*, *C. multistriata, C. radians*) o los equinodeos *Echinolampas* y *Clypeaster*, siempre de gran tamaño, con formas elevadas y bordes gruesos (*Clypeaster portentosus*, *C. tauricus*, *C. brevior*). Estos niveles son muy pobres en microfauna, apareciendo ejemplares escasos de foraminíferos y encontrándose los ostrácodos completamente ausentes. Entre los foraminíferos planctónicos se han identificado varios ejemplares de *Orbulina universa* e algunos individuos aislados de *Globigerinoides obliquus*, *G. trilobus* y *Turborotalia obesa*. Los foraminíferos bentónicos, más frecuentes, están representados por la asociación *Ammonia becarii*, *Elphidium advenum*, *E. crispum* y *Nonion boueanum*. Otras especies menos comunes son *Hanzawaia boueana*, *E. williamsoni*, *Lenticulina* sp. y *Textularia rugosa*.

- ***Interpretación***: Todas las características descritas indican que la formación de las acumulaciones autóctonas o para-autóctonas de *Heterostegina* se produjo en medios marinos, relativamente profundos y alejados de la costa, probablemente comprendido en un rango batimétrico que oscilaba entre los 30 y 80 m. En el presente, el género *Heterostegina,* como la mayor parte de los macroforaminíferos bentónicos, habita en medios marinos de aguas cálidas, pobres en nutrientes y con presencia de luz, necesaria para la subsistencia de sus algas simbiontes (zonas mesofóticas y oligofóticas de la plataforma). Posee una distribución batimétrica amplia y se cita tanto en medios con pocos metros de afinidad litoral (charcas mareales protegidas del exceso de luminosidad), como en medios más profundos de cresta y frente arrecifal. El límite batimétrico inferior de aparición de este taxón se localiza a los 130 m de profundidad en el Mar Rojo, aunque es entre los 30 y 60 metros cuando este taxón prolifera sobre sustratos duros, de naturaleza coralina, formando colonias (Reiss y Hottinger, 1984). Por otro lado, si consideramos medios con aguas algo más turbias y frías, su profundidad de aparición y el rango batimetríco óptimo para su proliferación debe disminuir considerablemente, debido a que la penetración de la luz disminuye de forma considerable en este tipo de aguas no tan cálidas, sometidas a la influencia de deltas y ríos (Pérès y Picard, 1964). Esta circunstancia, que actualmente se produce en el Mediterráneo, no es descartable en la zona de estudio. De forma más puntual, el género *Heterostegina* ha sido citado en las arenas gruesas ubicadas entre corales, o sobre sustratos estables, de naturaleza arenosa o fangosa, en medios de plataforma más profundos (Hottinger, 1983; Hallock, 1984; Hallock y Glenn, 1986; Hohenegger et al., 2000).

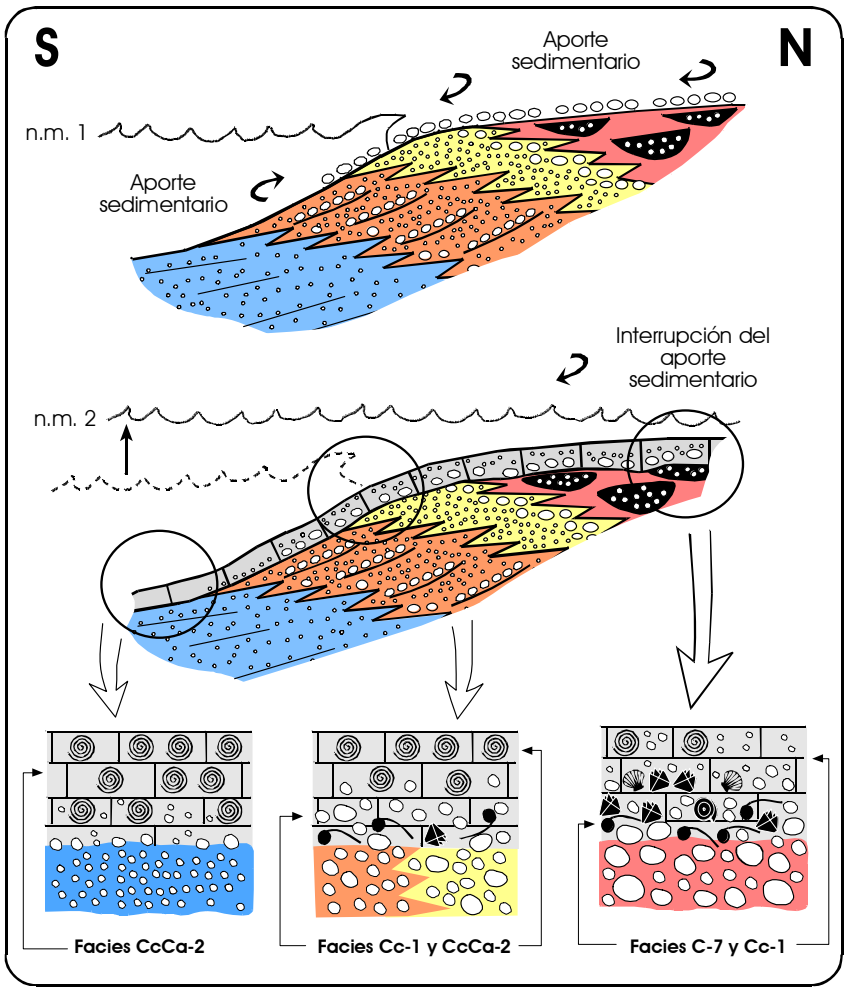


Figura 8. Formación de facies transgresivas tras una fase de descenso o de nivel del mar estable. Las características sedimentológicas y el contenido faunístico de estas facies dependen del ambiente sedimentario que experimenta la transgresión. Ver explicación en texto.

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos y planctónicos descritas en estas facies, y la presencia puntual de *Clypeaster marginatus*, apoyan una profundidad mayor de depósito para las acumulaciones de *Heterostegina* que las deducidas inicialmente para estas facies. La asociación de foraminíferos bentónicos es indicativa de medios de plataforma, con profundidades de hasta 50 m (Yassini, 1979). Además, la presencia y abundancia de determinados foraminíferos planctónicos (*Orbulina universa*, *Globigerinoides obliquus*) denota la existencia de medios de afinidad claramente marina, así como aguas cálidas y pobres en nutrientes (Sierro et al., 1999). Los niveles de acumulación con laminaciones cruzadas e inclinadas -con un mayor contenido en matriz arenosa, peor estado de conservación de los ejemplares de *Heterostegina* y generalmente acompañado por fragmentos de moluscos y equinoideos- representan la construcción de barras bioclásticas por acción de oleaje de tormentas y corrientes profundas. Generalmente, estos procesos más energéticos tendrían lugar a profundidades algo inferiores a las registradas por las colonias de estos organismos.

Sin embargo, hay que destacar que la aparición de diversas especies de pectínidos y clypeasteridos cerca del muro de estos depósitos, por sí mismos, indican condiciones batimétricas algo más someras que las inferidas a partir de la *Heterostegina*. Como ya se ha mencionado, tanto las especies de *Echinolampas* como de *Clypeaster* (de configuración robusta y de grandes dimensiones) habitan en medios infralitorales someros, rara vez por debajo de los 10-20 metros de profundidad (p.e. Néraudeau et al., 2001; Kroh y Nebelsick, 2003). Del mismo modo, la abundancia de varias especies de pectínidos en el muro de estas facies, representados principalmente por *C. seniensis*, *C. multistriata*, *C. radians*, es indicativa de medios infralitorales marinos algo más profundos (Bernasconi y Robba, 1993; Aguirre et al., 1996) que los deducidos mediante la asociación de equinoideos. De esta forma, la existencia de diferentes asociaciones de fauna en el muro de las facies registra, a grandes rasgos, la profundidad a la que se encontraba en fondo marino en el momento de producirse la profundización del medio en el proceso transgresivo (Fig. 8). En las zonas litorales e infralitorales más someras, donde proliferaban los *Clypeaster* y *Echinolampas* (entre otros organismos), el muro de las facies CcCa-2 está formado principalmente por esta asociación. Es probable que las grandes dimensiones y peso de estas especies impidieran su erosión y transporte (depósito residual), mientras que los otros grupos y los sedimentos más finos fuesen removilizados. A mayores profundidades, el inicio de la transgresión está definido por el nivel de acumulación de pectínidos, que constituían el grupo dominante en la plataforma. Finalmente, la aparición exclusiva de los bancos de acumulación de *Heterostegina* con presencia puntual de *Clypeaster marginatus* reflejaría la transgresión en medios marinos más profundos.

6. GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS. PATRONES GEOQUÍMICOS EN DEPÓSITOS TRANSGRESIVOS Y REGRESIVOS

Para establecer las características geoquímicas de los sedimentos, se ha realizado un análisis de componentes principales sobre los elementos mayores, trazas, tierras raras y LOI, en las muestras analizadas (ver Anexo-Capítulo 3). Este tipo de análisis permite establecer diferentes factores que se relacionan con el contenido y comportamiento geoquímico de los elementos en estas facies, condicionados por las condiciones ambientales de depósito. De esta forma se han obtenido 3 factores (Fig. 9), que explican el 80,3% de la varianza total, representando cada uno de ellos el 59,3% (Factor I), el 14,8% (Factor II) y el 6,2% (Factor III).

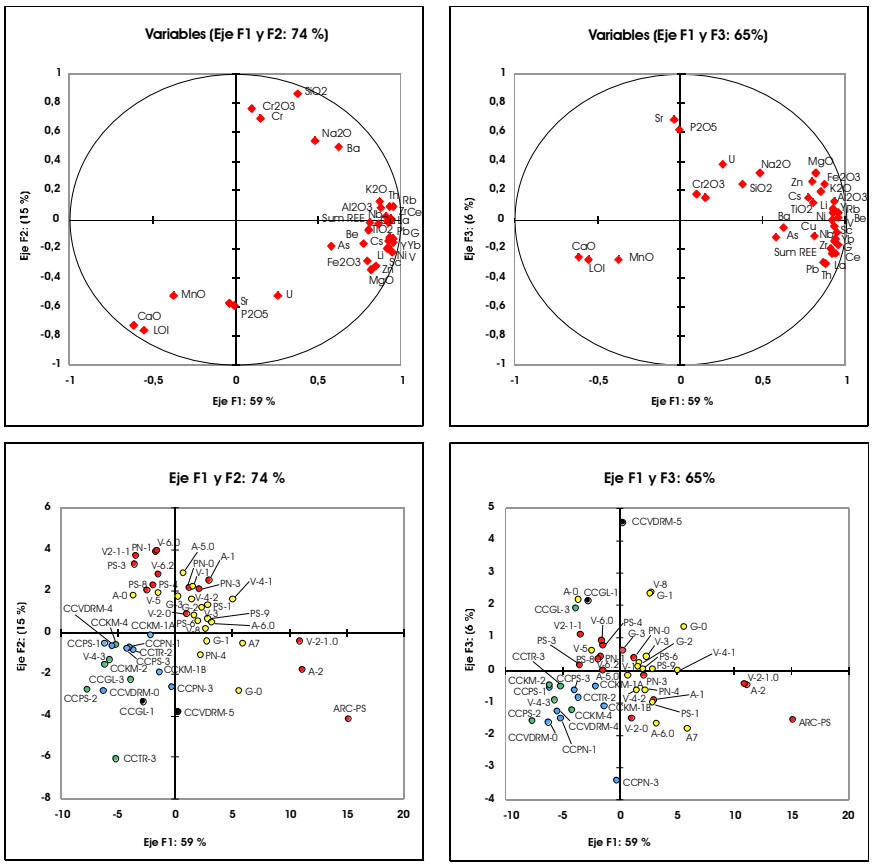


Figura 9. Representación de los factores obtenidos mediante el análisis de componentes principales, respecto a las variables (gráficos superiores) y las muestras (gráficos inferiores).

El primer factor es de naturaleza textural y parece controlar el porcentaje de matriz fina terrígena en los depósitos muestreados. De esta forma, el Factor I divide los elementos químicos en dos grupos, los más afines y abundantes en la matriz fina terrígena y los que no se suelen encontrar o no aparecen en grandes proporciones en ella. La matriz de las facies siliciclásticas está formada por filosilicatos, en general muy ricos en elementos trazas, REE y algunos elementos mayores como Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, MgO, Rb, Zr o Ti (Müller et al., 2001; Kastner, 2003). Aunque otros elementos, como SiO_2, Cr_2O_3, Na_2O, Ba, U y Cr, poseen cierta importancia en esta distribución y tienden a agruparse con el grupo de elementos contenidos en los sedimentos ricos en matriz terrígena, su contribución no es especialmente significativa. Por otro lado, los depósitos con menor proporción de matriz fina se caracterizan por presentar valores significativos en elementos o variables que aparecen con valores altos en sedimentos carbonatos, como CaO, MnO y el LOI (Jarvis et al., 2001); o que, simplemente, no poseen porcentajes importantes en los elementos que componen la matriz fina.

El Factor II constituye un factor estrictamente composicional que diferencia entre sedimentos con altos contenido en SiO_2 -además de Cr_2O_3, Na_2O y Ba-, y elementos de afinidad menos silícea. Na_2O y Ba (sustituyendo al Ca) son elementos importantes entre los feldespatos, que constituyen un grupo de minerales formados por silicatos de Al, Ca, Na ó K,

que son especialmente abundantes acompañando a arenas cuarcíticas de sistemas fluviales y deltaicos (Shullte et al., 2006). La importancia del Cr_2O_3 o Cr en este grupo es difícil de explicar. Aunque el Cr es un elemento frecuente en los depósitos detríticos marinos, puede que represente la existencia de minerales pesados en los sedimentos siliciclásticos arenosos depositados en medios litorales y marinos someros, donde tienden a acumularse de forma residual fases minerales como la ilmenita, el rutilo o la cromita. Entre los elementos que aparecen en las muestras poco silíceas, se pueden diferenciar tres grupos, los formados por sedimentos carbonatados (CaO, LOI y MnO) con alta proporción de fosfatos (P_2O_5 y Sr) o los que poseen elevados contenidos en minerales de la arcillas, con menores porcentajes de SiO_2 y especialmente ricos en elementos mayores como MgO y Fe_2O_3. Generalmente, el Ca, Sr, P y Mn son elementos considerados directamente relacionados con la producción biogénica (Wray y Gale, 2003; Müller, 2001; Schutler et al., 2006). El Mn es el elemento que suele sustituir de forma dominante al Ca en la estructura de la calcita, y es abundante en los sedimentos carbonatados, especialmente en aquellos que han experimentado procesos intensos de cementación diagenética (Frondel and Bauer 1955, Reksten, 1990). El U puede ser un componente importante en estos grupos de muestras (sedimentos ricos en P_2O_5 o en elemetos mayores), probablemente derivado de la acumulación de materia orgánica en los sedimentos y algunos minerales detríticos (Adams y Weaver, 1956; Chaker Raddadi et al., 2005). Finalmente, el Factor III es un factor composicional que parece distinguir sólo entre sedimentos ricos en Sr y P_2O_5 (en menor medida U), de los que no poseen cantidades significativas de estos elementos.

Por otro lado, los resultados estadísticos permiten distribuir las muestras tomadas en hasta 4 grupos (Fig. 10). El primero de ellos (Grupo A) estaría formado por muestras muy heterogéneas con altos contenidos en elementos trazas y REE, que tienden a poseer porcentajes altos en SiO_2, Cr_2O_3, Na_2O, Cr y Ba. Estas muestras se corresponden en parte con los depósitos que contienen grandes cantidades de sedimentos terrígenos finos (Grupo A.1), principalmente filosilicatos, como las arcillas y limos depositados mediante procesos de decantación en zonas de llanura deltaica y frente deltaico proximal (muestras V-2-1.0, V-2 y ARC-PS) o en zonas marinas profundas de naturaleza más margosa donde dominó la sedimentación hemipelágica (muestras G-0, G-1, en menor medida A-7 y PN-4). Dentro de este primer grupo es posible distinguir otro subgrupo peor definido (Grupo A.2), compuesto por depósitos que contienen sedimentos terrígenos finos, aunque en menor proporción que en el caso anterior, y además mayores contenidos en SiO_2, Cr_2O_3, Na_2O, Cr y Ba. En general, son facies de arenas limosas, ricas en cuarzo (en menor medida feldespatos y minerales pesados) y de contenidos significativos en matriz fina. Los sedimentos están formados por

arenas finas y medias, ocasionalmente con gravas y cantos, con alta proporción de micas y filosilicatos. Es probable que se depositaran en medios litorales y marinos de diferentes profundidades, aunque adyacentes a sistemas deltaicos o sometidos a la influencia de las desembocaduras fluviales desde donde se suministraban sedimentos finos a la cuenca (p.e., muestras A-5.0, V4-1, A-6.0 y PS-9). Dentro de este subgrupo también se incluyen las facies conglomeráticas y gravosas continentales que contienen cantidades significativas de matriz terrígena (p.e. muestra A-1), aunque este caso supone una muestra aislada.

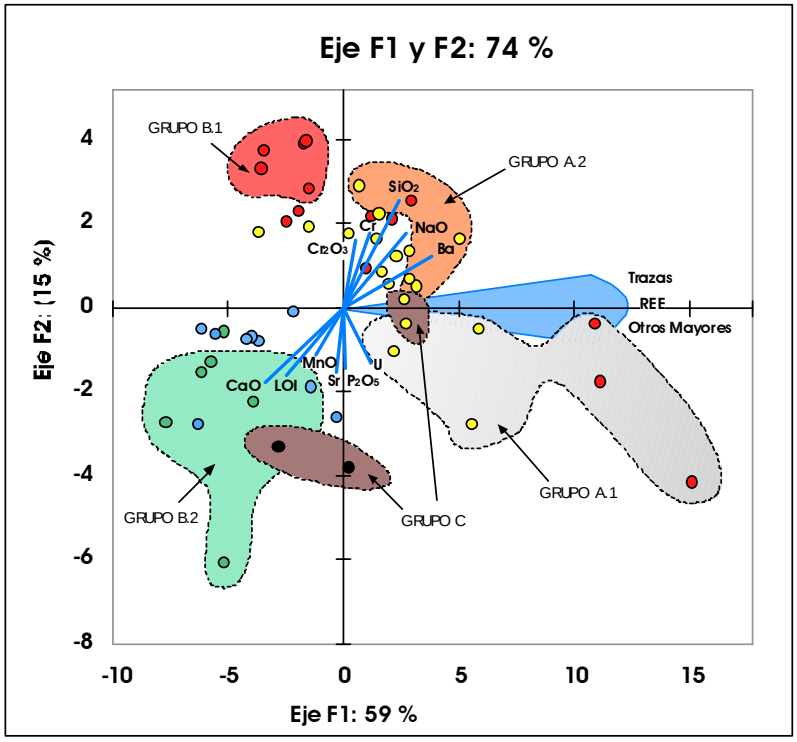


Figura 10. Grupos de muestras establecidos en función de los factores calculados mediante el análisis de componentes principales.

Dentro de las muestras con menor contenido en matriz fina terrígena (Grupo B), se diferencias también dos subgrupos. El primero estaría formado por sedimentos silíceos formados por gravas y conglomerados, en menor medida arenas groseras, que no incluyen grandes cantidades de matriz fina (Grupo B.1). Sus principales componentes mineralógicos son el cuarzo y los feldespatos, aunque es probable que también incluyan otros componentes líticos derivados del basamento. Los depósitos se formaron en medios de alta energía donde los sedimentos más finos se mantenían en suspensión, como en facies de relleno de canal y formación de barras por procesos tractivos (muestras PS-3), o en facies de playa y frente deltaico proximal en los que la acción del oleaje y las corrientes mantenían en suspensión y transportaban hacia cuenca el sedimento fino (muestras V-2-1.1, PN-1, V-6.0, V-6.2). El segundo subgrupo de muestras con bajos contenidos en matriz terrígena (Grupo B.2) está formado por los depósitos transgresivos bioclásticos, que se caracterizan por su alto contenido

en carbonato cálcico, deducido a partir de los porcentajes elevados de CaO, Mn y LOI en estos depósitos. La ausencia de matriz fina en estos depósitos se explica por su propia naturaleza transgresiva. Durante fases de ascenso relativo del nivel del mar, el avance del mar hacia el continente produce etapas de "hambruna" sedimentaria (*starved sedimentation*). El ascenso del nivel de base produce que los sedimentos tiendan ha acumularse en los golfos y estuarios y sólo un pequeño volumen de minerales de las arcillas y micas llegan a la cuenca marina. Además el intenso proceso erosivo que genera el oleaje y corrientes sobre las facies costeras siliciclásticas durante las etapas transgresivas (responsable de la formación de la superficie de *ravinement*) favoreció el crivado del sedimento fino existente y la aparición de deposito residuales en las calcarenitas y calciruditas. La inundación de nuevas zonas del continente cercanas a la costa estuvo acompaña por la colonización del medio por parte de organismos marinos formados por componentes calcáreos, como moluscos, cirrípedos y equinodermos, especialmente abundantes en estas facies (muestras CCVDRM-0, CCPN-3, CCKM-1.B). En zonas más profundas de la cuenca la sedimentación fue aun más escasa y la removilización de sedimentos finos del sustrato arenoso y limoso infrayacente fue muy débil o inexistente, debido a que los procesos erosivos ligados a la transgresión no actuaron de forma efectiva por debajo del nivel de base del oleaje. Los depósitos en estas zonas están formados casi exclusivamente por acumulaciones de macroforaminíferos, bivalvos y equinodermos, con escasos contenidos en sedimentos siliciclásticos y mayores porcentajes que el resto de las muestras en carbonatos (muestras CCTR-3, CCPS-2, CCGL-3, CCGL-1).

El último grupo de muestras (Grupo C), que explica el Factor III, representa sedimentos ricos en fosforita -que contiene Sr y porcentajes elevado de P_2O_5-, así como de U, probablemente derivado de la acumulación de materia orgánica. En estas muestras aunque el contenido en carbonatos puede ser alto, este no es tan significativo como el de la SiO_2. La mayor parte de estas muestras, por sus características, se incluyen dentro de alguno de los grupos anteriores, si bien la importancia del Sr y P_2O_5 en estos sedimentos permiten agruparlas en un nuevo conjunto. Su formación tuvo lugar tanto durante fases transgresivas como regresivas. Las características de estas muestras permiten inferir condiciones marinas próximas a la condensación, en zonas más o menos profundas de la cuenca donde la tasa de sedimentación terrígena era muy baja y precipitaba glauconita (muestras CCVDRM-5, CCGL-1), y/o donde domina la sedimentación orgánica y se producía la acumulación de restos de vertebrados (V-8, G-1). Algunas muestras recogidas en otros grupos, presentan una composición que las relaciona parcialmente con este último grupo, probablemente debido exclusivamente a la existencia de dientes y otros restos de vertebrados en el sedimento.

7. MODELO DEPOSICIONAL

Las características de las diferentes tipos de facies y la geometría de los cuerpos sedimentarios asociados en el CBT muestran un cambio sistemático dependiendo del sector considerado, su situación dentro de la serie o la secuencia donde se describen. Las asociaciones de facies constituyen diferentes medios deposicionales, representativos estos en su conjunto de un modelo deposicional relacionado bajo una tendencia en el movimiento relativo del nivel del mar. De esta forma, se han descrito 5 asociaciones de facies para los intervalos de facies progradantes, en los que el nivel del mar permanecía estable o subía lentamente (Fig. 11): asociaciones de facies de llanura deltaica emergida; asociaciones de facies llanura deltaica sumergida, frente deltaico y prodelta; asociación de facies de playas y; asociación de facies de plataformas. Las 2 asociaciones de facies transgresivas descritas (asociaciones de facies costeras y marinas), registran etapas en las que la tasa de ascenso relativo del nivel del mar era muy alta. Las características de los diferentes medios sedimetarios, la aparición de las facies descritas en ellos y su interrelación con otros medios se discute a continuación.

7.1. Fases agradantes y progradantes (sedimentación siliciclástica)

Tienen lugar en fases de estabilización del nivel del mar o ralentización de su tasa de ascenso. Durante estas etapas, las facies siliciclásticas groseras son las mejor representadas, ya que registran el avance de las facies costeras - de playas y frente deltaico- hacia la cuenca. Las facies arenosas finas y limosas depositadas en medios marinos someros y en el prodelta también son frecuentes, especialmente cuando su depósito fue precedido por una pulsación transgresiva de gran magnitud. Los sedimentos finos también son comunes en la parte alta de la serie, formada en un momento en el que el área de estudio se encontraba sumergida a una gran profundidad. El modelo de empaquetamiento de las secuencias sedimentarias dentro de estas fases indican una tendencia hacia la agradación y, en menor medida, una débil progradación de los sistemas costeros, lo que permite inferir condiciones generales de equlibrio entre la tasa de creación de espacio de acomodación y la tasa de sedimentación. Puntualmente, también se han reconocido secuencias de facies siliciclásticas con tendencias retrogradantes, en las que se registra una profundización del medio deltaico y una disminución progresiva de su tasa de sedimentación (ver punto 8).

Las condiciones climáticas bajo las que tuvo lugar el depósito de estas facies deltaicas y marinas someras pueden ser, en parte, deducidas a partir de trabajos previos que reconstruyen el clima de la Península Ibérica y de las cuencas mediterráneas durante el Mioceno superior (p.e. Calvo et al., 1993; Utescher et al., 2000; Zachos et al., 2001). Según estos autores, las

temperaturas en el Suroeste de Europa durante el Tortoniense eran cálidas (tropicales), con cierta tendencia a un descenso en el Messiniense (ver capítulo 2). Por otro lado, el clima fue árido durante gran parte del Tortoniense inferior y en la parte baja del Tortoniense superior, donde se produce una transición hacia condiciones más áridas. En la reconstrucción de este marco climático hay que considerar la influencia del Océano Atlántico en el Suroeste de la Península Ibérica, que probablemente favoreciese temperaturas algo más bajas y precipitaciones mayores y más frecuentes que en otras cuencas mediterráneas. En este contexto de temperaturas cálidas y precipitaciones frecuentes, tuvo lugar la formación de varios sistemas deltaicos a lo largo del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (Abad et al., 2005) a las inicialmente inferidas mediante la abundancia relativa de *G. bulloides*.

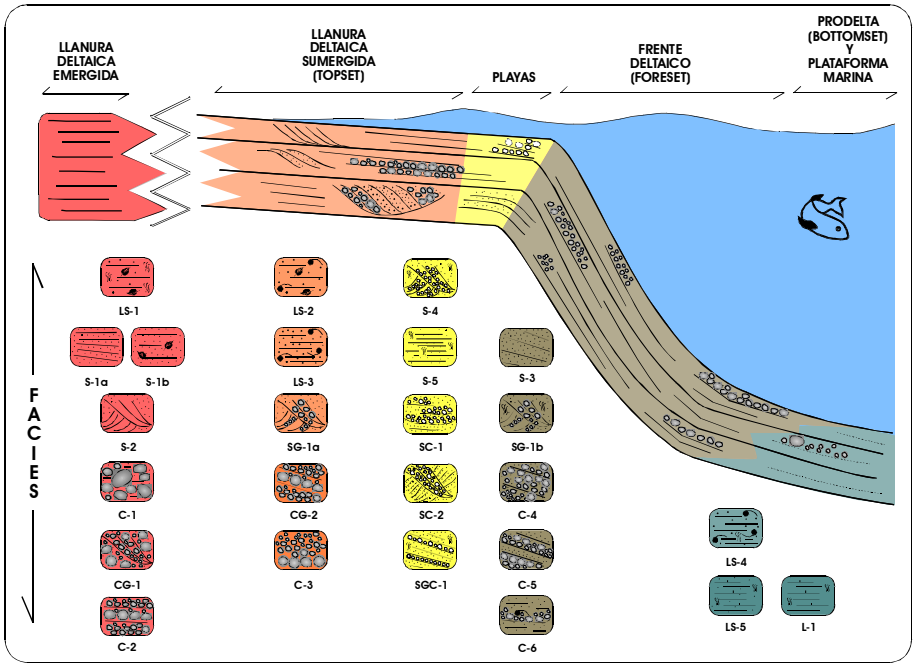


Figura 11. Resumen esquemático de la distribución de facies siliciclásticas durante las fases de agradación y progradación costera.

Las condiciones deducidas a partir del clima y de las asociaciones de microfauna en facies costeras y marinas permiten inferir la existencia de masas de aguas turbias y ricas en nutrientes aportados desde los ríos al mar, lo que favoreció el crecimiento y proliferación de foraminíferos bentónicos y ostrácodos. En este sentido, la aparición del foraminífero planctónico *Globigerina bulloides* en facies arenosas y limosas de plataforma pueden asociarse a aguas frías y ricas en nutrientes (eutróficas). Por otro lado, la presencia comun en estas mismas facies de ejemplares de *Orbulina universa*, *Globigerina apertura*, *Globigerinoides obliquus*, aunque en menores proporciones, denotan la existencia de masas aguas más cálidas y oligotróficas (p.e. Pujol y Vergnaud Grazzini, 1995; Sierro et al., 1999), por lo que se pueden deducir temperaturas de las aguas mayores.

7.1.1. ***Asociación de Facies I: Llanura Deltaica Emergida.*** La llanura deltaica emergida representa la continuación de los sistemas aluviales que dan lugar al delta hacia el mar, lo que determina que sobre su dinámica y sedimentación predominen los procesos fluviales (Fig. 12). Las características de un sistema fluvial se han descrito en los depósitos localizados en el sector occidental y central del área de estudio. En estas zonas, la asociación de facies está dominada por depósitos conglomeráticos y gravosos, en menor medida arenosos, con una organización masiva o con estratificación difusa y morfología canaliforme-lenticular. Estas facies han sido interpretadas como depósitos de relleno de canal, formación de dunas subacuáticas de varias morfologías y construcción de barras compuestas, longitudinales y transversas, durante diferentes etapas de flujo. En conjunto, las características de las facies indican el depósito en un sistema multi-canal trenzado, de canales someros de baja estabilidad lateral, carga de cantos y gravas, en el que la migración de barras preferentemente longitudinales y el relleno de los canales de pequeña dimensiones dieron lugar al depósito de facies groseras en etapas de régimen de flujo altas (Eynon y Walker, 1974; Hein y Walker, 1977).

En estos canales, durante las etapas de ascenso del nivel de flujo y avenidas, las formas mayores se reactivaron y se produjo la migración de las barras de gravas (Facies CG-1) (Eynon y Walker, 1974; Hein y Walker, 1977) y el relleno de los canales mediante los clastos más groseros (Facies C-2). Durante condiciones menos energéticas, tendría lugar la formación de facies arenosas con estratificación y laminación cruzada e inclinada, correspondiente a la migración de dunas y barras mixtas o de cresta recta y sinuosa (Facies S-1a y S-2), que evolucionaron de forma lateral y sobre las formas conglomeráticas mayores, cuyo crecimiento quedó inhibido (Smith, 1970; Sierra y Moreno, 1998). El depósito de facies fangosas y arenosas finas, ricas en restos vegetales, se produjo por procesos tractivos y de decantación en el canal en periodos de bajo régimen de flujo, aunque la mayor parte del material fino fue transportado dentro del sistema fluvial sin llegar a acumularse. La aparición de depósitos lutíticos potentes de acreción vertical, formados por arcillas y limos fangosos (Facies LS-1), adquieren poca importancia excepto en el sector occidental del área de estudio, donde han sido interpretados como depósitos de llanura de inundación o marismas colonizadas por la vegetación. Estas marismas podían ser afectadas puntualmente por crecidas o la migración de canales. Los flujos densos de tipo *debris flow* no están bien representados, aunque se han identificado depósitos conglomeráticos con altos porcentajes de matriz fina (Facie C-1), posiblemente generados durante avenidas fluviales e inundaciones que llegaban al mar.

El sistema fluvial descrito es similar a la asociación de facies GIII (Tipo Donjek) en transición a la asociación de facies GII (Tipo Scott) de Miall (1978) y Rust (1978). El sistema tipo Donjek, las facies más frecuentes son las gravas y conglomerados con estratificaciones

cruzadas y horizontales difusas (Facies Gm, Gp y Gt de Miall, 1977, 1978), con cantidades menores de arenas y fangos que tienden a acumularse en las zonas distales de los ríos (Facies Ss, St, Sp, Sh, Fl de Miall, 1977, 1978). Por otro lado, el sistema tipo Scott se encuentra dominado por conglomerados y gravas masivos y cantos imbricados, a veces con una estratificación horizontal difusa (facies Gm de Miall, 1977, 1978), que representan la migración de barras longitudinales en un río trenzado. De forma secundaria, existen facies más finas intercaladas (St y Sp de Miall, 1977, 1978) que serían el resultado de la movilización de dunas arenosas, en etapas de menor energía, en los laterales de las barras o en canales menores. De acuerdo con los elementos arquitectónicos y la asociación de facies, este grupo de facies es muy similar a las descritas en el modelo 3 de Miall (1985), que representa grandes ríos trenzados o abanico aluviales, con carga de gravas, cantos y arenas, donde dominaban el transporte por corrientes tractivas. Estarían formados por multitud de canales activos, de baja estabilidad lateral, rellenados por depósitos groseros masivos, con estratificación difusa y estratificación cruzada, y llanuras de inundación -y canales secundarios- donde migraban las formas de fondo arenosas.

En general, en la asociación de facies que representa el sistema multi-canal trenzado la influencia marina sólo quedó registrada mediante la aparición esporádica de bivalvos y de galerías orgánicas decrustáceos (*Thalassinoides*) en facies fangosas, así como por medio del desarrollo de pequeños cuerpos de marismas vegetadas.

7.1.2. ***Asociación de Facies II: Llanura Deltaica sumergida (topset).*** Dentro de un sistema deltaico, el límite superior la llanura deltaica sumergida se localiza en la zona donde tiene efecto la doble interacción fluvio-marina, mientras que su límite inferior queda delimitado por el nivel de bajamar o el comienzo del frente deltaico (Figs. 12 y 13). La asociación de facies de llanura deltaica sumergida está definida por facies conglomeráticas masivas, con estratificación difusa o con estratificación cruzada de gran y mediana escala (Facies C-2, CG-2 y C-3) y por facies arenosas y de gravas con estratificación cruzada en surco (Facies SG1-a y S-2). Peor representados aparecen los depósitos arenosos finos y limosos, generalmente masivos (facies LS-2 y LS-3). Afloran principalmente en el sector central y occidental del área de estudio. Estas facies se diferencian de las facies de canal trenzado de la llanura deltaica emergida en: i) un mayor contenido en restos de fauna, principalmente ostreidos y cirripedos, y una mayor presencia de galerías orgánicas; ii) un mayor porcentaje en restos carbonosos en el sedimento; iii) los canales de grandes dimensiones desaparecen y predominan los canales secundarios de pequeña escala y escasa profundidad, rellenos por arenas con estratificaciones cruzadas en surco; iv) la aparición de estructuras relacionadas con la acción del oleaje y mareas, como

ripples y *megarriples* simétricos o *mud drapes* tapizando la cara de avalancha de algunas formas de fondo y; v) mayor desarrollo de barras transversas.

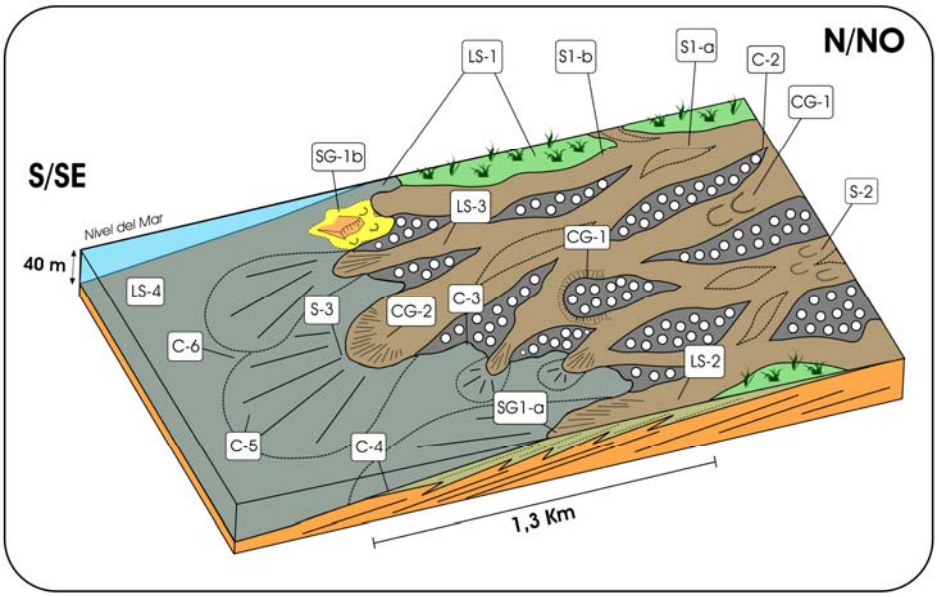


Figura 12. Modelo tridimensional simplificado y situación de los diferentes tipos de facies en zonas de llanura deltaica, frente deltaico y prodelta.

La llanura deltaica sumergida esta representada, en parte, por un conjunto de facies muy heterogéneas relacionadas con la migración de barras de gravas longitudinales y dunas arenosas en canales trenzados, muchas de ellas también descritas en la llanura deltaica superior. Entre estas facies, toman una mayor importancia las facies de gravas con estratificación cruzada planar interpretadas como barras transversas (Facies CG1-a), asociadas a un incremento de la sinuosidad de los canales distributarios y a una disminución del tamaño de grano (Muñoz et al., 1992). Además, entre estas facies aparecen macroformas con desarrollo de *topset*, *foreset* y *bottomset* (Facies CG-2), que representan la formación de microdeltas o la construcción de barras de desembocadura de distributarios en sus zonas de confluencia (Chough y Hwang, 1997).

En posiciones más cercanas al frente deltaico, las facies de distributario tienden a hacerse más maduras textural y composicionalmente, pasando a ser arenosas y adquiriendo los depósitos de canal una potencia y dimensión menor. Las facies mejor representadas en estos puntos son las arenas con estratificación cruzada en surco (Facies SG-1a), que se depositan sobre los conglomerados masivos/gradados canaliformes con bioclastos (Facies C-3). Estas secuencias granodecrecientes culminan con facies arenosas finas y limos, masivos o finamente laminados, bioturbados, con restos de plantas y bivalvos (Facies LS-3). Estas facies representan la expansión y deceleración rápida de las corrientes hacia mar, que conlleva la sedimentación de la carga de fondo. El depósito de estos sedimentos conglomeráticos define la base de los canales distributarios, de geometría somera y de pequeñas dimensiones. La arenas y gravas, depositadas durante etapas de régimen de flujo menor, registran la migración de barras y el

relleno trasverso de estos canales. Finalmente, los limos y arenas finas bioturbados, con restos vegetales, representan los procesos de decantación de sedimentación de finos en el canal durante etapas de baja energía. Estas fases de bajo régimen de flujo pudieron venir acompañadas por estructuras asociadas a la acción de oleaje, la aparición de moldes de bivalvos y restos de plantas (procedentes de las marismas adyacentes) y de la colonización del sustrato por parte de los organismos productores de las galerías. Por otro lado, en las zonas interdistributario, se produjo el depósito de arenas fangosas y arcillas (Facies LS-1), interpretadas como submedios de bahías interdistributario y marismas. Se tratan de áreas someras, de baja energía, que pudieron estar sometidas a estancamientos prolongados, rodeadas por las marismas y los propios canales distributarios hacia el continente y conectadas con el mar hacia la cuenca (Fig. 12).

7.1.3. ***Asociación de Facies III: Frente Deltaico (Foreset) y Prodelta (Bottomset).*** El frente deltaico representa la franja del delta en el que los sedimentos fluviales se ponen en contacto con la cuenca marina, siendo removilizados y dispersados por los procesos hidrodinámicos costeros (Figs. 12 y 13). En la zona de estudio, la transición entre la llanura deltaica se puede observar de dos formas diferentes. La primera, observable en la sección F (Lámina 2-E), se produce mediante un cambio de la inclinación de la pendiente deposicional de las facies de canales distributarios (Facies C-3), que pasan de forma rápida y gradual a facies de frente deltaico (Facies C-4). El segundo tipo de transición consiste en una superficie de truncación erosiva que afecta a las facies de llanura deltaica sumergida (Facies CG-2), sobre las que se depositan las facies de frente deltaico (C-4) (Lámina 1-H). La asociación de facies de frente deltaico está caracterizada por depósitos conglomeráticos y arenosos masivos, o con estratificación/laminación inclinada paralela muy variable (< 15º) hacia cuenca (Facies S-3 y C-4). En menor medida, aparecen depósitos formados por lentejones de arcillas masivas (Facies LS-2), niveles de arenas finas masivas o arenas gruesas y gravas muy bioturbados, con estratificación cruzada en surco (Facies SG-1b). Hacia el Sur y Sureste, estas facies pasan a arenas finas y limos micáceos con abundantes fauna, en los que se intercalan depósitos más groseros, formados por filas de cantos (Facies C-6) o niveles de conglomerados y arenas gradados (Facies C-5).

Los sedimentos más groseros en el inicio del frente deltaico fueron resedimentados y transportados hacia la cuenca por medio de diferentes tipo de flujos gravitacionales de sedimentos. En zonas proximales del frente deltaico dominan los *debris flows* no cohesivos y el depósito rápido de flujos tractivos de arenas y gravas procedentes de las desembocaduras (Facies C-4). El origen de estos flujos tipo *debris flow* no cohesivos pudo estar relacionado

por deslizamientos gravitacionales causados por la inestabilidad del frente deltaico o, más raramente, por la llegada al frente deltaico de flujos de alta densidad (hiperpícnicos) desde el continente. La aparición de arenas gruesas y gravas con cantos, intensamente bioturbadas, formando barras de cresta sinuosa (Facies SG-1b), se han interpretado como el retrabajo del frente deltaico por parte del oleaje en zonas de aporte menor o canales abandonados. En fases de baja energía del oleaje se produciría la decantación sobre estas barras de arcillas con restos vegetales procedentes de los canales distributarios (Facies LS-2). En zonas más profundas del frente deltaico y en el prodelta fueron frecuentes las corrientes de turbidez de alta densidad y la caída de rocas, derivadas de la transformación y deceleración de flujos gravitacionales de sedimentos procedentes del frente deltaico proximal (Facies C5 y C-6).

En el píe del frente deltaico, en el prodelta y en áreas marinas someras adyacentes a los sistemas deltaicos, predominó la sedimentación hemipelágica de limos y arenas finas muy ricas en fauna bentónica, arcillas y micas (Facies LS-4). Estas facies se relacionan al desarrollo de plumas de turbidez desde las zonas de desembocadura, asociadas a la existencia de flujos pocos densos en los que la carga de fondo era depositada en zonas de transición, mientras que los sedimentos más finos eran transportados por flotación a zonas más profundas. A su vez, en estas zonas de afinidad marina se construyeron biohermos de ostreidos de grandes dimensiones (*Crassotrea gryphoides*), preferentemente alejadas de las áreas de aporte siliclástico. Puntualmente, en estas mismas facies se ha registrado la acción de tormentas y/o oleaje de alta energía mediante la aparición de niveles de arenas medias, muy ricas en fragmentos de conchas.

En conjunto, las características descritas en el sistema deltaico estudiado permiten realizar su clasificación siguiendo diferentes criterios. Inicialmente, un delta puede ser descrito en función de su morfología en planta, los procesos de dispersión sedimentaria que tienen lugar en su frente deltaico y del tamaño de grano dominante (p.e., Fisher et al., 1969; Galloway, 1975, Orton, 1988). Por otro lado, este tipo de clasificaciones son difícilmente aplicables al registro fósil. En el delta del sector central de la Cuenca del Guadalquivir, la distribución de las facies más groseras -arenas, gravas y cantos-, correspondientes a los depósitos de llanura deltaica y frente deltaico, presentan un patrón de distribución aproximadamente radial que se inicia en el valle del Río Viar (Fig. 2). La morfología del cuerpo sedimentario en sus zonas más distales parece definir una forma cuspada o arqueada en su frente, con una convexidad apuntando hacia mar, al Sur. Este tipo de geometrías del aparato deltaico son propias de deltas donde predomina la interacción entre el sistema fluvial y el oleaje. Se dan en mares con rango mareales no muy grandes, generalmente cerrados y en el que existe un equilibrio

relativo entre el aporte de sedimentos desde los ríos y la capacidad de retrabajo del oleaje (Flor, 2006).

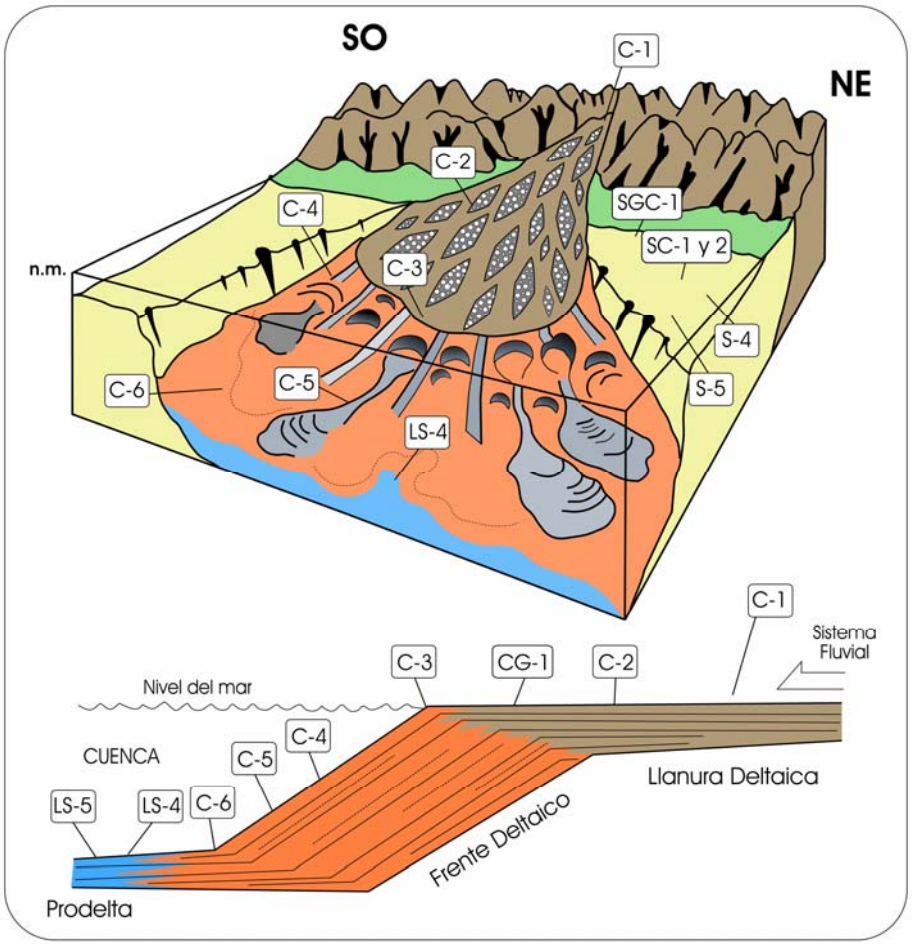


Figura 13. Modelo tridimensional idealizado del delta del Viar descrito en la zona de estudio. La situación aproximada de las facies también puede ser observada.

Los ejemplos de deltas actuales de este tipo, desarrollados en climas húmedos y cálidos son muy escasos, ya que tienden a formarse en latitudes altas y medios áridos (Postma, 1990). Atendiendo a su morfología y tamaño de grano dominante, el delta de Yallahs (Jamaica) es el único ejemplo encontrado de este tipo de deltas formados bajo un clima tropical. El delta de Yallahs está alimentado por un sistema fluvial trenzado localizado muy próximo a su área fuente, transporta sedimentos de gravas y arenas y posee un bajo desarrollo de las zonas de acrección vertical vegetadas de tipo manglar (Wescott y Ethridge, 1980).

Otra clasificación de los deltas es posible a partir de las propiedades sedimentológicas y régimen hidrodinámico del segmento subaéreo (llanura deltaica emergida) y del segmento subacuático (llanura deltaica emergiday frente deltaico) (McPherson et al., 1987; Postma, 1990). El sistema alimentador del delta estudiado se ha clasificado como un río trenzado multicanal o de tipo *braided*, con desarrollo de llanuras de inundación o marismas vegetadas y carga de cantos, gravas y arenas. Siguiendo los criterios de Postma (1990), este tipo de sistema alimentador presenta características del tipo-B en transición al tipo-C. El sistema

alimentador tipo-B consiste en un sistema fluvial, generalmente dominado por cantos-gravas, que en la actualidad se describen en llanuras de cursos trenzados asociados a lagos de latitudes altas y fiordos, a llanuras aluviales trenzadas formadas en el deshielo de glaciares o a sistemas fluviales trenzados cercanos a frentes montañosos en climas húmedos. Este tipo de sistemas aluviales presentan un gradiente topográfico de moderado a elevado (0-4º) y comprende multitud de pequeños canales con alta movilidad lateral, que alimentan el frente deltaico como una única zona de aporte, conformando una red de canales distributarios cuyos efluentes se unen proporcionando un aporte de sedimento más o menos uniforme a lo largo del frente deltaico. Por otro lado, la aparición de llanuras de inundación y marismas vegetadas, o la aparición frecuente de facies de arenas, son características propias de los sistemas de Tipo-C, generalmente descritos en sistemas *braided* y llanuras trenzadas de gradiente moderado. Los sistemas fluviales Tipo-C se caracterizan, a diferencia del Tipo-B, por una mayor establidad de los canales y por la aparición de puntos de aporte sedimentario al frente deltaico bien definidos. En el caso contemplado, considerando las recontrucciones plaeoclimáticas de la Península Ibérica para el Tortoniense (p.e., Calvo et al., 1993) y el contexto paleofisiográfico -la zona de estudio se localiza al píe de Sierra Morena-, es probable que el sistema alimentador se hubiese formado bajo un clima (sub)tropical, cálido y húmedo. Dicho sistema procedería de posiciones septentrionales deprimidas y muy próximas de la Meseta Ibérica, probablemente del gran valle excavado en el zócalo paleozoico que constituye la Cuenca Pérmica del Viar (ver capítulo 1).

Un nuevo tipo de clasificación puede ser llevada a cabo considerando las características del segmento subacuático del delta. Este varía según la forma, el tamaño, la batimetría y la hidrodinámica de la cuenca receptora (Elliot, 1986; Fraser y Suttner, 1986). De esta forma, se diferencian dos tipos de deltas, denominados deltas de aguas someras y deltas de aguas profundas (Postma, 1990). Por sus características, el sistema deltaico reconocido en el sector central del margen Norte de la Cuenca del Guadalquivir correspondería a un delta de aguas someras, en el que la altura del frente deltaico se ha estimado entre los 30 y 50 metros considerando una pendiente media de 10º, medida en afloramiento. Este valor es sólo aproximado, dado que las malas condiciones de afloramiento no han permitido establecer con exactitud la diferencia de cota y de longitud que delimita el cambio lateral de facies desde la llanura deltaica al prodelta dentro de una misma secuencia. Entre los deltas de aguas someras se han diferenciado dos tipos: deltas con frente deltaico definidos por una inclinación suave (*shoal-water profile deltas*), o deltas con un frente de mayor pendiente (delta de tipo Gilbert).En este caso, el delta descrito en el área de estudio presenta características (altura e inclinación del frente deltaico) propias de deltas de tipo Gilbert. Según la clasificación

propuesta por Postma (1990) para sistemas deltaicos de grano grueso y dominados por procesos fluviales, este delta se correponde con el tipo 4, en los que los sedimentos son tranportados tanto por corrientes tractivas pobremente confinadas, como por flujos no confinados asociados a crecidas y avenidas fluviales. Cerca del frente deltaico de los deltas de tipo 4 se produce el depósito de la mayor parte de los sedimentos transportados por carga de fondo, mientras que parte de los fangos se depositan en zonas interdistributario (bahías y marismas). Los flujos densos procedentes del continente y los deslizamientos en el frente deltaico darían lugar a los flujos gravitacionales en masa y caida de rocas registrados en el frente deltaico y parte del prodelta. En este último predomina la sedimentación hemipelágica, tomando un menor protagonismo las corrientes de turbidez. En el caso de estudio, en general, los flujos homopícnicos fueron dominantes, produciéndose la rápida sedimentación de los sedimentos groseros en el inico de frente deltaico, probablemente debido a una mezcla tridimensional inmediata (turbulencia acusada). Generalmente, en los deltas someros de tipo Gilbert los flujos homopícnicos son los más frecuentes, donde las fuerzas de la inercia provocan la rápida sedimentación y construcción de un frente deltaico de pendiente pronunciada. Las fuerzas de flotabilidad actuaron sobre los sedimentos finos segregados tras el depósito de los sedimentos groseros y son responsables de la sedimentación de fangos y arenas finas en zonas de frente deltaico más profundas y, sobre todo, en el prodelta.

Según Postma (1990) estos tipos de deltas poseen superifices de que varían entre decenas y centenas de km^2, morfologías en planta planar o en cuña, sedimentos de tamaño de grano dominate de gravas, cantos, en menor medida arenas, moderadamente seleccionados. No se han encontrado en la literatura científica, dentro del registro estratigráfico, ningún ejemplo de delta que presente características arquitecturales y se desarrollen bajo marcos climáticos similares a los descritos en este trabajo, aunque sí existen multitud de modelos asimilables a los deltas tipo 4, la mayor parte de ellos asociados a lagos glaciares (ver Tabla 4 de Postma, 1990).

7.1.4. ***Asociación de Facies III: Playas.*** Las facies de playas se han descrito dentro del sector central y oriental del área de estudio, en puntos en que el frente deltaico no alcanzó estadios muy amplios de desarrollo, probablemente debido tanto al retrabajo constante de los agentes hidrodinámicos de la cuenca como a la ausencia de un aporte constante durante largos periodos de tiempo. En el sector oriental las facies de playa se encuentran mucho mejor representadas, apareciendo adosadas al paleorrelieve paleozoico en las zonas más alejadas de los puntos de aporte de sedimento. En este sector, los sistemas de playas constituyen un

medio de transición lateral entre el sistema deltaico y el continente (Fig. 13). La existencia de bloques y clastos angulosos derivados del zócalo y de diversos grupos de moluscos y cirrípedos -adaptados a vivir sobre sustratos duros- denotan la proximidad de acantilados o afloramientos rocosos. Por otro lado, el tamaño de grano grueso de estas playas sugiere una alimentación directa desde los ríos cercanos situados al Este, probablemente mediante corrientes de deriva litoral inducidas por el oleaje.

Las características de las playas descritas denotan la existencia de sistemas reflectivos, de elevada pendiente, de tamaño de grano de tipo gravas y arenas gruesas, y tasas de sedimentación altas (Wright et al., 1979). Es más probale el predominio de un oleaje de tipo envolvente (*surging*) o de colapso (*collapsing*) en estas costas, que indujo un gran desarrollo de depósitos relacionados con la zona de batida o de baiben de una playa (Massari y Parea, 1988) (Facies SCG-1). Estas playas estarían sometidas a la acción del oleaje de alta energía e incluso tormentas, que incidian con direcciones subparalelas a la costa y que generaban importantes corrientes de resacas que producían canales erosivos en la zona infralitoral. En función de las condiciones estacionales, el oleaje trasnportaba grandes volúmenes de sedimentos hacia la cuenca o hacia la zona intermareal. Como consecuencia de esta situación hidrodinámica variable, en zonas de *shoreface* se produce la construcción de diversos sistemas de barras y canales relacionados con: i) la actividad de corrientes de resaca y corrientes de deriva litoral asociada a oleaje de tormetas o alta energía (Facies SC-1) o; ii) en etapas de oleaje de buen tiempo cuando tenía lugar la recuperación de la playa (Facies SC-2). La transición entre la zona intermareal -o *foreshore*- y la zona infralitoral -o *shoreface*- de la playa suele venir definida por la aparición de *megariples* de oleaje en arenas y gravas (Facies S-4) o por una forma en escalón, denominado *plunge steep*- en depósitos conglomeráticos (Facies SGC-1).

Para las zonas de *shoreface* se han deducido tasas de acumulación sedimentaría alta y fondos arenosos muy móviles a partir de la icnoasociación descrita en estos depósitos (Facies S-4). Esta icnoasociación es indicativa de la existencia de organismos infaunales profundos (*Ophiomorpha*) o con alta capacidad de reajuste de su posición con respecto a la interfase sedimento-agua (*Conichnus*). En las zonas más profundas de la playa, donde son mucho más frecuentes los restos de fauna y las trazas orgánicas, se produjo la sedimentación por decantación de arenas finas, mientras que la acción de oleaje sólo queda registrada mediante la aparición puntual de *ripples* de oleaje (Facies S-5). Algunos sistemas de playas muy parecidos han sido descritos por Massari y Parea (1988) en playas conglomeráticas progradantes messinienses y pleistocenas del Sur de Italia. Otros trabajos encaminados al reconocimiento de depósitos de *shoreface* y *foreshore* en playas conglomeráticas similares a

los estudiados en este trabajo han sido llevados a cabo por Hart y Plint (1995) en la Formación Cardium (Cuenca de Alberta).

7.1.5. ***Asociación de Facies IV: Plataforma marina.*** Los depósitos interpretados como correspondientes a medios circalitorales afloran extensamente en las secciones meridionales del área de estudio, generalmente en la parte alta de la serie. Por otro lado, facies de afinidad marina se han observado intercaladas entre facies deltaicas y de playa en numerosas secciones que contienen la parte media y baja de la formación. En todas las ocasiones, estos depósitos se forman en etapas de nivel del mar estable tras una pulsación transgresiva brusca del nivel del mar.

Las características sedimentológicas y las asociaciones faunísticas descritas indican ambientes de plataforma siliciclástica donde la sedimentación hemipelágica era dominante, de profundidades comprendidas entre 30 y 150 m (Facies LS-5), de sustrato limoso y arenoso margosos. En el sector oriental del área de estudio (Sección M) predomina la sedimentación mixta y carbonatada (Facies CcCa-2), en zonas protegidas de la influencia del aporte terrígeno mediante accidentes fisiográficos como cabos que actuaron a modo de barreras naturales para el sedimento. En este caso, las batimetrías deducidas son inferiores a las establecidas en el caso anterior (20-40 m). La parte más alta de la serie miocena en el área de estudio está representanda por las arcillas y margas grises de la Formación Arcillas de Gibraleón (Facies L-1), que afloran en el sector occidental del área de estudio. Las asociaciones de ostrácodos y foraminíferos bentónicos de estas facies indican profundidades correspondientes a medios de plataforma externa y talud (ver punto 5).

7.2. Fases retrogradantes (sedimentación mixta y carbonatada)

Aunque afloran en todas las secciones estudiadas dentro del área de estudio y pueden llegar a presentar una gran extensión lateral, a escala cartográfica representa menos del 10% de la superficie aflorante del CBT. Estas fases están representadas por barras de calcarenitas y calizas bioclásticas que se formaron como consecuencia de un ascenso brusco del nivel del mar, acompañado por un intenso proceso erosivo y retrabajo de los sedimentos depositados en las fases progradantes (Fig. 14). A la vez, el volumen de sedimento aportado desde los ríos y deltas disminuyó de forma brusca y se acumuló, generándose condiclones de hambruna sedimentaria (*starved sedmentation*) en las zonas más profundas de la cuenca. El modelo de empaquetamiento de secuencias registradas dentro las fases transgresivas indica un retroceso continuado del cinturón de facies costeras hacia el interior del continente (ver punto 8). El

espacio de acomodación, que era rápidamente creado, no pudo ser compensado por la tasa de sedimentación, que descendió de forma considerable durante el ascenso del nivel de base.

La aparición de determinados grupos faunísticos, como clypeastéridos o heterostegínidos, y la asociación de foraminíferos planctónicos descrita en estas facies (*Orbulina universa*, *Globigerina apertura*, *Globigerinoides obliquus*), así como las características sedimentológicas de los depósitos transgresivos, indican condiciones algo más cálidas y un menor contenido en nutrientes de las aguas que las existentes durante las fases progradantes (medios oligotróficos o mesotróficos).

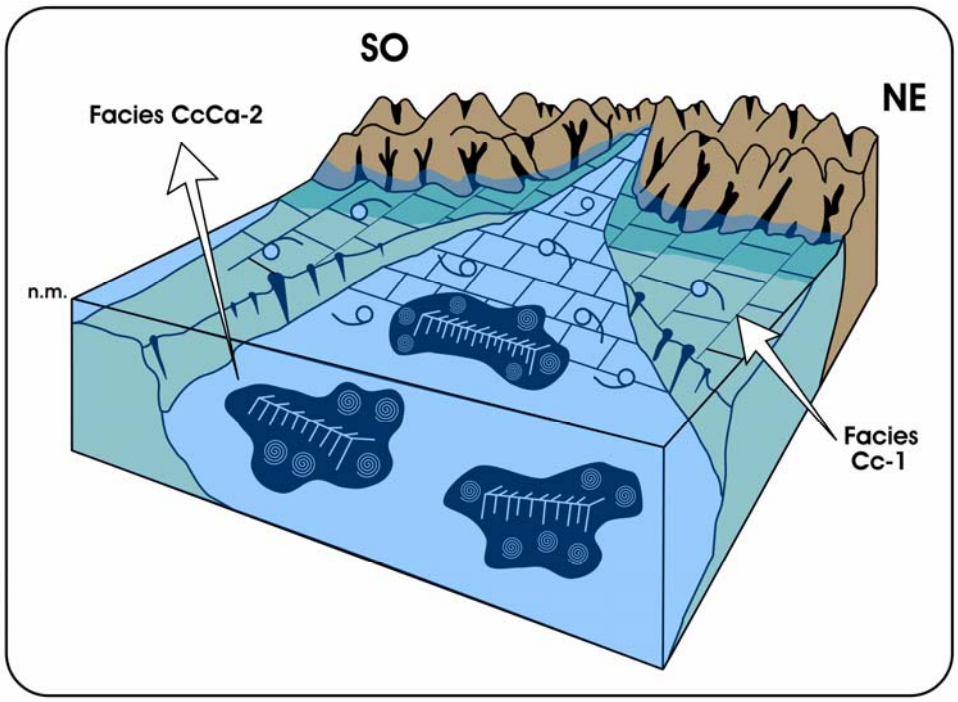


Figura 14. Modelo tridimensional idealizado de la zona de estudio durante fases transgresivas.

7.2.1. ***Asociación de Facies costeras y Marina Someras.*** Generalmente forma una orla de depositos carbonatados que se adosan al paleorrelieve, definiendo el contacto con el zócalo paleozoico. En otras muchas ocasiones se intercalan en la serie siliciclástica, formando estratos de gran potencia. Estas facies representan el avance del mar y la inundación de las zonas costeras y del paleorrelieve emergido. El ascenso del nivel relativo del nivel del mar provoca que en las zonas deprimidas del paleorrelieve, en las que previamente se localizaban los aparatos deltaicos, pasen a conformar extensas bahías de profundidad escasa que atrapaban gran parte del sedimento. Mientras, las playas de gravas y arenas se transformaron rápidamente en playas rocosas o acantiladas.

Durante el depósito de las barras bioclásticas (Facies Cc-1) predominaron los procesos de erosión y el retrabajo de las facies conglomeráticas y arenosas que constituían el frente

deltaico, las playas y el propio paleorrelieve rocoso. En las primeras etapas de la transgresión tuvo lugar la elaboración de una superficie de erosión generada por el oleaje -*ravinement surface* de Nummedal y Swift (1987)- sobre los sedimentos y el propio sustrato paleozoico. Dicha superficie aparece tapizada por los sedimentos más groseros y fauna costera de gran tamaño, principalemente ostreidos y clypeastéridos, que constituyen un depósito de naturaleza residual y transgresiva (Facies C-7). La naturaleza de los sedimentos que forman este depósito residual depende del medio sedimentario que experimenta la transgresión. En medios continentales o deltaicos, con dominio de depósitos conglomeráticos, el *lag* transgresivo está constituido por bloques del zócalo y sedimentos groseros e inmaduros, y la superficie erosiva basal se encuentra intensamente elaborada. En sectores de playas y marinos someros, los sedimentos son dominantemente arenosos y presentan una mayor madurez textural y composicional, mientras que la superficie transgresiva pierde importancia o incluso se encuentra ausente en zonas próximas al nivel base del oleaje.

Sobre este nivel se produce una disminución del tamaño de grano, un aumento del porcentaje de carbonatos y un incremento en la diversidad y densidad de fauna. La batimetría deducida para estas facies oscila entre 1 y 20 m de profundidad, correspondiente a medios litorales e infralitorales sometidos a la acción del oleaje de buen tiempo que dio lugar a la construcción de barras submareales. Excepcionalmente, en la parte alta de estos depósitos pueden registrase profundidades mayores, propias de medios circalitorales someros (< 50 m) y condiciones de condensación marina, como indican la aparición de *Heterostegina* dispersas, de foraminíferos planctónicos y/o de porcentajes considerables de granos de glauconita. Todo ello evidencia, en conjunto, una progresiva disminución de la energía y un continuo ascenso del nivel del mar hasta una etapa definitiva de estabilización, que precede a una nueva progradación de los sistemas costeros siliciclásticos. La formación de niveles transgresivos equivalentes a los descritos en esta memoria, asociados a la instalación de plataformas carbonatadas, en un contexto de cambios de alta frecuencia en el nivel del mar, ha sido descrita en el Bartoniense de la Cuenca de antepaís Sur-Pirenaica (López-Blanco, 1993).

7.2.2. *Asociación de Facies de Plataforma Marina.* Las facies transgresivas de afinidad marina están formadas por depósitos de acumulación del macroforaminífero bentónico *Heterostegina gomez-angulensis* (Facies CcCa-2). Dentro de la zona de estudio estas facies se observan intercaladas en depósitios siliciclásticos y son el resultado de un proceso de profundización brusco en medios de prodelta y marinos. Este proceso transgresivo pudo estar acompañado por un ascenso de las temperaturas de las aguas y un descenso en el contenido en nutrientes,

condiciones baja las que este género prolifera en medios actuales cálidos (ver punto 5). El rango batimétrico deducido para esta facies es muy variable (20-60 m).

Al igual que las facies transgresivas costeras y marinas someras (Facies Cc-1), su superficie basal puede estar delimitada por una superficie erosiva y un depósito residual, aunque en este caso se encuentran mucho peor desarrollados. Esta superficie de erosión marina y el *lag* transgresivo se formó, en parte, como respuesta a la alta capacidad de almacenamiento de sedimentos costeros en las fases transgresivas. En las últimas etapas de las fases progradantes, la profundidad de la plataforma y prodelta era bastante pequeña. La acción del oleaje mantenía el sedimento fino en suspensión, mientras que las tormentas y corrientes de resaca los transportaban hacia zonas más profundas de la cuenca. Cuando se inicia la transgresión, la sedimentación sufre una repentina ralentización, aunque la agitación del oleaje sobre el fondo marino continua actuando durante un periodo de tiempo más prolongado. Lógicamente, la erosión fue mayor cuanto menor es la profundidad del sector considerado. De esta forma, las zonas menos protegidas de la plataforma están sometidas a la erosión, al menos hasta que la profundización del medio instale el fondo marino por debajo del nivel de base del oleaje. Depósitos de varios metros de arenas finas y fangos pueden ser reducidos a pocos centímetros y depósitos residuales groseros en sólo unos miles de años (Swift y Rice, 1984). En zonas más profundas de la cuenca, por debajo del nivel de base del oleaje, y en zonas protegidas de la erosión, la superficie de erosión transgresiva no llega a desarrollarse bajo las facies de *Heterostegina*, que se depositan en aparente concordancia sobre los limos y arenas limosas de plataforma circalitoral o sobre parches de sedimentos relictos groseros, depositados durante las fases regresiva.

Aunque no son frecuentes en la bibliografía, la formación de depósitos transgresivos y de superficies discordantes generadas a grandes profundidades (hasta 100 m) se ha decrito en plataformas marinas dominadas por tormentas durante el ascenso del nivel del mar en la Cueca de Sendai (Japón) (Saito, 1991) y en medios circalitorales someros del Cretácico de Utah (EEUU) (Swift et al., 1987).

8. CICLICIDAD INTERNA Y ORGANIZACIÓN SECUENCIAL DEL CBT

8.1. Organización secuencial

El estudio de los depósitos miocenos que afloran en este sector de la Depresión del Guadalquivir ha permitido establecer tres órdenes principales de ciclicidad, que se reflejan en secuencias de tipo transgresivo-regresivo de diferente magnitud.

8.1.1. ***Ciclos de Orden Menor.*** Se han identificado como pequeñas secuencias transgresivas-regresivas (de 3 metros de potencia como máximo) dentro de las facies terrígenas. Están definidas por arenas y limos que aparecen bioturbados, con evidencias de retrabajo por oleaje, en ocasiones con restos de bivalvos marinos y fragmentos vegetales, que pasan bruscamente hacia techo a depósitos conglomeráticos masivos y gravas y arenas, con estratificación cruzada, de llanura deltaica sumergida y frente deltaico proximal.

8.1.2. ***Ciclos de Orden Intermedio.*** La serie estudiada está formada por una alternancia de facies detríticas, de naturaleza aluvial/fluvial o deltaica, y de facies mixtas y carbonatadas costeras y de plataforma marina abierta. Estas secuencias de naturaleza transgresiva-regresiva, parecen representar episodios alternantes de progradación/agradación deltaica y pulsos de ascensos del nivel del mar, que se reflejan mediante tendencias retrogradantes en los sistemas costeros. Gran parte de este trabajo se centra en estas secuencias, o "secuencias fundamentales", siguiendo, en parte, la nomenclatura propuesta por López Blanco et al. (2000) para secuencias de alta frecuencia del nivel del mar, de características muy similares, descritas en el Eoceno de Sant Llorenç del Munt (Cuenca Surpirenaica). Son secuencias cartografiables y continuas lateralmente durante varios kilómetros. Su potencia oscila entre 1 y 35 m. Las secuencias fundamentales se encuentran constituidas por, al menos, dos términos: un tramo carbonatado (facies transgresivas) y un tramo detrítico (facies regresivas).

El *tramo carbonatado* o *transgresivo* (A en Fig. 15) representa el avance de la línea de costa hacia el continente durante un rápido ascenso relativo del nivel del mar. Aparece sobre el sustrato, tapizando la superficie de inundación marina inicial, o sobre las sucesivas superficies transgresivas de *ravinement* que aparecen intercaladas en toda la formación (ST, Fig. 15). Está formada por depósitos calcareníticos, muy bioclásticos, en cuya base aparece un *lag* de clastos y bloques de hasta 30 cm, restos de cirrípedos, clypeastéridos y valvas de ostreidos de grandes dimensiones, productos del retrabajo marino sobre los depósitos costeros al producirse la inundación marina del antepaís. Su techo representa una superficie de máxima inundación (SMI, Fig. 15) que frecuentemente se encuentra delimitada por acumulaciones monoespecíficas de nummulítidos (*Heterostegina gomez-angulensis*) y, en raras ocasiones, cantidades considerables de glauconita.

El tramo carbonatado está formado principalemente por arenas gruesas, cementadas, de afinidad costera, muy rica en ostreidos, que pasan gradualemente hacia cuenca a calizas y calcarenitas de grano más fino formadas por macroforaminíferos y bivalvos. Hacia el

continente, en facies de llanura deltaica y en zonas intermareales de playas, este tramo transgresivo se encuentra representado exclusivamente por una suave superficie erosiva intercalada en facies lutíticas o arenosas, que suele estar tapizada por grandes ostreidos y por bloques del zócalo. Aunque el tramo carbonatado representa una fase transgresiva generalizada de la cuenca, su organización interna puede reflejar una historia compleja, integrada por varios episodios transgresivos sobreimpuestos o separados por escasos centímetros de sedimentos detríticos. Cuando este tramo se encuentra bien desarrollado, se puede apreciar el *onlap* de sus diferentes capas sobre la superficie erosiva que lo separa del tramo progradante infrayacente, conformando una superficie multicapa formada por varias secuencias transgresivas granodecrecientes. Las superficies de erosión conforman así un racimo o grupo de de superficies de *ravinement* que convergen hacia el Norte en una única superficie de naturaleza diacrónica.

En otras ocasiones, el prisma transgresivo está formado por una sola capa o estrato, sin que se delimiten secuencias distintas en su interior. De esta forma, es probable que el tramo carbonatado de las secuencias fundamentales no represente un único evento trangresivo, sino más bien la superposición de varias secuencias transgresivas amalgamadas en un intervalo condensado. Este hecho es observable en las facies más profundas de la cuenca, donde las condiciones de la condensación estratigráfica son más acentuadas debido a una menor tasa de sedimentación. En estos depósitos se produce la sucesión vertical de hasta 4 niveles de *Heterostegina* separadas por tramos poco potentes (<50 cm) formados por arenas y limos de prodelta y frente deltaico distal, depositados durante fases de estabilización del nivel del mar. Esta circunstancia no es visible de forma tan clara en las facies transgresivas costeras, donde es frecuente la aparición de superficies de erosión dentro del tramo carbonatado o la existencia de intercalaciones de facies siliciclásticas peor cementadas. Tanto la aparición de este tipo de superficies como de las intercalaciones detríticas dentro de los tramos carbonatado son indicativas de la existencia de etapas de sedimentación siliciclastica, cuyos depositos pudieron ser posteriormente parcial o totalmente retrabajados por los procesos erosivos asociados a la transgresión. De esta forma, un único tramo cementado, generalemente de gran potencia, puede estar constituido por varias secuencias fundamentales que no han quedado bien registradas.

El *tramo detrítico* o *regresivo* (B en Fig. 15) representa el avance de la costa hacia la cuenca con respecto al tramo carbonatado infrayacente. Se presenta sobre la superficie de máxima inundación (techo de la calcarenita), en ocasiones erosionándola. Siempre aparece constituido por facies aluviales/deltaicas de naturaleza conglomerática/arenosa que se instalan sobre la plataforma marina, definiendo secuencias progradantes y/o de agradación

sedimentaria. Ocasionalmente se han descrito dentro de los tramos detríticos, principalmente en facies de frente deltaico, secuencias donde se registra una rápida progradación inicial y que pasan a experimentar una repentina retrogradación y profundización del medio tras la formación de una superficie de erosión. Este tipo de secuencias se interpretan como el registro de una transgresión en facies de llanura deltaica en la que no llega a formarse el tramo carbonatado y sólo se preserva la superficie transgresiva, que representa la inundación marina de la llanura deltaica. De esta forma, y al igual que en los tramos carbonatados, dentro de un aparentemente único tramo detrítico pueden estar registradas varias secuencias fundamentales.

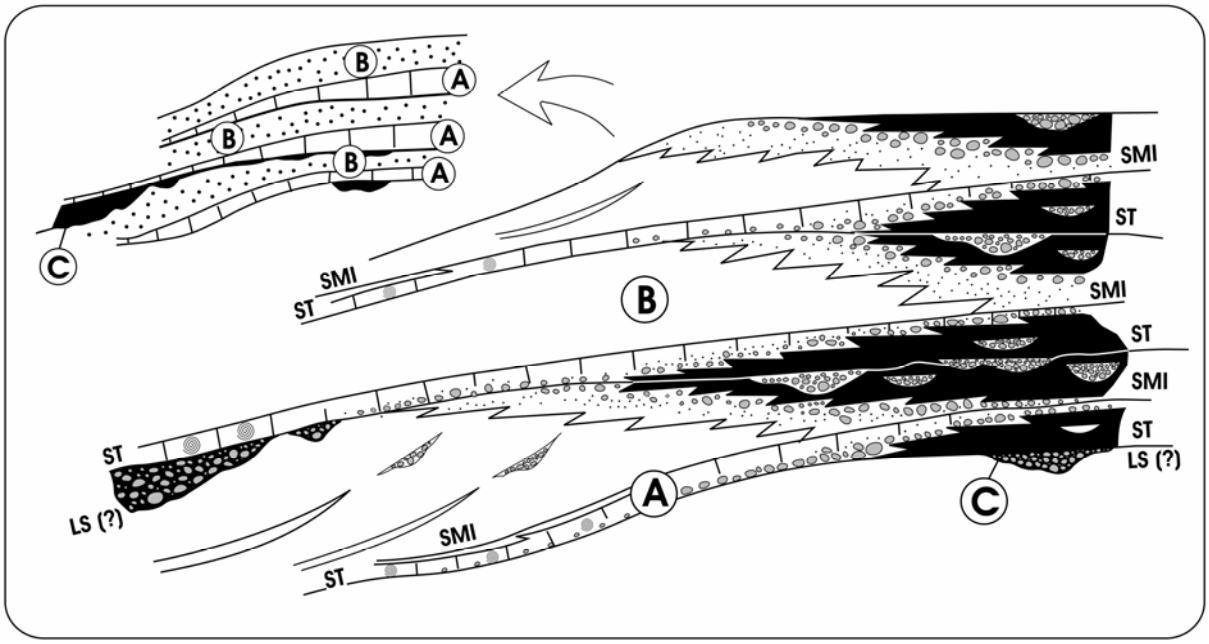


Figura 15. Diagrama idealizado de las secuencias fundamentales y de los tramos que la componen. (A) Tramo carbonatado o trangresivo; (B) Tramo detrítico o regresivo; (C) Posibles depósitos de caida del nivel del mar sobre límite de secuencia fundamental. SMI, Superficie de máxima inundación; ST, Superficie Transgresiva; LS, Límite de Secuencia. Modificado de López-Blanco (1993).

El techo de los tramos detríticos se encuentra delimitado, en general, por la superficie de inundación marina correspondiente a la siguiente secuencia fundamental (Fig. 15). No existen evidencias que confirmen la existencia de una superficie de emersión próxima al techo del tramo detrítico y, en consecuencia, los límites que separan las diferentes secuencias fundamentales son siempre superficies de inundación o transgresivas. El tramo detrítico se formó, por tanto, en periodos de nivel del mar estable o de ralentización de la tasa de ascenso del nivel del mar. Puntualmente, se han observado facies de llanura deltaica depositadas directamente sobre niveles de naturaleza marina (acumulaciones de heterostegínidos) que se habrían depositado en medios circalitorales de profundidades superiores a los 20-30 m. Esta circunstancia sólo podría explicarse mediante descensos

absolutos del nivel del mar entre la formación de ambos tramos, aunque si este proceso tuvo lugar fue con carácter excepcional y sólo bajo unas condiciones muy definidas (LS, Fig. 15).

En un tramo detrítico de una Secuencia Fundamental, las superficies de máxima regresión pueden encontrarse próximas al techo del tramo, si bien en la mayoría de los casos los depósitos que registran el mayor avance de las facies litorales hacia la cuenca se localizan en la parte baja y media del tramo. El primer caso representa la existencia de fases de evolución de la cuenca en las que la tasa de sedimentación superó ampliamente la tasa de ascenso del nivel del mar y el volumen de aporte continuó aumentando a la vez que se generaba el espacio de acomodación, formándose el dispositivo progradante que favoreció la migración de la línea de costa mar adentro. Durante estos momentos de máxima somerización y llegada de grandes volúmenes de aporte sedimentario, se formaron depósitos muy groseros que más tarde, durante el proceso de retrabajo del oleaje y corrientes, darían lugar al pavimento de cantos y bloques que marcan el muro de la superficie transgresiva. De esta forma, la superficie transgresiva estaría sobreimpuesta a la superfice de máxima regresión, dificultando su reconocimiento. El segundo caso registra fases de equilibrio y profundización en el sistema, con momentos puntuales de llegada de grandes volúmenes de sedimentos desde el continente, principalmente en el comienzo del tramo. Bajo estas circunstancias sólo se produciría un importante avance de las facies proximales hacia el interior de la cuenca (regresión) en los primeros momentos del depósito del tramo, predominando la agradación o incluso una tenue retrogradación del frente deltaico durante el depósito del resto de la secuencia. Estas circunstancias, aunque no son frecuentes, pueden producirse en contextos en los que la tasa de sedimentación supere la tasa de ascenso relativo del nivel del mar (con lo que se forma el dispositivo progradante) y en las que los aportes disminuyen o la tasa de ascenso relativo del nivel del mar aumenta con el tiempo.

8.1.3. ***Ciclos de Orden Mayor.*** El tipo de apilamiento de las secuencias fundamentales ha sido analizado a lo largo de toda la zona de estudio a través de diversos cortes orientados paralelos y perpendicularmente a la dirección de progradación de los sistemas. En base a esto, se han definido las secuencias compuestas (secuencias transgresivo-regresivas), formadas por secuencias fundamentales. Dentro de cada ciclo de orden mayor, las secuencias fundamentales se agrupan formando Unidades Transgresivas (una o un grupo secuencias fundamentales consecutivas que definen tendencias retrogradantes) y Unidades Regresivas (una o un grupo secuencias fundamentales consecutivas que definen tendencias progradantes) (Fig. 16). La potencia máxima de las secuencias compuestas oscila entre los 20 y los 60 metros. En general, dentro de una misma secuencia compuesta, la potencia de las Unidades Regresivas es mayor

que la de las Unidades Transgresivas. Las secuencias compuestas se encuentran delimitadas a muro por superficies de transgresión, determinando esta superficie el paso de un apilamiento de secuencias fundamentales de caracter progradacional a otro de caracter retrogradacional.

Las *Unidades Transgresivas* están formadas por una sola secuencia fundamental o por un grupo consecutivo de ellas que poseen, en conjunto, tendencias de tipo retrogradacional. Presentan a techo una superficie de máxima inundación (SMI, Fig. 16), marcadas por acumulaciones de heterostegínidos o por niveles ricos en glauconita autígena que indican condiciones de condensación marina. Su base coincide con la superficie transgresiva inicial desarrollada sobre el sustrato paleozoico, o bien es una superficie de inundación marina que aparece sobre el tramo detrítico de la última secuencia fundamental de unidad regresiva infrayacente. Dentro de las Unidades Transgresivas los tramos detríticos suelen presentar tendencias agradantes en facies de prodelta y marino someras. Generalmente, la potencia de cada una de las Secuencias Fundamentales que las conforman permance constante o tienden a incrementar hacia el techo de la Unidad, denotando un incremento progresivo del espacio de acomodación.

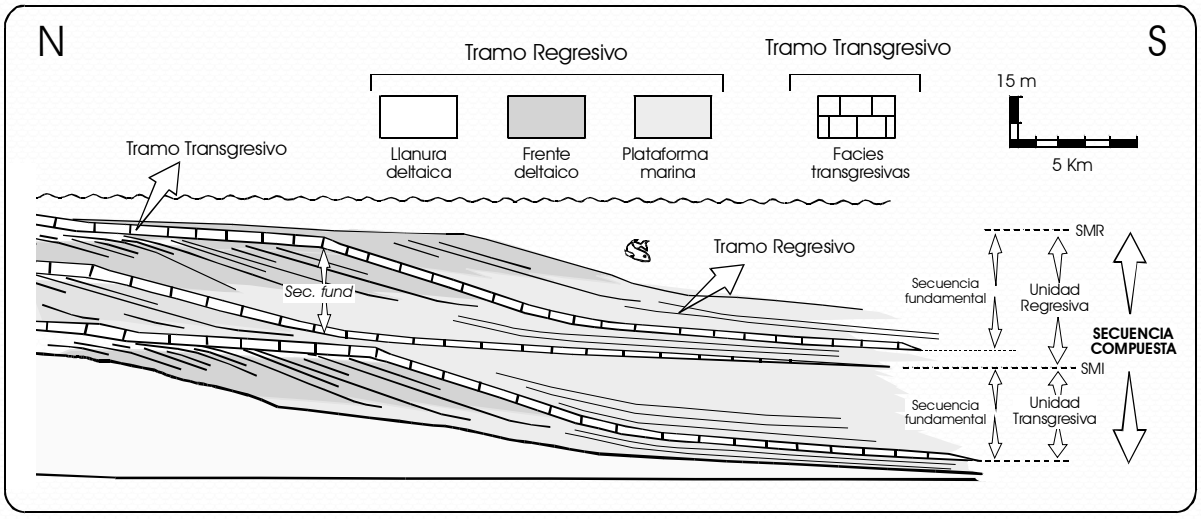


Figura 16. Recontrucción idealizada de una Secuencia Compuesta.

Las *Unidades Regresivas* están formadas por el tramo detrítico de una única Secuencia Fundamental o por varias Secuencias Fundamentales que definen en su conjunto una tendencia progradante. Estan delimitadas a su base por una superficie erosiva que corta la superficie de máxima inundación marina de la unidad transgresiva infrayacente, o por el inicio de la sedimentación terrígena sobre -sin erosión- sobre esta. Su fin está marcado por la formación de un tramo carbonatado de la secuencia fundamental correspondiente a la Unidad Trangresiva de la siguiente Secuencia Compuesta. La identificación del máximo avance

del sistema costero hacia la cuenca, representado mediante una hipotética superficie de máxima regresión (SMR, Fig. 16), no es siempre evidente sobre el terreno y suele mostrar posiciones diferentes dentro del tramo detrítico de la última secuencia fundamental. Las tendencias registradas dentro de los tramos detríticos en las unidades regresivas son variables, predominando las secuencias de agradación y progradación. La potencia de las secuencias tiende a disminuir hacia el techo de la unidad regresiva, lo que parece indicar una disminución progresiva de la tasa de creación del espacio de acomodación.

Las unidades regresivas poseen una mayor potencia que las unidades transgresivas. Esto se debe a que, aunque el espacio de acomodación creado durante la formación de las Unidades Regresivas fue menor, este espacio fue casi completamente rellenado por la sedimentación fluvial y deltaica. Por otro lado, el gran espacio de acomodación creado en las Unidades Transgresivas supuso el retroceso de los sistemas deltaicos hacia continente, por lo que es probable que estos no experimentasen un gran desarrollo durante estas fases como consecuencia del ascenso del nivel de base. La tasa de sedimentación en medios de prodelta y marino someros en los tramos detríticos de las Unidades Transgresivas fue, de este modo, ostensiblemente menor que en las facies deltaicas y de playas de las Unidades Regresivas.

8.2. Ciclicidad interna y cambios relativos del nivel del mar

En base a la subdivisión estratigráfica propuesta, se han definido tres Secuencias Compuestas dentro del CBT en sector Central de la Cuenca del Guadalquivir, cada una de ellas formadas por un número variable de Secuencias Fundamentales y delimitadas por superficies transgresivas (ver secciones en Figs. 3, 4 y 5). A continuación se procede a describir sus características principales, los cambios relativos del nivel del mar y los movimientos de la línea de costa que estos últimos conllevan.

8.2.1. ***Secuencia Compuesta 1 (SC-1).*** Define el inicio de la sedimentación en este sector del margen pasivo de la cuenca. Aflora principalemente en el sector central del área de estudio (Secciones C, G y E), cerca de la localidad de Villanueva del Río y Minas (Fig. 17). La superficie transgresiva inicial está delimitada por una superficie erosiva tapizada por una lumaquela de ostreidos, clastos y grandes bloques del zócalo cementados. Este nivel constituye el techo de la Unidad Transgresiva (Ut-1) de esta Secuencia a la vez que la superficie de máxima inundación de la secuencia compuesta inicial (SMI-1). Por debajo de estos depósitos se han observado unas arenas finas limosas que compodrían el resto de la Unidad Transgresiva, pero afloran en muy malas condiciones. Sobre estas facies transgresivas se deposita un tramo de arenas medias

litorales, que pasan rápidamente a un paquete muy potente de arenas conglomeráticas de frente deltaico, bioturbadas y con clara tendencia progradante. Este tramo detrítico delimita la Unidad Regresiva de la Secuencia Compuesta 1 (Ur-1) (Fig. 18).

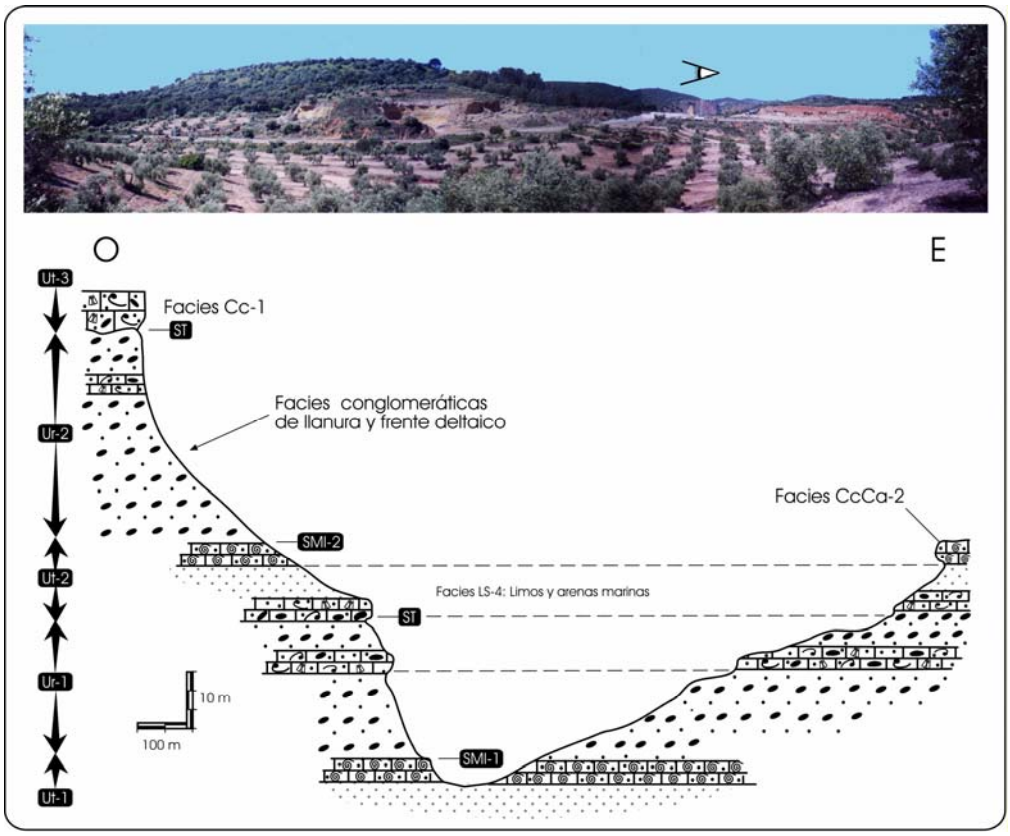


Figura 17. Imagen panorámica de las Secciones F y E (Arroyo Parroso) y corte interpretativo en el que se muestran la situación de las Secuencias Compuestas y sus Unidades.

La Secuencia Compuesta 1 registra un ascenso brusco del nivel relativo del mar sobre el antepaís, seguido de la rápida progradación de los sistemas litorales que rellenaron casi completamente el espacio acomodación y avanzaron hacia la cuenca. En algunas secciones se ha podido observar una superficie de erosión que separa facies marina de facies de llanura deltaica. Esta superficie puede ser interpretada como el producto de un descenso brusco del nivel del mar (Fig. 19).

8.2.2. *Secuencia Compuesta 2 (SC-2)*. Aflora más extensamente que la Secuencia anterior. Se describe parcial o totalmente en toda el área de estudio. Su inicio está delimitado por una barra de arenas y conglomerados bioclásticos, muy cementadas, que cubren los depósitos de frente deltaico de la Ur-1. Estas arenas y conglomerados bioclásticos pasan en la vertical a un tramo de arenas finas y medias, bioturbadas, con intercalaciones conglomeráticas, interpretadas como facies de plataforma somera y frente deltaico (Fig. 18). Sobre estas arenas

se deposita un nivel complejo formado por varias barras de *Heterostegina* con *Clypeaster* (SMI-2) que, componen el resto la Unidad Transgresiva de la Secuencia Compuesta 2 (Ut-2).

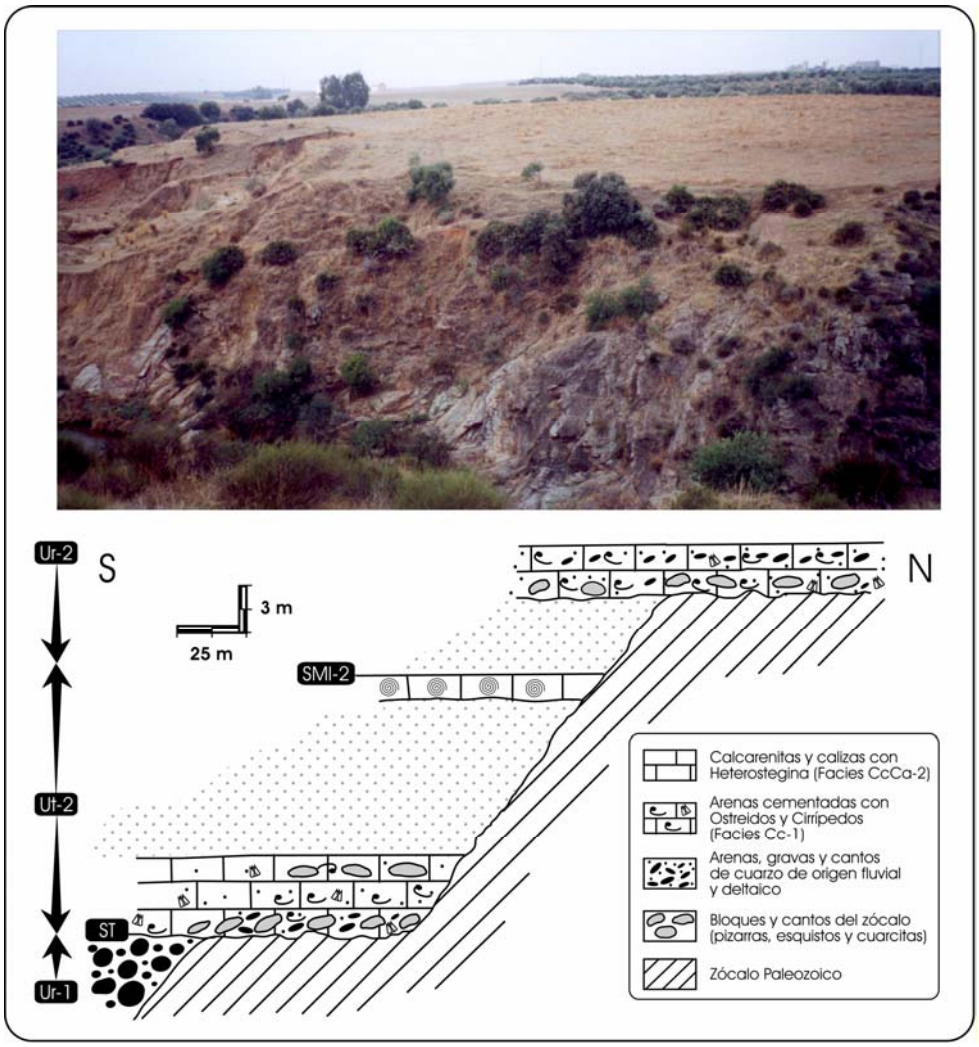


Figura 18. Sección esquemática y organización scuencial del CBT en la Sección K (Arroyo Galapagar). En este sector puede observarse la SC-2 completa.

Suprayacente a esta unidad aparece una superficie erosiva, cubierta por gravas y conglomerados de llanura y frente deltaico y playas (Fig. 20), que presentan tendencias progradantes. Este tramo siliciclástico posee una gran potencia y constituye la Unidad Regresiva de la Secuencia (Ur-2). La Unidad Transgresiva de la SC-2 representa un gran retroceso de la costa hacia el continente en relación a la SC-1 e indican ambientes más profundos que los registrados en SC-1.

La rápida somerización que tiene lugar tras la formación de la SMI-2, implica un nuevo gran avance de los sistemas aluviales y deltaicos sobre las facies de plataforma marina. Este cinturón de facies litorales y contientales registran el máximo regresivo para el CBT en sector central de la Cuenca, es decir, el mayor progreso de la posición de la costa hacia el depocentro de la cuenca durante el Tortoniense (Fig. 19).

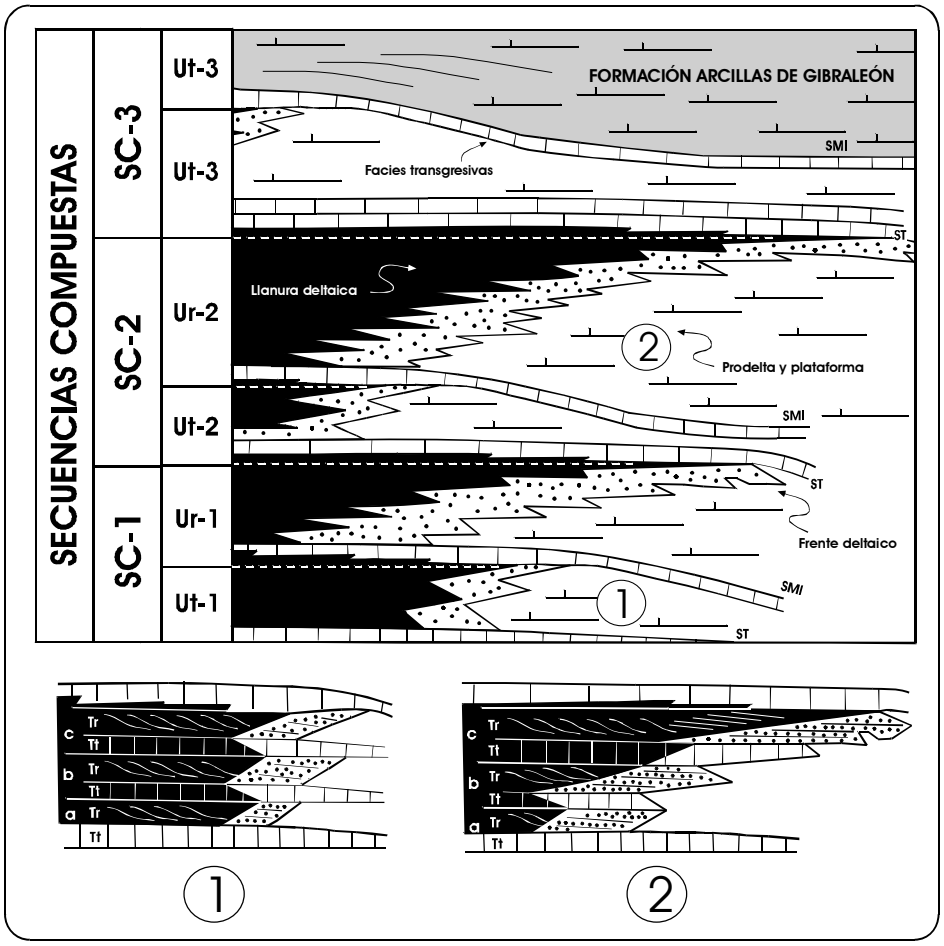


Figura 19. Esquema en el que se muestra la variación aproximada en la horizontal de la línea de costa durante la formación del CBT. La definición de Secuencia Compuesta, Unidad regresiva y Unidad Transgresiva también puede ser observada. (i) Apilamiento de Secuencias Fundamentales (a, b y c) en Unidades Transgresivas y Regresivas.

8.2.3. ***Secuencia Compuesta 3 (SC-3).*** Al igual que la SC-2 aflora extensamente en toda el área de estudio y representa la Secuencia Compuesta de mayor potencia. Al estar formada fundamentalmente por arenas limosas y margosas, aparecen intensamente alteradas y cultivadas en superficie, lo que hace difícil el análisis de sus secuencias. La base de la Ut-3 está definida por una barra de calcarenitas, de gran potencia, caracterizada por su alta concentración de cantos y fragmentos de fauna marina, principalmente moluscos y cirrípedos (Fig. 20). Este tramo pasa rápidamente, hacia arriba, a una calcarenita muy rica en macroforaminíferos y equinodermos. Hacia el Sur, estos depósitos pasan a un nivel de acumulación monoespecífico de *Heterostegina* o a arenas medias cementadas con granos de glauconita, que indican condiciones de condensación en la cuenca. Sobre este tramo carbonatado se deposita una potente serie de arenas y limos margosos, con intercalaciones micro-conglomeráticas. Este paquete de sedimentos finos es coronado por un nivel pseudo-cementado, de arenas finas, muy ricas en foraminíferos planctónicos y glauconita, interpretado como un nivel de condensación marino, que pone fin a la Ut-3. La Ur-3 aflora en muy malas condiciones. Está compuesta por varios metros de arcillas y margas grises que representa los primeros metros de la Formación "Arcillas de Gibraléon". La sedimentación de

arcillas hemipelágicas representa el restablecimiento de la sedimentación hemipelágica en la cuenca, una nueva progradación de los sistemas costeros y el final de las condiciones de condensación.

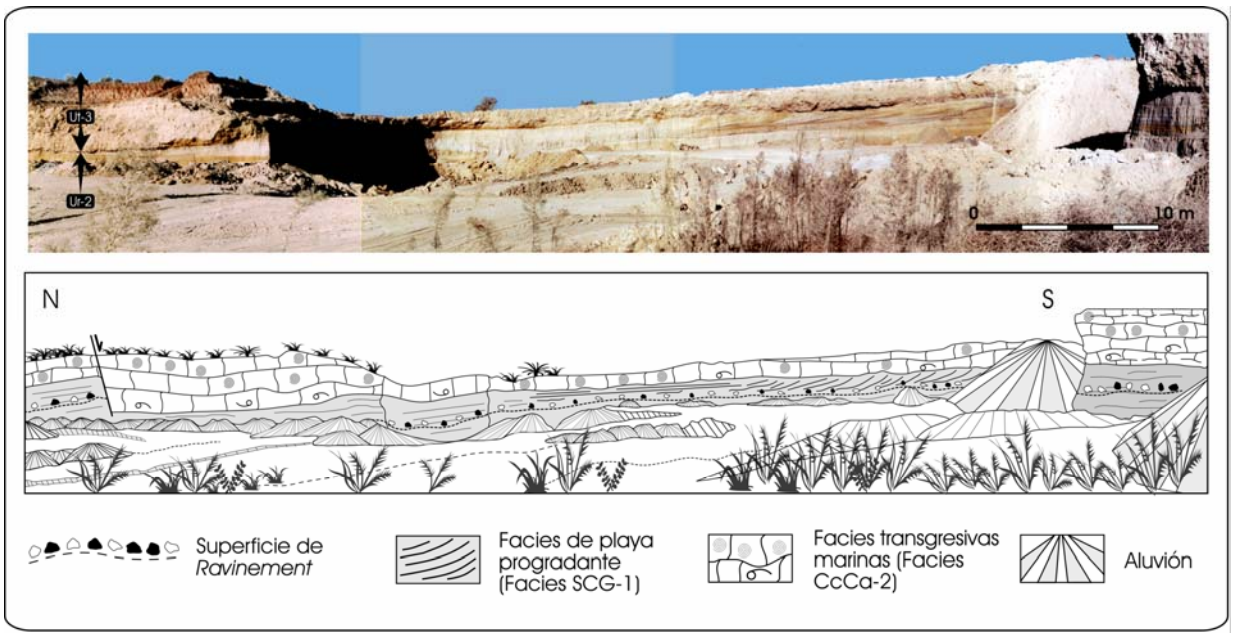


Figura 20. Sección esquemática de la Sección L (Canteras "El Cuervo") y situación de las Secuencias Compuestas.

La SC-3 representa una profundización brusca en la cuenca con respecto al resto de la formación y la creación de un gran espacio de acomodación. El tramo formado por arenas y limos con glauconita que marca el tránsito de la Ut-3 y la Ur-3, es un nivel guia en toda la cuenca que se ha interpretado por varios autores como el máximo trangresivo de la Secuencia Deposicional asociada al Ciclo 3.2 de Haq et al., (1987, 1988).

9. FACTORES CONTROLANTES EN LAS OSCILACIONES DEL NIVEL DEL MAR. IMPLICACIONES SECUENCIALES

Los tres órdenes de ciclicidad definidos en los depósitos tortonienses probablemente se encuentra relacionados con la interacción de diferentes procesos de naturaleza autocíclica o alociclica de distinta magnitud, como cambios en las posiciones de los diferentes lóbulos deltaicos o cauces fluviales, variaciones en la tasa de aporte sedimentario, oscilaciones climáticas y cambios relativos del nivel del mar (eustasia y tectónica).

9.1. Ciclos de Orden Menor

Por sus características sedimentarias y potencia, los Ciclos de Orden Menor descritos en los tramos detríticos de las secuencias fundamentales estarían asociados al abandono, avulsión de canales distributarios y migración lateral de lóbulos deltaicos y barras de desembocadura fluvial, en respuesta a procesos de naturaleza autocíclica (Fig. 21). En menor medida, estos ciclos pudieron estar originados por pequeños procesos alocíclicos como cambios en la tasa de aporte relacionados con el clima, así como leves ascensos y descensos relativos del nivel del mar.

Generalmente, estas secuencias de escala menor se atribuyen a Ciclos de 5º y 6º Orden dentro de la banda de frecuencia de Milankovitch (20.000-100.000 años), asociados a procesos sedimentarios locales la llanura deltaica, pequeños pulsos subsidentes de escala local orginidos por la alta tasa de acumulación sedimentaria y/o oscilaciones glacio-eustáticas de baja intensidad que conllevaron tanto cambios climáticos regionales como variaciones en la tasa de aporte sedimentario. Ejemplos de fluctuaciones de carácter cíclico asociadas a oscilaciones climáticas (ciclos húmedo-árido), inducidas por cambios en el movimiento de precesión de la Tierra, han sido ampliamente descritas en facies de cuenca en el Messiniense de la Cuenca de Sorbas (SE de España) (Sierro et al., 1999).

9.2. Ciclos de Orden Intermedio y de Alta Frecuencia

Se encuentran representados por las Secuencias Fundamentales, en las que un ciclo de formación de un tramo carbonatado y otro detrítico representa un evento transgresivo-regresivo. La importante extensión lateral y la organización de estas Secuencias Fundamentales apuntan hacia un posible origen de alocíclico de los Ciclos de Orden Intermedio, como, por ejemplo, oscilaciones eustático-climáticas de alta frecuencia que provocaron modificaciones periódicas en la altura del nivel del mar, en la tasa de aporte sedimentario, en el tipo de sedimentación y en la tasa de sedimentación. Las secuencias fundamentales poseen muchas similitudes con las parasecuencias (Van Wagoner et al., 1987). Una parasecuencia se define como una sucesión relativamente conforme de capas geneticamente relacionadas que dan lugar a secuencias somerizantes, limitadas por superficies de inundación marina o por sus superficies correlativas.

Al igual que las parasecuencias, las secuencias fundamentales se asocian a ciclos de 4º Orden y ambas pueden ser utilizadas como elementos unitarios o bloques que conforman secuencias de mayor escala (Vail et al., 1977; Haq et al., 1988), en este caso, las secuencias deposicionales asociadas a ciclos de 3º Orden. A la vez, tanto las parasecuencias como las

secuencias fudamentales se encuentran delimitas por superficies de inundación, aunque en el caso de las secuencias fundamentales esta superficie de inundación viene acompañada por un deposito transgresivo. La principal diferencia entre parasecuencias y secuencias fudamentales radica en la tendencia somerizante y progradante que las primeras registran y que no siempre muestran las secuencias fundamentales. Esta circunstancia puede explicarse mediante la existencia de una importante subsidencia en la zona, acompañadas por etapas de descenso de la tasa de aporte sedimentario a la cuenca, lo que pudo provocar la existencia de secuencias de agradación vertical o incluso que registran una retrogradación tenue de los sistemas deltaicos.

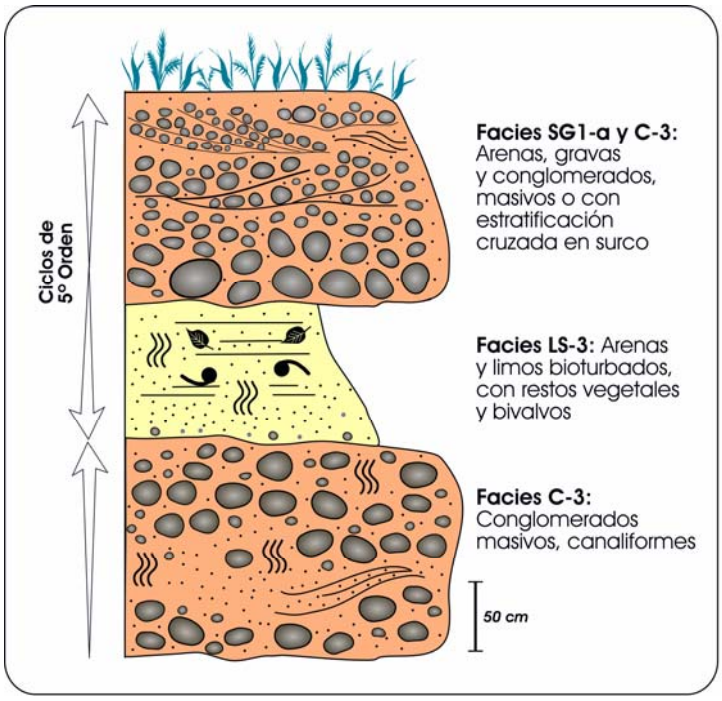


Figura 21. Columna estratigráfica elaborada en la Sección F que muestra la expresión de los ciclos de 5º Orden en facies deltaicas.

La magnitud del ascenso del nivel del mar que representa la formación del tramo carbonatado en cada uno de estos ciclos (con relación al techo del tramo detrítico infrayacente) no parece superar los 10-20 metros de media. Por otro lado, menos por la brusca caida del nivel del mar registrada en la mitad de la formación durante el inicio de la Ur-2, los descensos del nivel de base se encuentran muy mal registrados entre los tramos detríticos y carbonatados de dos secuencias fundamentales consecutivas. De esto se deduce que la formación de un tramo regresivo no conlleva necesariamente una caida del nivel del mar de gran importancia.

Por su elevada frecuencia, su potencia y la naturaleza de las facies que la forman, el origen de las secuencias fundamentales puede estar relacionado con ciclos de alta frecuencia de Milankovitch (Ciclos de 4º Orden). En este sentido, Lourens y Hilgen (1997) definen una claro

control de los ciclos de oblicuidad del eje de la Tierra sobre las oscilaciones absolutas del nivel del mar de pequeña magnitud (términos cortos) en el Mioceno superior, lo que indica la existencia de casquetes de hielo en los polos durante esta época (Fig. 22). El incremento del volumen de hielo y el gran desarrolllo de los casquetes polares dieron lugar a una etapa de bajo nivel del mar global durante todo el Mioceno superior (Abreu y Anderson, 1998) lo que, a su vez, favoreció la existencia de oscilaciones de alta frecuencia del nivel del mar a partir de cambios en la insolación de la Tierra en latitudes altas. De esta forma, es probable que la mayor parte de las Secuencias Fundamentales se formasen a partir de ciclos glacio-eustáticos de ascenso (incremento de oblicuidad y formación de tramos carbonatados) y descenso del nivel del mar (descenso de la oblicuidad y formación de tramos siliciclásticos) (Fig. 22). Si esta hipótesis fuera cierta, el intervalo de tiempo comprendido entre el inicio de la Secuencia Deposicional B en este sector de la cuenca y el máximo transgresivo de la misma Secuencia (en total 1,2 Ma, ver más adelante), deberían contener aproximadamente 30 Ciclos de Orden Intermedio o Secuencias Fundamentales con una duración de 41.000 años cada uno (Sierro et al., 1996). En la práctica, sólo se han reconocido sobre el terreno unas 18 Secuencias Fundamentales dentro del CBT, aunque cabe la posibilidad de que la acción eventos erosivos asociados a regresiones que hallan eliminado del registro estratigráfico algunas de las secuencias o la existencia de Secuencias Fundamentales amalagamadas dentro de la sucesión Tortoniense. Esta última circunstancia es especialmente frecuente en las barras de *Heterostegina*, intercaladas en facies marinas, dentro de las Unidades Trangresivas de las Secuencias Compuestas (Fig. 23).

En el Mioceno superior los ciclos astronómicos de oblicuidad se han relacionado también con la abundancia relativa de Neogloboquadrínidos de enrollamiento sinestral, cuyos picos de abundancia se asocian con un enfriamiento de la temperatura de las masas de agua oceánicas y descensos del nivel del mar (Lourens y Hilgen, 1997). En la actualidad, los Neogloboquadrínidos son muy frecuentes en aguas frías y ricas en nutrientes (Pujol y Vergnaud Grazzini, 1995; Sierro et al., 1999). Durante el Tortoniense, la desaparición o disminución de la abundancia de este grupo en sedimentos marinos del Atlántico se podría relacionar con transgresiones, el calentamiento de las aguas y/o una disminución de en el contenido en nutrientes. A la luz de los resultados expuestos, en la zona de estudio las oscilaciones de la altura del nivel del mar de alta frecuencia estuvieron acompañadas por cambios climáticos, que se podrían haber expresado mediante la activación (tramos regresivos de sedimentación detrítica y aguas más frias) y abandono e invasión marina de los sistemas deltaicos con la subsiguiente formación de bahías y zonas marinas someras (tramos transgresivos de naturaleza carbonatada y aguas más cálidas).

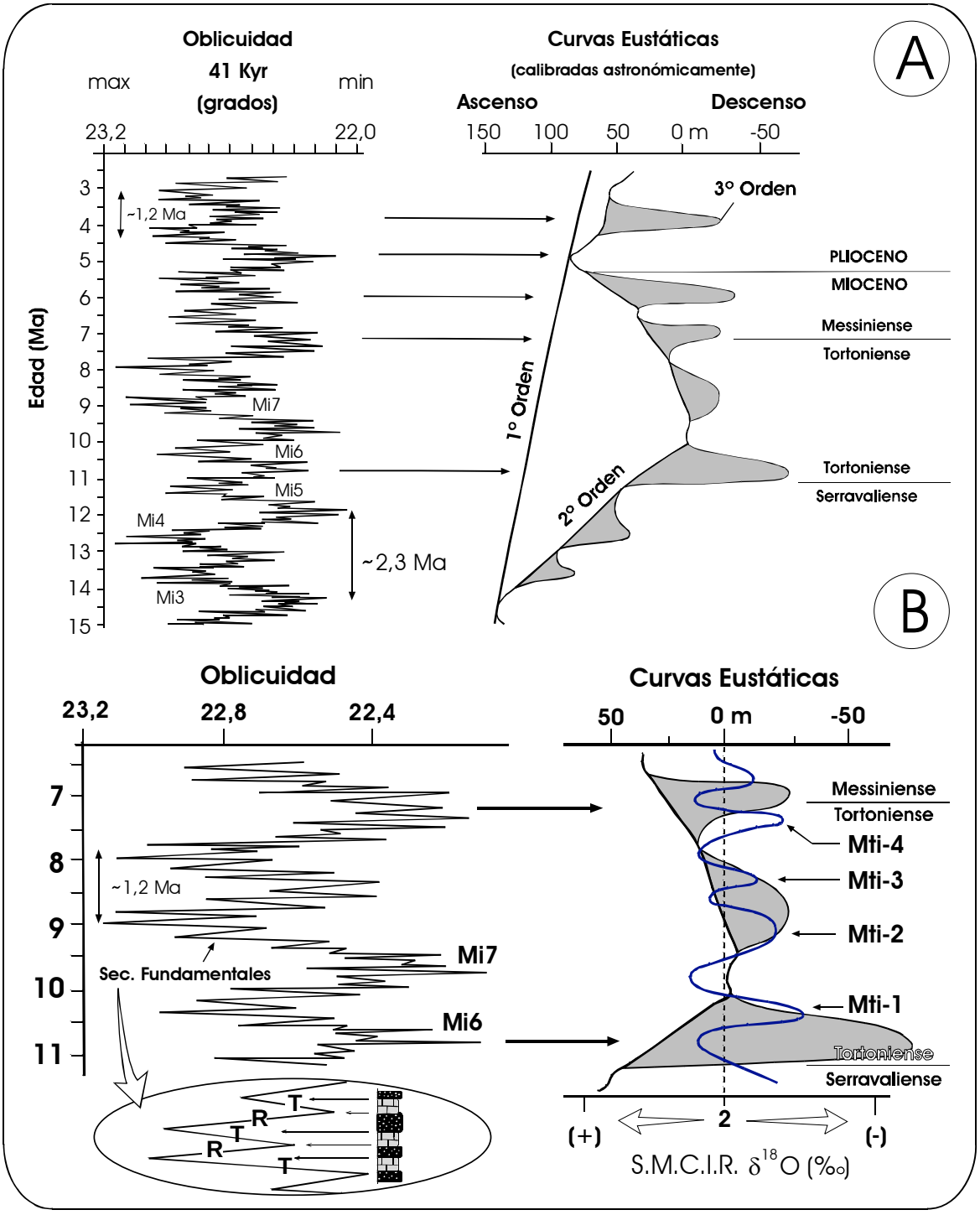


Figura 22. Correlación entre los ciclos de oblicuidad (Lourens y Hilgen, 1997), curvas eustáticas de cambio del nivel del mar (Haq et al., 1987 1988) y curvas isotópicas de oxígeno (Abreu y Anderson, 1998) durante el Mioceno superior. La relación entre las Secuencias Fundamentales en el CBT y los ciclos de oblicuidad de 41.000 años puede ser observada. La curva eustática de ciclos de 3º orden está recalibrada a la escala de tiempo astronómico (Shackleton et al., 1990; Hilgen et al., 1991a, b; Hilgen et al., 1995 Lourens et al., 1996). Mi6 y Mi7: Peridos Glaciares descritos en el Mioceno superior (Millar et al., 1991). Mti-1 a Mti-4: Eventos glacio-eustáticos descritos por Abreu y Anderson (1998). R: Tramo regresivo. T: Tramo transgresivo.

De forma paralela, los pulsos de ascenso del nivel del mar registran cambios bruscos de medios eutróficos, donde proliferaban los ostrácodos y los foraminíferos bentónicos, a

ecosistemas de naturaleza oligotrófica/mesotrófica de afinidad (sub)tropical, representados por las acumulaciones de *Heterostegina* y por la abundancia de clypeastéridos. En zonas más someras, la aparición de biohermos y barras de ostreidos asociados a los tramos transgresivos pueden interpretarse como condiciones de condensación asociadas al inicio de la transgresión (Martinius, 1995; Parras y Casadío, 2005). Los ostrácodos y microforaminíferos mostrarían su principal fase de desarrollo y diversidad durante los eventos eutróficos de mayor influencia deltaica, mientras que los macroforaminíferos lo harían en las fases oligotróficas, favorecidas por la interrupción de aporte terrígeno y/o por los pequeños ascensos relativos del nivel del mar. Es probable que la implantación de medios pobres en nutrientes puedan relacionarse tanto con el ascenso del nivel de base como por un cambio climático hacia condiciones más áridas, a partir de la que se produciría una disminución de la escorrentia y en el volumen de nutrientes transportados desde el continente hacia la cuenca. En este sentido, Dorsey et al. (1995) ha propuesto que durante ascenso rápidos del nivel de base (p.e., pulsos de subsidencia) se puede producir el abandono de lóbulos deltaicos y una brusca disminución de la tasa de aporte sedimentario como consecuencia de procesos autocíclicos que tienen lugar en la llanura deltaica (p.e., avulsión de canales distributarios). La confluencia de todos estos procesos favoreció una disminución de la tasa de acumulación sedimentaria y la formación de intervalos transgresivos más condensados, representados por el desarrollo de facies de sedimentación mixta y carbonatada. Conocer con exactitud cúal de todos estos factores tuvo una mayor influencia en la formación de los tramos transgresivos es imposible de precisar. Ejemplos de cambios climáticos de alta frecuencia registrados en sucesiones deltaicas miocenas en las que se registran intercalaciones transgresivas han sido documentados ampliamente en el Mediterráneo oriental (Postma et al., 1993; Postma y Drinia, 1993) y occidental (García-García et al., 2007; Tharna y Talbot, 2006).

Sin embargo, en la sucesion neógena estudiada no se han registrado etapas regresivas asociadas a caidas absolutas del nivel del mar, que se corresponderían con los momentos de gran acumulación de hielo en los polos durante los estadios de oblicuidad mínima. Generalmente, la sucesión de superficies transgresivas de *ravinement*, la aparición de tramos transgresivos condensados y la agradación continuada de los sistemas costeros y marinos someros son características consideradas indicativas de ascensos del nivel de base independientes de la tasa de aporte sedimentario y eustatismo (Postma, 1995). De hecho, la arquitectura estratigráfica de la mayor parte de los deltas está relacionada con un modelo de cambio relativo del nivel del mar que registra un ascenso generalizado, con periodos intermitentes de nivel del mar estable, sin descensos significativos del nivel del mar (Postma, 1995).

El ascenso uniforme del nivel del mar durante la acumulación de sedimento en los tramos detríticos puede explicar el importante desarrollo vertical que experimentan las facies de llanura deltaica y frente deltaico proximal en comparación al resto del sistema deltaico. Esta profundización gradual fue intensificada, de forma intermitente, por eventos de profundización que crearon rapidamente un gran espacio de acomodación y permitieron el depósito de facies costeras y marinas a profundidades comprendidas entre los 10 y 65 m. Los tramos regresivos de las Secuencias Fundamentales, representados en su mayor parte por la progradación de deltas de tipo Gilbert, se formaron, por tanto, en periodos de nivel del mar estable (o de ralentización de tasa de ascenso del nivel del mar) y alta tasa de aporte sedimentario, configurando unidades similares a los Cortejos Sedimetarios de Nivel del Mar Alto de las Secuencias Deposicionales, en los que son frecuentes las regresiones normales. Por tanto, debio de existir algun factor que impidió por completo el descenso eustático del nivel del mar. Colella (1988) y Gawthorpe y Colella (1990) han sugerido que la subsidencia tectónica es el mecanismo más eficiente y común para la creación continuada de espacio de acomodación y para el desarrollo de sistemas deltaicos de tipo Gilbert. En este sentido, Dorsey et al. (1995) subraya que la presencia de una sucesión compuesta por la existencia de varios sistemas deltaicos de tipo Gilbert es una clara evidencia de altas tasas de subsidencia y de acumulación sedimentaria. Es probable entonces que los descensos del nivel del mar de origen glacio-eustástico, y que debieron tener lugar en el margen pasivo de la cuenca durante el Tortoniense, fuesen impedidos por una tasa subsidencia tectónica continuada que superase a la tasa de descenso absoluto del nivel del mar.

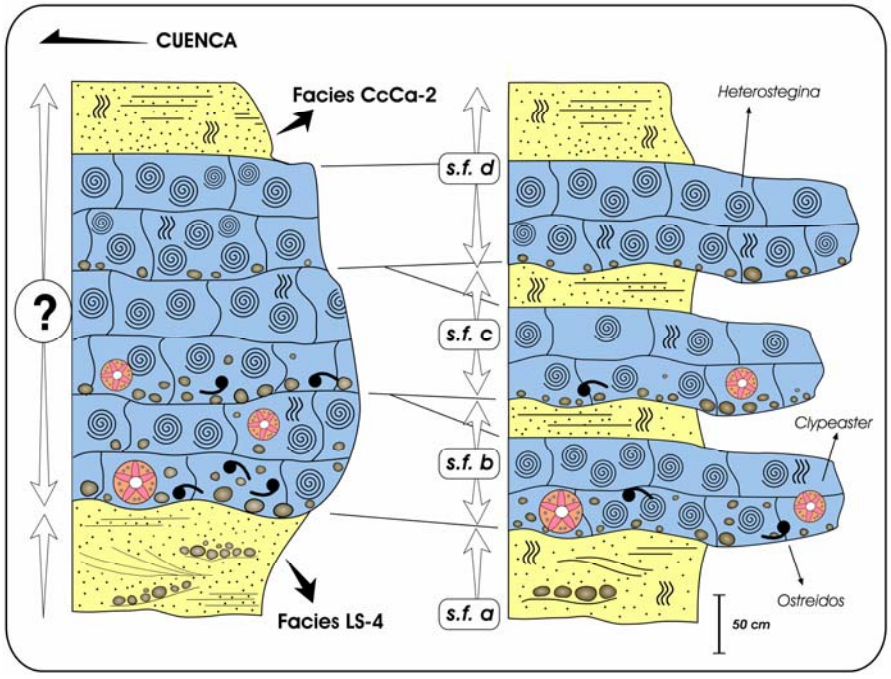


Figura 23. Solapamiento de las barras de *Heterostegina* en facies marinas finas y de prodelta (Facies LS-4). s.f. Secuencias Fundamentales. Ejemplos descritos en las Secciones C y H. Ver explicación en texto.

El término "transgresión forzada" ha sido utilizado Chough y Hwang (1997), en contraposición al término "regresión forzada" (Posamentier et al., 1992), para describir ascenso del nivel del mar causado por subsidencia tectónica. Este proceso explica perfectamente el amplio registro de los eventos transgresivos descritos y la inexistencia practica de fases del nivel del mar bajo y regresiones forzadas durante la formación del CBT. La acción, más o menos continuada, de una subsidencia tectónica sobreimpuesta a las oscilaciones eustáticas del nivel del mar intensificó las pulsaciones transgresivas e inhibió la erosión y el descenso del nivel de base que habría originado un descenso absoluto del nivel del mar en la cuenca a diferentes escalas (ver punto siguiente). Existen múltiples evidencias que avalan la existencia de una importante subsidencia tectónica en la Cuenca del Guadalquivir durante el Tortoniense (ver capítulo 2), relacionadas con la flexura del basamento ante el avance de las Unidades Aloctonas Béticas (Sierro et al., 1990; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Riaza y Martinez del Olmo, 1996), con cambios en el espesor de la corteza inferior y manto litosférico (García-Castellano et al., 2002) y con el emplazamiento de las masas de olistostromas sobre le margen sur de la cuenca (González-Delgado et al., 2004). Según varios autores (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Vera, 2000; Riaza y Martinez del Olmo, 1996) esta subsidencia continuó en esta zona hasta el Messiniense.

9.3. Ciclos de orden mayor. Correlación con los ciclos glacio-eustáticos y astronómicos

El origen de las Secuencias Compuestas se encuentra relacionado con la interacción de procesos de subsidencia y cambios eustáticos, a gran escala, asociados a ciclos de Tercer Orden de cambios del nivel del mar. Según autores previos (Sierro et al., 1990, 1996), el depósito del CBT tuvo lugar durante la etapa transgresiva del Ciclo de 3º Orden 3.2 de Haq et al. (1987), lo que lo situaría en un contexto global de ascenso del nivel del mar. El CBT representaría, por tanto, el Cortejo Sedimentario Transgresivo (TST) de la Secuencia Deposicional. El Ciclo de 3.2 se incluye dentro del lote de Superciclos Tejas A y del Superciclo TA3 (2º Orden) que, a su vez, se localizan dentro del final del MegaCiclo Tejas (1º Orden).

La Secuencia Deposicional B de Sierro et al. (1990, 1996) presenta una buena correlación temporal con este ciclo de Tercer Orden, que se inicia hace 8,2 Ma y finaliza hace 6,3 Ma. Posteriormente, otros autores (Hardenbol et al., 1998) recalibran las Secuencias Deposicionales de Haq et al. (1987, 1988) según la escala del tiempo astronómica, asignándoles una edad a su límite inferior (Tor2) de 9,26 Ma, y a su límite superior (Tor3/Me1) de 6,98 Ma. Los Ciclos de Orden Mayor se relacionan en este trabajo con las Secuencias Compuestas, que, a su vez, se encuentra definidas a partir del modelo de

empaquetamiento de las Secuencias Fundamentales. Al igual que en las Secuencias Fundamentales, se ha propuesto un control astronómico sobre los ciclos eustáticos de Tercer Orden para el Mioceno superior. Lourens y Hilgen (1997) subrayan que la periodicidades de 1,2 y 2,3 Ma definidas por los términos largos de los ciclos oblicuidad del eje de la Tierra presentan una buena correlación con las secuencias deposicionales descritas por Haq et al., (1987, 1988) para el Mioceno superior (Fig. 22). Estos autores no descartan la influencia de los términos largos de la excentricidad de la Tierra o un control conjunto de excentricidad y oblicuidad sobre los ciclos de 2,3 Ma. De esta forma, cada Ciclo de Orden Mayor o Secuencias Compuestas podrían considerarse, en cierto sentido, equivalentes a los Cortejos Sedimentarios de las Secuencias Deposicionales (Mitchum, 1977; Van Wagoner et al., 1987) (Fig. 24).

Tomando como referencia el máximo trangresivo de la Secuencia Deposicional, registrado extensamente en la Cuenca por medio de un nivel condensado, podemos asignar una edad al techo del CBT de aproximadamente 8 Ma, según la edad de los Ciclos de Tercer Orden recalibrados. Este nivel condensado delimita la superficie de máxima inundación de la SC-3 que, a su vez, coincide estrechamente con un evento interglaciar descrito entre los eventos glacio-eustáticos Mti-3 y Mti-4 de Abreu y Anderson (1998) mediantes isótopos estables de oxígeno (smi en Fig. 24). Este máximo transgresivo esta descrito, además, por Lourens y Hilgen (1997) mediante una tendencia hacia el incremento de la oblicuidad de la Tierra, que también alcanza su máxima amplitud en torno a los 8 Ma (Fig. 22). La coincidencia entre las curvas de isótopos de oxígeno y los términos largos de la oblicuidad indica un fuerte control astronómico sobre la Secuencia Deposicional B. La Ut-3 está formada por una sucesión de Secuencias Fundamentales que marcan una clara tendencia retrogradante y hacia la profundización en este Sector de la Cuenca durante el Tortoniense superior, y parece coincidir estrechamente con el Cortejo Sedimentario Transgresivo (TST) de la Secuencia Deposicional B (8,6-8 Ma). Esta secuencia se inicia tras el evento glacio-eustático Mti-3 de Abreu y Anderson (1998). Tal circunstancia implica que el CBT no sólo habría registrado el Cortejo Sedimentario Transgresivo (TST) de la Secuencia deposicional, sino que también puede contener, total o parcialmente, el resto de los cortejos sedimentarios de la Secuencia. El Cortejo Sedimetario de Nivel del Mar Alto (HST) de la secuencia deposicional se encuentra representado por la parte inferior de la formación suprayacente, las Arcillas de Gibraleón, que a su vez constituye la unidad regresiva de la Secuencia Compuesta 3.

Previamente, la cuenca experimentó una regresión generalizada registrada mediante la SC-2, que representa la instalación de un gran sistema deltaico y playas sobre las facies marinas infrayacentes y el avance de la linea de costa varios kilómetros hacia la cuenca. Este evento de

somerización se puede asociar al evento glacio-eustático Mti-3 (Abreu y Anderson, 1998), relacionado con un gran desarrollo de masas de hielo en los polos. A la vez, esta regresión coincide con una clara tendencia hacia la disminución en la oblicuidad del eje de la Tierra descrito por Lourens y Hilgen (1997). Este periodo glacial alcanza su máximo hace 8.6 Ma y es probable que se inicie hace aproximadamente 8,8 Ma, durante el final del periodo interglacial que se produce entre los eventos Mti-3 y Mti-2. Este periodo transgresivo interglaciar puede corresponder con la formación Ut-2 dentro de la SC-2, que a su vez coincide estrechamente con la existencia de ciclos de gran amplitud en fases de máxima oblicuidad del eje de la Tierra. La SC-2 representa inicialmente un episodio de profundización en este sector de la cuenca, en el que las Secuencias Fundamentales tienden a definir un retroceso de la costa (Ut-2), tras la que se produce una repentina somerización y un rápido evento regresivo (Ur-2). La transición entre la SC-1 y la SC-2 tiene lugar a la vez que el evento Mti-2 de Abreu y Anderson (1998) o durante el periodo glacial Mi7 de Lourens y Hilgen (1997), ambos datados en 9,4 Ma.

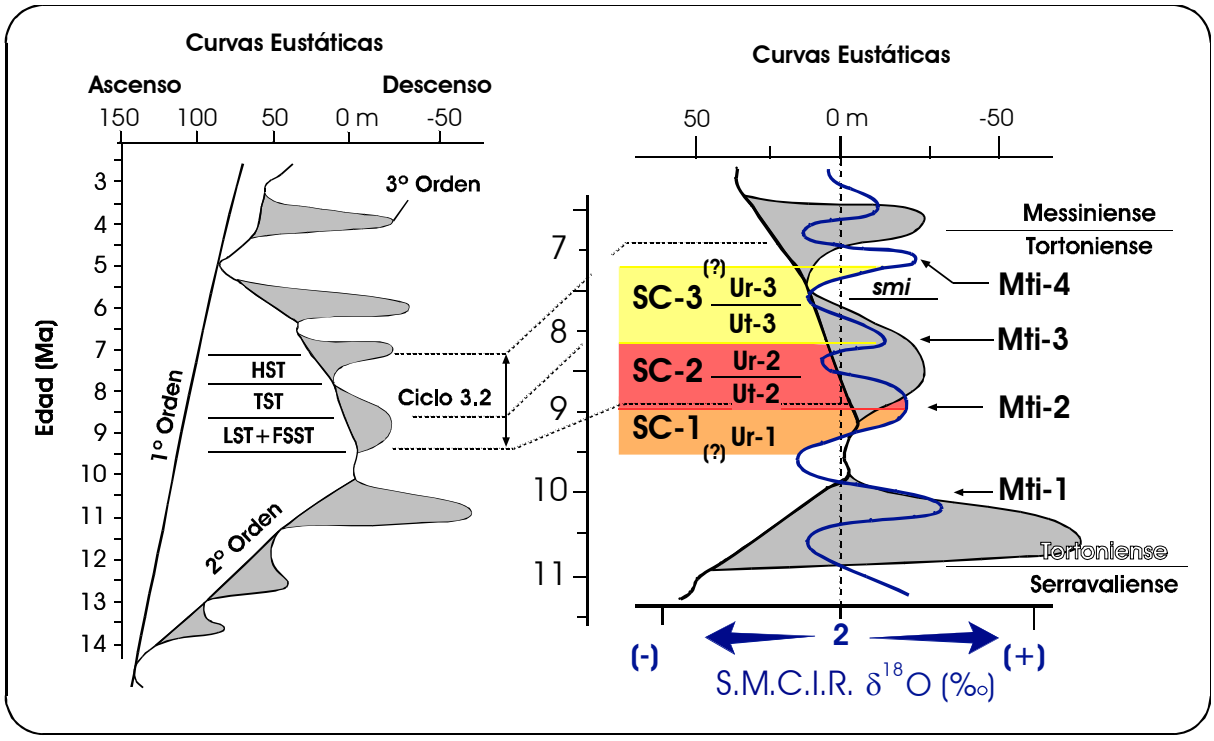


Figura 24. Correlación entre los Cortejos sedimentarios de la Secuencia deposicional y las Secuencias Compuestas (ciclos de orden mayor). La Ut-3 se corresponde con el TST, la SC-2 se corresponde con el LST y la Ur-1 corresponde con el FSST. FSST+LST+ TST= CBT. HST=Fm. Arcillas de Gibraleón. Ver explicación en texto.

Las SC-2 representa, por tanto, el inicio de la creación de espacio de acomodación de origen eustático dentro de la Secuencia Deposicional B, coincidiendo su límite inferior con el principio del Cortejo Sedimentario de Nivel del Mar Bajo (LST) de la Secuencia Deposicional

(aproximadamente 9,4 Ma). Este límite marca el final de un gran evento regresivo se ha habria registrado en la SC-1 y define el inicio de la sedimentación de la Secuencia Deposicional B en el Sector central de la Cuenca. La SC-1 representa así la creación de un pequeño espacio de acomodación de la cuenca y el avance rápido de los sistemas litorales hacia el Sur y Sureste (Ur-1). A la luz de los resultados expuestos, esta unidad Ur-1 puede registrar el final un gran evento glacial descrito por varios autores en la parte alta del Tortoniense inferior, que se ha asociado al final de Cortejo Sedimentario de Caida del Nivel del Mar de la Secuencia Deposicional (FSST) (Fig. 24). Como se ha mencionado, este periodo de gran desarrollo de casquetes glaciares en los polos alcanzó su máximo hace 9,4 Ma, por lo que se podría asignar, como mínimo, esta edad al techo de la Unidad regresiva de la SC-1. Ya que el inicio del Ciclo 3.2 se ha datado en 9,28 Ma, esta circunstancia conllevaría que la base del CBT incluye la parte alta de HST de la Secuencia Deposicional A, correlacionable con el Ciclo de Tercer Orden 3.1 de Haq et al. (1987, 1988), o bien, que existe una imprecisión sobre la edad del límite inferior de esta secuencia, que sería al menos 0,12 Ma mayor que la prestablecida (ver punto siguiente).

Al igual que sucede, a menor escala, dentro de las Secuencias Fundamentales, los descensos del nivel del mar absolutos, fueron inhibido por la acción de un importante evento subsidente relacionado con la flexión y hundimiento del Basamento Varisco. Esta flexión se encuentra relacionada con procesos de carga litoestática que ejercieron la implantación de las Zonas Externas Béticas sobre el margen sur de la cuenca, el emplazamiento del frente olistostrómico y otros procesos litosféricos profundos (ver Capítulo 2). Este evento de alta subsidencia permitió el registro del FSST y LST en la zona de estudio, que son "enmascarados" y presentan características de depositos formados bajo etapas de nivel del mar estable o de tasas de ascenso moderadas. Otra circunstancia que debe ser tenida en cuenta es el pequeño descenso del nivel del mar que conllevó el inicio de este Ciclo de Tercer Orden 3.2, cuantificado en menos de 25 m (Fig. 24), lo que es probable que facilitase una transgresión forzada en una cuenca de antepais sometida a una fuerte subsidencia tectónica.

Es probable, de esta forma, que entre las Secuencia A y B de Sierro et al. (1990, 1996) no se produjese un descenso absoluto del nivel del mar y una regresión forzada, de tal forma que el margen pasivo de la Cuenca registrase una transgresión continuada, desde el inicio de la sedimentación en la Secuencia A (11,7 Ma), hasta el máximo transgresivo de la Secuencia B (8 Ma). Este hecho se encuentra parcialmente probado en los estudios realizados sobre los perfiles sísmicos profundos de la Cuenca (Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Martínez del Olmo, 2004; Martínez del Olmo y Díaz Merino, 2004), donde puede comprobarse que:

i) Mediante estudios geofísicos no se han observado la existencia de sistemas turbidíticos u otro tipo de depósitos asociados a etapas del nivel del mar bajo que drenasen transversalmente al margen pasivo de la cuenca y hacia su depocentro. En afloramiento, sí se han descrito facies turbidíticas cerca de Sabiote (Jaén), que han sido interpretadas como depósitos tortonienses formados durantes descensos del nivel del mar (LST) dentro de la Secuencia Deposicional B de Sierro et al. (1990, 1996). Sin embargo, estos mismos autores subrayan las malas condiciones de afloramiento y la dificultad de separar la influencia de los movimientos tectónicos de los cambios eustáticos en este sector de la cuenca, muy condicionado por su proximidad al margen activo. Otros factores tales como descensos del nivel del mar, asociados a ciclos de alta frecuencia o fases de tasa de aporte sedimentario elevadas de origen alocíclico, no pueden ser descartados para explicar la formación de estas facies turbidíticas.

ii) La aparición de un tramo de arenas transgresivas, denominadas "Arenas de Base" que tapizan el sustrato paleozoico/mesozoico conlleva una importante transgresión y hundimiento del sustrato. La formación "Arenas de Base", descrita por Martinez del Olmo et al. (1984), parte desde desde el olistostroma cerca del depocentro de la cuenca, a varios cientos de metros de profundidad bajo el nivel del mar actual, y aflora hasta más de 200 metros de altura sobre el nivel del mar en las faldas de la Sierra Morena. Este hecho sólo puede explicarse mediante un proceso trangresivo prácticamente continuado que durase varios millones de años, aunque la subsidencia que siguió actuando durante el Messiniense y el rebote isostático que sufre Sierra Morena durante el Mioceno hayan podido contribuir, en parte, a exagerar el registro de la transgresión.

10. NUEVAS CONSIDERACIONES SOBRE LA BIOESTRATIGRAFÍA Y EDAD ABSOLUTA DEL CBT

No existen dataciones previas del CBT en el sector central de la cuenca que permitan obtener su edad precisa. Los trabajos cronoestratigráficos se han centrado principalmente en las arcillas y margas de la formación superior, mucho más rica en foraminíferos planctónicos. Aún así, tomando como referencia la situación del límite Tortoniense-Messiniense dentro los primeros metros de la formación suprayacente, la Fm. Arcillas de Gibraleón, inicialmente se puede asignar a esta formación una edad pre-Messiniense (Sierro et al., 1990, 1996; González-Delgado et al., 2004). Este límite se define mediante estudios bioestratigráficos llevados a cabo en foraminíferos planctónicos a lo largo del margen pasivo de la cuenca. Los mismos autores asignan al CBT una edad Tortoniense medio-superior mediante correlación con ciclos

de Tercer Orden de cambios del nivel del mar de Haq et al. (1987). Más recientemente Ledesma (2000), en un estudio cicloestratigráfico de las facies de centro de cuenca de la Depresión del Guadalquivir, delimita la edad del CBT (denominado como "Arenas Basales") y del nivel de arenas glauconíticas entre 7,512 y 8 Ma (Tortoniense superior).

Por otro lado, el análisis de las asociaciones de ostrácodos y foraminíferos planctónicos de los depósitos llevados a cabo en este trabajo no resulta concluyente. Aunque la mayoría de los taxones de ostrácodos descritos (por ejemplo, *Aurilia punctata, Falunia sphaerulolineata, Ruggieria nuda, Xestoleberis glabrescens*) son fósiles guía inadecuados para la provincia Lusitana de ostrácodos, ya que se encuentran en un rango Aquitaniense-Plioceno (Moyes, 1965; Yassini, 1969), se puede inferir una edad Tortoniense a partir de la coexistencia de los taxones pre-Messinienses (*Cytherelloidea variopunctata, Cytheretta rhenana rhenana, Neocytherideis linearis*) y post-Serravalienses (*Buntonia dertonensis, Cystacythereis pokornyi*). Otras dos especies (*Aurila zbyszewskii, Carinocythereis galilea*) sólo se han encontrado en depósitos tortonienses de Portugal y España (Nascimento, 1983; Ruiz et al., 1999). Por otro lado, los foraminíferos planctónicos sólo se han descrito en algunas muestras recogidas en la parte alta de la serie, estando representados principalmente *Globigerina bulloides, G. parabulloides, G. eamesi, Globigerinoides obliquus, G. trilobus* y *Orbulina universa.* La edad de los depósitos más recientes dentro en el CBT pueden ser, a su vez, concretada por la presencia de algunas especies ocasionales, como *Turborotalia (T.) acostaensis, Globorotalia merotumida, G. scitula, Globigerina decoraperta* y *Globigerinoide ruber*. Esta asociación es indicativa del Mioceno superior (Tortoniense-Messiniense) (Zona N16 de Blow, 1969; Zona *Turborotalia humerosa* de Sierro, 1984; Zona M13 de Berggren et al., 1995).

Considerando el modelo de correlación propuesto en el punto anterior, como ya se ha mencionado, el límite superior definido por el nivel condensado de arenas con glauconita, se asocia al máximo trangresivo al que se le asigna una edad aproximada de 8 Ma. Este máximo transgresivo ha sido descrito para la Secuencia Cronoestratigráfica asociado al ciclo 3.2 de Haq et al. (1987, 1988) y su edad está recalibrada astronómicamente (Hardenbol et al., 1998). Por otro lado, al límite inferior de esta Secuencia se le ha asignado una edad recalibrada de 9,26 Ma. Esta edad absoluta conlleva ciertos problemas debido a que, según la correlación propuesta, la base del CBT posee una edad de mínima de 9,4 Ma. Esto implicaría que la parte baja de la serie tortoniense en el sector central de la Cuenca del Guadalquivir no sólo contiene la Secuencia B de Sierro et al. (1990), sino que también podría contener la parte alta de la Secuencia A o, lo que es lo mismo, el final de su Cortejo Sedimentario del Nivel del Mar Alto (HST). Aunque esta circunstancia no es del todo descartable, debido a los importantes procesos de subsidencia que experimentó la Cuenca durante el Tortoniense, las tendencias

observadas tanto en las curvas de isótopos de oxígeno de Abreu y Anderson (1998) como en los ciclos de oblicuidad y excentricidad de la Tierra elaborados por Lourens y Hilgen (1997) apuntan hacia un error en la construcción de la curva eustática Exxon y a una datación poco precisa del límite inferior del Ciclo 3.2 de Tercer Orden. El inicio de un ciclo de Tercer Orden (y de una Secuencia deposicional) debe coincidir con el inicio de una fase de un descenso absoluto del nivel del mar en todo el planeta, que durante el Mioceno estaria asociado a la formación y desarrollo de los casqueste de hielo en los polos. Este evento debería quedar registrado con el comienzo de una tendencia hacia el incremento de los valores del $\delta^{18}O$ y una disminución de valores de oblicuidad para la edad asignada al inicio del ciclo, es decir, 9,26 Ma, que conllevarían una progresiva retirada del mar. El proceso finalizaría, tras alcanzar su máximo, con un evento glacial que se registraría como el máximo regresivo de la Secuencia Deposicional.

Como puede observarse en la figura 24, la edad de 9,26 Ma coincide de forma precisa con el final de los glaciores Mti-2 y Mi-7 (9,4 Ma) tras el que existe una tendencia clara hacia condiciones transgresivas, inferidas mediante valores progresivamente más bajos del $\delta^{18}O$ y valores de oblicuidad máxima cercanos a los calculados para un periodo interglaciar. De esta forma, resulta difícil que la edad inferida para el inicio del Secuencia Cronoestratigráfica asociada al Ciclo 3.2 pueda corresponder con una etapa de descenso del nivel del mar de origen glacio-esutático. Según las curvas de isótopos de oxígeno y ciclicidad astronómica consultadas, el descenso del nivel del mar que mejor podría corresponder con el inicio de FSST de la Secuencia Deposicional B se data en aproximadamente 9,4 Ma, lo que retrasaría en 0,25 Ma el inicio de este ciclo. Esta circunstancia se encuentra avalada en parte por la organización secuencial establecida en el CBT en el sector central de la Cuenca, que parece delimitar temporalmente el final del FSST por debajo del límite establecido para esta secuencia.

Existen multitud de trabajos que ponen en duda la reconstrucción y la precisión de las curvas eustáticas Exxon (Haq et al., 1987, 1988), así como la delimitación y definición de las Secuencias Cronoestratigráficas que registran estos cambios del nivel del mar (por ejemplo, Miall, 1991, 1992; Aubry, 1991; Lopez Blanco 1991, 1993, 1996). La mayor parte de estas críticas radican en la excesiva precisión de los intervalos de tiempo que se atribuyen a los límites de los ciclos de tercer orden y sus subdivisones. Esta precisión podría superar la exactitud que ofrece el método utilizado para la construcción de la curva y en el establecimiento de estas secuencias, en las que se han usado las escalas de tiempo geológico cronoestratigráficas usuales (Vera, 1994). Otras críticas recibidas se basan en que para la

construcción de las secuencias cronoestratigráficas se utilizan datos que expresan, en gran medida, cambios relativos del nivel del mar (locales y regionales) y no globales; o en el excesivo número de secuencias de tercer orden diferenciadas que, en muchos casos, pueden corresponder a la superposición de ciclos de menor escala. De esta manera, según los datos bibliograficos globales y los resultados volcados en este trabajo, existe la posibilidad de que exista un error en la delimitación temporal del límite inferior del Ciclo 3.2 de Haq et al. (1987, 1988), en la variación del nivel del mar descrita por la curva eustática Exxon para el intervalo de tiempo comprendido entre los 10 y 9,4 Ma y en la situación y tendencia registrada en los cortejos sedimentarios de caida y nivel del mar bajo (FFST y LST) de esta Secuencia Cronoestratigráfica.

11. MODELIZACIÓN DE LA TRANSGRESIÓN TORTONIENSE

Durante la formación del CBT, el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir estuvo sometido a una fuerte subsidencia tectónica sobreimpuesta a oscilaciones glacio-eustáticas del nivel del mar a diferentes escalas. Considerando como y cuando actuaron estos factores, es posibler construir un modelo que exprese de forma aproximada los cambios relativos del nivel del mar que tuvieron lugar en el área de estudio durante el Tortoniense (Fig. 25). Los cambios absolutos del nivel del mar han sido reconstruidos de forma más o menos precisa para el Tortoniense, en lo referente tanto al momento en que tuvieron lugar como a la magnitud con que actuaron.

Los ciclos de 4º orden se han asociado ha ciclos astronómicos de oblicuidad de 41.000 años que, generalmente, implicaron oscilaciones del nivel del mar de una magnitud inferior a los 10-20 metros. Por otro lado, cuantificar y reconstruir el modo en que ha actuado la subsidencia en este sector de la cuenca es muy complejo, más cuando han existido dos mecanismos distintos de subsidencia, de diferente intensidad y que es probable que se iniciaran y finalizaran en momentos distintos dentro del Mioceno superior (ver Capítulo 2). En base a las tendencias registradas en el CBT, sólo se puede afirmar que durante el Tortoniense un periodo parte del tiempo la tasa de subsidencia fue igual o mayor a la tasa de descenso eustático del nivel del mar, produciendo esta circunstancia el registro de una transgresión forzada en la cuenca. Desafortunadamente, al contrario que en las cuencas intracadena béticas (Braga et al., 2003; Martín et al., 2003; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004) no existen trabajos que hagan estimaciones precisas sobre la tasa de elevación y hundimiento que ha experimentado el margen pasivo de la Cuenca del Gudalquivir en el Mioceno y Plioceno. Algunos modelos previos proponen intervalos alternantes de actividad tectónica

subsidente y de quiesciencia para explicar con mayor facilidad las oscilaciones de alta frecuencia del nivel del mar (p.e., Clevis et al., 2004). Existen algunos aproximaciones de la duración e intensidad de cada uno de estos pulsos subsidentes realizadas en el Grupo Montanyana, en la Cuenca de Tremp-Ager (Nijman, 1998), que se han cuantificado en 23 cm/10^3 años, en zonas cercanas al depocentro de la cuenca, y en 15 cm/10^3 años lejos del frente del orógeno. En el caso de estudio resulta imposible establecer este tipo de aproximaciones.

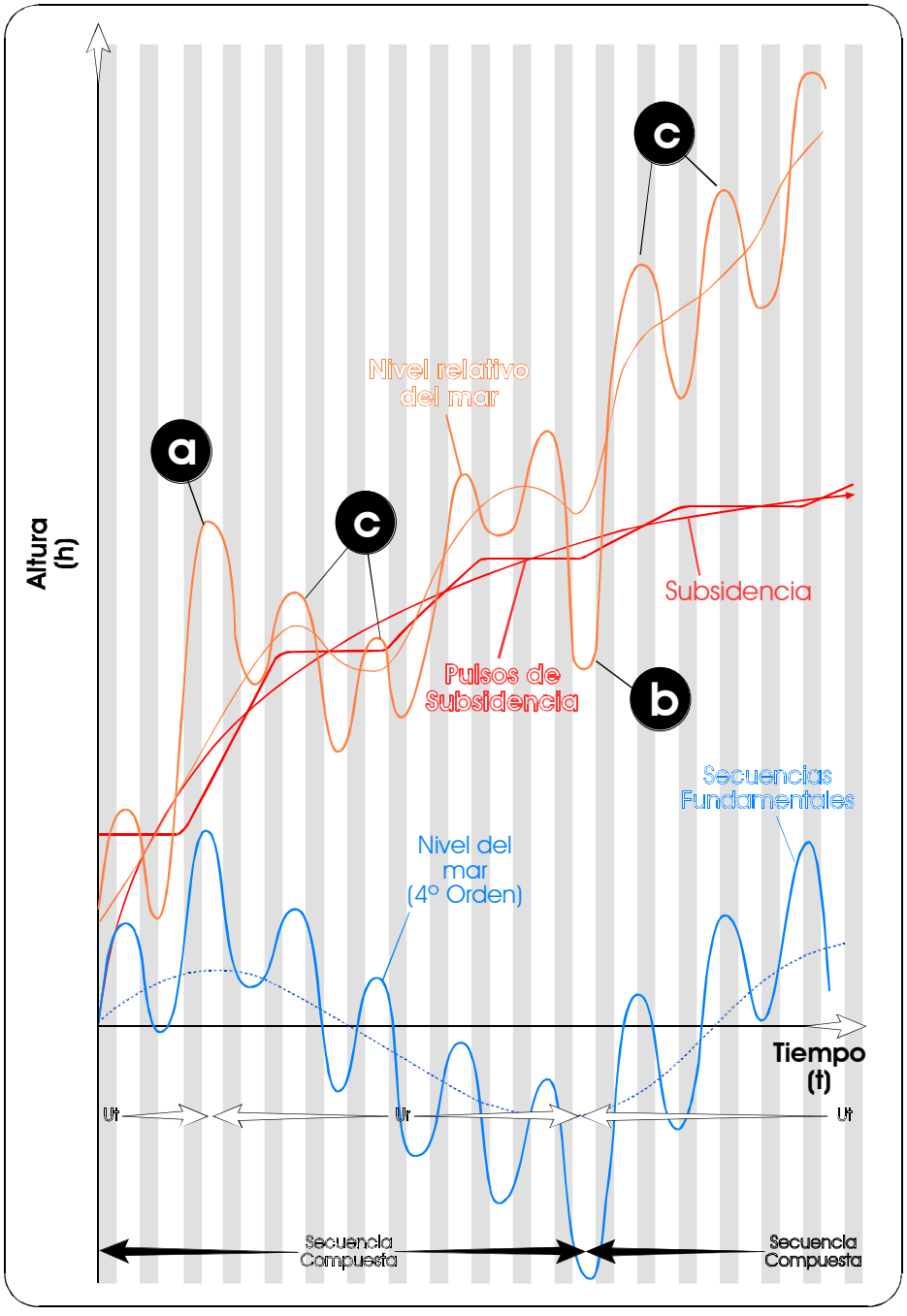


Figura 25. Modelización de la trangresión tortoniense en el sector central de la Cuenca del Guadalquivir. (a) Fases de alta tasa de ascenso erlativo del nivel del mar y formación de facies CcCa-2. (b) Regresiones forzadas con progradación de facies de llanra deltaica sobre facies marinas (c) Situaciones intermedias.

Investigaciones previas sugieren que los cambios relativos del nivel del mar, más que los absolutos, son el factor principal en el control de la formación de los límites de secuencias, superficies de máxima inundación o formación de valles incididos (Posamentier y Vail, 1988; Shanley y Mccabe, 1994). De esta forma, la sobreimposición de una hipotética curva de subsidencia a la curva de cambio del nivel del mar reflejaría, en su mayor parte, los cambios experimentados por el nivel relativo del mar durante la formación del CBT. En este trabajo se ha propuesto que la curva construida por Abreu y Anderson (1998) mediante isótopos de oxígeno refleja, de forma aproximada, la evolución de los ciclos de 3º y 4º del nivel del mar de origen glacio-eustático. Por otro lado, las tendencias de apilamiento de las Secuencias Fundamentales y su potencia nos informan sobre la relación entre espacio de acomodación creado y tasa de sedimentación. Partiendo de estas premisas, y considerando estos dos factores, es posible deducir los cambios relativos experimentados por el nivel del mar y, por tanto, cuantificar de forma aproximada la acción de la subsidencia (Fig. 25).

En un primer momento, la tasa de subsidencia media durante el Tortoniense en la zona de estudio debio ser superior a la tasa de descenso medio del nivel del mar eustático, ya que no se han observado discordancias erosivas de carácter regional, ni la formación de cortejos sedimentarios asimilables a los modelos clásicos de bajo nivel del mar o de borde de plataforma, atribuidados a descensos absolutos del nivel del mar y regresiones forzadas durante el inicio de ciclos de 3º Orden (Fig. 25). Considerando los que valores establecidos para el descenso del nivel del mar durante el inico del ciclo 3.2 de Haq et al., (1987, 1988) es de unos 20 metros como máximo, que este límite de secuencia se ha clasificado como un límite menor (Hardenbol et al., 1998) y que el intervalo de tiempo en que se produce oscila entre los 400.000 y los 500.000 años en función de autor considerado (Haq et al., 1987, 1988; Hardenbol, 1998, ver punto 10), la tasa de descenso eustático del nivel del mar durante el inicio de la Secuencia Deposicional puede cuantificarse en 4-5 cm/10^3 años. Por tanto, la tasa media de subsidencia tectónica para el sector central del margen pasivo tuvo que ser mayor que este valor.

A menor escala, dentro de los ciclos de 4º orden es posible diferenciar múltiples escenarios en función de la interacción de tres factores: glacio-eustatismo, subsidencia y tasa de aporte sedimentario. La situación que refleja la mayor tasa de ascenso relativo del nivel del mar (a en Fig. 25) se produce en momentos en que coincide la mayor tasa de elevación eustática con un pulso de subsidencia. Estas etapas coincidirían con ciclos de mayor amplitud, de máxima oblicuidad, y se registran en el CBT cerca del techo de las Unidades Transgresivas, mediante tanto una sucesión de secuencias fundamentales constituidas por sedimentos marinos finos e intercalaciones de niveles de acumulación de *Heterostegina* como con la instalación de

condiciones de condensación en la Cuenca cerca del techo de la formación. La situación contraria corresponde a momentos de descensos del nivel del mar de origen eustático, durante ciclos de gran amplitud y oblicuidad mínima, que pudieron coincidir con periodos de tasas especialmente alta de descenso eustático y/o fases de quiescencia tectónica o tasas de subsidencia bajas, lo que pudo favorecer una caida del nivel del mar durante regresiones forzadas. Estas regresiones conllevaron la exposición subaérea de gran parte del sistema deltaico y de la propia plataforma (b en Fig. 25). Este tipo de procesos son raros en el CBT y sólo se ha podido observar en las Secuencias Fundamentales formadas durante el inicio de la Unidad Regresiva de la Secuencia Compuestas 2. La fases de transición entre los dos escenario anteriores están definidas por ciclos de oblicuidad de amplitud media y baja, en los que las fases transgresivas de naturaleza eustática estuvieron intensificadas por la subsidencia, y las fases regresivas de descenso absoluto del nivel del mar fueron compensadas o muy atenuadas. Dentro del CBT este escenario se reproduce en las Secuencias Fundamentales de las Unidades transgresivas y regresivas que no este asociadas a los máximos trangresivos y regresivos de las Secuencias Compuestas (c en Fig. 25).

12. CONCLUSIONES

La Cuenca de Antepaís del Guadalquivir está situada entre el Basamento Varisco Ibérico, al Norte, y el Orógeno Bético. A lo largo del margen pasivo de la Cuenca, el relleno sedimentario de la Cuenca registra el Complejo Basal Transgresivo (CBT), formado por numerosas secuencias internas, o Secuencias Fundamentales, asociadas a ciclos de 4º orden de cambio del nivel del mar. El CBT proporciona un ejemplo claro de apilamiento de ciclos de alta frecuencia, en los que se produce cambios recurrentes en la naturaleza de la sedimentación de carbonatada-mixta a siliciclástica. Se han distinguido dos partes principales dentro de cada secuencia fundamental: una parte basal formada por un depósito transgresivo residual; y una parte superior asociada a sedimentos terrígenos, depositados durante etapas de nivel del mar estable. La sedimentación detrítica en deltas, playas y zonas marinas someras fueron interrumpidas de forma intermitente por pulsaciones transgresivas. Cada pulso se registra mediante barras de calizas y calcarenitas, de base erosiva, muy ricas en bivalvos, balánidos, gasterópodos y otros restos de fauna marina. De esta forma, los ciclos de alta frecuencia dieron lugar a una interacción dinámica entre las tasas de sedimentación terrígena y de creación de espacio de acomodación: en fases de nivel del mar estable, los sistemas deltaicos migraron hacia cuenca y se depositaron sedimentos de grano grueso; mientras, los

ascensos del nivel del mar proporcionaron condiciones más favorable para la producción y acumulación de carbonatos biogénicos.

El patrón de apilamiento de las secuencias fundamentales define, a su vez, secuencias transgresivas-regresivas, denominadas secuencias compuestas. Estas secuencias compuestas son comparables a los Cortejos Sedimentarios, ya que constituyen las unidades de las secuencias deposicionales (Ciclos de 3º orden). La formación del complejo deltaico y el desarrollo de cuatro órdenes distintos de ciclicidad se relacionan en este trabajo con cambios relativos del nivel del mar y en el aporte sedimentario, estando controlados estos factores a mayor escala con movimientos tectónicos (subsidencia) y cambios climáticos y glacio-eustáticos de origen astronómico. La tasa de subsidencia superó la tasa de descenso del nivel del mar de origen eustático, impidiendo de forma general tanto el desarrollo del cortejo sedimentario de caída del nivel del mar de la Secuencia Deposicional como la formación de depósitos de regresiones forzadas dentro de las secuencias fundamentales.

REFERENCIAS PARTE II

Abad, M., De La Rosa, J., Pendón, J.G., Ruiz, F., González-Regalado, M.L. y Tosquella, J., 2004b. Caracterización geoquímica del horizonte glauconítico en el límite superior de la Formación Niebla (Tortoniense superior, SO España): Datos preliminares. Geogaceta 35, 35-38.

Abad, M., Pendón, J.G., Ruiz, F., Rodríguez-Vidal J. y López-González, N., 2005. Respuesta Estratigráfica a la Transgresión Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: Datos Preliminares. Geogaceta 38, 167-170.

Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J.G., Tosquella, J., González-Regalado, M.L. y López-González, N., 2004a. Estudio preliminar de la organización secuencial del Complejo Basal Transgresivo en el Sector Central de la Cuenca del Guadalquivir (Tortoniense, SO España). Geogaceta 35, 27-30.

Abreu, V.S. y Anderson, J.B., 1998. Glacial Eustasy during the Cenozoic: Sequence Stratigraphic Implications. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 82, 1385-1400.

Abreu, V.S. y Haddad, G.A., 1998. Glacioeustatic Fluctuations: The Mechanism Linking Stable Isotope Events and Sequence Stratigraphy from the Early Oligocene to Middle Miocene. En: Graciansky, P.Ch., Hardenbol, J., Jacquin, Th., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Soc. Econ. Palaeontol. Mineral. Spec. Publ. 60, Tulsa, pp. 245-259.

Adams, C.G., Lee, D.E. y Rosen, B.R., 1990. Conflicting isotopic and biotic evidence for tropical sea-surface temperatures during the Tertiary. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 77, 289-313.

Adams, J.A. y Weaver, C.E., 1956. Thorium to uranium ratios as indicators of sedimentary processes: examples of concept of geochemical facies, Bull. Am. Assoc. Geol. 42, 387-430.

Adey, W.H. y Macintyre, I.G., 1973. Crustose coralline algae: a re-evaluation in the Geological sciences. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 883-904.

Aguirre, J., Braga, J.C. y Martín, J., 1993. Algal nodules in the late-Pliocene deposits at the coast of Cádiz (S Spain). En: Barattolo, F., De Castro, P., Parente, M. (Eds.), Studies on Fossil Benthic Algae. Bolletino della Societa Paleontologica Italiana, Special Volume 1, Milan, pp. 1-7.

Aguirre, J., Braga, J.C., Jiménez, A.P. y Rivas, P., 1996. Substrate-related changes in pectinid fossil assemblages. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 126, 291-308.

Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstone (L. Devonian), Welsh Borders. Sedimentary Geology 33, 237-293.

Allen, J.R.L., 1985. Principles of physical sedimentology. Allen and Unwin, London, 288 pp.

Allen, G.P. y Posamentier, H.W., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. Journal of Sedimentary Petrology 63 3, 378-391.

Amorosi, A., 1995. Glaucony and Sequence Stratigraphy: A Conceptual Framework of Distribution in Siliciclastic Sequences. Jour. Sedim. Res. 65, 419-425.

Baceta, J.I. y Pendón, J.G., 1999. Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, sector occidental de la cuenca del Guadalquivir. Rev. Soc. Geol. España 12, 419-438.

Bajo, I., 2002. El género *Clypeaster* (Echonoidea, Clypeasteroidea) en el Mioceno Superior de Villanueva del Río y Minas (Sevilla, SO de España). Revista Española de Paleontología 17(2), 177-188.

Bajo, I., Carrasco, F., Rico-García, A., Borghi, E. y Maestre, V., 2006a. Asociaciones de equinoideos en el Tortoniense superior del sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir (provincias de Huelva y Sevilla). Libro Resúmenes Jornadas Jóvenes Investigadores en Paleontología, Salamanca, 41-42.

Bajo, I., Pereira, P. y Rico-García, A., 2006b. El género *Astropecten* en el Neógeno superior de la Cuenca del Guadalquivir. Libro Resúmenes Jornadas Jóvenes Investigadores en Paleontología, Salamanca, 43-44.

Barbieri, R. y Ori, G.G., 2000. Neogene palaeoenvironmental evolution in the Atlantic side of the Rifian Corridor (Morocco). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 163, 1-31.

Barbieri, R., 1998. Foraminiferal paleoecology at the Tortonian-Messinian boundary, Atlantic coast of northwestern Morocco. Journal of Foraminiferal Research 28, 102-123.

Bassi, D., 1998. Coralline Red Algae (Corallinales, Rhodophyta) from the Upper Eocene Calcare di Nago (Lake Garda, Northern Italy). Annali dell Universita di Ferrara 7, 1-51.

Ben Moussa, A., Demarcq, G. y Lauriat-Rage, A., 1987. Pectinidés messiniens du basin de Melilla (NE Maroc), comparaisons interrégionales et intérêts paléobiologiques. Revue de Paléobiologie 6, 111-129.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. y Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: Berggren, W.A., Kent, D.V., Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations: a unified temporal framework for an historical geology. SPEM Special Publication, Tulsa, 54, pp. 629-632.

Bernasconi, M.P. y Robba, E., 1993. Molluscan palaeoecology and sedimentological features: an integrated approach from the Miocene Meduna section, northern Italy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 100, 267-290.

Berning, B., 2005. The late Tortonian cheilostome Bryozoa from Niebla (Guadalquivir Basin, SW Spain): implications for Atlantic-Mediterranean environment and biogeography during the late Neogene. Tesis Doctoral, Universidad de Hamburgo, Germany.

Berning, B., Moissette, P. y Betzler, C., 2003. Late Neogene bryogeography of southern Spain. En: Moyano, H.I., Cancino, J.M., Orellana, M.C. (Eds.), Boletín de la Sociedad de Biología de Concepción 74, Concepción, pp. 40-41.

Betzler, C., Brachert, T. C. y Nebelsick, J., 1997b. The warm-temperate carbonate province-a review of the facies, zonations and delimitations. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 201, 83-99.

Betzler, C., Brachert, T.C. y Kroon, D., 1995. Role of climate in partial drowning of the Queensland Plateau carbonate platform (northeastern Australia). Marine Geology 123, 11-32.

Betzler, C., Brachert, T.C., Braga, J.C. y Martín, J.M., 1997a. Nearshore, temperate, carbonate depositional systems (Lower Tortonian, Agua Amarga Basin, southern Spain): implications for carbonate sequence stratigraphy. Sedimentary Geolology 113, 27-53.

Betzler, C., Martín, J.M. y Braga, J.C., 2000. Non-tropical carbonates related to rocky submarine cliffs (Miocene, Almeria, southern Spain). Sedimentary Geolology 131, 51-65.

Bhattacharya, J.P. y Walker, R.G., 1992. Deltas. En: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models: Response to sea Level Change. Geological Association of Canada, 157-177.

Boggild, G.R. y Rose, E.P.F., 1984. Mid-Tertiary echinoid biofacies as palaeoenvironmental indices. Ann. Geol. Pays. Hellén. 32, 57-67.

Borrego, J. y Pendón, J.G., 1989. Progradación deltaica Tortoniense en el sector de Villanueva del Río y Minas (provincia de Sevilla). II Congreso Geológico de España, Granada 1988, 1, 47-50.

Bosence, D.W.J. y Pedley, H.M., 1982. Sedimentology and paleoecology of a Miocene coralline algal biostrome from the Maltese Islands. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 38, 9-43.

Bosence, D.W.J., 1980. Sedimentary facies, models a production rates of coralline algal gravels, western Ireland. Geol. Jour. 15, 91-111.

Bosence, D.W.J., 1985. The "coralligene" of the Mediterranean -a Recent analog for Tertiary coralline algal limestones. En: Toomey, D.F., Nithecki, M.H. (Eds.), Palealgology, Contemporary Research and Applications. Springer-Verlag, Berlin pp. 216-225.

Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, pp. 168.

Brachert, T.C., Betzler, C., Braga, J.C. y Martín, J.M., 1996. Record of climatic change in neritic carbonates: turnover in biogenic associations and depositional modes (Late Miocene, southern Spain). Geol. Rundsch 85, 327-337.

Brachert, T.C., Forst, M.H., Pais, J.J., Legoinha, P. y Reijmer, J.J.G., 2003. Lowstand carbonates, highstand sandstone?. Sedimentary Geology 155, 1-12.

Brachert, T.C., Hultzsch, N., Knoerich, A.C., Krautworst, U.M.R. y Stückrad, O.M., 2001. Climatic signatures in shallow-water carbonates: high-resolution stratigraphic markers in structurally controlled carbonate buildups. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175, 211-237.

Braga, J.C. y Aguirre, J., 2001. Coralline algal assemblages in Upper Neogene reef and temperate carbonates in southern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175, 27-41.

Braga, J.C., Martín, J.M. y Wood, J.L., 2001. Submarine lobes and feeder channels of redeposited, temperate carbonate and mixed siliciclastic-carbonate platform deposits (Vera basin, Almeria, southern Spain). Sedimentology 48, 99-116.

Braga, J.C., Martín, J.M. y Quesada, C., 2003. Patterns and average rates of Late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. Geomorphology 50, 3-26.

Brandado, M., Vannuci, G., Pomar, L. y Obrador, A., 2005. Rhodolith assemblages from the lower Tortonian carbonate ramp of Menorca (Spain): Environmental and paleoclimatic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 226, 307-323.

Brandano, M. y Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics: contrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. Terra Nova 14, 257-262.

Brandano, M., 2001. Risposta fisica delle aree di piattaforma carbonatica agli eventi piu significativi del Miocene nell'Appennino centrale. Tesis Doctoral, Universidad de Roma 'La Sapienza', Italy.

Bryant, I. D., 1983. Facies sequences associated with some braided river deposits of late Pleistocene age from Southern Britain. En: Collinson, J. D., Lewin, J. (Eds.), Modern and ancient fluvial systems. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 267-275.

Bryant, I.D., 1982. Loess deposits in lower Adventdalen, Spitsbergen. Polar Research 2, 93-103

Caceres, A., 1995. Seláceos (pisces) do Miocénico terminal da Bacia de Alvalade (Portugal). Tesis Doctoral, Universidad de Évora, Portugal.

Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., Lopez-Martinez, N., Agusti, J., Anadon, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J.C.A., Diaz-Molina, M., Eliaga, E., Hoyos, M., Martin-Suarez, E., Martinez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Perez-Garcia, A., Perez-Gonzalez, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Van Torres, T. and Der Muelen, A.J., Vera, A. and Mein, P., 1993. Up-to date Spanish continental Neogene synthesis of the paleoclimatic interpretation. Revista de la Sociedad Geolológica Española 6, 29-40.

García-García, F., Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M., 2007. High frequency cyclicity in a vertical alternation of Gilbert-type deltas and carbonate bioconstruction in the Late Tortonian, Tabernas Basin, Southern Spain.

Jiménez, A.P., Braga, J.C. y Martín, J.M., 1991. Oyster distribution in the Upper Tortonian of the Almanzora Corridor (Almeria, SE Spain). Geobios 24, 725-734.

Postma, G. y Drinia, H., 1993. Architecture and sedimentary facies evolution of a marine, expanding outer-arc half graben (Crete, late Miocene). Basin Research 5, 103-124.

Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J.D. y Simone, L., 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. Sedimentary Geology 60, 333-346.

Carannante, G. y Simone, L., 1996. Rhodolith facies in the central-southern Apennines mountains, Italy. In: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W., Rouchy, J. (Eds.), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol. 5, Tulsa, pp. 261–275.

Cattaneo, A. y Steel, R. J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. Earth Science Review 62, 187-228.

Civis, J. y Sierro, F.J., 1987. Los foraminíferos bentónicos en la sección de Gibraleón (Formación "Arcillas de Gibraleón", Huelva). In: Civis, J. (Ed.), Paleontología del Neógeno de Huelva (W Cuenca del Guadalquivir). Ediciones Universidad de Salamanca, p. 55-63.

Civis, J., Alonso, G., González-Delgado, J.A. y Braga, J.C., 1994. Sédimentation carbonatée transgressive sur la bourdure occidentale du couloir Nord-bétique pendant le Tortonien supérieur (Fm. Calcarenita de Niebla, SW de l'Espagne. Géol. Méditerrannée 21, 9-18.

Civis, J., Dabrio, C.J., González-Delgado, J.A., Goy, J.L., Ledesma, S., País, J., Sierro, F.J. y Zazo, C., 2004. Cuenca del Guadalquivir. En: Vera J.A. (Ed.), Geología de España. Soc. Geol. España, Madrid, España, pp. 543-548.

Civis, J., González-Delgado, J.A., Andrés, I., Valle, M.F., Sierro, F.J., Flores, J.A. y Dabrio, C.J., 1990. El contenido paleontológico de la sección Tortoniense-Messiniense de Arroyo Trujillo (Sevilla, borde NW de la Cuenca del Guadalquivir). Actas IV Jornadas de Paleontología, Universidad de Salamanca, 68, 85-101.

Civis, J., Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M.F., 1987. El Neógeno marino de la Provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. En: Paleontología del Neógeno de Huelva (W Cuenca del Guadalquivir). Edic. Univ. Salamanca, Dt. Estratigrafía, Salamanca, España, pp. 9-20.

Clauss, F.L. y González-Regalado, M..L., 1993. Caracterización de las microfacies carbonatadas de la Formación Calcarenita de Niebla (Provincia de Huelva, España). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Secc. Geol.) 88, 5-6.

Clevis, Q., Poppe, L.D.B. y Nijman, W., 2004. Differentiating the effect of episodic tectonism and eustatic sea-level fluctuations in foreland basins filled by alluvial fans and axial deltaic systems: insights from a three-dimensional stratigraphic forward model. Sedimentology 51, 809-835.

Colella, A., 1988. Pliocene-Holocene fan-deltas and braid deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. Rn: Nemec, W., Steel, R.J. (Eds), Fan Deltas: Sedimentology and tectonics settings. Blackie and Sons, London, 50-74.

Colella, A., de Boer, P.L. y Nio, S.D., 1987. Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. Sedimentology 34, 721-736.

Corda, L. y Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. Sedimentary Geology 161, 55-70.

Chaker Raddadi, M., Vanneau, A.A., Poupeau, G., Carrio-Schaffhauser, E., Arnaud, H. y Rivera, A., 2005. Interpretation of gamma-ray logs: The distribution of uranium in carbonate platform. C.R. Geoscience 337, 1457-1461.

Choe, M.Y., 1986. The Hunghae Formation: coalescing slope aprons. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Seoul, 207 pp.

Chough, S.K. y Hwang, I.G., 1997. The Duksung fan delta, SE Korea: growth of delta lobes on a Gilbert-type topset in response to relative sea-level rise. Journal of Sedimentary Research 67, 725-739.

Dabrio, C., 1989. Playas e islas-barrera-lagoon. En: Arche, A. (Ed.), Sedimentologia, vol I. Ed. CSIC, Madrid, pp. 349-394.

Davis, R.A., 1992. Depositional Systems. Prentice Hall, New Jersey, pp. 604.

De Celles, P.G., 1987. Variable preservation of Middle Tertiary, coarse-grained, nearshore to outer-shelf storm deposits in southern California. Journal of Sedimentary Petrology 57, 250-264.

De la Rosa, J.D., Chacón, H., Sánchez de la Campa, A., Carrasco, R. Y Nieto, J.M., 2001. Metodología y análisis de elementos trazas-REE mediante ICP-MS del standard SARM 1 (granito) y SARM 4 (norita). Libro de Actas del III Congreso Ibérico de Geoquímica, Zaragoza, 4-8.

Dollfus, R.P. y Roman, J., 1981. Les échinides de la mer Rouge. Monographie zoologique et paléontologique. Comité Travaux historiques et scientifiques, mémoire section sciences 9, pp. 145.

Dominguez, J.M.L. y Wanless, H.R., 1991. Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil. En: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tilman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), Shelf Sand and Sandstone Bodies. Int. Ass. Sedimentol. Spec. Publ. 14, Oxford, pp. 259-281.

Dorsey, R.J., Umhoefer, P.J. y Renne, P.R., 1995. Rapid subsidence and stacked Gilbert-type fan deltas, Pliocene loreto Basin, Baja California Sur, Mexico. Sedimentary Geology 98, 181-204.

Droser, M.L. y Bottjer, D.J., 1986. A semiquantitative classification of ichnofabric: Journal of Sedimentary Petrology 56, 558-559.

Dupré, W.R., 1984. Reconstruction of paleo-wave conditions during the Late Pleistocene from marine terrace deposits? Monterey Bay, California. Marine Geology 60, 1-4.

Elliot, T., 1986. Deltas. En: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments and Facies. Blackwell, Oxford, pp. 615.

Emlet, R.B., 1986. Facultative planktotrophy in the tropical echinoid Clypeaster rosaceus (Linnaeus) and a comparison with obligate planktotrophy in Clypeaster subdepressus (Gray) (Clypeasteroida: Echinoida). J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 95, 183-202.

Esteban, M. y Kappla, C.F., 1983. Subaerial exposure environments. En: Scholle, P.A. Bubout, D.G., Moore, C.H. (Eds.), Carbonate Depositional Environments. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 33, Tulsa, pp. 1-54.

Esteban, M., 1996. An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. En: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C., Rouchy, J.M., (Eds.), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol. 5, Tulsa, pp. 3-53.

Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J.M. y de Santisteban, C., 1996. Western Mediterranean reef complexes. En: E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward, J.M. Rouchy (Eds.), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions 5, p SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa. p. 55-72.

Eynon, G. y Walker, R.G., 1974. Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, Southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. Sedimentology 21, 43-70.

Farrow, G.E., Allen, N.H. y Akpan, E.B., 1984. Bioclastic carbonates sedimentation on a high-latitude, tide-dominated shelf, Northeast Orkney Island, Scotland. Jour. Sedim. Petrol. 54, 374-393.

Fisher, R.V., 1983. Flow transformation in sediment gravity flows. Geology 11, 273-274.

Fisher, W.L., Brown, L.F., Scott, A.J. y McGowen, J.H., 1969. Delta systems in the exploration for oil and gas. Bureau for Economic Geology, University of Texas, Austin, 78 pp.

Flor, G., 2006. Geología Marina. En edición, pp. 576.

Flores, J.A. y Sierro, F.J., 1987. Calcareous plankton in the Tortonian/Messinian transition series of the Northwestern edge of the Guadalquivir basin. Abh. Geol. B-A 39, 67-84.

Flores, J.A., 1985. Nannoplancton calcáreo en el Neógeno del borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de españa). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca, España.

Fornós, J.J. y Ahr, W.M., 1997. Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the balearic platform, Spain. Jour. Sedim. Res. 67, 364-373.

Fornós, J.J., 1988. Les Plataformes Carbonatades de les Balears. Estudi Sedimentologic de les Plataformes Miocenes de les Illes Balears i la Seva Comparació amb la Sedimentació Actual a la Seva Plataforma. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, España.

Forst, M.H., Brachert, T.C. y Pais, J.J.C., 2000. High-resolution stratigraphic correlation of coastal cliffs sections in the Lagos-Portimao Formation (Lower-Middle Miocene, central Algarve, Portugal). Ciencias da Terra 14, 289-296.

Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C. y Rouchy, J.M., 1996. Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions. SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol. 5, Tulsa, 402 pp.

Franseen, E.K., Goldstein, R.H. y Farr, M.R., 1997. Substrate-slope and temperature controls on carbonate ramps: revelations from Upper Miocene outcrops, SE Spain. En: James, N.P., Clarke, J.A.D. (Eds.), Cool-Water Carbonates. SEPM Spec. Publ. 56, Tulsa, pp. 271-290.

Fraser, G.S. y Suttner, L., 1986. Alluvial Fans and Fan Deltas. A Guide to Exploration for Oil and Gas. International Human Resources Development Corporation, Boston, pp. 199.

Frondel, C. y Bauer, L.H., 1955. Kutnahorite: A manganese dolomite: $CaMn(CO_3)_2$. American Mineralogist 40, 748-760.

Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: Broussard, M.L. (Ed.), Deltas. Houston Geological Society, pp. 87-98.

Garcés, M., Krijgsman, W. y Agustí, J., 1998. Chronology of the lateTurolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. Earth Planet. Sci. Letters 163, 69-81.

García-Castellano, D., Fernández, M. y Torné, M., 2002. Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). Tectonics 21, 9.1-9.17.

Gawthorpe, R.L., y Colella, A., 1990. Tectonic control on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. En: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.), Coarse-grained deltas. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. 10, 113-127.

Gensous, B. y Tesson, M., 1996. Sequence stratigraphy, seismic profiles, and cores of Pleistocene deposits on the Rhône continental shelf. Sedimentary Geology 105, 183-190.

Gibert, J.M., Silva, C.M.Da y Cachao, M., 1998. Icnofábrica de Ophiomorpha/Conichnus en el Mioceno Inferior de Cristo Rei (Almada, Portugal). Implicaciones paleoambientales. Rev. Esp. Paleont., 13, 251-259.

Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of lake shores. U.S. Geological Survey, Annual Report 5th, 69-123.

Gischler, E., Grafe, K.U. y Wiedmann, J., 1994. The Upper Cretaceous Lacazina limestone in the Basco-Cantabrian and Iberian Basins of Northern Spain: cold-water grain associations in warm-water environments. Facies 30, 209-236.

Gläser, I. y Betzler, C., 2002. Facies partitioning and sequence stratigraphy of cool-water, mixed carbonate-siliciclastic sediments (Upper Miocene Guadalquivir Domain, southern Spain). Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch) 91, 1041-1053.

González-Delgado, J.A., Andrés, I. y Sierro, F.J., 1995. Late Neogene molluscan faunas from the Northeast Atlantic (Portugal, Spain, Morrocco). Geobios 28(4), 459-471.

González-Delgado, J.A. Sierro, F.J. y Pais, J. (Eds.), 1997. The Guadalquivir Basin and Algarve (Spain, Portugal). Field-Trip Guide 2nd Excursion, 2nd Congress R.C.A.N.S. Dpt. Geología, Universidad Salamanca, Salamanca, 55 pp.

González-Delgado, J.A., Civis, J., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Ledesma, S., Pais, J., Sierro, F.J. y Zazo, C., 2004. La Cuenca del Guadalquivir. En: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España, SGE-IGME, Madrid, 543-550.

González-Regalado, M.L. y Ruiz, F., 1990. Los ostrácodos del tramo inferior de la Formación "Arcillas de Gibraleón" (Gibraleón, provincia de Huelva, SW de España). Rev. Soc. Geol. Esp. 3, 23-31.

González-Regalado, M.L. y Ruiz, F., 1991. Significado paleoecológico y bioestratigráfico de los ostrácodos del Neógeno superior de la Sección de Huelva. Revista Española de Paleontología 6, 107-116.

González-Regalado, M.L. y Ruiz, F., 1996. Les foraminiféres benthiques de la baie du Sud-ouest de lEspagne pendant le Neogene superieur : le Mio-Pliocene de Huelva. Rev. de Paléobiologie 15, 109-120.

González-Regalado, M.L., 1987. Asociaciones de foraminíferos bentónicos en el Plioceno de Huelva. Ser. Public. Univ. Sevilla 27, 1-72.

Hallock, P. y Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. Palaios 1, 44-64.

Hallock, P., 1984. Distribution of selected species of living algal symbiont-bearing Foraminifera on two Pacific coral reefs. Journal of Foraminiferal Research 14, 250-261.

Hallock, P., 1988. The role of nutrient availability in bioerosion: consequences to carbonate buildups. Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology 63, 275-291.

Hallock, P., Hine, A.C., Vargo, G.A., Elrod, J.A. y Jaap, W.J., 1988. Platforms of Nicaraguan Rise: Examples of the sensivity of carbonate sedimentation to excess trophic resources. Geology 16, 1104-1107.

Hanne, D., White, N. y Lonergan, L., 2003. Subsidence analyses from the Betic Cordillera, southeast Spain. Basin Research 15, 1-21.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. En: Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H., Rossy, C.A., Van Wagoner, J.V. (Eds.), Sea-level changes. An integrated approach. Soc. Ec. Palaeont. Min., Spec. Publ. 42, Tulsa, pp. 71-108.

Haq, B.U., Harderbol, J. y Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156-1167.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C. y Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. En: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication 60, Tulsa, pp. 3-14.

Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G., 1982. Structures and Sequences in Clastic Rocks. SEPM Short Course 9, Calgary, in 8 chapters.

Hart, B.S. y Plint, A.G., 1995. Gravelly shoreface and beachface deposits. En: Plint, A.G. (Ed.), Sedimentary Facies Analysis: a Tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading. Spec. Pub. Int. Ass. Sediment. 17, 489-500.

Harzhauser, M., Piller, W.E., Müllegger, S. y Mandic, O., 2006. The giant oyster Crassostrea gryphoides as a trans-Miocene climate archive. Geophysical research Abstracts 8, 4887.

Hayton, S., Nelson, C.S. y Hood, S.D., 1995. A skeletal assemblage classification system for non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones. Sedimentary Geology 100, 123-141.

Hein, F.J. y Walker, R.G., 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravely braided. Kicking Horse River, British Columbia. Can. J. Earth Science 14, 562-570-

Hohenegger, J., 1994. Distribution of Living Larger Foraminifera NW of Sesoko-Jima, Okinawa, Japan. Mar. Ecol. 15, 291-334.

Hohenegger, J., Yordanova, E. y Hatta, A., 2000. Remarks on West Pacific Nummulitidae (Foraminifera). Journal of Foraminiferal Research 30, 3-28.

Hottinger, L., 1977. Foraminifères operculiniformes. Mémoires Museum national d'Histoire naturelle, Série C - Sciences de la Terre 40, 1-159.

Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. Utrecht Micropaleontol. Bull. 30, 239-253.

Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. Bull. Soc. Géol. France 168, 491-505.

Hsu, K., Cita, M.B. y Ryan, W.B.F., 1973. Late Miocene dessication of the Mediterranean. Nature 242, 240-244.

Hwang, I.G. y Chough, S.K., 1990. The Miocene Chunbuk Formation, southeastern Korea: marine Gilbert-type fan delta system. En: Colella, A. Prior, D.B. (Eds,), Coarse-grained Deltas. International Association of Sedimentologist, Special Publication 10, Oxford, pp. 235-254.

Hwang, I.G., Chough, S.K., Hong, S.W. y Choe, M.Y., 1995. Controls and evolution of fan delta systems in the Miocene Pohang Basin, SE Korea. Sedimentary Geology 98, 147-179.

Iryu, Y., Hakamori, T., Matsuda, S. y Abe, O., 1995. Distribution of marine organisms and its geological significance in the modern ref. complex of the Ryukyu Islands. Sedimentary Geology 99, 243-258.

James, N.P., 1997. The cool-water depositional realm. En: James, N.P., Clarke, J. (Eds.), Cool-water Carbonates. Soc. Econ. Palaeont. Min., Spec. Publ. 56, Tulsa, pp. 1-20.

James, N.P., Bone, Y., Collins, L.B. y Kyser, T.K., 2001. Surficial sediments of the Great Australian Bight: facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf. Journal of Sedimentary Research 71, 549-567.

Jarrar, G., Amireh, B. y Zachmann, D., 2000. The major, trace and rare earth element geochemistry of glauconites from the early Cretaceous Kurnub Group of Jordan. Geochemical Journal 34, 207-222.

Jarvis, I., Murphy, A.M. y Gale, A.S., 2001. Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates: criteria for identifying systems tracts and sea-level change. Journal of Geological Society 158, 685-696.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. Y Nabais-Conde, L.E., 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000. Instituto Geológico Minero de España, Madrid, mem. 113 p.

Kastner, M., 2003. Oceanic minerals: their origin, nature of their environment, and significance. Proceedings of the National Academy of Science 96(7), 3380-3387.

Katsura, Y., Masuda, F. y Obata, I., 1984. Storm-dominated shelf sea from the lower Cretaceous Choshi Group, Japan. Ann. Rept. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba 10, 92-95.

Kier, P.M., 1964. Fossil echinoids from the Marshall Islands. Geol. Surv. Prof. Pap. 260, 1121-1126.

Kim, S.B., Chough, S.K. y Chum, S.S., 1995. Bouldery deposits in the lowermost part of the Cretaceous Kyokpori Formation, SW Korea: Cohesionless debris flows and debris falls on a steep-gradient delta slope. Sedimentary Geology 98, 97-119.

Kirk, R.M., (1980). Mixed sand and gravel beaches: morphology, processes and sediments. Prog. Phys. Geogr. 4, 189-210.

Kouwenhoven, T.J., Krijgsman, W. y Zwaan, B. van der (Eds.), 2001. Reconstruction of Middle to Late Miocene Events in the Mediterranean Area: benthic foraminiferal evidence. Eos Translations AGU 82, Washington, 780 pp.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. y Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. Nature 400, 652-655.

Kroh, A. y Nebelsick, J.H., 2003. Echinoid assemblages as a tool for palaeoenvironmental reconstruction - An example from the Early Miocene of Egypt. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 201, 157-177.

Ledesma, S., 2000. Astrobiocronología y estratigrafía de alta resolución del Neógeno de la Cuenca del Guadalquivir-Golfo de Cádiz. PhD. Thesis., Univ. Salamanca, Salamanca, Spain.

Lee, H.J., Jeong, K.S., Han, S.J. y Bahk, K.S., 1988. Heavy minerals indicative of Holocene transgression in the southeastern Yellow Sea. Continental Shelf Research 8, 255-266.

Leeder, M.R., 1982. Sedimentology, process and product. G. Allen and Unwin, London, 344 pp.

Lees, A., 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. Marine Geology 19, 159-198.

Lopez Blanco, M., 1991. Estratigrafía y sedimentología del sector occidental del abanico costero de Sant Llorenç del Munt al Este de Sant Vicenç de Castellet (Eoceno, Cuenca de Antepaís Surpirenaica). Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, Barcelona, 135 pp.

López Blanco, M., 1993. Stratigraphy and sedimentary development of the Sant Llorenç del Munt fan-delta complex (Eocene, south pyrenean foreland basin, northeast Spain). Spec. Publs Int. Ass. Sediment. 20, 67-88.

Lopez Blanco, M., 1996. Estratigrafía Secuencial de Sistemas Deltaicos en Cuencas de Antepaís: ejmplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, Cuenca de Antepaís Surpirenaica). Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Barcelona, Barcelona, 238 pp.

López-Blanco, M., Marzo, M. y Piña, J., 2000. Transgressive-regressive sequence hierarchy of foreland, fan-delta clastic wedges (Montserrat and Sant Llorenç del Munt, Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). Sedimentary Geology 138, 41-69.

López-García, M.J., 1995. Resultados paleoceanograficos deducidos a partir del contenido en diatomeas de los sedimentos siliceos miocenos («moronitas») en la Cuenca del Guadalquivir. Estudios Geológicos 51, 29-41.

Lourens, L.J. y Hilgen, F.J., 1997. Long-periodic variations in the Earth's obliquity and their relation to third order cycles and Late Neogene glaciations. Quaternary International 40, 43-52.

Loutit, T.S., Handerbol, J., Vail, P.R. y Baum, G.R., 1988. Condendsed Sections: The Key to Age Determination and Correlation of Continental Margin Sequences. En: Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H., Rossy, C.A., Van Wagoner, J.V. (Eds.), Sea-level changes. An integrated approach. Soc. Ec. Palaeont. Min., Spec. Publ. 42, Tulsa, pp. 183-213.

Lowe, D.R., 1976. Grain flow and grain flow deposits. Journal of Sedimentary Petrology 46, 188-199.

Lowe, D.R., 1979. Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. En: Doyle, L.J., Pilkey, D.H. (Eds), Soc. Econ. Paleont. Miner. Special Publication. 27, 75-82.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology 52, 279-297.

Lukasik, J.J., James, N.P., McGowram, B. y Bone, Y., 2000. An epeiric ramp: low-energy, cool-water carbonate facies in a Tertiary inland sea, Murray Basin, South Australia. Sedimentology 47, 851-881.

Lund, M., Davies, P.J. y Braga, J.C., 2000. Coralline algal nodules off Fraser Island, eastern Australia. Facies 42, 25-34.

Maldonado, A., Swift, D.J.P., Young, R., Han, G., Nittrouer, C.A., Demaster, D.J., Rey, Y., Palomo, C., Acosta, J., Ballester, A. y Castellvi, J., 1983. Sedimentation on the Valencia continental shelf: preliminary results. Continental Shelf Research 2, 195-211.

Marrack, E.C., 1999. The relationship between water motion and living rhodolith beds in the southwestern Gulf of California, Mexico. Palaios 14, 159-171.

Martín, J.M. y Braga, J.C., 1994. Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. Sedimentary Geology 90, 257-268.

Martín, J.M., Braga, J.C. y Betzler, C., 2003. Late Neogene– Recent uplift of the Cabo de Gata volcanic province, Almería, SE Spain. Geomorphology 50, 27-42.

Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, Ch. y Brachert, T., 1996. Sedimentary model and high-frequency ciclicity in a Mediterranean, shallow-shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga Basin, Southern Spain). Sedimentology 43, 236-277.

Martín-Closas, C. y Gomez, B., 2004. Plant taphonomy and palaeoecological interpretations. A synthesis. Geobios 37, 65-88.

Martínez Del Olmo, W. y Díaz Merino, C., 2004. El delta de Iznatoraf y las turbiditas de la Fm. Arenas del Guadalquivir. Geotemas 6, 87-90.

Martínez del Olmo, W., 2004. La exploración de hidrocarburos en el Terciario de España. Boletín Geológico y Minero 115(3), 411-426.

Martínez Del Olmo, W., García-Mallo, J., Leret, G., Serrano, A. y Suarez, J., 1984. Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. I Congr. Esp. Geol. 1, 199-213.

Massari, F. y Parea, G.C., 1988. Progradational gravel beach sequences in a moderate- to high-energy, microtidal marine environment. Sedimentology 35, 881-913.

Mayoral, E. y Pendon, J.G., 1986-1987. Icnofacies y sedimentación en zona costera. Plioceno superior (?), litoral de Huelva. Acta Geol. Hisp. 21-22, 507-513.

Mayoral, E., 1986. Tafonomía y Paleoecología del Plioceno de Huelva-Bonares. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, Sevilla, España, 599 p.

Mcpherson, J.G., Shanmugam, G. y Moiola, R.J. (Eds.), 1986. Fan deltas and braid deltas: conceptual problems. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 70, Tulsa, 619 p.

McPherson, J.G., Shanmugan, G. y Moiola, R.J., 1987. Fan deltas and braided deltas, varieties of coarse-grained deltas. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 99, 331-340.

Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. Earth Science Reviews 13, 1-62.

Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. En: Miall, A.D. (Ed.), Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, Calgary, pp. 597-604.

Miall, A.D., 1982. Analysis of Fluvial Depositional Systems. Am. Ass. Petrol. Geol., Educ. Cour. Not. Ser. 20, Tulsa, 75 pp.

Miall, A.D., 1985. Principies of Sedimentary Basin Analysis. Springer Verlad, New York, pp. 490.

Miall, A.D., 1991. Stratigraphic sequences and their chronoestratigraphic correlation. Journal of Sedimentary Petrology 61, 497-505.

Miall, A.D., 1992. Exxon global cycle chart: an event for every occasion?. Geology 20, 787-790.

Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Springer, 582 p.

Minnery, G.A., 1990. Crustose coralline algae from Flower Garden Banks, northwestern Gulf of Mexico: controls on distribution and growth morphology. Journal of Sedimentary Petrology 60, 992–1007.

Mitchum, R.M., 1977. Glossary of terms used in seismic stratigraphy. En: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration. 205-212.

Moreno, I. y Munar, J., 1985. Equinoideos mediterráneos. Claves para la identificación de la fauna española. Universidad de Palma de Mallorca, pp. 24.

Moyes, J., 1965. Les Ostracodes du Miocène Aquitain. Essai de paléoécologie stratigraphique et de paléogéographie. Drouillard, Bordeaux, 339 pp.

Mueller, W. y Dimroth, E., 1987. A terrestrial-shallow marine transition in the Archean Opemisca Group east of Chapais, Quebec (Canada). Precambrian Research 37, 29-55.

Müller, J., Oberhänsli, H., Melles, M., Schwab, M., Rachold, V. y Hubberten, H.W., 2001. Late Pliocene sedimentation in Lake Baikal: implications for climatic and tectonic change in SE Siberia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 174(4), 305-326.

Muñoz, A., Ramos, A., Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A., 1992. Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsanstein, Triasic, central Spain. Sedimentary Geology 75, 257-281.

Murray, R.W., Buchholtz Ten Brink, M.R., Brumsck, H.J., Gerlach, D.C. y Russ, G.P., III., 1991. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behaviour of Ce/Ce*: results from ODP leg 127. Geochimica et Cosmochimica Acta 55, 2453-2466.

Mutti, M. y Bernoulli, D., 2003. Early marine lithification and hardground development on a Miocene ramp (Maiella, Italy): key surfaces to track changes in trophic resources in nontropical carbonate settings. J. Sed. Res. 73, 296-308.

Mutti, M. y Hallock, P., 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. J. Earth Sci. (Geol. Rudsch.) 92, 465-475.

Mutti, M., Bernoulli, D. y Stille, P., 1997. Temperate carbonate platform drowning linked to Miocene oceanographic events: Maiella platforms margin, Italy. Terra Nova 9, 122-125.

Mutti, M., Bernoulli, D., Spezzaferri, S. y Stille, P., 1999. Lower and Middle Miocene carbonate facies in the central Mediterranean: the impact of paleoceanography on sequence stratigraphy. En: Harris, P., Saller, A., Simo, J., Handford, C.R. (Eds.), Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops and Models. SEPM Spec. Publ. 63, Tulsa, pp. 371-384.

Nascimento, A., 1983. The ostracod fauna of the Portuguese Neogene and its relationship to those from the Atlantic and Mediterranean Basins. En: Maddocks, R (Ed.), Applications of Ostracoda. Univ. of Houston, Houston, pp. 429-436.

Nascimento, A., 1988. Ostracodos do Miocenioco da bacia do Tejo: sistemática, biostratigrafia, paleoecologia, paleogeografia e relaçoes Mediterrâneo-Atlantico. Tesis Doctoral, Universidad de Lisboa, Portugal.

Nemec, W. y Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E.H., Steel, R.J. (Eds.), Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 10, Alberta, pp. 1-31.

Nemec, W. y Steel, R.J., 1987. What Is A Fan Delta And How Do We Recognise It?. En: Nemec, W. (Ed.), Fan Deltas, Sedimentology and Tectonic Settings. Intern. Symp., Bergen, pp. 11-17.

Nemec, W., 1990. Aspect of sediment movement on steep delta slopes. En: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.), Coarse Grained Deltas. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 10, 29-73.

Néraudeau, D., Goubert, E., Lacour, D. y Rouchy, J.M., 2001. Changing biodiversity of Mediterranean irregular echinoids from the Messinian to the present-day. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175, 43-60.

Nijman, W., 1998. Cyclicity and basin axis shift in a piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain. En: Mascle, A., Puigdefábregas, C., Luterbacher, H.P., Fernández, M. (Eds.), Cenozoic foreland Basins of Western Europe. Geol. Soc. London Spec. Publ. 134, 135-162.

Nomérange, P., 1998. Implementation of a nesting procedure in the gher 3D model. Application in the Gulf of Cadiz. Proceedings of the 3rd MMARIE annual meeting ELOISE 048/21, 8-13.

Nummedal, D. y Swift, D.J.P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounging unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. En: Nummendal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (Eds.), Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution. Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Miner. 41, 241-260.

Nummedal, D., Riley, G.V. y Templet, P.L., 1993. High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. En: Posamentier, H.W.,

Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Associations. Int. Assoc. Sedim. Spec. Public. 18, London, pp. 55-68.

Obrador, A., Pomar, L. y Taberner, C., 1992. Late Miocene breccia of Menorca (Balearic Islands): a basis for the interpretation of a Neogene ramp deposit. Sedimentary Geology 79, 203-223.

Orton, G. y Reading, H., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. Sedimentology 40, 475-512.

Orton, G.J., 1988. A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braid plain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. En: Nemec, W., Steel, R.J. (Eds.), Fan Deltas: Sedimentology and tectonics settings, Blackie and Sons, London, 3-13.

Parras, A. y Casadío, S., 2006. The Oyster Crassostrea hatcheri (Ortmann, 1897), a Physical Ecosystem Engineer from the Upper Oligocene–Lower Miocene of Patagonia, Southern Argentina. Palaios 21, 168-186.

Pedley, M., 1996. Miocene reef facies of the Pelagin region (Central Mediterranean). En: Franseen, M.E.E., Ward, W.C., Rouchy, J.M. (Eds.), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of the Mediterranean Regions. SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol. 5, Tulsa, pp. 247-259.

Pendón, J.G, De La Rosa, J. y Abad, M., 2003. Geochemical characterization of the glaucony horizon within the upper boundary of the tortonian basal transgressive complex in Niebla, the Guadalquivir Basin, southern Spain. 3rd RACNS Congress, Abstracts Book, Tetouan, 121-123.

Pendón, J.G. y Rodríguez, J., 1986-1987. Caracteres sedimentológicos y geomorfológicos del Alto Nivel Aluvial Cuaternario en el litoral de Huelva. Acta Geol. Hisp. 21-22, 107-111.

Pendón, J.G., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Abad, M. y Tosquella, J., 2001. Pulsos transgresivos neógenos en el sector central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. Geotemas 3, 13-16.

Pendón, J.G., Ruiz, F., Abad, M., González-Regalado, M.L., Baceta, J.I. y Tosquella, J., 2004. Transgressive Sequences on Foreland Margins: A Case Study of the Central Guadalquivir Basin. Riv. Ital. Paleont. Strat. 110, 503-515.

Perconig, E. y Martínez-Díaz, C., 1977. Perspectivas petrolíferas de Andalucia Occidental. Bol. Geol. Min. 88, 417-433.

Pérès, J.M. y Picard, J., 1964. Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerrannée. Rec. Trav. Stn. Mar. Endoume-Marseille, Marseille, 31 pp.

Philippe, M., 1998. Les échinides miocénes du Bassin du Rhone: revision systematique. Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon 36, 1-245.

Piller, W.E., 2003. Miocene carbonates in the western central Paratethys an unexpected development. En: Bassi, D. (Ed.), Oligo-Miocene Shallow Water Carbonates: Biocenic Components. Ferrara, Annali Dell'Università di Ferrara 10, (supplemento), Ferrara, pp. 19-20.

Pomar, L. y Tropeano, M., 2001. The Calcarenite di Gravina Formation in Matera (southern Italy): New insights for coarse-grained, large-scale, cross-bedded bodies encased in offshore deposits. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 85, Tulsa, 661-689.

Pomar, L. y Ward, W.C., 1995. Sea-level changes, carbonate production and platform architecture: the Llucmajor Platform, Mallorca, Spain. En: Haq, B.U. (Ed.), Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing. Kluwer Academic Press, Dordrecht, the Netherlands, pp. 87-112.

Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accomodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175, 249-272.

Pomar, L., Brandano, M. y Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. Sedimentology 51, 627-651.

Pomar, L., Obrador, A. y Westphal, H., 2002. Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. Sedimentology 49, 139-169.

Pomoni-Papaioannou, F., Drinia, H. y Dermitzakis, M.D., 2002. Neogene non-tropical carbonate sedimentation in a warm temperate biogeographic province (Rethymnon Formation, Eastern Crete, Greece). Sedimentary Geology 154, 147-157.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. y Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. American Association of petroleum Geologists Bulletin 76, 1687-1707.

Posamentier, H.W. y Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II. Sequences and Systems Tract models. 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, 125-154.

Postma, G., 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. Geology 14, 291-294.

Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a syntesis. En: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.), Coarse-Grained Deltas. Spec. Pub. International Association of Sedimentologist 10, 13-27.

Postma, G., 1995. Sea-level related architectural trends in coarse grained delta complexes. En: Chough, S.K., Orton, G.J. (Eds.), Fan Deltas: Depositional styles and controls. Sedimentary Geology Spec. Vol. 98, 3-12.

Postma, G., Hilgen, F.G. y Zachariasse, W.J., 1993. Precession punctuated growth of a late Miocene submarine-fan lobe on Gavdos (Greece). Terra Nova 5, 438-444.

Prager, E.J. y Ginsburg, R.N., 1989. Carbonate nodule growth on Florida's outer shelf and its implications for fossil interpretation. Palaios 4, 310-317.

Prior, D.B. y Bornhold, B.D., 1990. The under water development of Holocene fan-deltas. En: Colella, A. Prior, D.B. (Eds,), Coarse-grained Deltas. Spec. Pub. International Association of Sedimentologist 10, 75-90.

Pujol, C. y Vergnaud-Grazzini, C., 1995. Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. Marine Micropaleontology 25, 187-217.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. Basin Research 4, 21-36.

Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P., 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. Geomorphology 63, 175-190.

Ramírez, J. y Leiva, F., 1979. Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 982 (La Palma del Condado). Mem. IGME, Madrid, 42 pp.

Reiss, Z. y Hottinger, L., 1984. The Gulf of Aqaba. En: Billings, W.D., Lange O.L., Remmert, H. (Eds.), Ecological Micropaleontology, Ecological Studies, Analysis and Synthesis 50. Springer-Verlag, Berlin. pp. 23-45.

Reksten, K., 1990. Superstructures in calcite. American Mineralogist 75, 807-812.

Riaza, C. y Martínez Del Olmo, W., 1996. Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cadiz Tertiary Basin. En: Friends, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 339-345.

Rico-García, A., Cárdenas-Carretero, J., González Delgado J.A. y Civis, J., 2006. Estudio paleontológico preliminar del Tortoniense superior de «Las Pajanosas» (Sevilla, Cuenca del Guadalquivir). Geogaceta 39, 143-146.

Rodríguez-Ramírez, A., Ruiz, F., Cáceres, L.M., Rodríguez Vidal, J., Pino, R. y Muñoz, J.M., 2003. Analysis of the recent storm record in the southwestern Spanish coast: implications for littoral management. The Science of The Total Environment 303, 189-201.

Roman, J. y Lachkhem, H., 1993. Le basin sédimentaire de Melilla (Maroc septentrional) et sa faune d'echinoïdes du Messinien (Miocène supérieur). 118ème Congr. Nat. Soc. Hist. Scient., 4º Coll. Géol. Afric. 445-460.

Ros, J.D., Romero, J., Ballesteros, E. y Gili, J.M., 1985. Diving in blue water: the benthos. En: Margalef, R. (Ed.), The Western Mediterranean. Pergamon Press, Oxford, pp. 233–295.

Royhan Gani, M. y Mustafa Alam, M., 2004. Fluvial facies architecture in small-scale river systems in the Upper Dupi Tila Formation, northeast Bengal Basin, Bangladesh. Journal of Asian Earth Sciences 24, 225-236.

Ruffel, A. y Wach, G., 1998. Firmgrounds-key surfaces in the recognition of parasequences in the Aptian Lower Greensand Group, Isle of Wight (southern England). Sedimentology 45, 91-107.

Ruiz, F., González-Regalado, M.L. y Muñoz, J.M., 1997. Multivariate analysis applied to total and living fauna: Seasonal ecology of recent benthic Ostracoda off the North Cadiz Gulf coast (southwestern Spain). Marine Micropaleontology 31, 183-203.

Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Baceta, J.I., Pendón, J.G. y Tosquella, J., 1999. Los ostrácodos de las arenas con Heterostegina de la Formación "Calcarenita de Niebla" (Depresión del Guadalquivir, SO de España). Stvdia Geológica Salmanticensia 35, 9-19.

Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Baceta, J.I., Pendón, J.G. y Tosquella, J., 2000. Datos preliminares sobre los ostrácodos de las arenas basales de la Formación Niebla (Depresión del Guadalquivir, S.O. de España). Geogaceta 29, 147-151.

Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems. En: Miall, A.D. (Ed.), Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol. 5, 187-198.

Ruttenberg, K.C., Berner, R.A., 1993. Authigenic apatite formation and burial in sediments from non-upwelling continental environments. Geochim Cosmochim Acta 57, 991-1007.

Saito, Y., 1991. Sequence stratigraphy on the shelf and upper slope in response to the latest Pleistocene-Holocene sea-level changes off Sendai, northeast Japan. Spec. Publ Int. Ass. Sediment. 12, 133-150.

Sanchez-Almazo, I.M., Spiro, B., Braga, J.C. y Martín, J.M., 2001. Constraints of stable isotope signatures on the depositional palaeoenvironments of upper Miocene reef and temperate carbonates in the Sorbas Basin, SE Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175, 153-172.

Sanz De Galdeano, C. 1989. Les differences types de bassins neogennes des Cordilleres Bethiques. I Coll. Neog. Atlant. Médit. Tétouan, pp. 87-89.

Sanz De Galdeano, C. y Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. Basin Research 4, 21-36.

Savrda, C.E., Browning, J.V., Krawinkel, H. y Hesselbo, S.P., 2001. Firmground ichnofabrics in deep-water sequence stratigraphy, Tertiary, clinoform-toe deposits, New Jersey slope. Palaios 16, 294-305.

Schenau, S.J., Slomp, C.P. y De Lange, G.J., 2000. Phospogenesis and active phosphorite formation in sediments from the Arabian Sea oxygen minimum zone. Marine Geology 169, 1-20.

Schermerhorn, L.J.G., 1971. An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. Bol. Geol. Min. 82, 239-268.

Schinner, G.O., 1993. Burrowing behavior, substratum preference, and distribution of Schizaster canaliferus (Echinoidea: Spatangoida) in the northern Adriatic Sea. Marine Ecology 14, 129-145.

Schulte, P. Speijer, R., Mai, H. y Kontny, A., 2006. The Cretaceous–Paleogene (K–P) boundary at Brazos, Texas: Sequence stratigraphy, depositional events and the Chicxulub impact. Sedimentary Geology 184, 77-109.

Shanley, K.W. y Mccabe, P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. AAPG Bulletin 78, 544-568.

Short, A.D., 1984. Beach and nearshore facies: southeast Australia. Marine Geology 60, 261-282.

Sierra, S. y Moreno, C., 1998. Arquitectura fluvial de la Cuenca pérmica del Viar (Sevilla, SO de España). Revista de la Sociedad Geológica de España 11, 197-212.

Sierra, S., 2003. Análisis Estratigráfico de la Cuenca Périmica del Viar. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, España.

Sierro, F.J., 1985a. Estudio de los microforaminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Mio-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, España.

Sierro, F.J., 1985b. The replacement of the "Globorotalia menardii" group by the Globorotalia miotumida group: an aid to recognizing the Tortonian-Messinian boundary in the Mediterranean and adjacent Atlantic. Marine Micropaleontology 9, 525-535.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J. y González-Delgado, J.A., 1987. New criteria for the correlation of the Andalousian and Messinian stages. VIII Congress Reg. Medit. Negó. Strat., Budapest. Ann. Inst. Geol. Publ. Hurgar LXX, 355-361.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Zamarreño, I., Vázquez, A., Utrilla, R., Francés, G., Hilgen, F.J. y Krijgsman, W., 1999. Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in western Mediterranean climate. Marine Geology 153, 137-146.

Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1995. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In: Friends, P. F., Dabrio, C. J. (eds.), Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press, Cambridge, p. 339-345.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1990. The Neogene of the Guadalquivir basin (SW Spain). Paleont. Evolucio. Mem. Spec. 2, Sabadell, pp. 209-250.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1996. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: Friends, P.F., Dabrio,

C.J. (Eds.), Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 339-345.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1997. The Neogene of Huelva (Guadalquivir Basin, SW Spain). En: González-Delgado, J.A. Sierro, F.J., Pais, J. (Eds.). The Guadalquivir Basin and Algarve (Spain, Portugal). Field-Trip Guide 2nd Excursion, 2nd Congress R.C.A.N.S., Salamanca, pp. 11-34.

Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. y Flores, J.A., 2001. The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section of the Mediteranean APTS. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 168, 141-169.

Siggereud, E.I.H. y Steel, R.J., 1999. Architecture and trace fossils characteristics of a 10000-20000 years, fluvial to marine sequence, SE Ebro Basin, Spain. Journal of Sedimentary Research 69, 365-383.

Smith, G.A., 1986. Coarse grained volcaniclastic sediment: terminology and depositional process. Bull. Geol. Soc. Am. 97, 1-10.

Smith, N.D., 1970. The braided stream depositional environment: Comparation of the Platte River with Silurian Clastic Rocks, North Central Appalachians. Bull. Geol. Soc. Am. 81, 1993-3014.

Sohn, Y.K., kim, S.B., Hwang, I.G., Bahk, J.J., Choe, M.Y. y Chough, S.K., 1997. Characteristics and depositional processes of large-scale gravely gilbert-type foresets in the Miocene Doumsan Fan Delta, Pohang Basin, SE korea. Journal of Sedimentary Research 67, 130-141.

Surlyk, F., 1984. Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Greenland. En: Koster, E.H., Steel, R.J. (Eds.), Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Memoir Canadian Society of Petroleum Geology 10, 359-382.

Swift, D.J.P. y Rice, D.D., 1984. Sand bodies on muddy shelves: a model for sedimentation in the western interior Cretaceous seaway, North America. Siliciclastic shelf sediments, pp. 43-62.

Swift, D.J.P., 1968. Shoreface erosion and trangressive stratigraphy. Journal of Geology 76, 444-456.

Swift, D.J.P., Hudelson, P.M., Brenner, R.L. y Thompson, P., 1987. Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah. Sedimentology 34, 423-457.

Swift, D.J.P., Stanley, D.J. y Curray, J.R., 1971. Relic sediments of continental shelves: a reconstruction. Journal of Geology 79, 322-346.

Taylord, A., Goldring, R. y Gowland, S., 2003. Analysis and application of ichnofabrics. Earth Science Review 60, 227-259.

Templado, J., Guerra, A., Bedoya, J., Moreno, D., Remón, J.M., Maldonado, M. y Ramos, M.A., 1993. Fauna marina circalitoral del sur de la península Ibérica. Resultados de la Campaña Oceanográfica

FAUNA I. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, pp. 135.

Tesson, M., Allen, G.P. y Raven, C., 1993. Late Pleistocene shelf-perched lowtand wedges on the Rhône continental shelf. En: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Associations. Int. Assoc. Sedim. Spec. Public. 18, London, pp. 183-196.

Tharna, C. y Talbot, M.R., 2006. High-frequency carbonate-siliciclastic cycles in the Miocene of the Lorca Basin (Western Mediterranean, SE Spain). Geologica Acta 4, 343-354.

Thorne, J.A. y Swift, D.J.P., 1991. Sedimentation on continental margins, VI. A regime model for depositional sequences, their component systems tracts, and bounding surfaces. En: Swift, D.J.P., Tillman, R.W., Thorne, J.A., Oertel, G.F. (Eds.), Shelf sand and sandstone bodies. IAS Spec Publ 14, 189-255.

Thum, A.B. y Allen, J.C., 1975. Distribution and abundance of the lamp urchin Echinolampas crassa (Bell, 1880) in False Bay, Cape. Trans. R. Soc. S. Afr. 41,359-373.

Tortonese, E., 1965. Echinodermata. Fauna d'Italia VI. Calderini, Bologna, pp. 422.

Tosquella, J., Abad, M., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Pendón, J.G., 2003. Paleoecología de los niveles lumaquélicos con Heterostegina en el Tortoniense del sector central de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. España). Geogaceta 33, 23-36.

Tosquella, J., Baceta, J.I., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., 2000. Paleobiocenosis de Heterostegina en sedimentos de origen litoral de la Formación Calcarenita de Niebla (Mioceno superior, Cuenca del Guadalquivir, S.O. España). Geogaceta 27, 167-170.

Tosquella, J., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Baceta, J.I., 2001. El género Heterostegina (Nummulitide, Foraminifera) en el Mioceno superior del S.O. de España. Geobios 34(3), 279-290.

Utescher, T., Mosbrugger, V., Ashraf, A.R., 2000. Terrestrial climate evolution in northwest Germany over the last 25 million years. Palaios 15, 430–449.

Vail, P.R., Mitchum, R.M.J., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.P. y Bubb, J.N., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. En: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration, 49-212.

Van Dam, J.A., Weltje, G.J., 1999. Reconstruction of the Late Miocene climate of Spain using rodent palaeocommunity successions: an application of end member modelling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 151, 267–305.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Posamentier, H.W. y Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequences stratigraphy. Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy. En: Bally, A.W. (Ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy. Am. Assoc. Petrol. Geol., 11-14.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.Pr., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of the sequence stratigraphy and key definitions. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagonner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes: An Integrated Approach. The Society of Economic Palentolologists and Mineralogists, Special Publication 42, 39-45.

Vera, J.A., 1994. Estratigrafía: Principios y Métodos. Rueda, Madrid, 806 pp.

Vera, J.A., 2000. El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. Revista de la Sociedad Geológica de España 13, 345-373.

Veron, J.E.N., 1995. Corals in Space and Time: The Biogeography and Evolution of the Scleractinia. University of New South Wales Press, Sydney, 321 pp.

Viguier, C., 1974. Le Néogène en Andalousie Nord-Occidentale (Espagne). Tesis Doctoral, Universidad de Bordeaux, Francia, 450 pp.

Villanueva, P., 1994. Implicaciones oceanográficas de los foraminíferos bentónicos recientes en la bahía y plataforma gaditana. Taxonomía y asociaciones. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, España, 363 pp.

Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J., 2004. Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. In: Vera J.A. (Ed.), Geología de España. Soc. Geol. España, Madrid, España, pp. 576-581.

Visscher, P.T., Reid, R.P. y Bebout, B.M., 2000. Microscale observations of sulphate reduction: correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. Geology 28, 919-922.

Walker, R.G., 1977. Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. Geol. Soc. Am. Bull. 88, 273-285.

Walker, R.G., 1984. Turbidites and associated coarse clastic deposits. En: Walker, R.G. (Ed.), Facies Models. Geosci. Can. Reprint Series 1, 2nd edn, 171-188.

Walker, R.G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. En: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models-Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada Publications, Ontario, pp. 1-14.

Walker, R.G. y Mutti, E., 1973, Turbidite facies and facies associations. En: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), Turbidites and Deep Water Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section Short Course, pp. 119-157.

Wescott, W.A. y Ethridge, F.G., 1980. Fan-delta sedimentology and tectonic setting-Yallahs fan delta, Southeast Jamaica. AAPG Bulletin 64, 374-399.

Whatley, R.C., 1988. Population structure of ostracods: some general principles for the recongnition of palaeoenvironments. En: De Deccker, P., Colin, J.P., Peypouquet, J.P. (Eds.), Ostracoda in the Earth Sciences. Elsevier, Amsterdam, pp. 245-256.

White, J.D.L., 1992. Pliocene subaqueous fans and Gilbert-type deltas in maar crater lakes, Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. Sedimentology 39, 931-946.

Wilson, M.E.J. y Vecsei, A., 2005. The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. Earth-Science Reviews 69, 133-168.

Wood, R., 1993. Nutrients, predation and the history of reefbuilding. Palaios 8, 526-543.

Wright, C.H., 1988. Paleokarst and paleosoils as indicators of paleoclimate and porosity evolution: a case study from the Carboniferous of South Wales. En: James, N.P., Choquette, P.W. (Eds.), Paleokarst. Springer-Verlag, Berlin, pp. 329-341.

Wright, L.D., Chappell, J., Thom, B.G., Bradshaw, M.P. y Cowel, P., 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems, Southeastern Australia. Marine Geology 32, 105-140.

Yassini, I., 1969. Ecologie des associations d'Ostracodes du Bassin d'Arcachon et du littoral Atlantique. Application à l'interpretation de quelques populations du Tertiaire Aquitain. Tesis Doctoral, Universidad de Bordeaux, Francia, 288 p.

Yassini, I., 1979. Répartition des ostracodes dans une série marine régressive d'age pliocène dans la région d'Alger, Algérie. Revue de Micropaléonologie 22, 89-124.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trenes, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. Science 292, 686-693.

ANEXO. Capítulo 3

Composición geoquímica de las muestras correspondientes a la asociación de facies de llanura y frente deltaico

Muestras	A-1	A-2	PN-0	PN-1	PN-3	ARC-PS	PS-3	PS-4	PS-8	V-2-0	V-2-1.0	V2-1-1	V-6.0	V-6.2
Mayores (%)														
SiO_2	81,19	67,52	82,34	86,49	81,97	62,95	89,72	82,35	83,39	73,97	69,21	86,76	85,38	86,28
Al_2O_3	9,75	14,27	8,73	6,23	8,16	17,13	4,05	5,84	7,00	4,92	14,04	5,62	7,18	6,45
CaO	0,35	1,08	0,78	0,98	1,14	0,87	0,98	4,34	1,79	9,46	1,41	0,49	0,71	0,59
MgO	0,33	1,30	0,41	0,23	0,42	1,50	0,15	0,23	0,29	0,15	1,15	0,18	0,23	0,25
Na_2O	2,38	1,38	1,46	1,51	1,42	0,91	0,61	1,24	1,67	1,14	1,31	1,32	1,54	1,25
K_2O	2,47	3,12	2,28	1,24	1,92	3,28	0,92	1,30	1,73	1,39	2,81	1,54	1,99	1,56
Fe_2O_3	1,98	6,53	2,50	1,78	2,98	7,64	1,92	1,81	2,28	1,36	5,45	3,22	1,64	2,52
MnO	0,01	0,04	0,02	0,04	0,03	0,07	0,04	0,04	0,09	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02
TiO_2	0,34	0,91	0,38	0,17	0,50	1,01	0,41	0,28	0,38	0,18	0,69	0,11	0,24	0,21
P_2O_5	0,04	0,18	0,06	0,03	0,04	0,13	0,02	0,28	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05
Cr_2O_3	0,03	0,04	0,04	0,06	0,03	0,02	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05
LOI	1,20	3,80	1,10	1,35	1,45	4,70	1,20	2,55	1,55	7,60	3,70	1,05	1,10	1,10
Trazas y REE (ppm)														
Rb	13,01	39,06	13,04	9,63	13,99	35,01	7,46	9,19	8,50	17,64	42,31	7,95	11,00	12,46
Be	0,88	1,92	0,86	0,41	0,87	2,72	0,07	0,42	0,44	0,88	2,14	0,26	0,46	0,29
Sc	4,45	12,65	5,18	2,88	6,12	15,42	2,32	3,33	3,22	6,98	13,91	1,47	2,75	2,82
V	31,16	81,58	42,29	31,74	51,01	96,93	30,17	42,87	36,77	52,67	104,25	26,51	32,03	30,56
Cr	98,62	75,34	114,10	264,68	200,01	77,74	246,54	187,93	91,22	93,11	128,28	190,01	204,31	126,11
Ni	9,83	21,67	12,30	10,25	13,23	30,62	9,04	9,59	7,16	13,25	21,82	6,27	8,20	6,57
Cu	8,32	6,03	2,85	3,78	4,32	17,14	5,11	2,49	0,52	1,83	15,98	0,14	0,26	1,03
Zn	12,41	39,62	17,35	8,93	18,18	56,34	4,71	8,89	9,38	23,67	36,46	2,86	7,41	7,82
As	3,12	22,61	8,44	8,62	11,81	95,76	5,36	7,03	7,14	9,94	14,40	17,20	6,06	24,11
Se	0,67	0,00	1,00	0,53	0,65	0,00	0,56	0,53	2,26	0,00	0,00	0,76	0,46	0,37
Rb	67,37	94,82	62,13	42,40	63,30	93,61	25,69	38,55	41,66	52,99	89,33	37,58	53,29	43,18
Sr	73,20	52,02	64,46	71,67	81,42	50,16	37,74	67,43	75,20	58,37	56,75	55,88	69,07	70,19
Y	12,96	23,41	10,95	8,05	11,13	20,28	5,58	8,88	7,48	12,80	13,71	4,40	7,46	6,96
Zr	55,66	87,51	48,54	46,43	56,42	93,54	30,62	43,01	30,95	63,49	86,80	41,71	29,69	32,76
Nb	7,03	13,54	8,13	5,68	9,81	14,97	5,01	5,91	4,19	8,95	12,30	2,18	4,63	4,01
Cs	1,27	5,31	4,35	1,31	3,06	12,50	1,15	1,66	1,52	4,25	18,80	1,13	3,18	2,06
Ba	367,29	311,58	425,65	312,44	431,05	337,25	200,82	269,54	264,07	285,30	354,75	282,74	366,71	348,83
La	25,70	30,14	13,24	11,03	15,16	33,90	9,10	13,43	11,78	17,45	28,91	7,69	10,71	15,21
Ce	46,67	56,26	25,75	20,51	29,86	62,57	16,76	25,93	22,52	34,01	52,31	13,63	21,74	29,84
Gd	3,79	6,10	2,27	1,73	2,57	6,63	1,39	2,12	1,90	3,03	4,64	1,09	1,69	1,88
Yb	1,21	2,29	1,10	0,79	1,16	2,41	0,54	0,89	0,71	1,27	1,64	0,40	0,66	0,64
Pb	7,19	16,04	6,91	4,71	7,89	21,95	3,38	5,53	5,79	8,65	14,67	3,50	4,62	4,64
Th	10,45	10,39	4,71	3,68	5,54	12,58	3,21	4,34	3,39	5,94	10,01	2,34	3,50	5,58
U	0,49	1,43	0,41	0,12	0,47	3,86	0,00	0,55	0,12	0,83	1,39	0,00	0,08	0,07
Sum REE	118,87	154,84	66,28	52,41	75,82	173,10	42,57	65,01	57,03	87,88	140,59	34,95	53,01	71,32
Textura	Arenas g. Con gravas y cantos	Arcillas masivas	Arenas m. micaceas	Arenas g. con cantos	Arenas f. masivas	Arcillas limosas	Gravas con cantos	Arenas f. y m. con cantos	Arenas m. y g. con cantos y gravas	Conglom. bioclasticos	Arcillas masivas	Arenas g. y gravas	Arenas m. y g.	Arenas m. con gravas y cantos

Composición geoquímica de las muestras correspondientes a la asociación de facies marinas

Muestras	A-0	A-5.0	A-6.0	A7	G-3	G-2	G-1	G-0	PN-4	PS-1	PS-6	PS-9	V-1	V-3	V-4-1	V-4-2
Mayores (%)																
SiO_2	78,54	83,68	72,87	65,01	79,58	72,69	73,73	59,24	63,10	76,67	73,72	76,29	79,60	80,10	77,97	80,53
Al_2O_3	10,09	7,59	8,10	9,57	7,83	7,92	8,57	10,44	8,29	8,60	9,27	9,99	8,35	9,03	10,00	7,81
CaO	1,47	0,87	6,09	8,50	3,09	6,66	4,87	10,65	11,83	3,50	4,73	1,46	2,38	1,65	1,22	2,73
MgO	0,57	0,32	0,45	0,66	0,44	0,48	0,68	1,08	0,45	0,43	0,53	0,65	0,47	0,45	0,58	0,41
Na_2O	2,09	1,70	1,60	1,66	1,68	1,42	1,79	1,61	1,44	1,65	1,79	1,48	1,84	1,81	1,89	1,66
K_2O	2,24	1,96	1,89	1,84	1,93	1,86	2,06	2,02	1,88	2,19	1,96	2,06	2,15	2,11	2,42	1,82
Fe_2O_3	2,99	1,91	2,88	3,83	2,39	2,63	3,15	4,32	2,75	2,30	3,07	3,97	2,31	2,50	3,44	2,28
MnO	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03
TiO_2	0,81	0,50	0,74	0,79	0,46	0,40	0,55	0,77	0,60	0,57	0,73	0,73	0,50	0,51	0,58	0,48
P_2O_5	0,06	0,03	0,04	0,03	0,04	0,09	0,14	0,10	0,10	0,07	0,06	0,06	0,05	0,12	0,05	0,04
Cr_2O_3	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
LOI	1,40	1,15	5,40	8,10	2,60	6,10	4,25	9,60	9,70	4,20	4,15	3,20	2,35	1,95	1,90	2,45
Trazas y REE (ppm)																
Rb	5,03	10,38	12,68	17,99	17,19	16,14	17,87	28,71	15,80	14,42	16,66	17,64	14,40	15,97	17,13	13,68
Be	0,03	0,64	0,74	0,92	0,83	0,70	0,84	1,05	1,01	0,86	0,84	0,87	0,79	0,73	1,08	0,56
Sc	1,72	4,50	6,06	8,82	5,34	5,43	6,08	9,25	7,08	5,80	6,56	6,99	4,87	6,24	7,28	4,75
V	15,88	37,90	47,20	63,80	48,56	42,73	56,98	58,40	71,16	46,84	49,22	52,86	41,07	50,52	65,82	43,64
Cr	42,36	173,58	83,76	78,58	124,11	140,08	144,66	67,05	75,30	95,12	85,90	94,00	136,33	91,91	162,20	68,06
Ni	3,10	8,48	10,11	18,70	10,59	15,24	16,07	20,30	11,64	11,35	12,95	13,05	10,11	11,64	17,21	9,98
Cu	0,00	2,66	3,70	12,36	1,27	9,75	2,56	5,79	1,48	2,82	2,04	1,63	1,95	2,52	5,02	5,66
Zn	1,60	12,51	16,87	37,12	13,15	27,74	32,96	42,13	23,89	18,07	23,90	22,96	14,29	18,14	25,70	14,61
As	3,71	3,87	8,29	11,44	14,45	10,95	12,68	6,71	61,41	9,28	9,50	9,88	4,25	11,28	32,82	9,91
Se	0,00	0,50	0,83	0,90	1,11	0,70	1,03	1,26	1,55	1,43	0,00	0,00	0,79	0,43	0,62	0,70
Rb	24,37	53,31	49,06	55,19	53,05	55,83	60,22	64,28	54,91	60,26	49,65	53,14	58,04	58,80	71,49	51,98
Sr	82,20	74,00	81,21	92,47	108,40	126,14	685,08	982,79	98,06	90,42	54,29	58,59	104,81	88,15	77,58	121,74
Y	4,28	10,48	13,31	15,98	10,29	10,17	12,38	15,04	12,22	11,63	12,01	12,83	10,44	12,96	13,36	10,64
Zr	20,39	48,22	82,59	103,95	48,83	57,57	52,54	75,53	69,71	55,32	59,74	63,56	54,04	51,10	68,84	55,66
Nb	2,37	8,72	10,62	13,48	7,46	7,48	8,82	13,04	8,99	8,89	8,43	8,96	8,43	8,20	12,07	8,44
Cs	0,67	1,02	1,38	2,22	2,64	4,13	4,16	6,15	5,09	3,49	3,91	4,27	5,30	5,14	7,71	3,30
Ba	170,44	381,08	312,12	340,70	291,56	346,27	353,91	283,41	280,95	316,03	257,14	290,11	382,83	319,33	443,87	349,19
La	5,36	15,78	20,82	24,57	13,57	16,44	15,57	21,16	17,37	27,91	16,28	17,51	17,64	19,05	20,11	19,67
Ce	10,48	31,18	41,09	51,32	26,45	31,62	32,18	42,76	34,69	51,80	31,91	34,08	35,66	37,96	38,48	36,95
Gd	0,84	2,73	3,60	4,08	2,21	2,49	2,78	3,56	2,79	3,36	2,83	3,04	2,78	3,29	3,25	2,84
Yb	0,36	1,07	1,91	1,68	0,93	0,98	1,18	1,57	1,07	1,04	1,15	1,29	1,05	1,23	1,39	1,06
Pb	2,04	6,66	11,02	9,32	3,05	6,56	6,66	7,88	3,13	6,46	7,56	8,80	6,47	5,52	8,43	7,21
Th	1,58	5,99	10,18	8,69	3,54	5,55	5,18	8,18	4,46	9,25	5,42	5,99	6,11	5,55	6,91	7,01
U	0,01	0,46	1,69	1,33	0,45	1,94	4,88	2,65	1,21	0,62	0,70	0,84	0,44	1,57	1,22	0,61
Sum REE	26,25	78,94	106,01	124,83	66,51	78,40	80,22	107,36	86,15	125,60	82,17	88,13	87,09	95,55	97,92	92,48
Textura	Arenas f. y m.	Arenas f. y m.	Arenas f. bioclasticas	Arenas f. limosas	Arenas f. y m. bioclasticas	Arenas f. y m.	Arenas f. bioclasticas	Arenas f. y limos margosas	Arenas f. limosas	Arenas f. limosas	Arenas f. limosas	Arenas f.	Arenas m.	Arenas f.	Arenas f.	Arenas f. y m. bioclasticas

Composición geoquímica de las muestras correspondientes a la asociación de facies transgresivas

Muestras	V-5	V-8	CCTR-2	CCKM-1A	CCKM-1B	CCPN-1	CCPN-3	CCPS-1	CCPS-3	ccVDRM-0	ccVDRM-4	CCTR-3	CCKM-2	CCKM-4	CCGL-3	CCPS-2	V-4-3	CCGL-1	ccVDRM-5
Mayores (%)																			
SiO_2	78,39	76,48	56,59	65,76	56,48	58,21	44,47	50,48	51,75	32,30	57,21	20,68	44,22	48,41	55,99	34,60	41,47	47,23	58,30
Al_2O_3	6,48	9,19	4,78	5,57	5,53	4,51	4,22	4,51	4,86	3,20	4,55	3,04	4,00	4,92	4,52	2,89	3,72	4,94	7,24
CaO	5,47	3,27	18,80	13,15	18,35	18,74	26,72	23,39	21,18	33,95	18,90	40,30	26,58	23,79	19,40	33,08	28,28	22,05	13,83
MgO	0,24	0,58	0,25	0,23	0,23	0,19	0,12	0,16	0,24	0,14	0,16	0,26	0,27	0,19	0,41	0,15	0,34	0,68	0,85
Na_2O	1,45	2,08	0,95	1,14	1,07	0,85	0,84	0,90	1,00	0,48	1,03	0,50	0,81	0,95	1,04	0,52	0,72	1,04	1,25
K_2O	1,68	2,33	1,23	1,47	1,59	1,06	1,20	1,27	1,23	0,82	1,22	0,69	1,14	1,50	1,22	0,90	1,01	1,68	2,10
Fe_2O_3	1,81	2,65	1,82	1,71	1,75	1,61	1,19	1,18	2,12	1,77	1,70	1,91	1,68	1,32	1,88	1,50	1,68	4,06	4,23
MnO	0,03	0,03	0,18	0,03	0,12	0,17	0,22	0,04	0,06	0,05	0,26	0,23	0,09	0,01	0,03	0,15	0,06	0,14	0,07
TiO_2	0,42	0,47	0,31	0,28	0,29	0,31	0,18	0,19	0,31	0,19	0,18	0,31	0,18	0,23	0,19	0,11	0,19	0,35	0,47
P_2O_5	0,05	0,21	0,09	0,18	0,28	0,05	0,04	0,09	0,05	0,13	0,03	0,25	0,09	0,03	0,26	0,07	0,06	0,26	0,48
Cr_2O_3	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
LOI	4,15	2,90	15,25	10,65	14,55	14,65	20,95	17,95	17,20	27,10	14,85	31,70	21,30	18,90	15,25	26,20	22,80	17,80	11,40
Trazas y REE (ppm)																			
Rb	7,99	16,55	9,91	8,80	8,50	5,26	17,17	5,20	6,13	4,62	6,22	6,11	3,80	6,11	8,42	3,38	6,04	9,38	17,07
Be	0,48	0,81	0,29	0,40	0,46	0,04	0,86	0,03	0,18	0,03	0,22	0,13	0,06	0,22	0,27	0,01	0,15	0,62	0,96
Sc	3,01	5,83	2,44	3,14	3,52	2,00	6,79	1,79	3,04	1,99	2,01	3,73	1,69	2,95	2,83	1,55	2,31	3,51	5,36
V	28,40	51,49	30,14	29,35	38,28	20,86	51,13	16,55	30,53	27,98	19,91	28,08	22,48	31,44	24,90	15,38	22,28	33,18	44,54
Cr	93,45	78,13	61,26	65,51	43,90	47,39	89,86	44,91	51,89	48,78	50,28	31,29	43,94	50,70	86,06	19,72	108,58	76,86	59,89
Ni	5,74	14,74	7,47	7,78	8,03	3,08	13,06	3,05	8,63	4,77	4,81	9,99	3,89	4,77	4,16	2,25	4,50	7,05	14,67
Cu	0,00	6,09	0,74	0,23	0,00	0,00	1,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	2,22
Zn	17,43	24,53	13,31	9,55	6,89	1,47	23,61	1,26	10,63	2,99	1,24	5,88	10,24	6,55	3,60	0,03	2,88	29,36	33,49
As	4,84	11,83	6,06	6,94	4,98	2,41	9,72	3,78	5,36	16,37	1,19	2,63	2,12	5,87	2,56	9,40	2,15	4,23	10,76
Se	0,61	0,48	1,17	1,07	1,13	0,00	0,00	0,00	1,42	1,44	0,98	1,87	1,35	3,92	1,37	1,26	1,60	1,48	1,45
Rb	40,09	61,85	32,39	41,14	43,86	23,33	51,48	25,33	29,40	20,02	30,60	20,34	24,58	37,55	33,66	19,97	24,63	39,62	50,15
Sr	68,11	134,55	102,08	70,68	75,96	58,58	56,64	85,63	127,32	103,59	117,66	686,36	167,58	117,40	719,88	119,34	150,91	705,48	1172,49
Y	6,73	11,33	8,60	9,75	9,67	4,84	12,44	4,45	6,80	5,06	4,38	9,26	3,97	7,20	8,83	3,51	5,99	8,72	12,36
Zr	35,33	54,42	27,53	36,71	35,36	22,40	61,80	21,07	31,47	20,25	21,26	33,98	23,30	31,63	25,53	16,52	22,36	25,90	35,55
Nb	5,30	8,90	3,93	4,90	5,42	2,85	8,71	2,45	4,40	2,46	3,38	4,34	2,12	3,52	3,43	1,39	2,57	3,80	5,25
Cs	2,02	6,66	0,24	1,89	2,22	1,02	4,10	0,73	1,03	1,45	1,20	0,15	0,57	0,90	0,99	0,37	1,31	2,29	6,60
Ba	236,94	411,91	280,29	230,27	255,71	198,40	273,58	184,09	197,34	109,56	278,04	233,97	194,81	240,71	220,31	128,01	161,68	158,23	183,70
La	10,60	14,45	10,68	15,29	17,89	10,92	16,93	5,58	9,63	7,65	6,30	11,13	5,91	9,02	10,55	4,57	8,04	8,99	11,57
Ce	20,75	29,06	20,77	27,81	33,04	20,54	33,07	10,86	18,64	15,43	11,13	23,48	11,94	17,55	19,90	9,45	15,90	17,70	22,50
Gd	1,67	2,61	1,97	2,39	2,74	1,30	2,94	0,88	1,54	1,18	1,04	1,93	0,92	1,55	1,76	0,80	1,42	1,78	2,20
Yb	0,60	1,10	0,69	0,90	1,10	0,42	1,22	0,38	0,68	0,45	0,54	0,65	0,32	0,59	0,86	0,28	0,51	0,71	0,88
Pb	2,29	6,03	2,14	5,81	10,29	3,05	8,23	2,37	3,16	4,44	3,97	0,53	1,80	6,40	3,55	0,52	1,48	1,65	2,81
Th	3,31	4,91	2,95	4,37	6,92	4,13	5,73	1,68	2,37	1,80	2,50	1,97	1,48	2,05	2,50	0,87	2,05	2,28	2,43
U	0,16	7,57	1,08	0,60	2,81	0,06	0,77	0,05	0,87	0,22	0,22	5,75	0,92	0,00	5,60	0,23	0,06	2,56	2,65
Sum REE	51,37	73,69	53,23	71,72	84,34	49,38	85,37	27,30	46,59	37,07	29,74	45,94	25,29	36,79	40,52	19,20	32,52	45,78	47,06
Textura	Arena f. y m. con Hetg.	Arena f. con Gl. dispersa	Calcarenita con ostreidos	Calcarenita con ostreidos	Calcarenita con ostreidos	Calcarenita bioclasticas	Calcarenita bioclastica	Calcarenita bioclastica	Calcarenita bioclastica	Lumaquela de ostreidos	Calcarenita azoica	Lumaquela de Hetg.	Calcarenita con Hetg. dispersa	Calcarenita con Hetg.	Calcarenita con Hetg. dispersa	Lumaquela de Hetg.	Arena m. con Hetg.	Arena m. con Gl.	Arena f. con Gl.

ESPECIES MUESTRAS	A3	B2-1	B2-2	B2-3	B2-4	D-4	D-9	D-10	C1-1	C2-2	C2-3	C2-4
Aurila larieyensis? MOYES		3										
Aurila punctata (MÜNSTER)		9	12	2		1				1		
Aurila zbyszewskii NASCIMENTO	148	3	1				2					
Bairdoppilata rhomboidalis (MOYES)										9		
Bairdoppilata triangulata EDWARDS		6										
Bosquetina carinella (REUSS)										4		
Buntonia dertonensis RUGGIERI											1	1
Bythocythere sp.		1										
Callistocythere oertlii NASCIMENTO		3										
Carinocythereis galilea RUGGIERI										12		
Celtia quadridentata (BAIRD)	25	2								11		
Cistacythereis pokornyi RUGGIERI										2	1	
Costa batei (BRADY)	26											
Costa punctatissima RUGGIERI										31	1	
Costa tricostata (REUSS)									3			
Cyamocytheridea reversa (EGGER)										2	4	
Cyamocytheridea sp.	3	1										
Cytherella confusa LIENENKLAUS		1								4		
Cytherella consueta DELTEN										15		7
Cytherella cf. C. *inaequalis* MOYES	2											
Cytherelloidea beckmanni BARBEITO-GONZALEZ										2		1
Cytherelloidea variopunctata (LIENENKLAUS)										2		2
Cytheretta rhenana rhenana TRIEBEL	5	23	1					1				
Cytheretta sp.	2											
"*Cytheridea*" *praesulcata* LIENENKLAUS												1
Cytheropteron lancei CARBONEL									1	1		
Cytheropteron pyramidatum CIAMPO										1		
Cytheropteron sp.										2		
Echinocythereis scabra (MÜNSTER)										3		
Eucythere sp.										1		
Falunia plicatula (REUSS)			2					1				
Flexus triebeli (RUGGIERI)	5											
Haplocytheridea sp.										7		
Henryhowella asperrima (REUSS)									3	1	1	1
Hiltermannicythere rugosa (COSTA)										1		
Hiltermannicythere sphaerulolineata (JONES)										2		
Incongruellina marginata (TERQUEM)										1		
Krithe papillosa (BOSQUET)									1			
Krithe pernoides (BORNEMANN)									2			
Krithe soustaensis (MOYES)										15	4	
Krithe cf. K. *aequabilis* CIAMPO									1			
Krithe cf. K. *sinuosa* CIAMPO									2			
Leptocythere sp.		1										
Loxoconcha punctatella (REUSS)										1		
Mutilus labiatus MOYES	3	2	1			1						
Neocytherideis linearis (ROEMER)												
Occultocythereis bituberculata (REUSS)									1			1
Paracypris polita SARS										1		
Parakrithe dactylomorpha RUGGIERI									2			12
Pokornyella limbata (BOSQUET)		1										
Pontocythere lithodomoides (BOSQUET)	1											
Propontocypris solida? RUGGIERI										13		
Pterigocythereis ceratoptera (BOSQUET)										3		
Pterigocythereis jonesii (BAIRD)	15									3		8
Quadracythere herbetiana (BOSQUET)								1				
Quadracythere cf. Q. *parva* (BAIRD)		1										
Ruggieria nuda MOYES										33	2	
Ruggieria tetraptera (SEGUENZA)										4		5
Sagmatocythere grateloupiana (BOSQUET)	1			1								
Semicytherura inversa (SEGUENZA)					1							
Urocythereis favosa (ROEMER)	38	9	3	4		6				2		
Xestoleberis glabrescens (REUSS)	16						1					2
Xestoleberis paisi? NASCIMENTO		3										2
Xestoleberis sp.										1		1
INDIVIDUOS /100 g	83	19	6	2	< 1	2	< 1	< 1	5	55	4	13
ESPECIES	14	15	6	3	1	3	2	3	9	32	7	13

Distribución y abundancia de ostrácodos

ESPECIES MUESTRAS	A3	A4	B1-3	B2-1	B2-2	B2-3	B2-4	D-3	D-4	D-10	C1-4	C2-3	C2-4	C2-5
Ammonia beccarii (LINNÉ)		11.9	21	43.2		39.6	15.7		27.8					
Ammonia inflata (SEGUENZA)	16.2	16.7		27.3	85	16.4		60		11.1		2.9	1	
Amphicorina proxima (SILVESTRI)	0.6													
Amphicorina scalaris (BATSCH)	1.7												1	
Anomalinoides helicinus (COSTA)											4.3			
Astacolus crepidulus (FICHTEL & MOLL)													1	
Bolivina reticulata HANTKEN	0.6					3					4.3	2.9		0.6
Brizalina arta (MACFADYEN)											4.3		2.6	3.3
Brizalina dilatata (REUSS)	0.6											2.9	3.4	
Brizalina spathulata (WILLIAMSON)							3.4					2.9		
Bulimina alazanensis CUSHMAN												3.8	3.4	9.3
Bulimina costata D'ORBIGNY								40			11	2.9	14.3	
Bulimina lappa CUSHMAN & PARKER	5.9											2		1.7
Bulimina minima TEDESCHI & ZANMATTI												2	3.9	1.1
Cancris auriculus (FICHTEL & MOLL)	9.7													
Cassidulina laevigata D'ORBIGNY											8.7	2	1.3	
Cibicidoides pseudoungerianus (CUSHMAN)											8.7	11.4	17	9.3
Cribroelphidium decipiens (COSTA)							5.6							
Dentalina aciculata (D'ORBIGNY)														0.6
Dentalina leguminiformis (BATSCH)											2.2		1.6	1.1
Dimorphina tuberosa D'ORBIGNY													1.6	
Dorothia gibbosa (D'ORBIGNY)														0.6
Elphidium advenum (CUSHMAN)	5	1.6								11.1				
Elphidium crispum (LINNÉ)	2	12.9	79	25		22.4	12.4			11.1		2.9		
Elphidium macellum (FICHTELL & MOLL)						6.7	5.6		11.1					
Eponides abatissae (SELLI)	5						5.6							
Eponides antillarum (D'ORBIGNY)										22.2		2.9		
Eponides sp.						3								
Globobulimina auriculata (BAILEY)														1.1
Globocassidulina oblonga (REUSS)												2		0.6
Globocassidulina subglobosa (BRADY)											2.2		2.1	0.6
Globulina gibba (D'ORBIGNY)	0.6													
Globobulimina pyrula (D'ORBIGNY)		8.9												
Globulina tuberculata D'ORBIGNY												2.9		
Gyroidinoides umbonatus (SILVESTRI)												2.9		
Hantsenisca soldanii (D'ORBIGNY)											8.7	2.9	3.4	6
Hanzawaia boueana (D'ORBIGNY)	11.6	2.9										2		0.6
Heterolepa bellincionii (GIANNINI & TAVANI)	15.3	5.9				3	9		5.6			3.9	5.5	10.8
Heterolepa praecincta (KARRER)										11.1				
Hopkinsina bononiensis (FORNASINI)	1.7											2.9		
Lagena costata (WILLIAMSON)												2.9	1.6	
Lenticulina curvisepta (SEGUENZA)												1		0.6
Lenticulina gibba (D'ORBIGNY)														1.1
Lenticulina inornata (D'ORBIGNY)											2.2			0.6
Lenticulina orbicularis (D'ORBIGNY)												1	1.3	0.6
Lenticulina rotulata (LAMARCK)												2.9	2.6	3.3
Lobatula lobatula (WALKER & JACOB)									11.1	11.1				
Marginulina costata (BATSCH)													1	
Marginulina glabra D'ORBIGNY														1.1
Marginulina hirsuta D'ORBIGNY														0.6
Marginulina tenuis BORNEMANN													1	
Martinottiella communis (D'ORBIGNY)											4.3		1	4.4
Neoconorbina orbicularis (TERQUEM)						3	9					2		
Neoconorbina williamsoni (CHAPMAN & PARR)	9.7								38.9	11.1				
Neoeponides schreibersii (D'ORBIGNY)														1.1
Nodosaria hispida D'ORBIGNY														0.6
Nodosaria pentecostata COSTA													1	1.1
Nonion boueanum (D'ORBIGNY)	11.7	31,8		4.5	15	3	28.1		5.6	11.1		2.9	0.8	
Nonion depressulum (WALKER & JACOB)							5.6							
Oridorsalis umbonatus (REUSS)												1		1.1
Ortomorphina tenuicostata (COSTA)	0.6	3,7										1	4.1	
Pandaglandulina dinapolii LOEBLICH & TAPPAN												1	1.3	
Planulina ariminensis D'ORBIGNY												1	2.4	1.7
Praeglobobulimina ovata (D'ORBIGNY)														0.6
Praeglobobulimina pupoides (D'ORBIGNY)	0.6													0.6
Pseudonodosaria aequalis (REUSS)														1.1
Pullenia bulloides (D'ORBIGNY)											8.7	3	3.7	4.9
Pullenia quinqueloba (REUSS)											2.2			1.1
Quinqueloculina oblonga (MONTAGU)												2.9		
Rectuvigerina siphogenerinoides (LIPPARINI)														1.1
Reusella spinulosa (REUSS)	1.3	3,7										1		
Rosalina globularis D'ORBIGNY)												1		0.6
Sigmoilopsis celata (COSTA)														1.8
Siphonina planoconvexa (SILVESTRI)											8.7			5
Sphaeroidina bulloides D'ORBIGNY											8.7		3.4	6
Spiroloculina depressa D'ORBIGNY														1.1
Spiroplectammina carinata (D'ORBIGNY)														1.1
Stilostomella consobrina (D'ORBIGNY)											4.3			
Stilostomella hispida (D'ORBIGNY)													2.1	
Stilostomella verneuili (D'ORBIGNY)													1.6	0.6
Stilostomella vertebralis (BATSCH)													1.3	0.6
Textularia sagittula DEFRANCE												3.9		1.7
Trifarina bradyi CUSHMAN												2		
Uvigerina canariensis D'ORBIGNY												3.8	2.1	
Uvigerina longistriata PERCONIG													6.8	4.5
Uvigerina peregrina CUSHMAN												2.9		0.6
Uvigerina striatissima PERCONIG											6.5	2		
Vaginulinopsis carinata SILVESTRI														1.1
Valvulineria bradyana (FORNASINI)														0.7
INDIVIDUOS /100 g	379	43	22	44	33	134	89	5	18	9	44	105	383	178
ESPECIES	19	11	2	4	2	9	10	2	6	8	17	38	32	47

Distribución y abundancia de foraminíferos bentónicos

ESPECIES MUESTRAS	A-3a	A-4	A-5	A-6	B2-4	D-3
Globigerina apertura CUSHMAN	F					
Globigerina bulloides D'ORBIGNY	VF					F
Globigerina eamesi BLOW	R					F
Globigerina parabulloides BLOW	R					F
Globigerinoides amplus PERCONIG	F					
Globigerinoides obliquus BOLLI	R			R	R	F
Globigerinoides ruber (D'ORBIGNY)	R		R			
Globigerinoides trilobus (REUSS)	F					F
Globorotalia scitula (BRADY)						F
Globorotalia ventriosa OGNIBEN						F
Orbulina Universa D´ORB		F		F		
Sphaeroidinellopsis seminulina (SCHWAGER)	R					
Turborotalia acostaensis (BLOW)						F
Turborotalia obesa (BOLLI)		R				F
Turborotalia pseudobesa SALVATORINI						F
Turborotalia sp.					VR	

Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos

PARTE III

Otras Aportaciones Paleontológicas al Complejo Basal Transgresivo: Dos Casos de Estudio

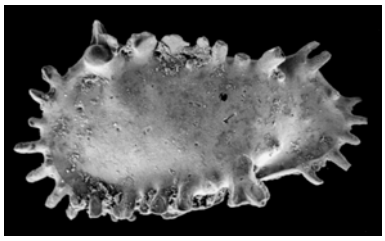
Capítulo 4

Tortonian Ostracods of Southwestern Europe

Capítulo 5

Estructuras de Escape y Equilibrio asociadas a *Conichnus conicus* como Indicadores de Tasas de Sedimentación Variables en Medios Litorales Tortonienses (Cuenca del Guadalquivir, SO de España)

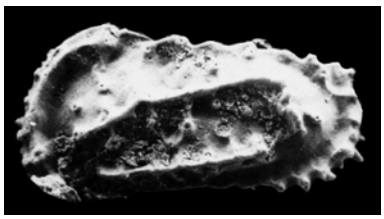
4 TORTONIAN OSTRACODS OF SOUTHWESTERN EUROPE



1. INTRODUCTION

2. TORTONIAN PALAEOGEOGRAPHY OF SOUTHWESTERN SPAIN

3. METHODOLOGY



4. RESULTS AND DISCUSSIONS
4.1. Facies: description, ostracod faunes and interpretation
4.2. The ostracod faunes

5. CONCLUSIONS

1. INTRODUCTION

The biostratigraphical utility of ostracods has been contrasted since Cambrian times (i.e., Bate and Robinson, 1978; Oertli, 1985; Colin and Lethiers, 1990). These microcrustaceans are especially important in regional correlation of neritic areas where the main planktonic markers (foraminifers, calcareous nannoplanckton) may be absent. In these shallow areas, it is desirable to define several zonations covering the different (palaeo-)environments (Llano, 1981; Brouwers, 1990; Zorn, 1997). In the Upper Neogene (Tortonian-Pliocene) of Southern Europe, these zonations have been tentatively delimitated in the Central and Eastern Mediterranean basins (Sissingh, 1972; 1976) and the Western Mediterranean basins (Carbonnel, 1969). On the Atlantic margin, the Tortonian ostracods distribution was only studied in the Landas basin (SW France; Moyes, 1965) and the Tajo and Algarve basins (Portugal) (Nascimento, 1988), although not zones were defined for this region. In this work, the Tortonian ostracod associations of the central and western sectors of the Guadalquivir foreland basin (SW Spain) were analyzed. Results were compared with those obtained in Portugal and France, in order to establish the major ostracod zones of the neritic and upper bathyal palaeoenvironments in Southwestern Europe during this period.

2. TORTONIAN PALAEOGEOGRAPHY OF SOUTHWESTERN SPAIN

During the Tortonian, the main seaways connecting the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean were (Fig. 1): a) the secondary Betic Corridor, extending in a SW-NE direction through the Guadalquivir Basin (South of Spain); and b) the most important Rifian Corridor, located northern Morocco. In these passages, evidences of physical constriction was found around 7.16-7.24 Myr ago (Krijgsman et al., 1999; Kouwenhoven et al., 2001) finishing with an isolation of the Mediterranean Sea from the surrounding major oceans (the Messinian Salinity Crisis or MSC; Hsü *et al.*, 1973) owing to ongoing tectonic processes and glacio-eustatic sea-level fluctuations (Garcés et al., 1998). The upper Neogene sedimentary history of the Guadalquivir Basin is characterized by the sedimentation of a wide variety of lithostratigraphic units in a foreland basin located between a passive margin (the Iberian Massif) to the North, and the active Betic Ranges to the South. Deposition along the northern passive margin of this basin starts with a variety of facies, according to their geographical situation. In the western sector, the sedimentary record is thin, being composed by both clastic and calcarenite deposits (Clauss and González-Regalado, 1993; Baceta and Pendón, 1999). The central sector is characterized either by only clastic deposits or calcarenite deposits (Sierro et al., 1990), whereas the eastern areas present mainly marly lithologies (Sierro et al., 1996).

In these sedimentary rocks, investigations about ostracods were mainly focussed in the Messinian-Lower Pliocene interval (Benson, 1976; Ruiz and González-Regalado, 1996). Nevertheless, a scarce attention was dedicated to the Tortonian associations (Borragan, 1966; Berggren et al., 1976). This paper tries to alleviate this partial lack.

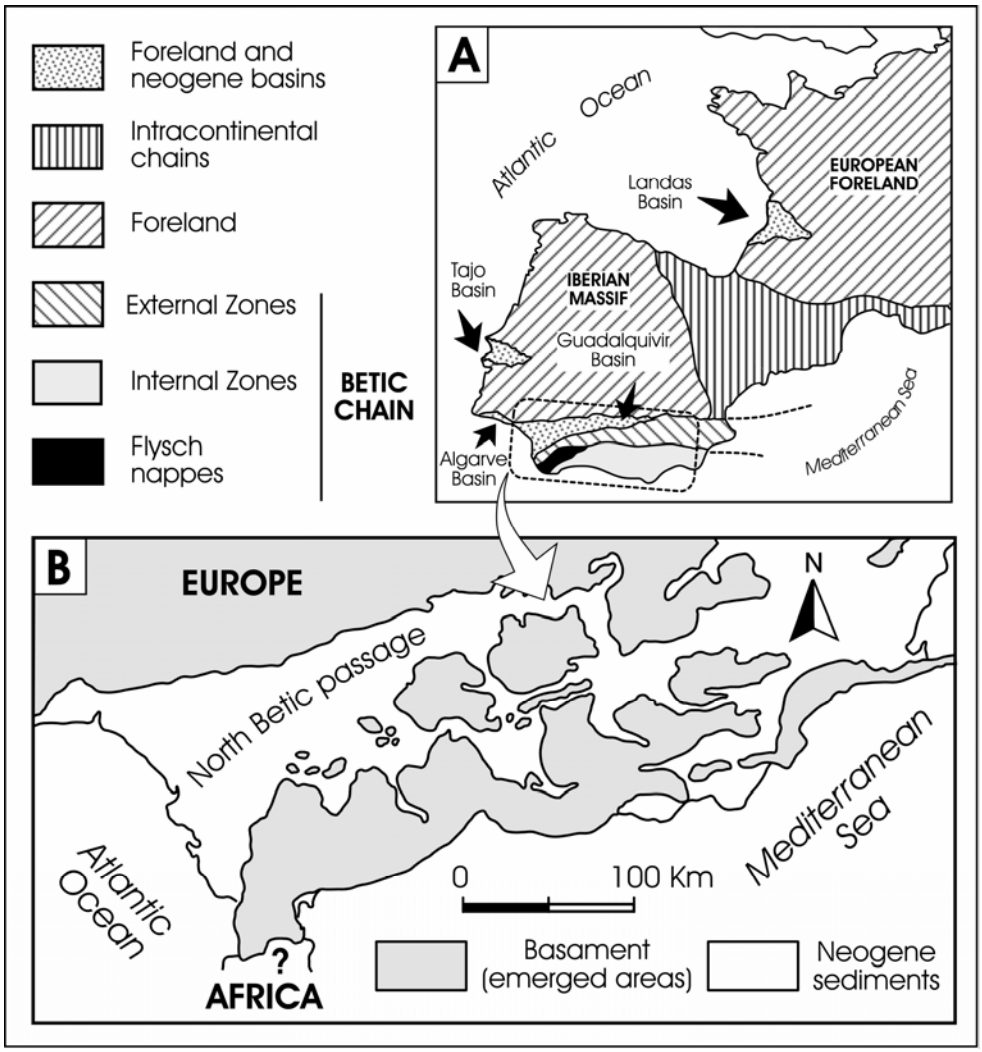


Figure 1. Regional setting and tortonian palaeogeography of Southern Spain.

3. METHODOLOGY

In the Guadalquivir Basin, four sections from the central sector (Fig. 2, A-D) and three sections from the western sector (Gibraleón, Niebla and Paterna del Campo) were selected for this study, all of Tortonian age (zone N16 of Blow; Baceta and Pendón, 1999; Pendón et al., 2001). Lithostratigraphy of each section was studied and the different facies associations were described. In addition, micropalaeontological sampling was undertaken, according to the main facies observed in the field. For each micropaleontological sample (250 g dry weight), the wash residue up to 63 μm was examined and all ostracods present were picked. Results are compared with the ostracod faunes observed in Tortonian sediments of Portugal

(Nascimento, 1988) and Southwestern France (Moyes, 1965). Each ostracod association includes the species observed in these two last areas and, to the less, in one of the areas analyzed (central or western) of the Guadalquivir Basin.

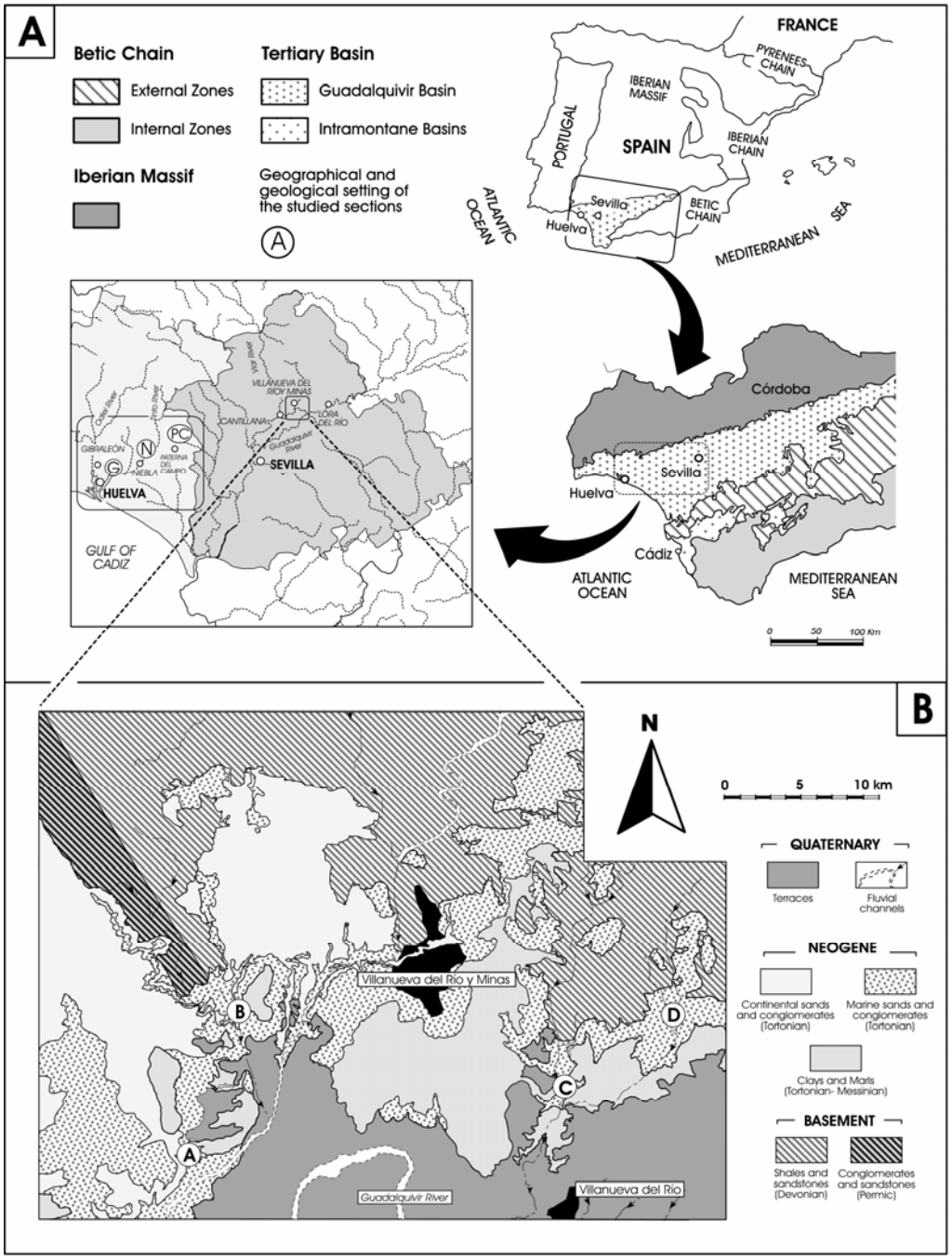


Figure 2. Geographical and geological setting of the two sectors studied. A-B-C-D indicate the local section.

4. RESULTS AND DISCUSSIONS

4.1. Facies: description, ostracod faunes and interpretation

Eight main facies associations have been distinguished in the sections studied. The first five associations (FA-1 to FA-5) were found only in the central sector (Fig. 3), whereas FA-7

(Niebla Formation; Baceta and Pendón, 1999) is exclusive of the western sector (Fig. 4) and the two remaining (FA-6 and FA-8) are present in both sectors. In these sediments, 108 species of ostracods were found and up to 2200 individuals were picked (Table 1).

SPECIES / SAMPLES	GB-1	GB-2	GB-3	GB-4	GB-5	N-1	N-2	P-1	P-2	A-3	B-1	B-2	B-3	B-4	C-2	C-3	C-4	C-5	D-4	D-9	D-10
Acanthocythereis hystrix					6	1															
Aurila larieyensis											3										
Aurila punctata									26		9	12	2		1				1		
Aurila semilunata								16	2												
Aurila vascoensis									1			1									
Aurila zbyzewskii						17	58	6	43	148	3	1								2	
Aurila cf. A. glabra							17														
Aurila sp. 1						5	131														
Aurila sp. 2							10														
Bairdoppilata rhomboidalis					1?										9						
Bairdoppilata triangulata						1	61	21	24		6										
Bosquetina carinella	6														4						
Buntonia dertonensis				5												1		1			
Bythocypris sp.		2	1	1																	
Bythocythere sp.											1										
Callistocythere canaliculata						1		3	44												
Callistocythere oertlii								19	55		3										
Callistocythere tetradactyla						3															
Callistocythere vigneaux								6													
Callistocythere sp.							3														
Carinocythereis antiquata								10	22												
Carinocythereis galilea								10							12						
Caudites calceolatus							1														
Celtia quadridentata										25	2				11						
Cistacythereis pokornyi															2	1					
Costa batei						2		3	2	26											
Costa punctatissima															31	1					
Costa tricostata				1	1											3					
Cyamocytheridea reversa	2																				
Cyamocytheridea sp.										3	1										
Cytherella confusa											1				4						
Cytherella consueta															15			7			
Cytherella vulgatella						5	2	9	22												
Cytherella cf. C. inequalis										2											
Cytherella cf. C. robusta		9																			
Cytherelloidea beckmanni															2			1			
Cytherelloidea variopunctata															2			2			
Cytheretta orthezensis						20	34		2												
Cytheretta rhenana rhenana								19	8	5	23	1									1
Cytheretta sp.										2											
"Cytheridea" praesulcata																		1			
Cytheropteron lancei							4								1		1				
Cytheropteron pyramidatum															1						
Cytheropteron sp.															2						
Echinocythereis scabra															3						
Eucythere sp.															1						
Falunia costata								1	13												
Falunia plicatula						29	25	13	42			2									1
Falunia rugosa								2													
Falunia ruida						7	1														
Flexus triebeli										5											
Graptocythere hscripta							2														
Haplocytheridea sp.															7						
Henryhowella asperrima															1	1	3	1			
Hermanites haidingeri						2	4	9	2												
Hiltermannicythere rugosa															1						
Hiltermannicythere sphaerulolineata								2							2						
Incongruellina marginata															1						
Krithe papillosa	7		11	3?													1				
Krithe pernoides																	2				
Krithe soustaensis															15	4					
Krithe cf. K. aequabilis																	1				
Krithe cf. K. sinuosa																	2				
Leptocythere foveolata						2	1	1	11												
Leptocythere sp.											1										
Loxoconcha perspicua?								13													
Loxoconcha punctatella						9	5	18	26						1						
Loxocorniculum? sp.								2													
Mutilus labiatus							8			3	2	1							1		
Mycrocytherura sp.							1														
Neocytherides linearis						2		1													
Nonurocythereis seminulum						27	61	1													
Occultocythereis bituberculata																	1	1			
Paracypris polita															1						
Paracytheridea fenestrata									2												
Paracytheridea triquetra						1			3												
Parakrithe dactylomorpha		5	7	3	5												2	12			
Parakrithe cf. P. ambigua																					
Pokornyella limbata											1										
Pontocythere elongata						2	33			1											
Procytheretta schulleri?							25														
Procytherides pumilio						1		3	2												
Propontocypris solida?															13						
Propontocypris sp.								9	2												
Pseudocytherura calcarata																					
Pterigocythereis ceratoptera						1			2						3						
Pterigocythereis jonesii				3	1					15					3			8			
Quadracythere herbetiana						1	5														1
Quadracythere cf. Q. parva											1										
Ruggieria nuda															33	2					
Ruggieria tetraptera					7										4			5			
Sagmatocythere grateloupiana										1			1								
Sagmatocythere napoliana								2	24												
Sagmatocythere cf. S. grateloupiana									1												
Semicytherura alata									3												
Semicytherura cribiformis								3	31												
Semicytherura inversa														1							
Semicytherura cf. S. acuta									1												
Semicytherura cf. S. resecta						1			3												
Sinesia triangularis postriangularis						13	30	8	5												
Urocythereis favosa									1	38	9	3	4		2				6		
Xestoleberis paisi						67	2	9	36		3							2			
Xestoleberis prognata						3	2	2	16	16								2		1	
Xestoleberis sp.						2	2								1			1			
INDIVIDUALS /100 g	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	91	212	110	240	116	28	8	2	< 1	55	4	5	13	2	< 1	< 1
NUMBER OF SPECIES	4	4	5	7	7	27	27	29	37	14	15	6	3	1	32	7	9	13	3	2	3
FACIES ASSOCIATION	8	8	8	8	8	6	6	6	6	6	2	4	6	6	5	8	8	8	5	5	8
SECTOR	**WESTERN GUADALQUIVIR**														**CENTRAL GUADALQUIVIR**						

Table 1. Ostracod abundance and diversity in the samples studied.

- ***Unfossiliferous conglomerates and coarse sands*** **(FA-1)**. This facies association consists of quartzite clast-supported conglomerates, forming single flow units with erosive bases. A typical feature is the presence of both coarsening and fining-upward units, as well as rubefacted clasts. No fossils were found within these facies. These characteristics suggest a fluvial origin (debris flow, lag deposits, channel fill) for this association (Miall, 1984).

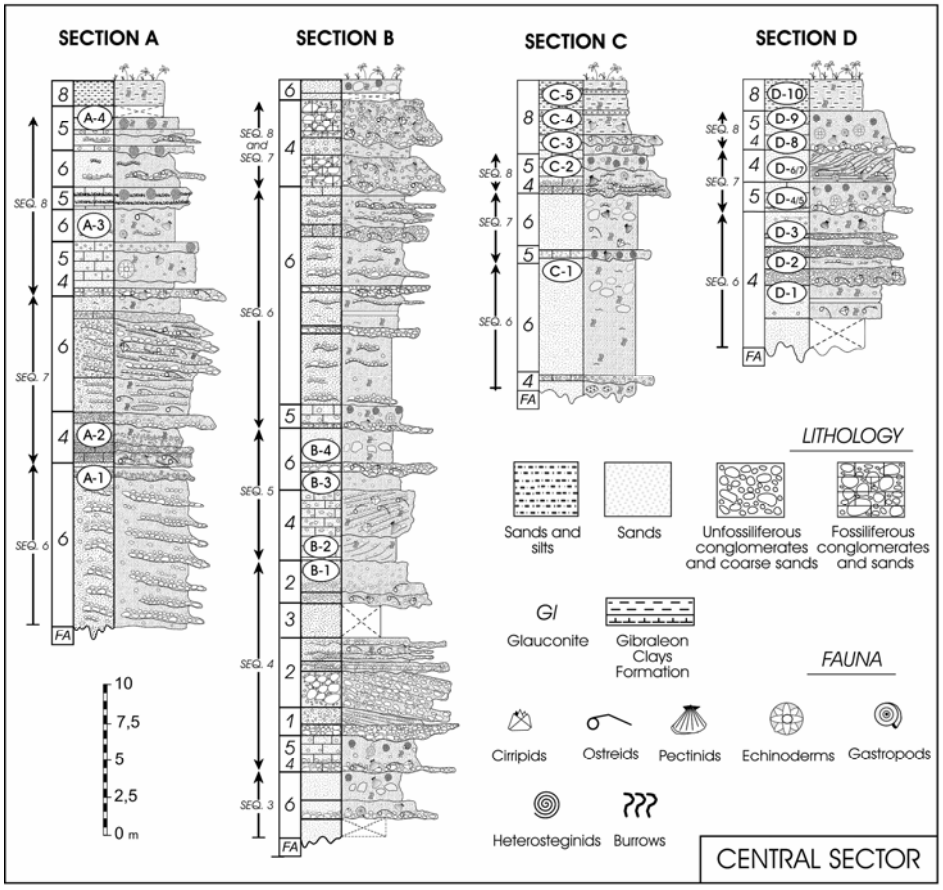


Figure 3. Lithostratigraphy, facies associations (FA), samples location and sedimentary sequences of the sections selected in the central sector of the Guadalquivir Basin.

- ***Cross-bedded conglomerates and coarse sands*** **(FA-2)**. This association is composed of alternating conglomerates and coarse sands (< 0.5 m thickness) with a clast-size average between 0.5-10 cm, granule clast-sized and arranged into trough cross-bedding. These deposits are interbedded between conglomerate bodies belonging to association FA-1. Ostracods are absent in these facies. These rocks may be originated from alluvial streams, causing the infill of minor channels and/or bar construction.

- ***Unfossiliferous yellow coarse-medium sands*** **(FA-3)**. These sediments comprise yellow coarse-medium sands (1-3 m thickness) disposed either in massive horizons, coarse sandy-X-bedding, trough-X-bedding and planar-X-bedding. These unfossiliferous facies are laterally related to other facies associations (FA-1 and FA-4) and may represent the final consequence of alluvial processes in marine settings (delta) consisting of planar flows during both low and upper flow regimes.

- ***Fossiliferous conglomerates and coarse sands*** **(FA-4)**. These deposits are constituted by alternating conglomerates and sands, locally cemented, showing a crude horizontal lamination accompanied of a normal/reverse grading of the clasts. Pectinids, cirripeds (*Balanus*), fragments of echinoderms (*Clypeaster*) and moulds of gastropods (*Conus*, *Turritella*) are frequent. Sporadic ostracods (*Urocythereis favosa*, *Aurila zbyszewskii*, *Cytheretta rhenana rhenana*) were found near the limit with the upper association FA-8. This fossil record is indicative of a coastal, shallow marine environment (Yassini, 1979; Ruiz et al., 1997).

- ***Fossiliferous yellow coarse-medium sands*** **(FA-5).** This facies association includes coarse-medium sands, frequently cemented with a crude horizontal lamination. Trough cross-bedded sands are laterally located upon a basal unconformity, associated to lag deposits. The main palaeontological feature is the presence of cemented lumachellic accumulations (15-100 cm thickness) of the nummulitid *Heterostegina gomez-angulensis*, commonly found with large echinoderms (*Clypeaster*) and ostreids. Ostracods are poorly represented in some isolated samples, with scarce individuals of *A. zbyszewskii*, *C. rhenana rhenana* and *U. favosa*. This microfossiliferous assemblage suggests inner platform conditions, deeper than association FA-4 due to the abundance of nummulitids. These samples contain high percentages of adults (71-100 %) and closed carapaces (43-65 %), two features of very energetic environments with moderate to high rates of sedimentation (Oertli, 1970; Whatley, 1988). Near the transition with the upper association FA-8, these species can be accompanied by rare specimens of *Pterygocythereis jonesii*, *Celtia quadridentata* and *Costa batei*.

- ***Fossiliferous sands and silts (FA-6).*** These facies consist of yellow quartzite sands and silts, either loose or early cemented, including some conglomeratic and microconglomeratic levels. These facies present erosional base and are arranged into thickening and coarsening upward sequences, of meter scale, with cross-bedding and parallel- and ripple-lamination. Ostracods are abundant (Tab. 1: > 25 species/sample; > 90 individuals/100 g), being represented by frequent valves and carapaces of *Aurila* spp., *Callistocythere canaliculata*, *Callistocythere oertlii*, *Loxoconcha punctatella*, *Senesia triangularis postriangularis* and *Xestoleberis paisi*. These sediments were deposited in an open shallow marine environment (10-15 m depth), probably attached to deltaic and/or beach systems, confirming an early interpretation of Viguier (1974).

- ***Sandy Calcarenites*** **(FA-7).** These carbonate-siliceous deposits (Niebla Formation; Baceta and Pendón, 1999) consist of coarse calcarenites/calcirudites (grainstone-rudstone) lacking o rare micrite matrix and comprising a lot of coarse sand-sized quartz. The carbonate fraction includes reworked fragments of bivalve shells (mainly Ostreidae and Pectinidae), red algae, heterosteginids, and small benthic foraminifers (*Elphidium*), with remains of bryozoans, echinoderms and serpulids as minor constituents. No ostracods were observed in the samples analyzed. These sediments could be deposited in high energy beaches (shoreface facies), because of the coarse grain-size of the sediments and the high fragmentation of the bioclastic components.

- ***Grey silts and shales*** **(FA-8).** These facies are composed by massive grey clays which are unconformably disposed over the remaining facies associations. These fine deposits are included in the Gibraleón Clays Formation (Civis et al., 1987), with a distinctive glauconitic level near the base in the two studied sectors. Bivalves (*Palliollum*, *Amussium*), condricthtians (*Isurus*, *Odontaspis*, *Carcharocles*) and echinoderms (*Schizaster*) are the main macrofossils. Near the base of this unit, *Costa batei*, *Ruggieria nuda*, *Cytherella* spp. and *Krithe soustaensis* are the most representative ostracods, being progressively replaced by *Henryhowella asperrima*, *Krithe pernoides* and *Parakrithe* spp. According to the foraminiferal assemblages (Civis and Sierro, 1987; González-Regalado and Ruiz, 1996), the glauconitic level was deposited in a circalittoral environment, with an increasing depth towards the top (external platform-upper talus).

4.2. The ostracod faunes

4.2.1. ***Ostracods and Tortonian palaeoenvironments.*** An approximate palaeoecological reconstruction of the Tortonian palaeoenvironments of southern Spain can be fact in agreement with the ostracod data contributed of Moyes (1965), Carbonel (1980), Nascimento (1983), Carbonel (1985) and Lachenal (1989). The majority of the species collected in the two sectors analyzed in the Guadalquivir Basin inhabited mainly in the infralittoral environments (associations FA-4, FA-5 and FA-6), at depths down to 50 m. In these shallow areas, several groups of species may be distinguished:

a) Some species inhabited on phytal environments (algae, phanerogams). This group is composed by *Xestoleberis glabrescens*, *Cyamocytheridea reversa*, *Hemicytherura videns* or *Cytheretta orthezensis.*

b) Surrounding these vegetated areas, the peryphital areas were colonized by ornate species of *Semicytherura* (*S. inversa*), *Callistocythere* (*C. canaliculata*, *C. oertlii*, *C. vigneauxi*) and *Sagmatocythere* (*S. grateloupiana*, *S. napoliana*). These species may be occasionally accompanied by individuals of the genus *Aurila*, which segregate mucus and adhere to the stems and/or rhizomes (Whatley, 1976).

c) The ostracode association of sandy substrates was mainly formed by *Urocythereis favosa*, *Nonurocythereis seminulum*, *Pontocythere elongata* and heavily ornate forms of *Aurila* (*A. punctata*, *A. zbyszewskii*). Most of these species are fed of the discrete particles (detritus, bacteria) collected by processing the bottom sediments.

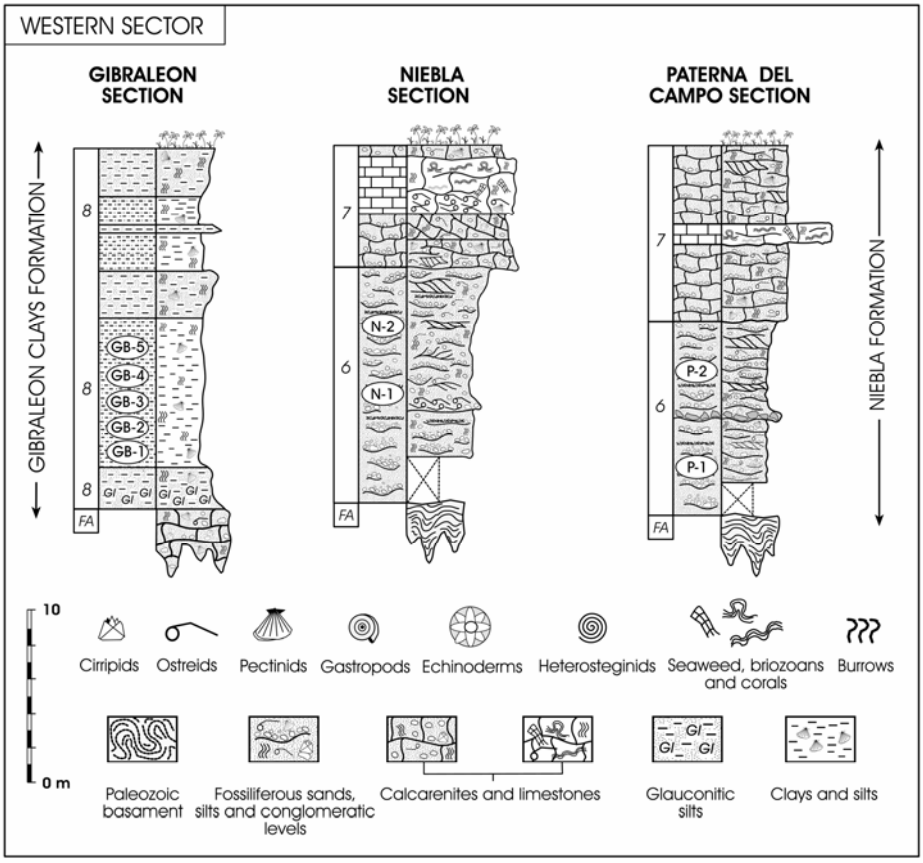


Figure 4. Lithostratigraphy, facies associations (FA), samples location and sedimentary sequences of the sections selected in the western sector of the Guadalquivir basin.

In addition, some opportunistic species would be present in any of there three palaeoenvironments. Some species of *Loxoconcha* and *Semicytherura* may be included in this new infralittoral group. The circalittoral -open marine- association (50-150 m depth) was mainly composed by *Costa batei*, *Celtia quadridentata*, *Echinocythereis scabra*, *Pterigocythereis ceratoptera/jonesii*, *Falunia rugosa*, *Bosquetina carinella* and *Ruggieria nuda*. These species are well represented near the base of the association FA-8, whereas *Parakrithe dactylomorpha*, *Henryhowella asperrima*, *Cytherella consueta*, *Ruggieria tetraptera* and *Costa tricostata* characterize the upper levels sampled. This change would indicate the transition

toward new external platform/upper bathyal palaeoenvironments (150-300 m depth; Ruiz and González-Regalado, 1996). In the two sectors studied, Tortonian lower bathyal deposits are absent, although they have been observed in the El Cuervo section, located in the Cádiz province. This ostracod association is composed of *Cytherella vulgata*, *Henryhowella asperrima*, *Xestoleberis prognata*, *Krithe* spp., *Parakrithe* spp., *Bradleya dyction* and *Oblitacythereis ruggierii* (Berggren et al., 1976).

4.2.2. ***Tortonian ostracode zonation of Southwestern Europe.*** If we compare this distribution and the data extracted of Moyes (1965) and Nascimento (1983; 1988) an ostracod zonation may be proposed for this region (Plate 1). This zonation would include three zones (Fig. 6).

- Infralittoral. This zone is characterized by *Cytheretta orthezensis*, *Cytheretta simplex*, *Hermanites haidingeri*, *Hiltermannicythere sphaerulolineata*, *Mutilus labiatus*, *Neocytherideis linearis*, *Paracytheridea triquetra* and *Urocythereis favosa*.

- Circalittoral. This zone is recognized by the joint presence of *Bosquetina carinella*, *Costa batei*, *Echinocythereis scabra*, *Paracypris polita* and, occasionally, *Ruggieria tetraptera*.

- Outher platform/Upper bathyal. The main species that compose this zone are *Henryhowella asperrima*, *Krithe soustaensis* and *Costa tricostata*, accompanied of several species of *Cytherella* and *Parakrithe*.

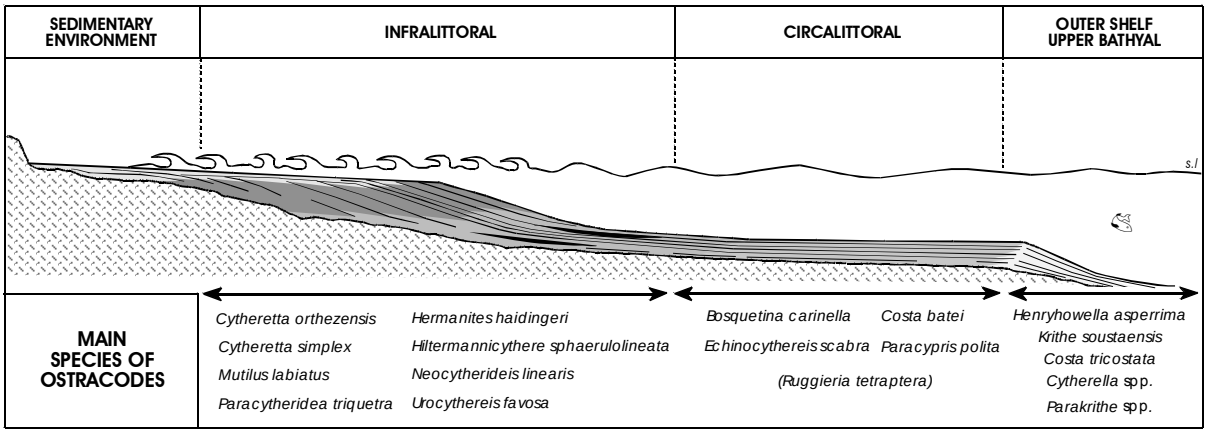


Figure 6. Proposed ostracod zonation for the Tortonian of southwestern Europe.

4.2.3. ***Biostratigraphical notes.*** Of the 108 species identified in the Tortonian samples from southern Spain, sixteen (i.e., *Cytheretta orthezensis*, *Cytheretta rhenana rhenana*, *Loxoconcha punctatella*, *Sagmatocythere grateloupiana*) have a long stratigraphical range comprising from the Aquitanian to the Pliocene in southwestern Europe (Moyes, 1965; Yassini, 1969;

Nascimento, 1988). At present, some of them live in the neritic/bathyal environments of this region and the adjacent Mediterranean, such as *Costa batei* or *Henryhowella asperrima* (Yassini, 1979; Ruiz et al., 2000).

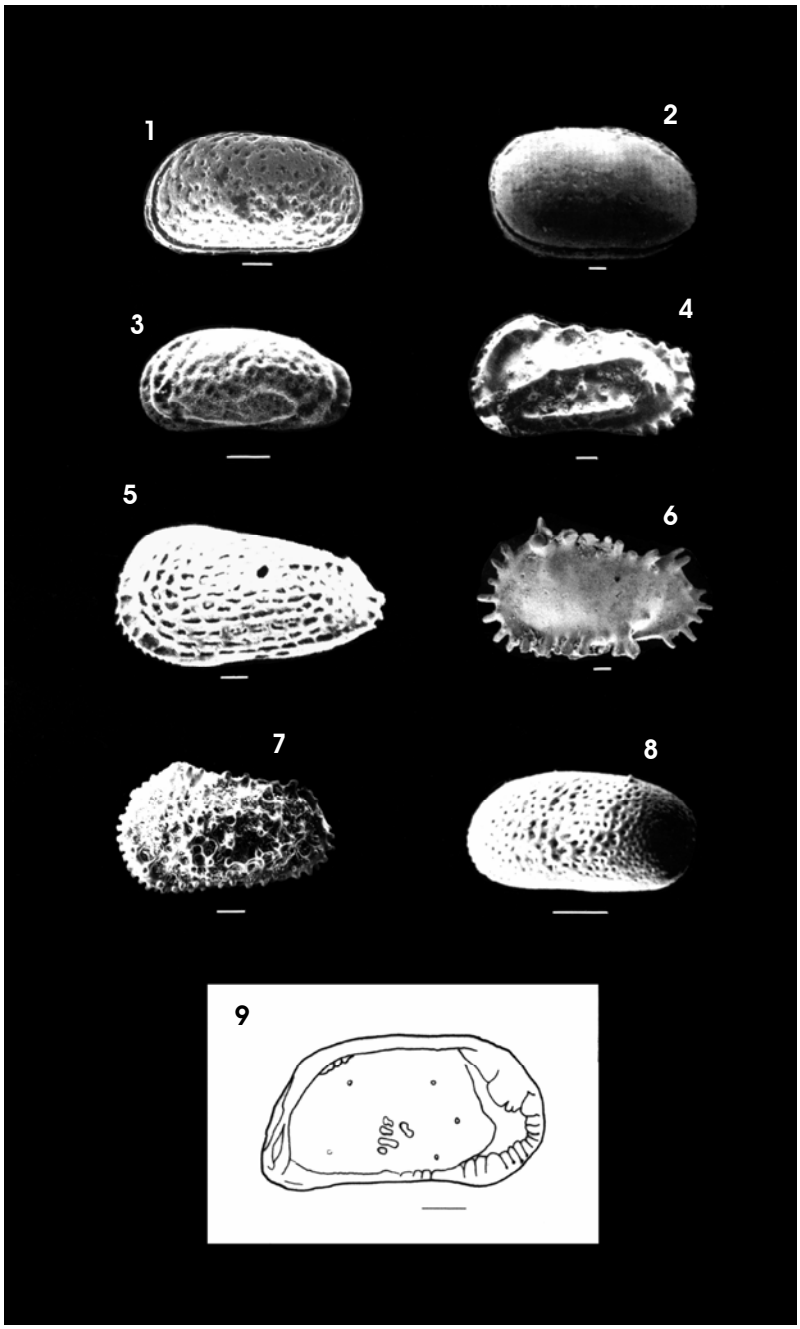


Plate 1. (1) *Urocythereis favosa* Roemer, (2) *Cytheretta* sp., (3) *Callistocythere rastrifera* (Ruggieri), (4) *Costa batei* (Brady), (5) *Celtia quadridentata* (Baird), (6) *Pterigocythereis jonesii* (Baird), (7) *Henryhowella asperrima* (Reuss), (8) *Cytherella* sp., (9) *Krithe* sp. Scale = 100 mm.

A first biostratigraphycal approximation may be made with the coexistence of a group of species (*Cytherella confuse*, *Cytherella consueta*, *Neocytherideis linearis*, *Krithe papillosa*) confined to the Aquitanian-Tortonian interval together with some taxa (*Acantocythereis hystrix*, *Aurila vascoensis*, *Costa punctatissima*, *Krithe pernoides*) that appear during the

SPECIES	AQUITANIAN	BURDIGALIAN	LANGHIAN	SERRAVALLIAN	TORTONIAN	MESSINIAN	PLIOCENE
Acanthocythereis hystrix					G2	G2	G2
Aurila punctata	F	F	F	F	G1-G2-F	F	F
Aurila semilunata					G2-P		
Aurila vascoensis					G2-F	F	
Aurila zbyszewskii					G1-G2-P		
Bairdoppilata rhomboidalis	F	F			G1		
Bairdoppilata triangulata	F	F			G1-G2		
Bosquetina carinella		F			G1-G2-P-F	G2-F	
Buntonia dertonensis					G1	G2	G2
Buntonia multicostata					G2	G2	
Callistocythere canaliculata	P			P	G2-P		P
Callistocythere oertlii					G2		
Callistocythere tetradactyla					G2		
Callistocythere vigneauxi					G2-P		
Carinocythereis antiquata					G2		
Carinocythereis galilea					G2-P		
Caudites calceolatus					G2		G2
Caudites ungeri		F		P-F	G2-F	F	P-F
Celtia quadridentata				F	G1-F	F	G2
Costa batei	P-F	P-F	P-F	P-F	G1-G2-P-F	F	
Costa punctatissima					G1-P	F	F
Costa tricostata	F	F	F	F	G1-G2-F	G2	
Cyamocytheridea reversa	P	P		P	G1-P		
Cyamocytheridea strigulosa	F	F	F	F	G2-F	F	
Cystacythereis pokornyi					G1		G2
Cytherella confusa	F	F		F	G1-F		
Cytherella consueta	F	F	F	F	G1-F		
Cytherella vulgatella					G2		
Cytherelloidea beckmanni					G1		G2
Cytherelloidea variopunctata	F	F	F	F	G1		
Cytheretta orthezensis	P-F	P-F	P-F	P-F	G2-P-F	F	F
Cytheretta rhenana rhenana	P-F	P-F	F	F	G1-P-F	F	
Cytheretta simplex	F	F		F	G2-P-F		P
"Cytheridea" praesulcata	F				G1		
Cytheropteron lancei					G1-G2	G2	
Cytheropteron pyramidatum					G1		
Echinocythereis scabra	P-F	P-F	F	P-F	G1-P-F	F	F
Falunia costata					G2-P		G2-P-F
Falunia plicatula	F	F	F	F	G1-F	F	G2-F
Falunia rugosa					G2-P		G2
Falunia ruida					G2		
Flexus triebeli	P			P	G1		G2-P
Graptocythere hscripta					G2		
Hemicytherura videns	P				G2-P		P
Henryhowella asperrima	F	F		F	G1-G2-P-F	G2-F	G2-F
Hermanites haidingeri	P-F	P-F	F	P-F	G2-P-F	F	P-F
Hiltermannicythere rugosa					G1-P		G2
Hiltermannicythere sphaerulolineata	P-F	P-F	F	P-F	G1-G2-P-F	P-F	G2
Incongruellina marginata					G1	G2	G2
Krithe papillosa	P-F	P-F	P-F	P-F	G1-F		F
Krithe pernoides					G1	F	F
Leptocythere foveolata				P	G2-P		P
Loxoconcha punctatella	P-F	F	F	P-F	G1-G2-P-F	F	P-F
Mutilus labiatus				P	G1-P-F	F	F
Mutilus retiformis					G2		
Neocytherideis linearis	P-F	F	F	F	G1-G2-P-F		
Nonurocythereis seminulum				P	G2-P		G2
Occultocythereis bituberculata	F				G1		
Paracypris polita	P	P-F	F	F	G1-P-F		
Paracytheridea fenestrata	P				G2		
Paracytheridea triquetra	P-F	P-F		P-F	G2-P-F	F	P-F
Parakrithe dactylomorpha					G1-G2	G2	G2
Parakrithe soustonsensis				F	G1-P-F	F	
Pontocythere elongata					G2	G2	G2
Procytheretta ¿schoelleri?	P-F	P-F		F	G2-F		
Procytherideis pumilio					G2		
Pseudocytherura calcarata	P-F	P-F			G2		G2
Pterigocythereis ceratoptera				P	G1-P-F	G2-F	
Pterigocythereis jonesii					G1-G2-P	G2	G2
Quadracythere herbetiana	F				G1		
Ruggieria nuda	F		P		G1-F	F	F
Ruggieria tetraptera				F	G1-G2-P-F	G2-F	G2-P
Sagmatocythere grateloupiana	P-F	F	F	F	G1-G2-F	F	F
Sagmatocythere napoliana					G2		G2
Semicytherura alata					G2		
Semicytherura cribiformis					G2		
Semicytherura inversa	P-F	P-F		P-F	G1-F		P
Siniesia triangularis postriangularis					G2		
Urocythereis favosa				P-F	G1-G2-P-F	F	P-F
Xestoleberis glabrescens	P-F	P-F	F	P-F	G1-G2-P-F	F	P-F
Xestoleberis paisi					G2-P		

Table 2. Biostratigraphical and palaeogeographical distribution of the ostracod species found in the Tortonian sediments of Southern Spain. Grey: species selected for the Tortonian zonation. G1: Central sector of the Guadalquivir basin; G2: Western sector of the Guadalquivir basin; P: Portugal; F. France.

Tortonian (Table 2). The Tortonian age of this assemblage is confirmed by the presence of several species restricted to this period in South-western Europe. The most representative species are *Aurila semilunata*, *Aurila zbyszewskii*, *Callistocythere canaliculata*, *Callistocythere vigneauxi* and *Carinocythereis galilea*, which may be used as biostratigraphical markers for this period in this zone.

5. CONCLUSIONS

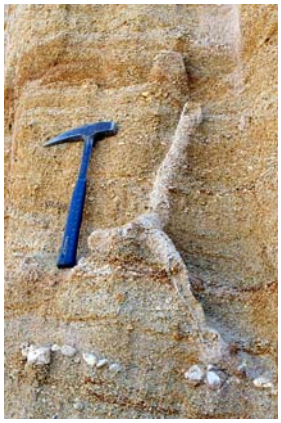
The analysis of seven Tortonian sections of the Guadalquivir Basin permits to delimitate: a) eight facies association, characterized by their lithological, stratigraphical and faunal features; and b) three ostracode associations belonging to three different palaeoenvironments (infralittoral, circalittoral and outer platform/upper bathyal). A comparative correlation with the Tortonian ostracod faunas of France and Portugal permits to perform a common zonation for southwestern Europe during this period.

5 ESTRUCTURAS DE ESCAPE Y EQUILIBRIO ASOCIADAS A *CONICHNUS CONICUS* COMO INDICADORES DE TASAS DE SEDIMENTACIÓN VARIABLES EN MEDIOS LITORALES TORTONIENSES DEL SO DE ESPAÑA

1. INTRODUCCIÓN

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

3. CONTEXTO DEPOSICIONAL



4. METODOLOGÍA

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN
5.1. Sistemática y significado de *Conichnus*
5.2. Otros icnogéneros
5.3. Análisis de la Icnofábrica *Ophiomorpha/Conichnus*
5.4. Morfología de *Conichnus* e Interpretación
5.5. *Conichnus* vs. Tasas de sedimentación
5.6. Icnoasociación e Icnofábrica en Intervalos Transgresivos

6. CONCLUSIONES

1. INTRODUCCIÓN

En la actualidad, la utilización de las trazas orgánicas como herramientas en la interpretación genética de las facies sedimentarias se encuentra aceptada de forma muy amplia, especialmente en depósitos cuyas secuencias de estructuras sedimentarias se encuentran parcial o completamente enmascaradas por la actividad de animales y plantas contemporáneas al depósito (Taylor y Goldring, 1993, Taylor et al., 2003). Por otro lado, la ausencia o la baja densidad de aparición de estructuras de origen orgánico en determinados depósitos sedimentarios, también contribuyen a deducir con claridad las condiciones en las que se produce la sedimentación. En este último caso, el estudio sedimentológico e icnológico de facies puede ser especialmente útil cuando se realiza en medios en los que son frecuentes los cambios en la dinámica sedimentaria, a partir de icnotaxones que pueden registrar dichos cambios a través de un reajuste continuo de su posición de equilibrio con la interfase sedimento-agua (*spreiten* de equilibrio), como es el caso de *Conichnus* Myannil, 1966. En estas circunstancias, las inferencias icnológicas se utilizan para estimar tasas, magnitudes y frecuencia de los procesos sedimentarios (p.e., Goldring, 1962).

En el sector central de la Depresión del Guadalquivir (SO de España), se ha descrito la aparición de *Conichnus* y otras estructuras de origen orgánico en rocas sedimentarias pertenecientes al Complejo Basal Transgresivo (Abad et al., 2003; CBT, Pendón et al., 2004). En este trabajo se introduce el estudio y evolución de las icnoasociaciones e icnofábrica registradas dentro del CBT, si bien su principal aportación se centra en el análisis de la diversidad morfológica mostrada por *Conichnus* y su interpretación como variaciones en el comportamiento del productor en respuesta a cambios en la dinámica sedimentaria. Esta diversidad ya ha sido puesta de manifiesto en medios fósiles (Gibert et al., 1998; Savrda, 2002) y en medios actuales a través del estudio del comportamiento de la anémona marina *Cerianthus lloydii* bajo diferentes condiciones tasas de sedimentación (Shäfer, 1962; Bromley, 1990).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio se sitúa en el sector central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir, concretamente en las proximidades de la localidad de Villanueva del Río y Minas (Sevilla) (Fig. 1). En este sector, una sucesión neógena aflora discordantemente sobre los materiales de la Meseta Ibérica, constituidos por conglomerados, pizarras y cuarcitas paleozoicas. Estos depósitos transgresivos tortonienses fueron propiciados por el ascenso eustático asociado al Ciclo 3.2 (Haq et al., 1988), y por la rotación del depocentro de la

cuenca hacia el Noreste, tras el emplazamiento del cinturón de cabalgamientos de las Zonas Externas Béticas, y por un importante evento subsidente relacionado con procesos litosféricos profundos. Este proceso de deformación tectónica permitió la rotación destral de la cuenca de antepaís bética y provocó que una nueva secuencia deposicional progresará directamente sobre la Meseta Ibérica (Secuencia B, Sierro et al., 1990). Las facies distinguidas en los depósitos estudiados son, principalmente, de naturaleza clástica y depositadas en medios tanto continentales (aluvial/fluvial), como costeros (playas y deltas) y marinos (plataforma marina somera y profunda). En este sector, la sucesión neógena ha sido subdivida en dos unidades litoestratigráficas (Fig. 2A):

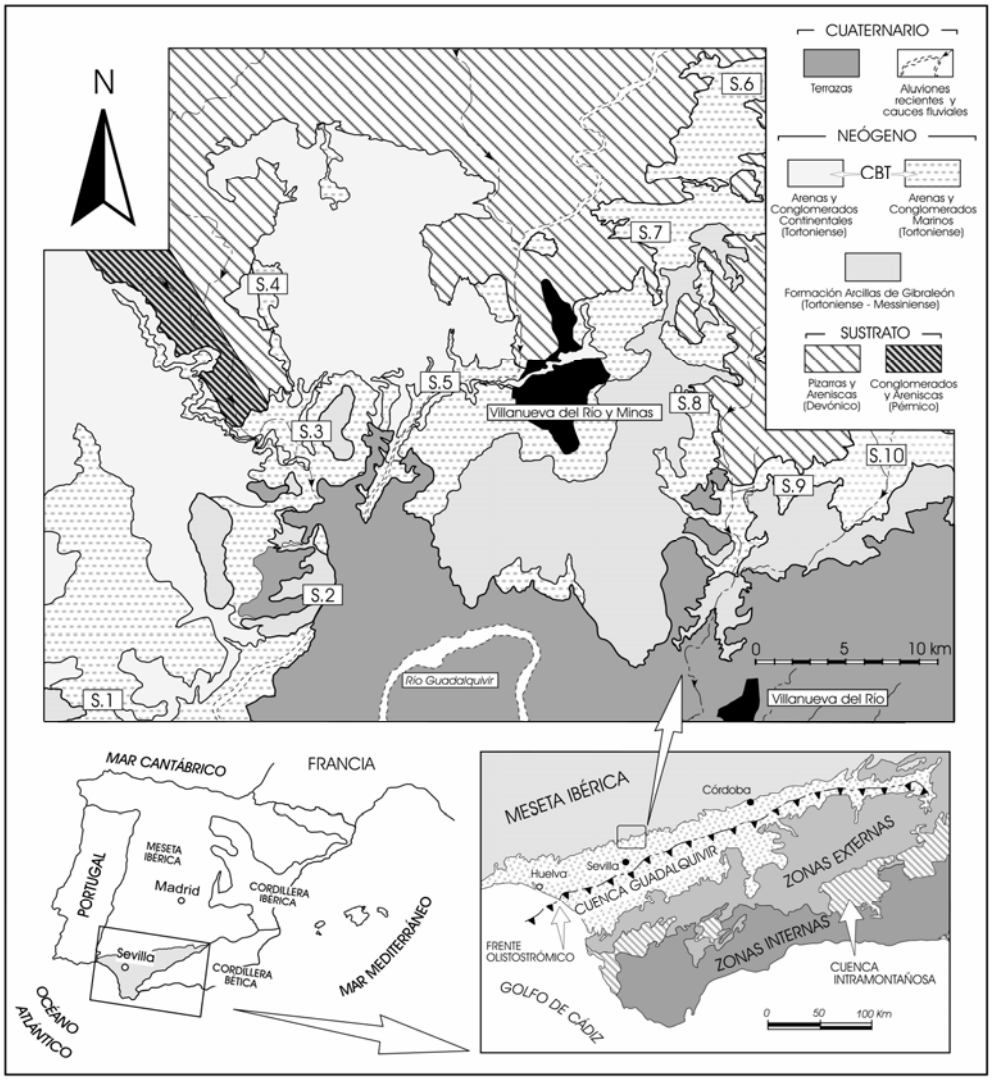


Figura 1. Situación geográfica y contexto geológico del área de estudio. S.1. Localización de las secciones estratigráficas estudiadas.

1) El Complejo Basal Transgresivo (CBT, Pendón et al., 2004), de edad Tortoniense, incluye los materiales estudiados en este trabajo. Se encuentra formado por una serie de depósitos siliciclásticos de naturaleza arenosa-conglomerática entre los que se intercalan de forma recurrente varias barras calcareníticas y calizas, en ocasiones muy fosilíferas. Esta unidad

está compuesta por varias secuencias de escala métrica y decamétrica (Secuencias Fundamentales, Abad et al., 2004), que presentan una parte transgresiva inferior (facies calcareníticas y calizas) y una parte progradante superior, constituidas por depósitos siliciclásticos de origen deltaico y de playa.

2) La Formación "Arcillas de Gibraleón" (FAG; Civis et al., 1987), de edad Tortoniense superior-Plioceno inferior (Sierro, 1985), constituida por una sucesión bastante monótona de arcillas y margas, muy rica en microfauna planctónica y bentónica. La transición entree el CBT y las Arcillas de Gibraleón se encuentra definida por un nivel de arenas con glauconita, muy rica en restos fósiles, interpretado como un nivel de condensación en varios sectores de la cuenca (Baceta y Pendón, 1999).

3. CONTEXTO DEPOSICIONAL

La distribución lateral y vertical de las secuencias litorales tortonienses incluidas en el CBT, permite deducir que la dinámica costera esbozada durante el depósito fue compleja, con cambio relativamente rápidos e importantes. Se diferencian dos etapas recurrentes en la evolución secuencial del CBT (Figs. 2 y 3) (Pendón *et al.*, 2004):

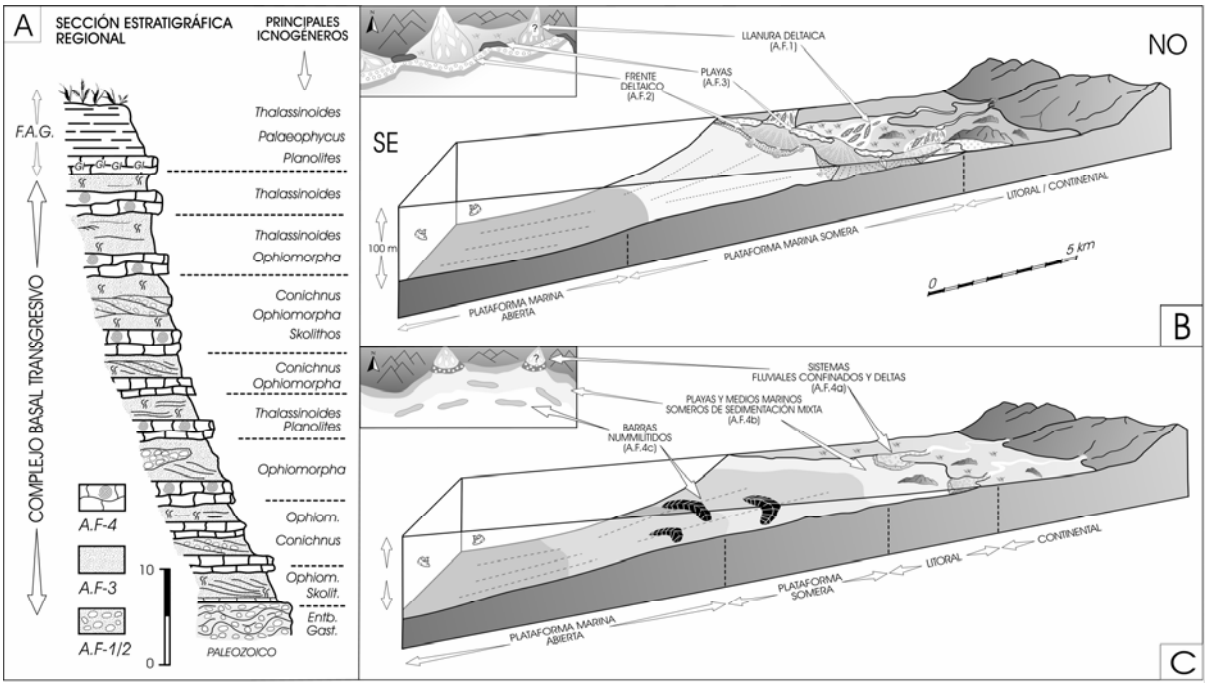


Figura 2. (A) Sección estratigráfica regional del sector estudiado y principales icnotaxones identificados en las diferentes etapas progradantes de los sistemas costeros: A.F. 1-2, Asociación de facies de medios fluviales y deltaicos; A.F. 3, Asociación de facies de medios de playas y marinos someros; A.F. 4, Asociación de facies transgresivas (plataforma marina de sedimentación mixta); F.A.G, Formación Arcillas de Gibraleón. Reconstrucción paleogeográfica del área de estudio, durante el Tortoniense, en etapas de nivel del mar estable (B) y etapas transgresivas (C).

1) Etapas progradantes (Fig. 2B), durante las que el nivel del mar permanecía estable. En estos materiales siliclclásticos, y generalmente de naturaleza litoral, se centra este trabajo. La configuración paleogeográfica de la costa en estos momentos, se encontraba constituida por unos o varios sistemas deltaicos instalados sobre la plataforma marina, en la que se desarrollaría en su parte distal una llanura deltaica (Asociación de Facies 1) y un frente deltaico (Asociación de Facies 2).

De forma intermitente, se produciría la llegada a esta zona de grandes volúmenes de arenas y gravas mediante carga tractiva transportada por los sistemas fluviales trenzados o a través de flujos gravitacionales en los momentos de grandes avenidas. El oleaje y las tormentas retrabajaban el sedimento acumulado en forma de barras de desembocadura y en el propio frente deltaico, ampliando la disponibilidad de volumen de sedimento en el medio.

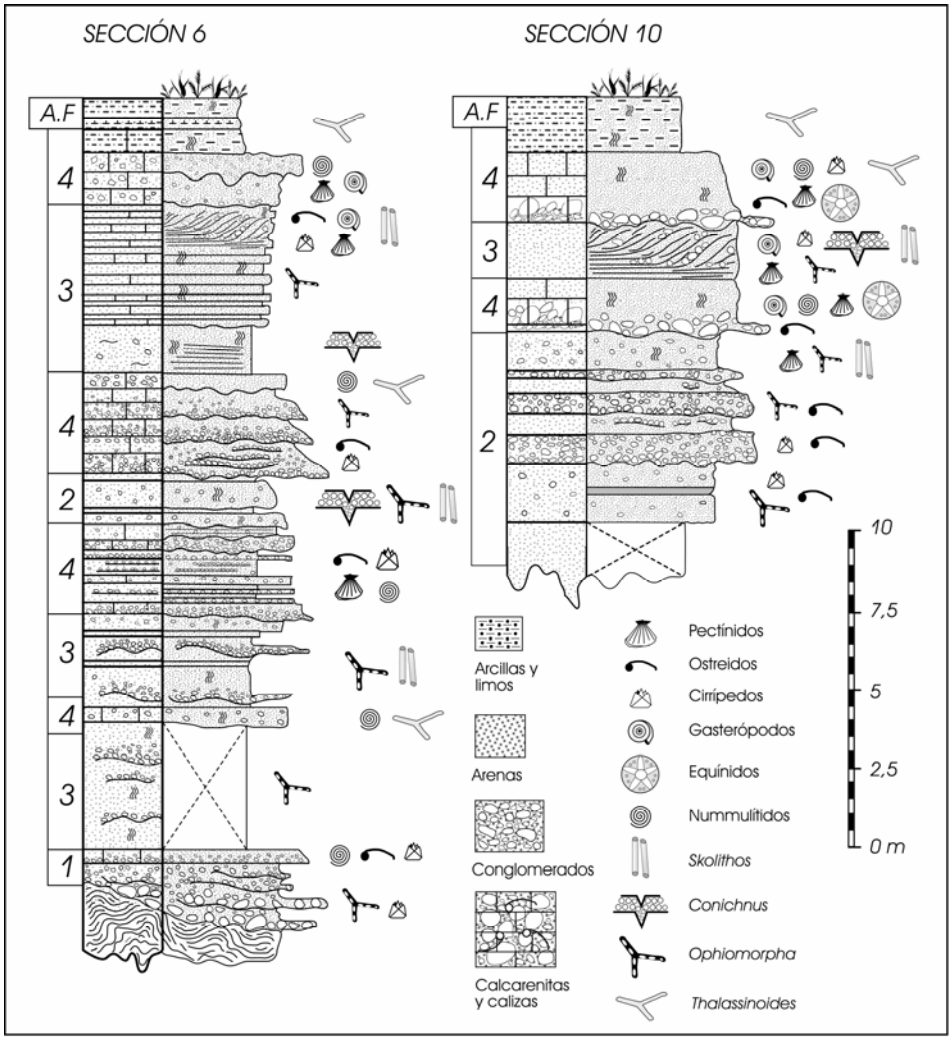


Figura 3. Ejemplo de dos secciones estratigráficas 6 y 10 (S. 6 y S. 10 en Fig. 1) en las que se representan las principales asociaciones de facies, icnotaxones y fauna descritas en el área de estudio. A. F., Asociación de Facies.

Las playas se formarían directamente sobre el basamento, como consecuencia del nuevo espacio de acomodación creado tras varios episodios rápidos de ascenso del nivel del mar (ver etapas transgresivas), la posterior estabilización de éste y, finalmente, la disponibilidad

elevada de sedimento procedente del continente, o incluso, de la misma plataforma marina. Constituirían, por tanto, playas acantiladas o adosadas a sustratos rocosos. A través del registro estratigráfico se puede inducir la existencia de barras submareales, formadas a partir de la acción de la corriente de deriva litoral, que en épocas de buen tiempo migrarían hacia la línea de costa, acumulándose en playas y en las zonas marinas más someras (Asociación de Facies 3), favoreciendo el avance de los sistemas litorales hacia la cuenca. Durante las tempestades y en fases de oleaje de alta energía, se produciría la erosión del litoral, mucho más acentuada en las zonas de desembocadura.

2) Etapas transgresivas (Fig. 2C), representadas por depósitos mixtos y carbonatados. Estas facies calcareníticas y calizas (Asociación de Facies 4) están asociadas a periodos de tasa de aporte sedimentario bajo, o a momentos en que la sedimentación clástica permanecía confinada en zonas proximales del sistema (Asociación de Facies 4a), durante ascensos relativos del nivel del mar. Estos episodios transgresivos inundaron la parte distal de la llanura deltaica, generando una extensa zona marina de baja batimetría y un medio favorable para la precipitación de carbonatos (Asociación de Facies 4b). De forma paralela, durante la interrupción de aporte clástico y/o durante los pequeños pulsos de ascenso del nivel del mar proliferan los nummulítidos, que forman acumulaciones en barras sobre la plataforma marina (Asociación de Facies 4c) (Tosquella et al., 2003).

4. METODOLOGÍA

El estudio sedimentológico y faunístico se ha realizado a partir de diez secciones estratigráficas, localizadas en el área de estudio (Figs. 1 y 3), mediante el levantamiento de perfiles estratigráficos de detalle, con especial énfasis en la secuencia vertical de las estructuras sedimentarias y granulometría de los depósitos. El estudio de la icnofábrica se ha concentrado en los niveles arenosos. Su análisis se centró en la observación de varios aspectos: 1) la composición icnotaxonómica de la asociación de pistas fósiles, que permite evaluar la icnodiversidad y el tipo de comunidad que ha dado lugar a la icnofábrica; (2) las relaciones de sobreimposición entre diferentes icnotaxones y de éstos con las estructuras sedimentarias, (3) las características de conservación de las pistas fósiles, como límites abruptos o irregulares, presencia de revestimiento, etc., que permite caracterizar la consistencia del sustrato en el que se produjo la icnofábrica; y (4) evaluación semicuantitativa del grado de bioturbación (Droser y Bottjer, 1986, Taylor y Goldring, 1993) que sirve para valorar la intensidad de la actividad biogénica en relación a la tasa de sedimentación.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Sistemática y significado de Conichnus

Icnogénero *Conichnus* Myanill, 1966

Conichnus conicus Myanill, 1966 (Lámina I)

Los ejemplares de *Conichnus* estudiados comprenden estructuras cónicas con la base redondeada, dispuestas de forma perpendicular, a veces oblicuas, a la estratificación, y que presentan generalmente estructuras laminares (*spreiten*) en forma de espiga en sección longitudinal, que están producidas por la migración vertical de la madriguera. Su diámetro, muy variable, oscila entre los 15 y 40 cm, mientras que su longitud puede superar los 50 cm (Lam. I). Por otro lado, la secuencia de migración de una madriguera en la vertical en ocasiones supera los 150 cm. El relleno de estas estructuras es arenoso, como el encajante, y muestra laminación interna en morfología de U o V (espiga), que reproduce los cambios granulométricos y de color de la arena encajante. La ausencia de una protuberancia basal (característica diagnóstica de *C. papillatus* Myannil 1966) permite determinar los especimenes estudiados como pertenecientes a la icnoespecie *C. conicus* Myannil 1966.

Algunos autores han puesto de manifiesto la similitud existente entre icnogéneros como *Conichnus*, y estructuras sedimentarias cónicas generadas a partir de colapso de sedimentos y/o escape de fluidos en madrigueras del tipo *Ophiomorpha* (Pollard et al., 1993; Buck y Goldring, 2003). En este caso, i) la homogeneidad que presenta la deformación dentro de estas estructuras, ii) el aspecto uniforme de las arenas que forman su núcleo, iii) la similitud entre el sedimento que constituyen la madriguera y el adyacente; o iv) la posibilidad de continuar la laminación sedimentaria desde fuera hasta el eje de la estructura, constituyen criterios suficientes para afirmar que las estructuras cónicas estudiadas son de origen orgánico (Buck y Goldring, 2003). Esta hipótesis está reforzada por las grandes dimensiones de los ejemplares estudiados y la inexistencia de galerías de *Ophiomorpha* bajo *Conichnus*.

Las grandes estructuras de *Conichnus* se atribuyen a la actividad de anémonas marinas o animales similares (p.e. Frey y Howard, 1981; Pollard et al., 1993). *Conichnus* es interpretado como una estructura de habitación o Domichnia (Frey y Howard, 1981), por su similitud con estructuras producidas por actiniarios modernos (Schäfer, 1962; Bromley, 1990). Las láminas internas corresponden a *spreiten* retrusivos producidos por el organismo al desplazar su

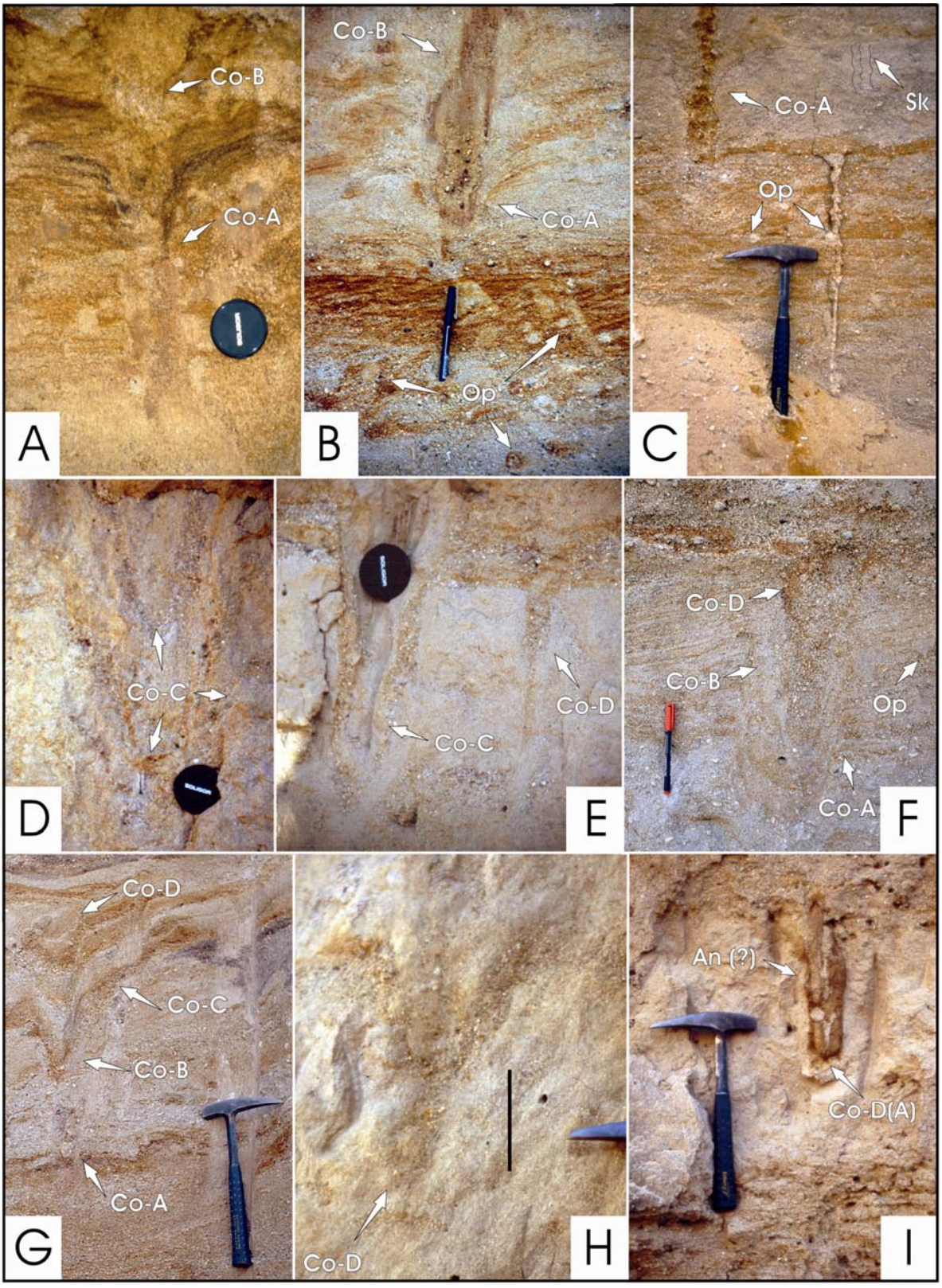


Lámina I. Diferentes ejemplos de *Conichnus conicus*. Cada segmento, con diferentes características morfológicas, registra un tipo de comportamiento del organismo productor. Su organización interna se reconoce mediante cambios granulométricos y de tonalidad de la arena encajante. Cada tipo de Segmento refleja diferentes comportamientos ante tasas de sedimentación variables (ver más adelante). Tipo A, Co-A. Tipo B, Co-B. Tipo C, Co-C. Tipo D, Co-D. Op, *Ophiomorpha*. An (?), Posible molde del organismo productor, en este caso una anémona. Sk, Galerías de *Skolithos*. Op, Secciones transversales y longitudinales de *Ophiomorpha*. En F la línea negra mide 12 cm. El Diámetro de la tapa de la cámara fotográfica es de 7 cm.

madriguera hacia arriba en respuesta a una tasa de sedimentación elevada. *Conichnus* suele aparecer asociado a *Ophiomorpha*, *Skolithos* y *Thalassinoides.* Asociaciones icnológicas similares han sido descritas en depósitos arenosos, litorales y sublitorales someros, en condiciones de alta energía y tasa de sedimentación elevada (Pollard et al. 1993; Gibert et al., 1998; Savrda, 2002).

5.2. Otros icnogéneros

En los depósitos siliclásticos y de naturaleza costera estudiados, además de *Conichnus*, se han identificado otros icnotaxones que aparecen tanto en su mismo nivel de colonización, como aislados y dispersos en otras facies. Por frecuencia de aparición, son destacables la icnocenosis de *Ophiomorpha nodosa*, *Ophiomorpha* isp., *Skolithos* isp. y *Thalassinoides* isp.

Icnogénero *Ophiomorpha* Lundgren, 1891

Ophiomorpha nodosa Lundgren, 1891 (Lámina II-A, B, C y E)

El icnogénero *Ophiomorpha* incluye sistemas de madrigueras cilíndricas con frecuentes ramificaciones, caracterizadas por poseer un revestimiento constituido por elementos peletoidales arcillosos. Por su parte interior el revestimiento es liso mientras que en el exterior presenta un aspecto tuberculado que corresponde a los elementos peletoidales. Las características de estos tubérculos permiten la diferenciación a nivel específico (Frey *et al.,* 1978*;* Frey y Howard, 1985). Algunos ejemplares estudiados de *Ophiomorpha* permiten su atribución a la icnoespecie *O. nodosa* por la morfología redondeada de los tubérculos, que no muestran ninguna ordenación preferencial. El revestimiento (*lumen*) es grueso y muestra el aspecto externo tuberculado. A diferencia del encajante y del relleno, que son arenosos, el revestimiento está constituido por sedimento más fino de color blanco. El diámetro interno de los pozos y galerías varía entre 1,5 y 5 cm. La configuración de los sistemas no ha podido ser observada con claridad en el campo, aunque se observan tanto galerías horizontales como pozos verticales aislados, siendo los primeros mucho más frecuentes en sedimentos arenosos algo más finos. Esta circunstancia sugiere que el sistema no era muy complejo ni denso. *Ophiomorpha* tiene análogos directos en las madrigueras de ciertos crustáceos decápodos actuales y ha sido interpretada como una galería de alimentación (Frey *et a*l., 1978) o combinada de alimentación-habitación (Frey y Howard, 1985). Es bien conocida la identidad

entre *Ophiomorpha* y los sistemas de madrigueras de *Callichirus major* (Say) (anteriormente *Callianassa major* Say) (Weimer y Hoyt, 1964; Frey *el al.,* 1978).

Se conocen también otras especies de thalassínidos que construyen sistemas de galerías abiertos, con revestimiento peletoidal, similares a *Ophiomorpha,* así como especies de otros grupos de decápodos que utilizan pellets para reforzar algunas partes de sus madrigueras, generalmente chimeneas por encima de la superficie del sedimento (Frey *el al..* 1978: Bromley, 1990). En el registro fósil se conocen restos de thalassínidos conservados en el interior de *Ophiomorpha* (e.g. Beikirch y Feldman, 1980). Por todo ello, este icnogénero se atribuye a crustáceos decápodos y particularmente a los de la familia Thalassinidae.

Icnogénero *Ophiomorpha* Lundgren, 1891

Ophiomorpha isp. (Lámina I-B, C y F, Lámina II-B, H y K)

Dentro de esta denominación se incluyen aquellas galerías verticales o con una componente vertical dominante, de paredes más o menos reforzadas por una delgada capa formada por sedimento fino (arenas y limos), en el que es frecuente encontrar restos dispersos de bioclastos, gravas y granos de cuarzo. Aparece peor representada y no presenta una textura mamelonar clara. En ocasiones su revestimiento puede aparecer intensamente afectado por procesos de ferruginización. Raramente presentan ramificaciones y cuando lo hacen, éstas se abren en ángulos casi rectos y tienen desarrollos muy cortos. Estas madrigueras corresponden tanto a individuos adultos como a jóvenes, y sus tamaños son muy variables, en función directa del tipo de sedimento y medio de depósito (diámetro entre 15 y 50 mm y longitud de hasta 60 cm). La argumentación establecida en torno a los posibles organismos constructores de *Ophiomorpha nodosa* es igualmente válida para los de *Ophiomorpha* isp, de tal forma que sus diferentes morfometrías corresponden dentro de los callianásidos, a especies seguramente diferentes o bien a diferentes estadios ontogénicos dentro de cada población.

Icnogénero *Skolithos* Haldeman, 1840

Skolithos isp. (Lámina I-C y Lámina II-D y E)

Ejemplares poco frecuentes de galerías largas subverticales a ligeramente inclinadas, cilíndricas a subcilíndricas que suelen aparecer de forma gregaria, en ocasiones formado

niveles de colonización específicos. El diámetro máximo oscila entre 5 y 15 mm. La longitud es también muy variable, de 5-10 cm en unos casos o 50 cm en otros. Las paredes exteriores son lisas, de contactos netos, compuestas por una fina capa de material más oscuro, posiblemente orgánico. Sin estructuras internas. Difieren de la icnoespecie tipo *S. linearis* Haldemann, en la mayor irregularidad del trazado, que no es tan vertical como en esta última. *Skolithos* es una traza de tipo domichnia encontrada en variados ambientes de depósito, tanto marinos someros a profundos (Ranger y Pemberton, 1988; Hallam y Swett, 1966) como no marinos (Fitzgerald y Barret, 1986). Estas galerías tienen análogos actuales bastante numerosos. Entre ellos destacan las producidas por anélidos poliquetos.

Icnogénero *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944

Thalassinoides isp. (Lámina II-F y G)

Galerías horizontales o subhorizontales a inclinadas y de longitud muy variable, que pueden aparecer en secciones aisladas o formando redes tridimensionales de madrigueras, especialmente en sedimentos finos como arenas y limos arenosos. Generalmente aparecen como secciones circulares o elipticas de 2 a 4 cm. de diámetro. El relleno de las galerías consiste en capas concéntricas de arenas algo más gruesas que la roca encajante. No se observa en ellas ningún tipo de revestimiento. *Thalassinoides* se interpreta como una estructura de alimentación y morada. La naturaleza del organismo excavador, según varios trabajos realizados en medios actuales, corresponde a crustáceos, concretamente a thalassinidos (gambas, camarones) (Häntzschel, 1975; Basan y Frey, 1977), y aunque en la mayor parte de ejemplos de *Thalassinoides* están asociadas a la actividad de estos organismos, este tipo de madrigueras también pueden ser producidas por anémonas, gusanos y peces (Myrow, 1995).

5.3. Análisis de la Icnofábrica *Ophiomorpha/Conichnus*

La icnofábrica es el registro de las condiciones sedimentarias primarias, de la estructura de la comunidad endobiótica original y de la posterior historia taxonómica de una o más fases de la actividad biogénica (Taylord y Goldring, 1993; Gibert et al., 1998). Las condiciones sedimentarias primarias en depósitos con presencia de *Conichnus*, se han interpretado como medios litorales (A.F. 2 y 3) registrados en facies formadas por: 1) arenas gruesas, gravas y

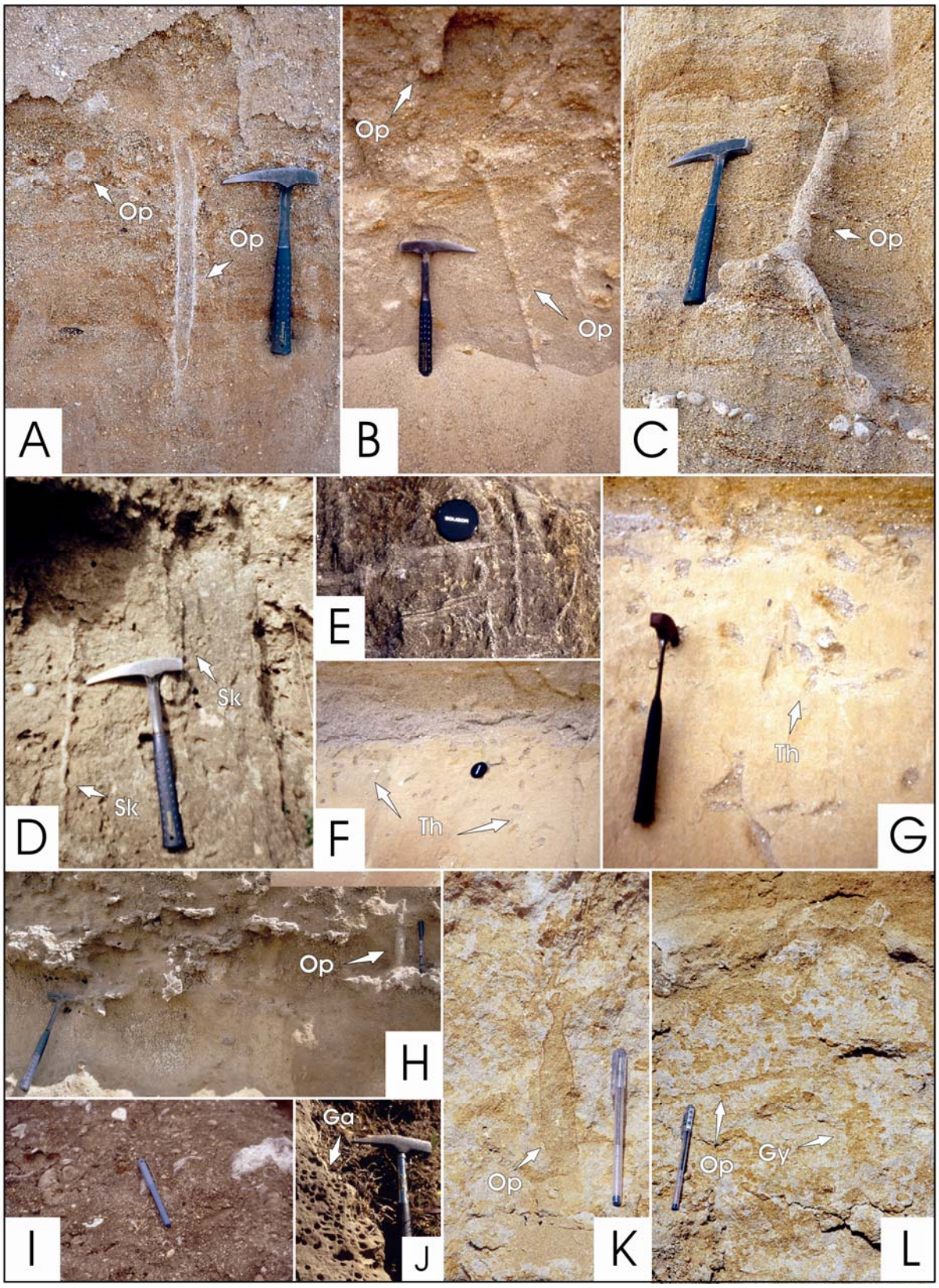


Lámina II. A-C, Galerías de *Ophiomorpha nodosa* en facies de frente deltaico y playas. D, Galerías de *Skolithos* (Sk) en facies de playa. E, *Piperocks* de *Skolithos* (Sk) en depósitos cementados de *shoreface*. F y G, Ejemplares de *Thalassinoides* en facies de *shoreface* inferior y marinas someras. H, Galería de *Ophiomorpha* isp. (Op) dentro los depósitos transgresivos con elevado índice de icnofábrica. I, Detalle de las facies transgresivas (calcarenitas bioclástica). J, Perforaciones de *Gastrochaenolites* isp. en caliza paleozoica. K y L, Aspecto característico de los depósitos transgresivos afectados por bioturbación deformacional (*mottling*), Op, *Ophiomorpha*; Gy, *Gyrolithes*.

conglomerados de textura granosostenida, matriz arenosa y cantos de cuarzo redondeados y subredondeados, que presentan estratificación cruzada en surco o planar inclinada, de mediana y gran escala, interpretados como depósitos de las zona intermareal de una playa (*foreshore*) y de frente deltaico retrabajado en barras de generadas por el oleaje (frente deltaico proximal) y; 2) arenas medias-finas y arenas limosas masivas con intercalaciones de gravas y microconglomeráticas, laminación horizontal y *ripples* de oscilación asociados a bancos arenosos y barras submareales desarrollados en las zonas profundas de una playa (*shoreface*) y las zonas submareales someras adyacentes al frente deltaico (frente deltaico distal).

En todos estos depósitos son frecuentes los restos de macrofauna, principalmente fragmentos de ostreidos (*Ostrea edulis*), pectínidos (*Chlamys opercularis*) y cirrípedos (*Balanus* sp.). La microfauna se encuentra muy mal conservada, destacando la presencia de *Ammonia beccari* y *Elphidium crispum* entre los foraminíferos bentónicos, y de *Urocythereis favosa*, *Aurila zbyzewskii*, *Cytheretta rhenana rhenana* entre los ostrácodos. Esta asociación sugiere medios litorales y marinos someros, caracterizados por condiciones de alta energía y tasas de sedimentación de moderadas a altas, con la presencia casi exclusiva de adultos (Oertly, 1970, Whatley, 1988, Murray, 1991, Barbieri y Ori, 2000).

La icnoasociación descrita en estas facies se caracteriza por su baja diversidad, e incluye principalmente a *Conichnus conicus, Ophiomorpha nodosa* y *Skolithos* isp., con ejemplares menos frecuentes de *Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* isp. En conjunto, las trazas fósiles permiten clasificar esta asociación dentro de las Icnofacies Skolithos en el modelo arquetípico de Icnofacies Seilarcheriano (Gibert y Martinell, 1998), asociadas a medios costeros y marinos someros, de elevada energía hidrodinámica y que experimentan frecuentes procesos erosivos. Las referencias bibliográficas a la aparición de *Conichnus* junto a *Ophiomorpha, Skolithos* y *Thalassinoides* son muy frecuentes en las últimas décadas. Asociaciones icnológicas muy similares han sido descritas en depósitos arenosos, litorales y sublitorales someros, en condiciones de alta energía, tasa de sedimentación elevada y sustratos móviles (Curran y Frey, 1977; Jones y Pemberton, 1989; Pollard et al. 1993; Gibert et al., 1998; Savrda, 2002). En este caso, la asociación está dominada por icnotaxones que se desarrollan principalmente en la vertical, aunque también se han podido observar galerías horizontales en sedimentos finos de ambientes algo más profundos. En general, los diferentes icnogéneros pueden aparecer dispersos, no obstante, *Conichnus* suele encontrarse formando horizontes de colonización bastante extensos como único icnotaxón presente, sobre todo en facies de submareales playa y de frente deltaico. Estos niveles son indicativos de etapas especialmente favorables para la proliferación de sus organismos productores. La icnofábrica, en todos los casos, está dominada

por las estructuras sedimentarias primarias. El grado de bioturbación del sedimento es variable, predominando porcentajes de bajos a moderados. Se puede estimar un índice de bioturbación medio correspondiente a 1-2 en la escala de Taylor y Goldring (1993), o a un índice de icnofábrica 1-3 de Droser y Bottjer (1986). Estas observaciones indican que la estructuración física excedía a la actividad biogénica. Localmente, es posible observar depósitos con índices de icnofábricas más elevados bioturbados por *Ophiomorpha* o *Thalassinoides*, correspondientes a sedimentos depositados en zonas más profundas y/o protegidas. En conjunto, todas las características descritas en los depósitos indican un medio sedimentario de energía relativamente elevada y tasas de sedimentación altas, en el que prosperaban principalmente organismos semiinfaunales someros, con gran capacidad de reacción y reajuste ante la elevada tasa de agradación sedimentaria, como las anémonas marinas (*Conichnus*). Únicamente *Ophiomorpha*, representativa de organismos infaunales relativamente profundos, que podían permanecer aislados de las condiciones tan adversas como las que dominaban el fondo marino, pueden aparecer con cierta frecuencia.

A grandes rasgos se diferencian dos ambientes sedimentarios, estrictamente costeros, en los que la icnoasociación e icnofábrica descritas presentan leves diferencias (Tabla I): playas de alta energía y zonas frente deltaico y barras de desembocadura retrabajadas por el oleaje (Fig. 4). Dentro de cada uno de estos ambientes deposicionales pueden diferenciarse dos subambientes de características parecidas. Las zonas sometidas a la acción directa del oleaje y llegada de aporte sedimentario (*foreshore* y frente deltaico proximal), y zonas más profundas correspondiente al *shoreface* de una playa y áreas submareales someras adyacentes al frente deltaico (o frente deltaico distal), donde la acción del oleaje y la llegada de aporte no fueron tan intensas. La icnofábrica de *Ophiomorpha* domina en los depósitos groseros de *foreshore* y de frente deltaico proximal, mientras que en facies de shoreface y frente deltaico distal domina la icnofábrica de *Conichnus/Ophiomorpha* acompañada por los icnotaxones *Thalassinoides* y *Skolithos*. En facies de playa las icnocenosis *Ophiomorpha* y *Skolithos* parecen estar relacionada con diferentes horizontes de colonización, si bien de forma ocasional se han podido observar junto mostrando ambos icnogéneros un gran desarrollo vertical. En general, la presencia en diferentes niveles de *Ophiomorpha* y *Skolithos* sugiere una colonización continua y contemporánea a la sedimentación a diferentes profundidades del sustrato en estos sistemas, especialmente en las playas. En el caso de *Conichnus* esta contemporaneidad con la sedimentación es indiscutible por la presencia de *spreiten* de equilibrio constituidos por sedimento que reproduce los cambios texturales de las arenas encajantes (ver punto 5.4). Los *spreiten* de equilibrio fueron producidos durante la vida de un único animal y dado que en ocasiones superan un metro en la vertical, registran una elevada

tasa de sedimentación. La aparición de *Conichnus*, y la presencia repetida en la vertical de niveles de colonización donde proliferaron sus organismos productores, parecen denotar una relativa ciclicidad en las condiciones ambientales bajo las que se formaron estas estructuras de origen orgánico. Por otro lado, la icnoasociación *Conichnus* y *Skolithos* se encuentran en ocasiones formando horizontes de colonización bastante extensos en facies de *shoreface* y frente deltaico distal (Lam. I-C y Lam. II-E), probablemente delimitando etapas de estabilidad del sustrato.

	MEDIO DEPOSICIONAL	SUBSTRATO	ICNOCENOSIS			ÍNDICE DE ICNOFÁBRICA (Droser y Botjer, 1986)
			ABUNDANTE	COMÚN	RARO	
Asociación de facies siliciclásticas (intervalos progradante y agradantes)	*Playas* — *Foreshore (intermareal)*	Gravas y arenas medias y gruesas	-	*Ophiomorpha*	*Skolithos* *Conichnus*	1-2
	Playas — *Shoreface (submareal)*	Arenas finas y medias	*Conichnus* *Ophiomorpha*	*Skolithos*	*Thalassinoides*	2-3
	Deltas — *Frente deltaico proximal*	Gravas y arenas	*Ophiomorpha*	*Conichnus*	-	1-2
	Deltas — *Frente deltaico distal*	Arenas finas y limos		*Conichnus* *Ophiomorpha*	*Skolithos* *Thalassinoides*	2-3
	Plataforma marina somera	Limos y margas arenosas	-	*Thalassinoides*	*Planolites*	2-4
Asociación de facies carbonatadas (intervalos retrogradante)	*Acantilado y plataformas de abrasión costera*	Rocas paleozoicas (calizas, dolomías y cuarcitas)		*Gastrochaenolites*	*Entobia*	-
	Playas y zonas submareales someras	Calcarenitas y calciruditas	*Ophiomorpha* *Gyrolithes*	*Skolithos*	*Thalassinoides*	3-4
	Plataforma marina	Calizas y calcarenitas	*Thalassinoides*	*Planolites*	-	3-5

Tabla I. Características de las distintas icnocenosis descritas dentro del area de estudio en fases progradantes/agradantes y fases retrogradantes. Se indican el medio deposicional, tipo de sustrato, abundancia de los icnotaxones e índice de icnofábrica.

Cuando aparece aislada y asociada a depósitos groseros de playa (*foreshore*) o frente deltaico, *Ophiomorpha* nodosa presenta un amplio desarrollo en vertical y grandes dimensiones, en ocasiones con chimeneas superiores a un 1 metro de longitud que se interconectan con escasas ramificaciones horizontales e inclinadas en profundidad (Lam. I-C y Lam. II-A, B y C). Se han podido observar horizontes de colonización mono-específicos formados por *Ophiomorpha* y *Conichnus* en facies de playas con desarrollo de bancos de arenas (*shoreface*) y en zonas de frente deltaico distal (Lam. I-B y F), en las que aproximadamente el 20-40% de la organización original del sedimento se encuentra afectada por la bioturbación. Las galerías aparecen generalmente aisladas, aunque de forma local aparecen sobreimpuestas. En estos puntos, se hacen frecuentes las secciones circulares y elípticas de *Ophiomorpha*, lo que indica un desarrollo en la horizontal de estas estructuras,

que definirían entramados o redes de galerías bidimensionales algo más complejas en profundidad (*network*), en ambientes ligeramente más profundos y sustratos algo más finos. *Thalassinoides* suele aparecer aislado en depósitos más finos y profundos adyacentes a las zonas litorales (Lam. II-F y G), de forma ocasional acompañado por *Planolites*.

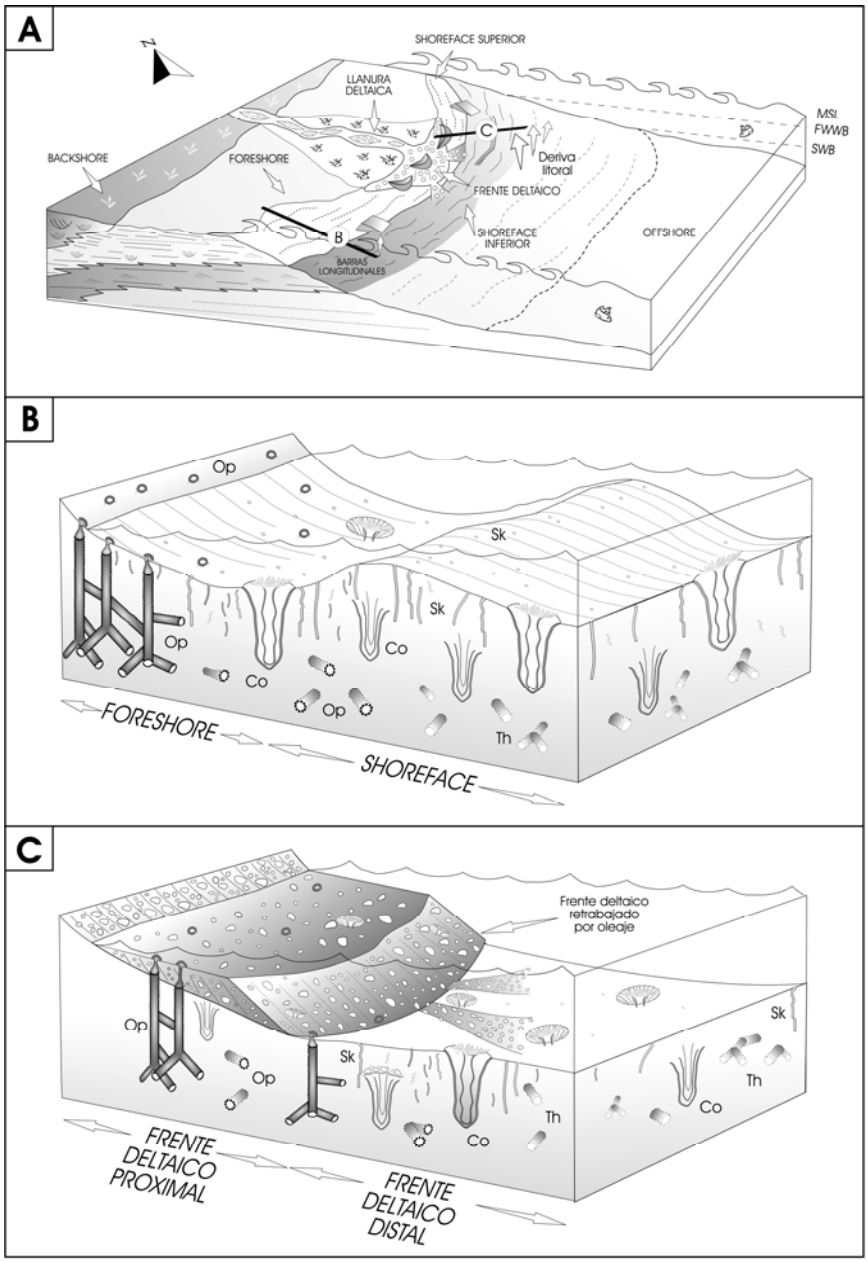


Figura 4 (A), Reconstrucción paleogeográfica del sector de estudio. (B) y (C), Modelo propuesto para la aparición y zonación de las principales paleoicnocenosis identificadas en medios de playas de alta energía y frente deltaico. Situación de perfiles B y C en A. MSL, Nivel del Mar principal. FWWB, Nivel de base del oleaje de buen tiempo. SWB, Nivel de Base del Oleaje de Tormentas.

En el frente deltaico proximal y zona intermareal de playa la configuración geométrica de las pistas de *Ophiomorpha* presenta una orientación verticalizada, sin un desarrollo importante de las madrigueras en la horizontal y de entramados complejos, lo que se asocia a medios de alta energía, tasas de sedimentación elevadas y sustratos inestables (Frey et al., 1978; Anderson y Droser, 1998). Generalmente, la presencia de cualquier otro rastro de actividad biogénica generada por otros organismos, a excepción de *Conichnus*, si se hubiese

producido, habría quedado destruida como consecuencia de la alta inestabilidad que experimentaba el sustrato arenoso en esos momentos. Sólo algunas galerías aisladas de *Skolithos* han permitido el registro ocasional de fauna infaunal somera en facies de *foreshore*.

En las zonas más profundas de las playas (*shoreface*) y en el frente deltaico distal domina la icnoasociación *Conichnus-Ophiomorpha-Skolithos*. Estas icnocenosis registran periódicamente la fluctuación de la energía ambiental y de la tasa de acumulación sedimentaria durante fases de: i) estabilidad del sustrato y tasas de agradación moderada, en ambientes de menor energía y; ii) fases de migración de barras submareales por acción de corrientes de deriva litoral y la llegada de avenidas fluviales y flujos gravitacionales desde el frente deltaico asociadas a tasas de sedimentación muy altas. Las galerías de *Ophiomorpha* presentan en estos depósitos un mayo porcentaje de componentes horizontales, que configuran sistemas de redes algo más complejas y de mayor extensión. Por el contrario, las chimeneas interconectadas a estos entramados son escasas y muestran menor desarrollo en la vertical. Esta configuración de las madrigueras de *Ophiomorpha* ha sido descrita en medios litorales (*shoreface*) y submareales someros asociado a condiciones de mayor estabilidad del sustrato y menor energía ambiental (Anderson y Droser, 1998).

La icnocenosis formadas por *Thalassinoides* y *Planolites* sólo aparece asociada a sedimentos finos y mejor clasificados (arenas y limos), en medios más profundos dentro del frente deltaico y de las playas (*shoreface* inferior), de forma ocasional acompañada por la de *Skolithos.* En estas zonas la organización interna del sedimento es dominantemente masiva y el índice de bioturbación es variable y puntualmente puede ser elevado, concentrándose las galerías en niveles que registran etapas de tranquilidad y estabilidad del sustrato marino por debajo de la acción del oleaje de buen tiempo o en zonas protegidas.

5.4. Morfología de *Conichnus* e Interpretación

La variabilidad de la fábrica interna de *Conichnus* esta relacionada con modificaciones en el comportamiento del organismo productor, probablemente originados por cambios en las condiciones locales del medio sedimentario, asociadas a la migración de barras submareales hacia la costa, la llegada de grandes volúmenes de sedimentos desde las desembocaduras fluviales, o, incluso, a la alternancia de periodos de tormentas y de buen tiempo. El registro estratigráfico indica la existencia de todos estos procesos que, en ocasiones, pudieron actuar de forma simultánea.

Los márgenes y la estructura interna de *Conichnus* varían en la vertical y en función del afloramiento y ejemplar estudiado (Fig. 5). Generalmente, cuando dos ejemplares del mismo

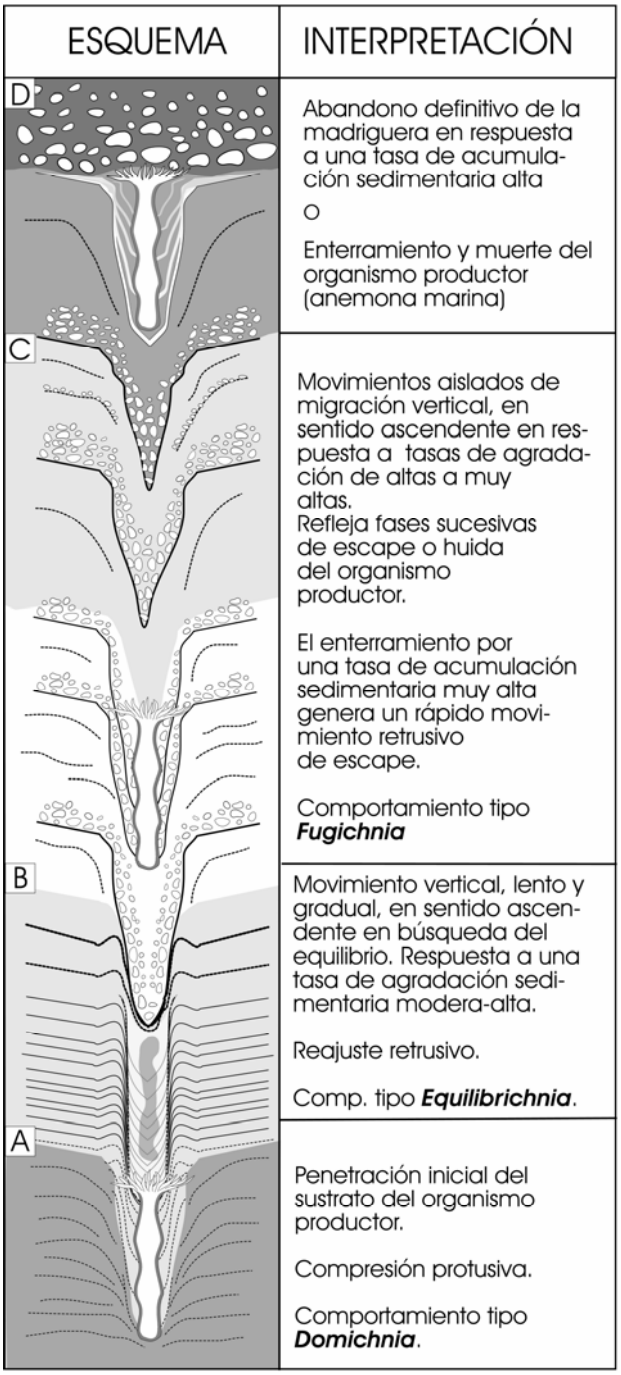


Figura 5. Esquema idealizado, basado en el registro de *Conichnus*, que muestra una secuencia de ocupación de la madriguera y migración vertical de una anémona marina en condiciones de tasas de acumulación sedimentaria progresivamente más adversas. Se diferencian 4 tramos (A-D) relacionados con comportamientos diferentes del organismo productor. Basado en Schäfer (1962) y Bromley (1990).

nivel están próximos, éstos registran un comportamiento similar y, por tanto, muestran morfologías idénticas. Para facilitar su descripción y discusión, los especimenes han sido divididos y clasificados en cuatro tipos o segmentos, nombrados de A a D en orden ascendente. Todos los segmentos presentan límites gradacionales. En la figura 5 se presenta una reconstrucción secuencial, que indica los diferentes comportamientos del organismo productor registrados por *Conichnus*, desde una etapa inicial de colonización (Segmento A) hasta el abandono de la madriguera o muerte del productor (Segmento D).

Esta reconstrucción se ha realizado a partir de segmentos aislados identificados en varios afloramientos, si bien la aparición conjunta de varios segmentos diferentes, formando secuencias de potencias superiores a 1 metro no es rara (ver Lam. I).

- Segmento A: Presenta una forma variable, en ocasiones algo irregular. Su terminación basal suele aparecer redondeada, lo que se asocia al término apical del organismo productor (Savrda, 2002; Buck y Goldring, 2003). Los márgenes laterales de este segmento están definidos por láminas muy inclinadas en forma de U en la parte superior de la estructura, si bien esta deformación se hace considerablemente menor hacia su base (Lam. I-A, B, C, F y G). Las láminas de arenas adyacentes a la estructura, correspondiente a la laminación sedimentaria original, suelen aparecer truncadas en su interior, especialmente en su zona inferior.

- *Interpretación*: Este segmento puede registrar la creación y ocupación inicial de la madriguera. La disminución de la magnitud de la deformación hacia su base y la truncación de la laminación sedimentaria primaria en la estructura reflejan la penetración del organismo en el sustrato mediante compresión protusiva, posiblemente durante etapas de tasas de acumulación sedimentaria relativamente bajas y de estabilidad del sustrato arenoso.

- Segmento B: Es el segmento de mayor longitud y el más frecuente en los afloramientos estudiados. Los márgenes de la galería son difusos y el sedimento encajante y la madriguera suelen presentar un aspecto bastante homogéneo, sólo roto por una sucesión de pequeñas láminas verticales de escala centimétrica (de 1 a 5 cm.) que muestran morfología en U muy suavizadas (Lam. I-A, B y F). Estas láminas se deforman de forma tenue en el interior de la estructura y pueden ser seguidas fácilmente desde el sedimento encajante hasta el interior del ejemplar de *Conichnus*.

- *Interpretación*: Por sus características morfológicas podemos deducir que durante la formación de los segmentos de tipo B, la sedimentación fue relativamente rápida y continua, aunque no tan elevada como para sobrepasar la capacidad del organismo de trasladar/reajustar la posición de su madriguera de forma continuada y en paralelo al incremento en la tasa de agradación sedimentaria. Este segmento refleja, por tanto, el movimiento ascendente y gradual del organismo en búsqueda del equilibrio con la interfase sedimento-agua (movimiento retrusivo y gradual). La tasa de sedimentación en términos absolutos podría considerarse elevada, aunque se puede clasificar como moderada en comparación con los siguientes tipos.

- Segmento C: Representa estadios diferentes que responden a un mismo proceso, por lo que se han descrito de forma conjunta. Este segmento presenta morfologías muy similares a la inicial o Segmento A, con la salvedad de encontrarse definido por una o varias de láminas aisladas de gravas y arenas gruesas, más potentes que las anteriores (en ocasiones de más de 10 cm), relativamente espaciadas en la vertical, con forma de U o V muy pronunciadas (Lam. I-D, E y G). Las láminas se encuentran muy inclinadas en el interior de la estructura y pueden ser continuadas con facilidad desde su núcleo hasta el sedimento encajante. La deformación de estas láminas es muy intensa en la vertical, en ocasiones de más de 50 cm, y pueden estar separada por tramos de características similares al segmento B. El núcleo de estas estructuras presenta un aspecto muy homogéneo y en sus bordes es frecuente la aparición de láminas ligeramente inclinadas hacia el exterior de la estructura, producto del arrastre y

acumulación de sedimento que tiene lugar en estos puntos tras el movimiento ascendente del organismo productor (Lam. I-D y E).

- *Interpretación*: Estos segmentos registran momentos de incrementos muy rápidos y bruscos en las tasas de sedimentación, asociados con la llegada de grandes volúmenes de sedimentos. Durante estos momentos, la tasa de acumulación sedimentaria supera ampliamente el umbral de tolerancia o supervivencia del organismo, que trata de reajustar su posición con respecto a la interfase sedimento-agua. Se registra un movimiento retrusivo, rápido y esporádico, buscando la recuperación del equilibrio y/o el escape del organismo productor.

- Segmento D: Representa un caso menos frecuente. Este segmento posee características similares al segmento A y C, si bien el techo de la madriguera se encuentra fosilizado por un nivel microconglomerático o conglomerático que la tapiza, sin bioturbar, en el que láminas no aparecen deformadas. En ocasiones, erosiona la parte superior de la estructura. En ningún caso el sedimento suprayacente pasa a formar parte de la estructura de *Conichnus*. En general, las láminas que se introducen en la estructura presentan una deformación homogénea hacia abajo, mayor potencia, son claramente visibles y continuas a través del eje de la madriguera y tienen morfologías muy variables en U o V (Lam. I-E a I).

- *Interpretación*: El segmento D refleja el abandono definitivo de la madriguera o incluso la muerte del organismo, producida por la llegada de un gran volumen de sedimento ante el que el organismo productor no puede reaccionar y el equilibrio fue difícil o imposible de mantener. La estructura de este segmento de madriguera es análogo a "la huella de expansión vertical" producida como respuesta de escape descrita en anémonas actuales cuando el sedimento aportado rellena progresivamente el espacio dejado en la madriguera por el organismo en su huida (Shäfer, 1962; Savrda, 2002). Existe la posibilidad de que este segmento sólo constituya la erosión parcial de un ejemplar de *Conichnus* en etapas posteriores a su formación. Sin embargo, las características morfológicas de estos segmentos, su contexto de aparición y la existencia excepcional de impresiones musculares y morfologías equiparables a un posible molde de una anémona marina en los limos que forman el núcleo de una madriguera en la Sección 9 (S.9 en Fig. 1), nos permite contemplar la primera opción.

5.5. *Conichnus* vs. Tasas de sedimentación

Otras descripciones e interpretaciones de grandes estructuras de anémonas marinas asimilables a *Conichnus*, han resultado coherentes con las realizadas en este trabajo. Una

organización interna tan variable, como la que se observa en los ejemplares de *Conichnus* estudiados, puede relacionarse con cambios en las condiciones locales de sedimentación (Fig. 5). Las grandes estructuras de escape de *Conichnus* descritas por Curran y Frey (1977) constituyen un buen ejemplo para inferir tasas de sedimentación, llegándose a registrar varios metros de migración retrusiva de la madriguera bajo tasas de acumulación sedimentaria muy altas. Más recientemente Gibert et al. (1998) describen la icnofábrica *Ophiomorpha/Conichnus* en el Mioceno inferior de Portugal, y ponen de manifiesto la importancia de este icnofósil como indicador paleoambiental, en medios costeros de elevada energía y tasas de sedimentación altas. Por último, Savrda (2002) observa diferentes comportamientos de una anémona marina en función del registro de *Conichnus* en el Cretácico superior de Alabama (USA), relacionándolo con diferentes ciclos de migración de barras mareales en medios marinos someros.

De los múltiples ejemplares de *Conichnus* estudiados en los depósitos tortonienses de la Cuenca del Guadalquivir, pueden inferirse diversas condiciones ambientales, que han sido resumidas y esquematizadas en la Figura 5. Tal y como se deduce a través del registro sedimentológico, la etapa de colonización del sustrato arenoso por parte de la anémona marina (Segmento A, Co-A en Lam. I), se produce durante etapas de tasa de sedimentación baja y elevada estabilidad del sustrato arenoso, en periodos de buen tiempo en playas o zonas de desembocadura y en etapas en que el volumen de sedimentos aportados desde los sistemas continentales era relativamente bajo. En determinadas circunstancias, se puede apreciar como la penetración protusiva del sustrato se produce sobre un tren de megaripples (Lam. I-B) y durante la migración de barras submareales en su cara de avalancha (Lam. I-F) en zonas próximas a la desembocadura fluvial; o bien, sobre sedimentos arenosos finos y limosos correspondientes a las zonas profundas de una playa, durante periodos de buen tiempo y progradación costera (Lam. I-I). Este segmento de la madriguera refleja un comportamiento de tipo Domichnia o de construcción de morada.

El desplazamiento ascendente y gradual del organismo en búsqueda del equilibrio a través de un lento-moderado movimiento retrusivo, o comportamiento del organismo de tipo Equilibrichnia, refleja la respuesta a una tasa de agradación sedimentaria continua y moderada-alta en el Segmento B (Co-B en Lam. I). Esta circunstancia se produjo en condiciones de dinámica sedimentaria parecidas a las iniciales, si bien la llegada de sedimentos mediante carga tractiva desde las zonas deltaicas y marinas someras debió ser superior. Cuando llegaban volúmenes mayores de sedimentos a estas mismas zonas, mediante la migración de barras submareales, por deriva litoral o por aporte directo de sedimentos fluviales desde las desembocaduras, los *Conichnus* registran una migración rápida en la vertical

mediante rápidos y sucesivos movimientos retrusivos, al intentar el organismo restablecer su posición original con respecto a la interfase sedimento-agua. Durante fases de agradación sedimentaria tan elevadas, el umbral de tolerancia del organismo productor podía ser superado, en función de su tamaño y capacidad de reajuste, y se produce una estructura de escape en respuesta a una estrategia de tipo Fugichnia (Co-C en Lam. I).

Por último, si la tasa de sedimentación era excepcionalmente elevada, se registra el abandono de la madriguera o la muerte del organismo (Segmento D, Co-D en Lam. I). Esta circunstancia sólo se ha registrado en depósitos afines a zonas de frente deltaico y barras de desembocadura, probablemente originada a partir de la llegada de avenidas fluviales que alcanzaban el mar a través de la llanura deltaica en periodos de grandes precipitaciones, en momentos en los que la tasa de sedimentación supera ampliamente el umbral o capacidad de reajuste de la posición de la madriguera por parte del organismo productor.

5.6. Icnoasociación e Icnofábrica en Intervalos Transgresivos.

Durante las múltiples pulsos transgresivos que registran en la sucesión tortoniense del Sector Central de la Cuenca del Guadalquivir (Abad et al., 2004; Pendón et. al., 2004), se produjo el depósito de facies carbonatadas dentro del CBT. Estos depósitos están formados por calcarenitas y calizas bioclásticas que presentan una organización masiva o estratificaciones cruzadas en surco y granoclasificación positiva. A grandes rasgos, las facies carbonatadas se interpretan como el resultado de una profundización y un ascenso relativo del nivel del mar sobre facies costeras siliciclásticas, o directamente sobre el sustrato paleozoico, acompañado por un amplio desarrollo de playas y de una plataforma marina somera con sedimentación mixta y carbonatada (Fig, 2C). Durante las etapas transgresivas tuvo lugar el retrabajo y removilización de los sedimentos más finos hacia zonas profundas de la cuenca, constituyendo los sedimentos groseros previos, junto a la fauna costera y marina que coloniza el medio, los componentes más importantes de estos depósitos. Hacia la cuenca los sedimentos se hacen progresivamente más finos y disminuye el porcentaje de terrígenos, o aparecen acumulaciones mono-específicas del macroforaminífero *Heterostegina*.

La icnoasociación que presentan las facies costeras transgresivas es muy parecida a la descrita en las facies costeras terrígenas (Tabla I), formada por las icnocenosis de *Ophiomorpha* (Lam. II-G y J) y *Gyrolithes* (Lam. II-K), aunque la aparición de *Conichnus* es muy rara (Fig. 6). En menor proporción aparecen *Skolithos* y *Thalassinoides*. El índice de icnofábrica es más alto, con valores próximos a 4 e incluso, de forma local, la organización original del sedimento ha quedado completamente borrada mediante bioturbación

deformativa (Lam. II-G, J y K). En estos puntos, los depósitos presentan un claro desarrollo de *mottling* e índices de icnofábrica cercanos a 5 en la escala de Droser y Botjer (1986). En general, las madrigueras presentan un amplio desarrollo en la horizontal y pequeño en la vertical, lo que indica el predominio de entramados o redes bidimensionales. Esta icnofábrica *Ophiomiorpha/Gyrolithes* registra una rápida transgresión sobre un medio costero formado por un sustrato blando y grosero (gravas y arenas de frente deltaico y playas) y relativamente estable. En estos momentos el fondo marino fue rápidamente colonizado por organismos semi-infaunales e infaunales, en condiciones de tasa de sedimentación baja y elevada energía.

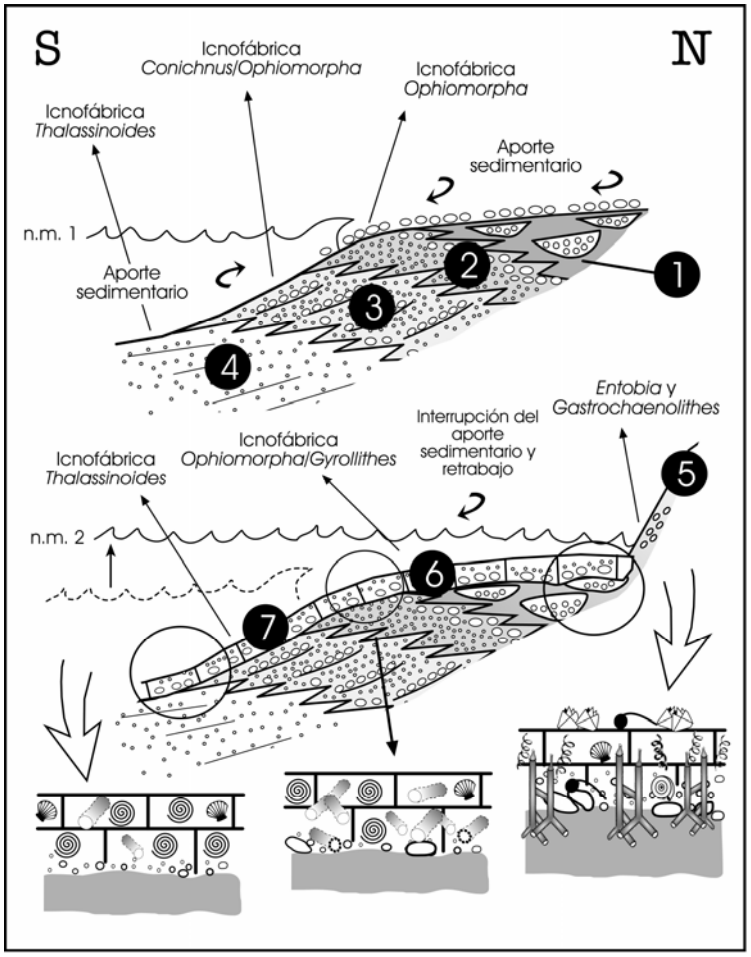


Figura 6. Esquema idealizado donde se muestran los cambios en la icnoasociación e icnofábrica durante los intervalos transgresivos. 1, Facies aluviales; 2, Facies de foreshore y frente deltaico distal; 3, Facies de shoerface y frente deltaico distal; 4, Facies submareales; 5, Acantilados y playas rocosas; 6, Facies itorales; 7, Facies submareales. Ver leyenda en Figuras 3 y 5. La espiral representa el nummulítido *Heterostegina*.

Al mismo tiempo y en otras zonas, el avance del mar directamente sobre el basamento paleozoico favoreció la acción de bivalvos litófagos y esponjas cliónidas sobre el sustrato rocoso, que formaba acantilados y plataformas de abrasión costera (*Gastrochaenolites* isp. y *Entobia* isp., Lam. II-I y Fig. 6), donde también aparecen biohermos de ostreidos y balánidos en posición de vida. Estas trazas fósiles forman asociaciones que pueden ser referidas a dos de las icnofacies arquetípicas del modelo de Icnofacies Seilarcheriano (Gibert y Martinell, 1998), ambas vinculadas a medios costeros de elevada energía hidrodinámica (Skolithos, icnofacies marinas en sustrato blando) o superficies rocosas con largos tiempo de exposición y tasas de

sedimentación no significativas (Entobia, icnofacies marinas en sustrato duro). Por otro lado, el aumento de la extensión que presenta las facies marinas profundas durante los eventos transgresivos viene acompañada por la aparición más frecuente de la icnocenosis de *Thalassinoides*, que suelen presentar galerías de gran longitud (Fig. 6). Menos frecuente es la aparición de *Planolites* isp y *Palaeophycus* isp.. Estos depósitos marinos pueden llegan a presentar un índice de icnofábrica muy elevado.

6. CONCLUSIONES

La fábrica interna de los ejemplares de *Conichnus* en los depósitos tortonienses del sector central de la Cuenca del Guadalquivir permite identificar hasta 4 comportamientos diferentes del organismo productor, en este caso una anémona marina. Estos comportamientos están relacionados directamente con cambios producidos en la dinámica sedimentaria de zonas litorales, como playas, frentes deltaicos, o barras de desembocaduras fluviales, en momentos en los que el nivel del mar permanecía relativamente estable y los sistemas costeras experimentaban un importante avance hacia la cuenca. A partir del registro faunístico y sedimentológico se puede deducir que estos medios se caracterizaban por tasas elevadas de sedimentación y energía muy alta. Los diferentes comportamientos registrados del organismo productor son: (1) Penetración inicial del sustrato y ocupación de la madriguera; (2) Reajuste rápido y gradual de la posición de la madriguera con respecto a la interfase sedimento agua en respuesta a tasas de sedimentación de moderadas a altas y persistentes; (3) Escape o reajuste de la posición del organismo de naturaleza rápida, esporádica y de diferente magnitud, como respuesta a tasas de sedimentación elevadas; y (4) Abandono de la madriguera o enterramiento y muerte del organismo productor.

La baja icnodiversidad, junto con las características icnológicas y sedimentológicas observadas en los depósitos estudiados, denotan la existencia de un medio de litoral de energía relativamente elevada y altas tasas de agradación sedimentaria en la que sólo algunos organismos, adaptados a vivir bajo unas condiciones ambientales tan adversas, pudieron prosperar. Especialmente importante es el registro de *Conichnus,* estructuras producidas por organismos semiinfaunales (anémonas marinas) con alta capacidad de reacción y reajuste de su posición, que ha registrado los continuos cambios en las condiciones del sustrato marino en zonas costeras y marinas someras.

REFERENCIAS PARTE III

Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J.G., Tosquella, J. y González-Regalado, M.L., 2003. Estructuras de escape de anémonas marinas (*Conichnus* indet. isp.) y sedimentación en depósitos litotales del Complejo Basal Transgresivo del sector central de la Cuenca del Guadalquivir (Sevilla). Geogaceta 33, 31-33.

Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J.G., Tosquella, J., González-Regalado, M.L. y López-González, N., 2004. Estudio preliminar de la organización secuencial del Complejo Basal Transgresivo en el Sector Central de la Cuenca del Guadalquivir (Tortoniense, SO España). Geogaceta 25, 27-30.

Baceta, J.I. y Pendón, J.G., 1999. Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir. Revista de la Sociedad Geológica de España 12, 419-438.

Barbieri, R. y Ori, G.G., 2000. Neogene palaeoenvironmental evolution in the Atlantic side of the Rifian Corridor (Morocco), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 163, 1-31.

Basan, P.B. y Frey, R.W., 1977. Actual paleontology and neoichnology of salt marshes near Sapelo Island, Georgia. In: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.). Trace fossils. Steel House London Press, London, p. 41–70.

Bate, R.H. y Robinson, E., 1978. A stratigraphical index of British Ostracoda. Geological Journal, Special Issue, 8, 538 p.

Beikirch, D.W. y Feldman, R.M., 1980. Decapod crustaceans from the Pflugerville Member, Austin Formation (Late Cretaceous: Campanian) of Texas. Journal of Paleontology 54(2), 309-324.

Benson, R.H., 1976. Miocene deep-sea ostracods of the Iberian Portal and the Balearic Basin. Marine Micropaleontology 1, 249-262.

Borragan, J., 1966. Los ostrácodos del Mioceno Superior de facies marina de la Cuenca del Guadalquivir (España). In: Drooger, C. W. (Ed.). Proceedings Commitée Mediterranean Neogene Stratigraphy, 3rd Sess., Berne, 270-279.

Bromley, R.G., 1990. Trace fossils. Biology and taphonomy. Unwin Hyman Ltd., London, 280 p.

Brouwers, E.M., 1990. Palaeobathymetry on the continental shelf based on examples using ostracods from the Gulf of Alaska. In: De Deccker, P., Colin, J. P., Peypouquet, J. P. (Eds.), Ostracoda in the Earth Sciences. Elsevier, Amsterdam, p. 55-76.

Buck, S.G. y Goldring, R., 2003. Conical sedimentary structures, trace fossils or not? Observations, experiments, and review. Journal of Sedimentary Research 73(3), 338-353.

Carbonnel, P., 1969. Les ostracods du Miocene Rhodanien. Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté de Sciences de Lyon 32, 1-469.

Carbonel, P., 1980. Les ostracods et leur interet dans la definition des ecosystems estuariens et de plateforme continentale. Essais d'application à des domaines anciens. Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine 11, 1-350.

Carbonel, P., 1985. Néogène. In: Oertli, H.J. (Ed.), Atlas des ostracods de France. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, Mémoire 9, Pau, 313-336.

Civis, J. y Sierro, F.J., 1987. Los foraminíferos bentónicos en la sección de Gibraleón (Formación "Arcillas de Gibraleón", Huelva). In: Civis, J. (Ed.), Paleontología del Neógeno de Huelva (W Cuenca del Guadalquivir). Ediciones Universidad de Salamanca, p. 55-63.

Civis, J., Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M.F., 1987. El Neógeno marino de la Provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. In: Civis, J. (ed.), Paleontología del Neógeno de Huelva (W Cuenca del Guadalquivir). Ediciones Universidad de Salamanca, p. 5-16.

Clauss, F.L. y González-Regalado, M.L., 1993. Caracterización de las microfacies carbonatadas de la Formación Calcarenita de Niebla (provincia de Huelva, España). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural 88, 5-16.

Colin, J.P. y Lethiers, F., 1990. The importante of ostracods in biostratigraphical analysis. In: De Deccker, P., Colin, J. P., Peypouquet, J. P. (Eds.), Ostracoda in the Earth Sciences. Elsevier, Amsterdam, p. 47-54.

Curran, H.A. y Frey, R.W., 1977. Pleistocene traces fossils from North Carolina (U.S.A.) and their Holocene analogues. In: Crimes, T.P. y Harper, J. C. (Eds), Trace fossils 2, Geological Journal Special Issue 9: 139-162.

Droser, M.L. y Bottjer, D.J., 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric. Journal of Sedimentary Petrology 56, 558-589.

Filzgerald, P.G. y Barret, P., 1986. *Skolithos* in a Permian braided river deposit, southern Victoria Land. Antartica. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 52, 237-247.

Frey, R.W., Howard, J.D. y Prior, W.A., 1978. Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 23, 199-229.

Frey, R.W. y Howard, J.O., 1981. *Conichnus* and *Schaubcylindrichnus*: redefined trace fossils from the Upper Cretaceous of the Western Interior. Journal of Paleontology 55, 800-804.

Garcés, M., Krijgsman, W. y Agustí, J., 1998. Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. Earth and Planetary Science Letters 163, 69-81.

Gibert, J.M. y Martinell, J., 1998. El modelo de icnofacies, 30 años después. Revista Española de Paleontología 13(2), 167-174.

Gibert, J.M., Da Silva, C.M. y Cachao, M., 1998. Icnofábrica de *Ophiomorpha/Conichnus* en el Mioceno inferior de Cristo de Rei (Almada, Portugal). Implicaciones paleoambientales. Revista Española de Paleontología 13(2), 251-259.

Goldring, R., 1962. The trace fossils of the Baggy Beds (Upper Devonian) of North Devon, England. Paläontologishe Zeichschrift 36, 232-251.

González-Regalado, M.L. y Ruiz, F., 1996. Les foraminifères benthiques de la baie du sud-ouest de l'Espagne pendant le Neogene superieur: le Mio-Pliocene de Huelva. Revue de Paléobiologie 15, 109-120.

Hallam, A. y Sweet, K., 1966. Trace fossils from the Lower Cambrian Pipe Rock of the north-west Highlands. Scottish Journal of Geology 2, 101-106.

Häntzschel, W., 1975. Trace fossils and problematica. In: Teichert, C. (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, part W. Miscellanea, suppl. 1. Geological Society of America and University of Kansas Press, Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas. p. W1-W269.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, J., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156-1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H., Rossy, C.A. y Van Wagoner, J. V. (Eds.), Sea-level changes. An integrated approach. Society of Economic Palaeontologist and Mineralogist Special Publication 42, 71-108.

Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J. y Raymo, M.E., 2001. Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic. Paleoceanography 16, 164-178.

Hsu, K., Cita, M.B. y Ryan, W.B.F., 1973. Late Miocene dessication of the Mediterranean. Nature 242, 240-244.

Jones, B. y Pemberton, S.G., 1989. Sedimentology and ichnology of a Pleistocene unconformity bounded, shallowing-upward carbonate sequence: the Ironshore Formation, Salt Creek, Grand Cayman. Palaios 4, 343-355.

Kouwenhoven, T.J., Krijgsman, W. y Van der Zwaan, B., 2001. Reconstruction of Middle to Late Miocene events in the Mediterranean Area: benthic foraminiferal evidence. Eos. Translations AGU 82, 780.

Krijgsman, W., Fortuin, A.R., Hilgen, F.J., Roep, T.B. y Sierro, F.J., 2001. An astrochronology of the Messinian Sorbas Basin (SE Spain). Sedimentary Geology 140, 43-60.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. y Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. Nature 400, 652-655.

Lachenal, A.M., 1989. Ecologie des ostracods du domaine méditerraneen : application au Golfe de Gabes (Tunisie Orientale). Les variations du niveau marin depuis 30.000 ans. Documents des laboratoires de Géologie de Lyon 108, 1-239.

Llano, M., 1981. Interet des ostracods dans l'interpretation des phenomenes hydrologiques sur les plateaux continentaux : le plateforme atlantique marocaine. Ph. D. Thesis, Bordeaux University, 247 p.

Miall, A.D., 1984. Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer Verlag, Berlin. 490 p.

Moyes, J., 1965. Les ostracods du Miocène Aquitain: essai de paléoécologie stratigraphique et de paléogéographie. Ph. D. Thesis, Bordeaux University, 339 p.

Murray, J.W., 1991. Ecology and paleoecology of benthic foraminifera. Longman Scientific y Technical, New York, 397 pp.

Myrow, P.M., 1995. Thalassinoides and the enigma of Early Paleozoic open-framework burrow systems. Palaios 10, 58-74.

Nascimento, A., 1983. The ostracod fauna of the portuguese Neogene and its relationship to those from the Atlantic and Mediterranean basins. In: Maddocks, R. F. (Ed.), Applications of Ostracoda, University of Houston, p. 429-436.

Nascimento, A., 1988. Ph. D. Thesis, Lisboa University. 357 p.

Oertli, H.J., 1970. The aspect of ostracode faunas-A possible new tool in petroleum sedimentology. Bulletin du Centre de Recherche de Pau 5, 137-151.

Oertli, H.J., Ed., 1985. Atlas des Ostracods de France. Mémoires Elf-Aquitaine 9, 1-396.

Pendón, J.G., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Abad, M. y Tosquella, J., 2001. Pulsos transgresivos neógenos en el sector central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. Geotemas 3, 13-16.

Pendón, J.G., Ruiz, F., Abad, M., González-Regalado, M.L., Baceta, J.I., y Tosquella, J., 2004. Transgressive sequences on foreland margins: the upper tortonian Basal Transgressive Complex, Guadalquivir Central Basin, Southern Spain. Riv. Ital. Paleont. Strat. 110(2), 503-515.

Pollard, L.E., Goldring, R. y Buck, S.G., 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. Journal of the Geological Society of London 150, 149-164.

Ranger, M.J., y Pemberton, S.G., 1988, Marine influence in the McMurray Formation in the Primrose area, Alberta. In: James, D.P. y Leckie, D.A. (Eds), Sequences, Stratigraphy, Sedimentology. Surface and Subsurface. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 15, Ontario, p. 439-450.

Ruiz, F. y González-Regalado, M.L., 1996. Les ostracods du Golfe Mio-Pliocene du sud-ouest de l'Espagne. Revue de Micropaleontologie 39, 137-151.

Ruiz, F., González-Regalado, M.L. y Muñoz, J.M., 1997. Multivariate analysis applied to Total and Living Fauna: seasonal Ecology of Recent Benthic Ostracoda off the North Cádiz Gulf (SW Spain). Marine Micropaleontology 31, 183-203.

Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Baceta, J.I., Pendón, J.G., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L. y Díaz del Río, V., 2001. Los ostrácodos infralitorales y circalitorales del Norte del Golfo de Cádiz. Geogaceta 27, 235-238.

Sanz de Galdeano, C., 1989. Les differents types de bassins neogenes des Cordilleras Bethiques. International Comm. Neogene Atlantic-Mediterranean, Tétouan, p. 87-89.

Savrda, C.E., 2002. Equilibrium response reflected in a large *Conichnus* (Upper Cretaceous Eutaw Formation, Alabama, USA), Ichnos 9, 33-40.

Schäfer, W., 1962. Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. Frankfurt am Main, Kramer. 125 pp.

Seilacher, A., 1978. Use of trace fossils assemblages for recognizing depositional environments. In: Basan, P.D. (Ed.), Trace fósil concepts. S.E.P.M. Short Courses 5, p. 167-181.

Sierro, F.J., 1985. Estudio de los microforaminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Mio-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 392 pp.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C. J., Flores, J. A. y Civis, J., 1990. The Neogene of the Guadalquivir basin (SW Spain). Paleontologia i Evolució. Memòria Special 2, 209-250.

Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1992. The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Guía de Excursiones, p. 180-236.

Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1996. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In: Friends, P. F., Dabrio, C. J. (eds.), Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press, Cambridge, p. 339-345.

Sissignh, W., 1972. Late Cenozoic Ostracoda of the South Aegean Island Arc. Schotanus Publishing Company, Utrech, The Netherlands. 187 p.

Sissignh, W., 1976. Tentative Middle to Holocene Ostracode Biostratigraphy of the Central and Eastern Mediterranean Basin. Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, series B., 79, 271-298.

Taylor, A. y Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. Journal of the Geological Society of London 150, 141-148.

Taylor, A., Goldring, R. y Gowland, S., 2003. Analysis and applications of ichnofabrics. Earth-Science Reviews 60, 227-259.

Tosquella, J., Abad, M., González-Regalado, M.L., Ruiz, F. y Pendón, J.G., 2003. Paleoecología de los niveles lumaquélicos de Heterosteginas en el Mioceno superior del sector central de la Cuenca del Guadalquivir (SO ESpaña). Geogaceta 33, 23-26.

Viguier, C., 1974. Le Néogène en Andalousie Nord-Occidentale (Espagne). Ph. D. Thesis, University of Bordeaux I, 450 p.

Weimer, R.J. y Hoyt, J.H., 1964. Burrows of *Callianassa major* Say, geological indicators of littoral and shallow neritic environments. Journal of Paleontolology 38(4), 76 1-767.

Whatley, R.C., 1976. Association between podocopid Ostracoda and some animal substrates. In: Hartmann, G. (ed.), Evolution of Post-Paleozoic Ostracoda. Verlag, P. Parey, Hamburg und Berlin, p. 191-200.

Whatley, R.C., 1988. Population structure of ostracods: some general principles for the recongnition of palaeoenvironments. In: De Deccker, P., Colin, J. P., Peypouquet, J. P. (eds), Ostracoda in the Earth Sciences. Elsevier, Amsterdam, pp. 245-256.

Yassini, I., 1969. Ecologie des associations d'ostracods du basin d'Arcachon et du littoral Atlantique. Application à l'interpretation de quelques populations du Tertiaire Aquitain. Ph. D. Thesis, Bordeaux University, 288 p.

Yassini, I., 1979. The littoral system ostracods from the Bay of Bou-Ismail, Algiers, Algeria. Revista española de Micropaleontología 11, 353-416.

Zorn, I., 1997. Marine Ostracode Zonations at the Paleogene/Neogene Boundary. Giornale di Geologie 58, 163-164.

PARTE IV

Análisis Pluridisciplinar de la Sección Condensada Asociada al Máximo Transgresivo Tortoniense

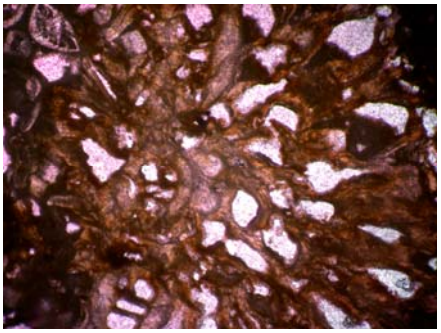
Capítulo 6

Anatomía de un Nivel Condensado Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España) (I). Aspectos Estratigráficos, Sedimentológicos y Faunísticos

Capítulo 7

Anatomía de un Nivel Condensado Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España) (II). Mineralogía, Petrografía y Geoquímica. Discusión

6 ANATOMÍA DE UN NIVEL CONDENSADO TORTONIENSE EN EL MARGEN PASIVO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (SUR DE ESPAÑA) (I): ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS, SEDIMENTOLÓGICOS Y FAUNÍSTICOS



1. INTRODUCCIÓN

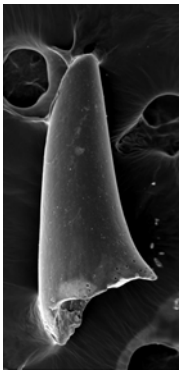
2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

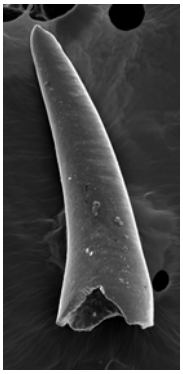
3. METODOLOGÍA
3.1. Estratigrafía y Paleontología
3.2. Granulometría
3.4. Petrografía
3.5. Geoquímica
3.6. Microfauna
3.7. Datación de la Glauconita por Rb/Sr

4. OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS. ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA
4.1. Sector A (Niebla)
4.2. Sector B (Villanueva del Río y Minas)
4.3. Interpretación

5. GRANULOMETRÍA
5.1. Sector A1
5.2. Sector A2
5.3. Sector B
5.4. Interpretación

6. MICROFAUNA
6.1. Foraminíferos
6.2. Ostrácodos





7. ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL HARDGROUND TORTONIENSE

8. CONCLUSIONES

1. INTRODUCCIÓN

Los niveles de condensación registran un espesor pequeño de sedimento, que se ha formado durante un periodo de tiempo largo. Un estrato condensado se origina como resultado de un ascenso rápido del nivel marino, acompañado por la disminución de la tasa de sedimentación, en medios marinos de plataforma profunda. La escasez de sedimento y el contenido fosilífero elevado que presentan los niveles condesados se explica por el predominio de la tasa de subida del nivel del mar frente a la tasa de acumulación sedimentaria, que produce la concentración (en número y diversidad) de microfósiles en las secciones condensadas. Su potencial de preservación aumenta por la acción de procesos de cementación y precipitación de minerales autígenos. Las secciones condensadas (Loutit et al., 1988) son suprayacentes a depósitos de naturaleza transgresiva y, en perfiles sísmicos, vienen indicadas por superficies de *downlap* (Fig. 1), que reflejan "hambruna" sedimentaria máxima (*starved sedimentation*) conforme se produce el desplazamiento hacia tierra de los depocentros, como consecuencia de una subida rápida del nivel del mar. De esta forma, los niveles condensados suelen separar el cortejo transgresivo (TST) infrayacente del cortejo de nivel del mar alto (HST) suprayacente, o aparecer delimitando la base de las parasecuencias (Fig. 1) (Baum y Vail, 1988, Van Wagoner et al., 1990).

La superficie que delimita una sección condensada, o superficie de máxima inundación (*maximun flooding surface*, Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988; Galloway, 1989), puede definir un cambio de un modelo de empaquetamiento de secuencias de retrogradante (infrayacente) a progradante (suprayacente), cuando la tasa de sedimentación comienza a sobrepasar a la de creación de espacio de acomodación (Superficie Tipo A, Catuneanu et al., 1998). Esta superficie, que también puede ser definida mediante el registro de un incremento brusco batimétrico (Superficie Tipo B, Catuneanu et al., 1998), suele presentarse como una conformidad, excepto en la plataforma distal y talud superior, donde la ausencia continuada de aporte sedimentario, independientemente de las condiciones predominantes, favorece la exposición del fondo marino largos periodos de tiempo, e incluso los procesos de erosión (Catuneanu, 2002).

Dentro de las secciones condensadas resulta especialmente interesante el análisis de la glauconita. La glauconita es un silicato laminar dioctaédrico que presenta una estructura muy similar a la biotita. Su profundidad óptima de formación en medios marinos se sitúa entre los 50-500 m, pero generalmente aparece en un rango batimétrico comprendido entre los 60 y los 1000 m, en condiciones de salinidad normal y pH de 7 a 8 (Odin y Fullagar, 1988). En estas circunstancias, la aparición de glauconita tiene lugar en secciones condensadas dentro de

depósitos marinos bioturbados y ligeramente litificados, en asociación con fosforita, materia orgánica y abundante microfauna planctónica y bentónica (Loutit et al., 1988, Haq et al., 1991, Swift et al., 1991). La aparición de la glauconita como un mineral indicador de tasas de sedimentación muy bajas en niveles condensados ha sido constatada desde el primer cuarto del siglo XX (Goldman, 1922; Heim, 1934), aunque sólo durante las últimas décadas se ha revelado como una herramienta útil en la estratigrafía secuencial o en ecoestratigrafía (Kitamura, 1998).

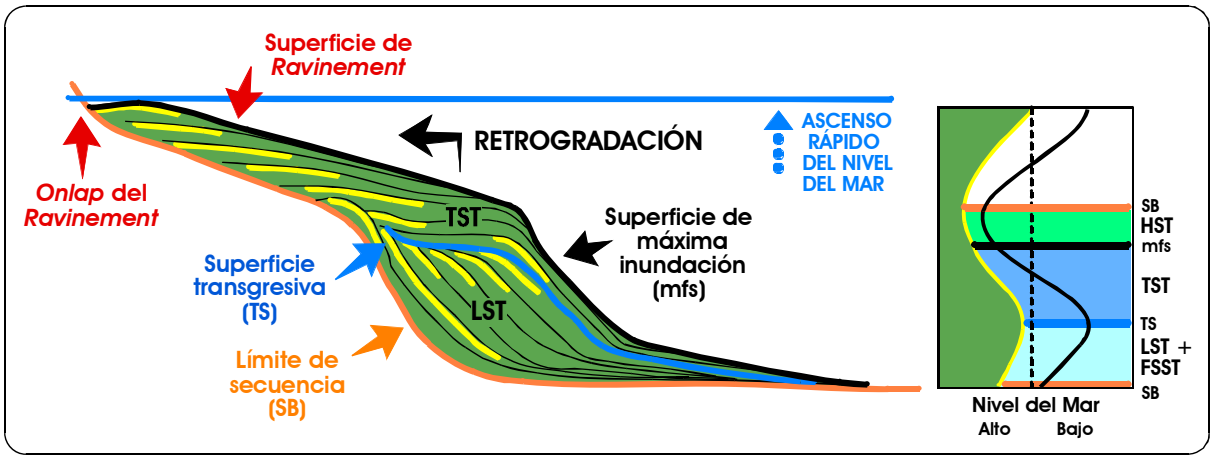


Figura 1. Contexto secuencial de formación de una superficie de máxima inundación dentro de una Secuencia Deposional. FSST, *Falling Stage System Tract*. LST, *Low Stand System Tract*. TST, *Transgressive System Tract*. HST, *Highstand System Tract*. La superficie de *Downlap* se formaría en facias profundas durante el inicio del HST, tras la estabilización del nivel del mar y con la progradación de los sistemas costeros y marinos sobre el TST y el nivel condensado.

El relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir, a lo largo de su margen pasivo septentrional, registra varias secciones condensadas intercaladas en la serie estratigráfica miocena (Fig. 2) que, en general, han recibido una atención muy puntual dentro de trabajos de índole paleontológico y estratigráfico (Borrego, 1986; Civis et al., 1987, Galán et al., 1989; Sierro et al., 1996, Baceta y Pendón, 1999; Abad et al., 2005). Este capítulo se centra en el nivel condensado mas antiguo, formado por de arenas y limos glauconíticos datados en el Tortoniense superior y que suprayacen a la formación denominada Complejo Basal Transgresivo (CBT).

Para llevar a cabo este estudio se han seleccionado dos puntos dentro del margen pasivo de la Cuenca que presentan diferencias significativas tanto en el tipo de facies, como en el medio deposicional en que formaron y el contexto paleogeográfico en el que se localizaban. La naturaleza de los depósitos más altos del CBT, que registran el inicio de la transgresión eustática y el transito a la formación suprayacente, es variable según el sector considerado. En el Sector occidental, el CBT localmente toma el nombre de Fm. Niebla (Baceta y Pendón,

1999), donde está formado en sus últimos metros principalmente por calcarenitas y calizas, sobre todo *grainstone*, interpretados como depósitos de rampa carbonatada homoclinal en su zona media-distal. Estas facies presentan en su techo numerosas y diversas alteraciones diagenéticas. Por el contrario, en el Sector central del margen pasivo de la cuenca, el CBT está formado por una sucesión siliciclástica grosera, de naturaleza continental/deltaica, que hacia techo se hace progresivamente más fina y toma caracteres propios de un medio marino más profundo, aunque sometido a una importante influencia continental. A escala regional, sobre estos depósitos se elabora una superficie irregular y neta, tapizada por gravas y cantos centimétricos de calizas y valvas de ostreidos y pectínidos y, en menor proporción, restos de cetáceos, seláceos, crustáceos, decápodos y gasterópodos, que muestra características propias de una superficie de omisión sedimentaria. Dicha superficie marca el yacente de la sección condensada estudiada, de granulometría variable (arenas, limos y arcillas de color crema), foraminíferos abundantes y concentraciones máximas en granos de glauconita superiores al 50%.

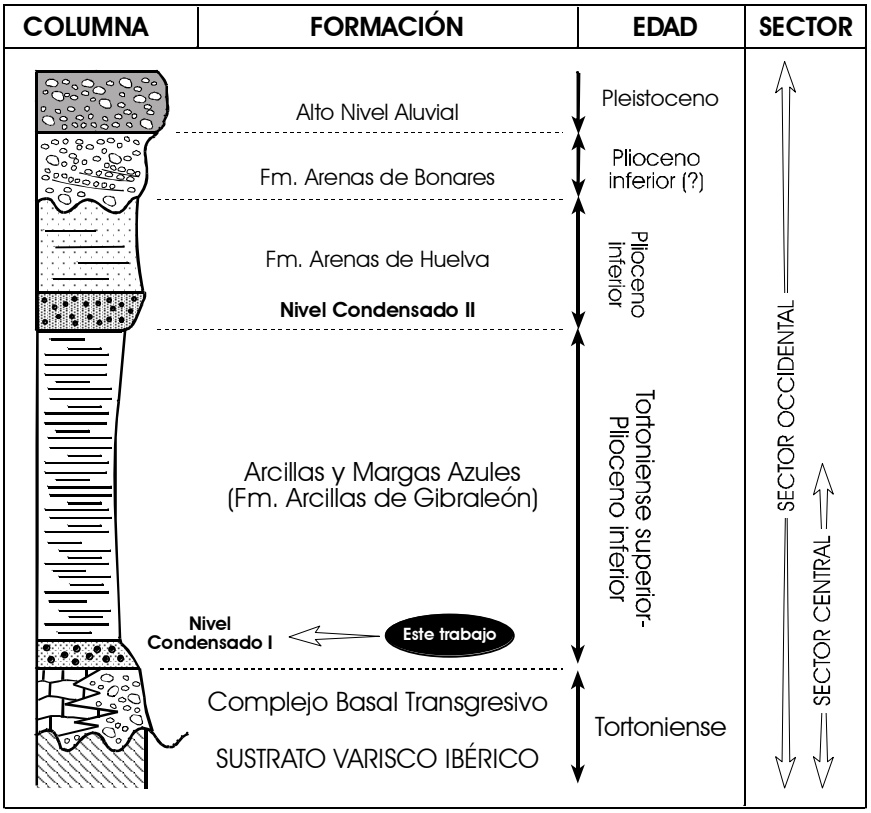


Figura 2. Columna estratigráfica regional simplificada del área de estudio. La situación de los niveles condensados puede ser observada. La potencia de las unidades no está a escala.

Existen numerosos trabajos destinados a realizar comparativas entre las características morfológicas, geoquímicas y texturales de la glauconita en niveles condensados de diferentes zonas y edades (Galán et al., 1989; Amorosi, 1995, 1997; Huggett y Gale, 1997; Amireh et al., 1998), siendo mucho más escasos los destinados a analizar su evolución en un mismo contexto

deposicional (Lim et al., 2000; Giresse et al., 2004) y estando prácticamente ausentes los que analizan las características de la glauconita a lo largo de un mismo nivel condensado (Abad et al., 2004). El objetivo de este trabajo es la integración de los datos obtenidos del análisis de la glauconita y de otros factores en un estudio pluridisciplinar (análisis de facies, bioestratigrafía, mineralogía, geoquímica, etc.), con el fin de profundizar en las condiciones de formación de estos depósitos y en las implicaciones de su aparición y evolución. Asimismo, los resultados constituyen una herramienta muy útil en la correlación y datación a nivel global de los cambios del nivel del mar a diferente escala que tuvieron lugar durante el Tortoniense superior (Fig. 3). Gran parte de este estudio se centrará en la caracterización geoquímica de la glauconita y de roca total muestreada a lo largo del nivel condensado en varios de los sectores de la cuenca, con el fin de conocer los factores que han controlado su formación y las implicaciones sedimentológicas que indica su aparición durante el final de la transgresión tortoniense.

2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

El área de estudio se localiza en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir, concretamente este trabajo se centra en tres afloramientos situados en su Sector Occidental y Central (Fig. 3). En estos sectores, la serie estratigráfica miocena está constituida, de muro a techo, por hasta cinco formaciones bien diferenciadas (Civis et al., 1987; Baceta y Pendón, 1999; Pendón et al., 2004) si bien, no todas las formaciones afloran en los dos sectores (Fig. 2): a) El Complejo Basal Transgresivo (CBT), localmente conocido como Fm. Niebla (Tortoniense), constituida por arenas y conglomerados basales y calcarenitas y calizas bioclásticas a techo; b) Fm. Arcillas de Gibraleón, caracterizada por un nivel glauconítico que define su base y una serie muy potente de margas y arcillas suprayacentes que constituyen el resto de la formación; c) Fm. Arenas de Huelva (Plioceno Inferior), formada por un nivel inferior de limos glauconíticos y un nivel superior de limos arenosos entre los que se intercalan frecuentes acumulaciones lumaquélicas origen tempestítico; d) Fm. Arenas de Bonares (Plioceno inferior?) constituida en su base por limos y arenas muy finas que evolucionan rápidamente en la vertical a arenas medias y microconglomerados y; e) El Alto Nivel Aluvial (Pleistoceno) formado por conglomerados y arenas rojas de origen fluvial. Cada una de estas formaciones han sido tentativamente correlacionadas con distintos cortejos sedimentarios de las Secuencias Deposicionales descritas por Sierro et al. (1990 y 1996). Dichas Secuencias Deposicionales presentan una buena coincidencia con la tendencias registradas en los Ciclos de 3º Orden de cambio del nivel del mar descritos por Haq et al. (1987 y 1988) (Fig. 3).

Este trabajo se centra en el nivel de arenas y/o limos ricos en glauconita y fósiles que separa el CBT de la Fm. Arcillas de Gibraleón, que aflora en dos puntos muy distantes entre sí dentro del margen norte de la Cuenca, en Niebla (provincia de Huelva) y Villanueva del Río y Minas (provincia de Sevilla) (Fig. 4). Los dos sectores de estudio presentan, además, claras diferencias en el tipo de sedimentos, configuración paleogeográfica y tendencias secuenciales registradas en la serie neógena. Se interpreta que este nivel condensado marca en tránsito de la Unidad Transgresiva tortoniense (CBT) al Cortejo del Nivel del Mar Alto (Fm. Arcillas de Gibraleón) dentro de la Secuencia Deposicional "B" (Sierro et al., 1990). Previos autores han interpretado que los depósitos ricos en glauconita constituye la sección condensada correspondiente al máximo transgresivo del Ciclo 3.2 de Haq et al. (1987). El nivel glauconítico ha sido datado radiometricamente mediante k/Ar en 7 Ma (Sierro et al, 1990) y 7.5-8 Ma (Ledesma, 2000), lo que permite asignarle una edad de Tortoniense superior a lo largo de todo el margen pasivo de la Cuenca (ver más adelante).

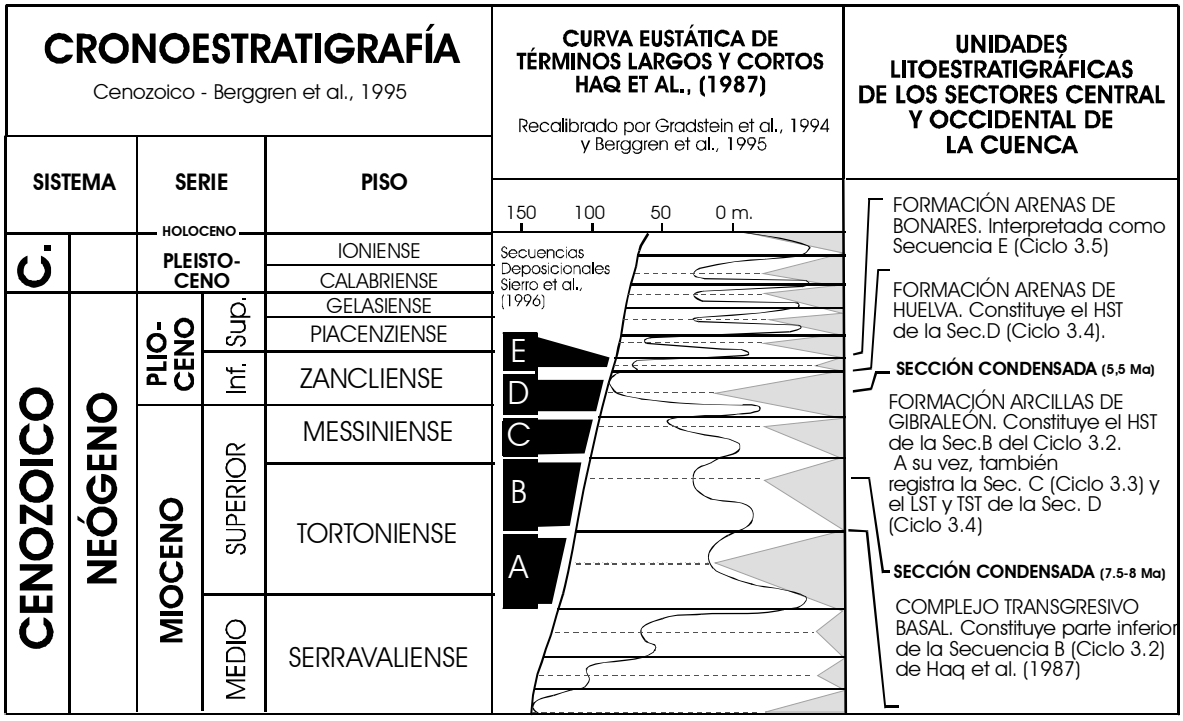


Figura 3. Principales unidades litoestratigráficas y niveles condensados descritos en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir y correlación con los ciclos eustáticos de 3º Orden de Haq et al. (1987), las Secuencias Deposicionales de Sierro et al., (1996) y las Secuencias Cronoestratigráficas de Hardenbol et al. (1998). LST, Cortejo Sedimentario de Nivel del Mar Bajo. TST, *Transgressive System Tract*. HST, *Highstand System Track*. Basado en Sierro et al. (1996) y Vera (2004).

Por otro lado, varios niveles ricos en glauconita, interpretados como sincrónicos al estudiado en este trabajo afloran en otros puntos de la Cuenca, como en Aznalcollar (Sevilla) (Borrego, 1986; Galán et al., 1989) o en Lepe y Cartaya (Huelva) (Muñiz, 1998), si bien, las

actuales malas condiciones de afloramiento y/o la escasez de estudios llevados a cabo en estas zonas no aconsejan su selección como puntos de muestreo.

3. METODOLOGÍA

3.1. Estratigrafía y Paleontología

Se realizaron observaciones de estratigráficas y sedimentológicas de campo y levantaron perfiles a pequeña escala en tres secciones seleccionadas en las localidades de Niebla (Huelva) y Villanueva del Río y Minas (Sevilla), en las que aflora en buenas condiciones el nivel condensado. Se identificó sobre el terreno la macrofauna y las galerías orgánicas visibles, así como el índice de icnofábrica siguiendo la metodología descrita por Droser y Bottjer (1986). Aproximadamente, cada 30 centímetros fue recogida una muestra de unos 2 kilogramos para su estudio (Fig. 5). Posteriormente, mediante lupa binocular, de forma simultánea al análisis microfaunístico, se identificaron y cuantificaron los ejemplares de macrofauna existentes en las muestras, así como pellets fecales y minerales exóticos (fosforita, ilmenita, pirita, etc.)

3.2. Granulometría

Las muestras seleccionadas para el análisis de tamaño de grano (10 gramos) fueron secadas a temperatura ambiente y tamizadas mediante un tamiz con luz de malla de 2000 μm para eliminar las partículas gruesas. Los sedimentos retenidos en el tamiz fueron separados, secados y pesados para su conversión en porcentaje en peso. El resultado fue dividido por 2,65 $g*cm^{-3}$ (la densidad media establecida para el sedimento) con el fin de convertir este valor en porcentaje en volumen. La distribución del tamaño de grano del sedimento menor a 2000 μm fue obtenido mediante un analizador de partículas laser Malvern Mastersizer 2000 (Malvern Instruments Ltd, UK) ubicado en el laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad de Huelva. El tamaño de las partículas fue determinado por su diámetro entre 0.02 y 2000 μm, que abarca los tamaños de grano comprendidos entre arenas (< 2000-63 μm), limos (63-4 μm) y arcillas (< 4 μm). Posteriormente fueron calculados los parámetros de angulosidad gráfica o Kurtosis (Kg) y el índice de asimetría gráfica (Sk_1) o *Sekwness* siguiendo el método establecido por Folk y Ward (1957).

3.3. Mineralogía

La composición mineralógica global se determinó de forma semicuantitativa mediante difracción de Rayos-X (método de polvo total) con un equipo D8 Advance X-Ray

Diffractometer (Bruker Axs) en los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva. La proporción relativa de las distintas fases cristalinas se realizó a partir de la medida del área de picos en muestras no tratadas, siguiendo la metodología propuesta por Barahona (1974), basada en los poderes reflectantes de los distintos minerales. La mineralogía y estadio evolutivo de la glauconita se estudió mediante técnicas de polvo total, agregados orientados (fracción menor a 2 μm) y en muestras purificadas de glauconita separada por fracciones granulométricas (63-125 μm, 125-250 μm, >250 μm) mediante un separador magnético isodinámico-Frantz en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Huelva. Previamente, todas las muestras fueron tratadas con CALGON™ y pirofosfato cálcico para su disgregación, lavadas y secadas en horno a temperatura constante de 60ºC.

3.4. Petrografía

Las calcarenitas y calizas sobre las que se depositan los limos glauconíticos, en ocasiones afectas por procesos de disolución y precipitación de costras férricas, se estudiaron mediante láminas delgadas en microscopio petrográfico y secciones pulidas de rocas. La glauconita concentrada fue estudiada mediante microscopio binocular para establecer su morfología, color y características de su superficie (brillo, presencia de grietas, inclusiones, etc.). En los depósitos condensados más cementados (como los de la Sección B) se realizaron láminas delgadas para el estudio bajo microscopio petrográfico de la microfauna y de la textura y mineralogía de la roca, así como para el análisis de las propiedades ópticas y morfológicas de sus minerales. Las características texturales, estructura y morfología de la glauconita fueron observadas con detalle mediante un microscopio electrónico de barrido (MEB) (JEOL-JSM5410) en los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva.

3.5. Geoquímica

Se separaron unos 25 gramos de glauconita de 16 muestras usando un separador magnético isodinámico-Frantz. Las características y la pureza de la glauconita separada del sedimento fueron examinadas mediante un microscopio binocular. Los granos de varias muestras representativas fueron retirados manualmente y seleccionados en función de su color, forma y tamaño. Posteriormente fueron montados sobre una probeta de 2.5 cm de diámetro y pulidos para el estudio de la composición en elementos mayores de los granos de glauconita e impurezas en elementos mayores y su zonación mediante imágenes de electrones retrodispersados (BSE), obtenidas a partir de un microscopio electrónico de barrido (JEOL-JSM5410) con un espectrómetro de energía dispersada (EDS) pertenecientes a la Universidad

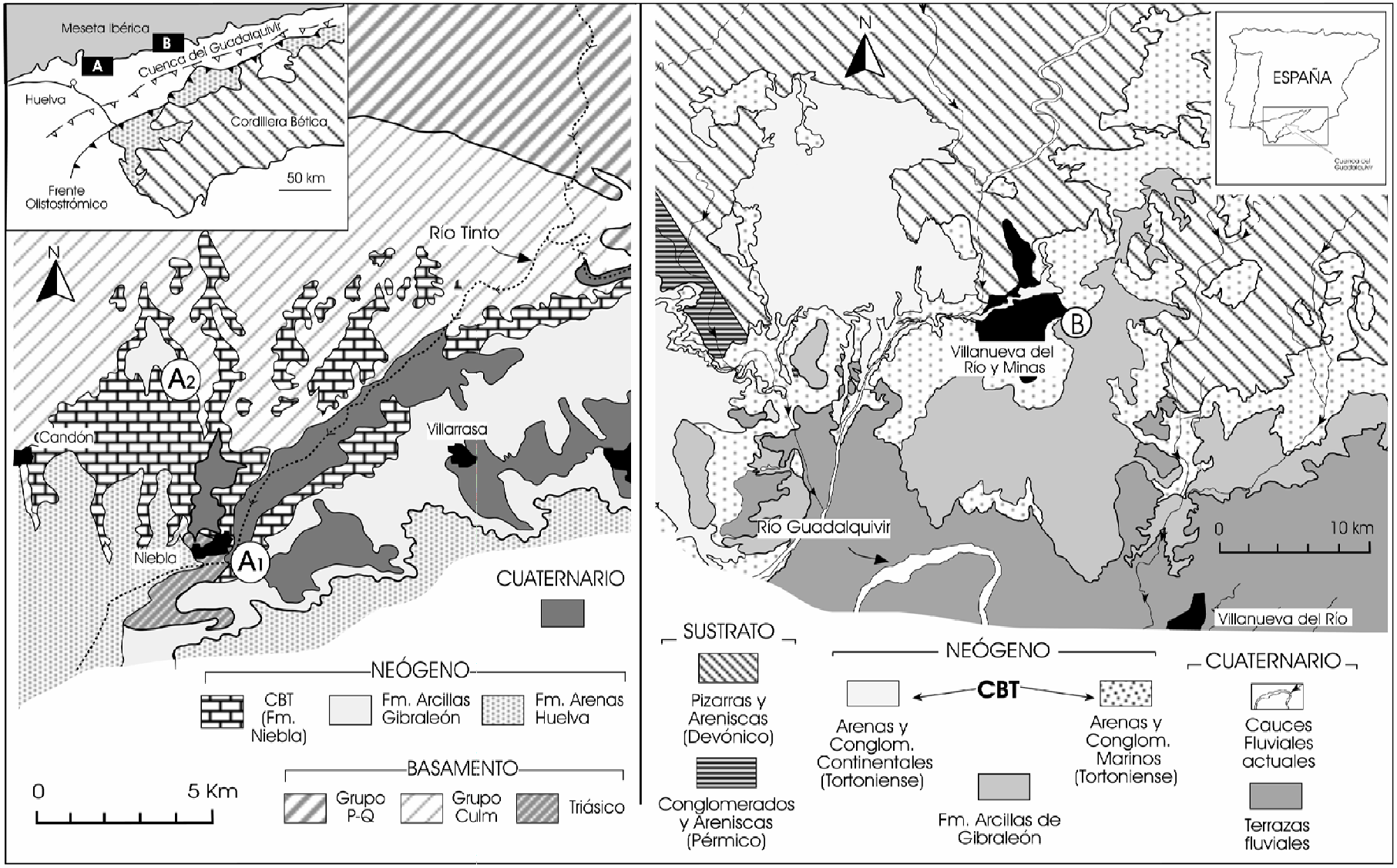


Figura 4. Localización y marco geológico de las dos zonas estudiadas. El cuadro superior a la derecha indica la situación de las secciones dentro del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. La línea discontinua con triángulos blancos en el cuadro superior izquierdo marca el límite en profundidad del frente olistostrómico.

de Huelva. En total se han realizado más de 500 análisis. Cada resultado del análisis composicional de la glauconita estudiada en este trabajo es el producto de la media de tres análisis en el borde o núcleo de un grano de glauconita, debido a la frecuente heterogeneidad composicional que presenta este mineral.

La composición de elementos mayores de roca total en diferentes muestras seleccionadas se obtuvo mediante análisis de Fluorescencia de Rayos X en los laboratorios *SGS Minerals Services* de Toronto (Canadá). Los elementos trazas y tierras raras (REE) de la glauconita concentrada y de roca total fueron analizados con un ICP-MS HP 4500 de la Universidad de Huelva. Su funcionamiento y calibración están descritos en De La Rosa et al. (2001). La precisión y exactitud fueron determinadas sobre los standars internacionales SARM-1 y SARM-4, siendo superior al 5-10% para la mayoría de los elementos. El porcentaje de carbonatos en las muestras de sedimentos fue calculado mediante el calcímetro de Bernard.

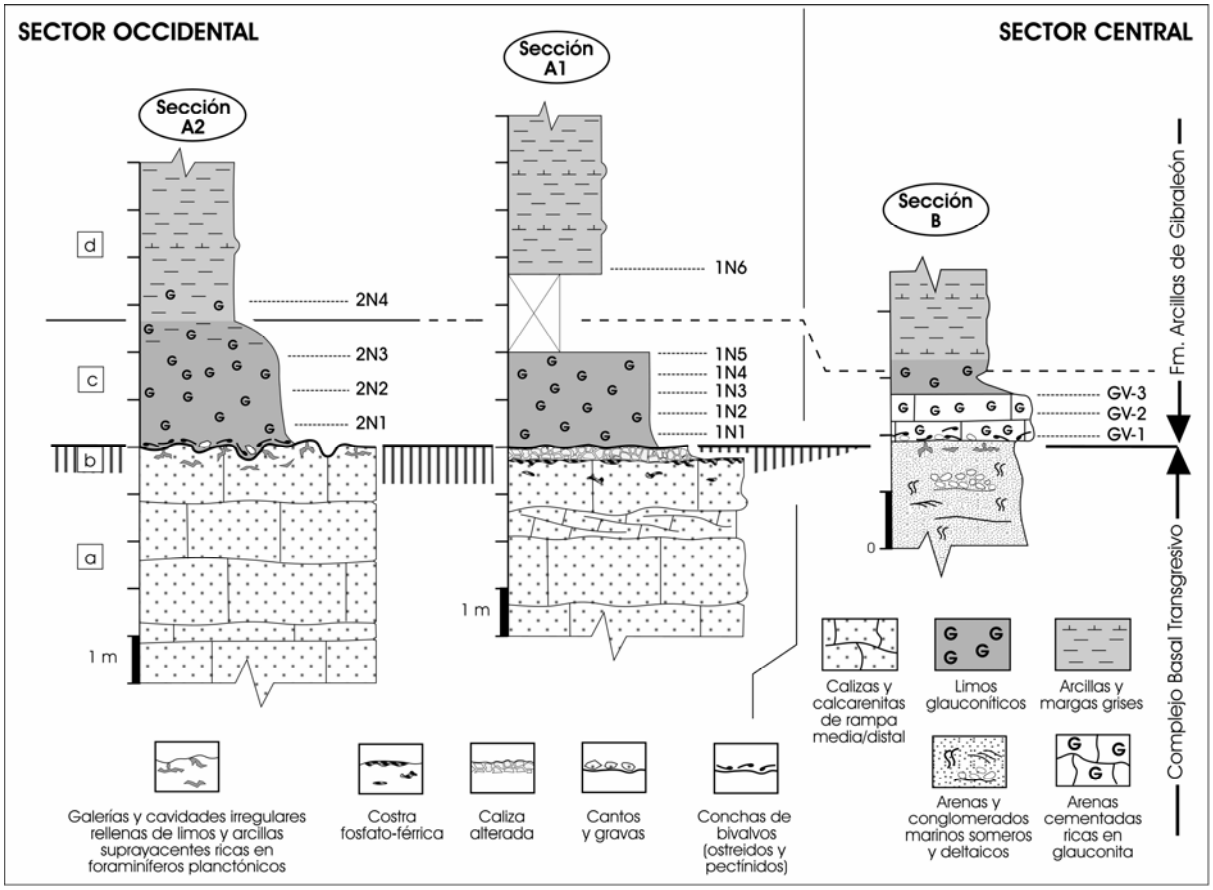


Figura 5. *Secciones estudiadas y situación de las muestras.*

3.6. Microfauna

Para el estudio de las asociaciones de ostrácodos y foraminíferos un total de 17 muestras de 250 g fueron obtenidas y levigadas a través de los tamices con luz de malla de 63, 125 y

250 µm. Todas las muestras fueran tratadas con dispersantes (CALGÓN™ y pirofosfato cálcico), lavadas y secadas en horno a temperatura constante de 60ºC. Posteriormente, se separaron todas las valvas y caparazones. Se han identificado todos los ostrácodos y unos 300 foraminíferos bentónicos por muestra, procediéndose también al contaje de los foraminíferos planctónicos presentes para calcular el índice P/B. Posteriormente, los resultados fueron extrapolados al total para hallar el número de individuos por gramo o se establecio su abundancia relativa por muestra.

3.7. Datación de la Glauconita por Rb/Sr

Se ha llevado a acabo en el laboratorio de datación geocronológica de la Universidad Complutense de Madrid.

3.7.1. ***Tratamiento analítico.*** Una vez separadas las muestras de glauconita (mineral silicatado), se les aplicó un ataque químico en microreactores SAVILLEX® con 8ml de HF + 2ml HNO_3, ambos Merck Suprapur, en estufa a 120°C durante 48 horas. Posteriormente, se llevaron a sequedad en placa calefactora a una temperatura aproximada de 100°C. A continuación, se agregaron 2ml HNO_3 Suprapur, para eliminar los posibles excedentes de fluoruros de silicio que pudieran quedar en la muestra, y se llevaron nuevamente a sequedad. Una vez seca la muestra, se agregaron 8ml de HCl 6N y se llevaron nuevamente a la estufa a 120°C durante 12 horas, y posteriormente a sequedad. El residuo se recuperó en 3ml de HCl 2.5N y se centrifugó durante 10 minutos a aproximadamente 4000 r.p.m., estando preparada la muestra para su paso a través de columnas de cromatografía. La separación del Rb y Sr, se realizó en columnas cromatográficas de intercambio iónico, con resma DOWEX AG-50x12, 200-400 mesh, utilizando HCl 2.5N como eluyente. Las fracciones en las que se concentraron el Sr y el Rb, fueron recogidas y llevadas a sequedad para su posterior análisis en el Espectrómetro de Masas TIMS.

3.7.2. ***Condiciones de medida.*** Las muestras de Sr y Rb fueron medidas sobre filamentos de Tántalo, previamente desgasificados (dos filamentos en el caso de las medidas de Rb); en un espectrómetro de masas VG Sector 54 (TIMS), con 5 cajas de Faraday, mediante multicolección dinámica, excepto para el Rb, que fue medido en colección simple. Las concentraciones de Sr, Rb, se determinaron por dilución isotópica, mediante la adición de spikes ^{84}Sr y ^{87}Rb (Oalc Ridge). Las medidas para $^{87}Sr/^{86}Sr$ fueron sido corregidas de posibles interferencias de ^{87}Rb, y normalizadas respecto al valor $^{88}Sr/^{86}Sr = 0.1194$, para la posible

fraccionación de masas. Durante el análisis de las muestras se midió el estándar isotópico de Sr, NBS-987 obteniéndose un valor medio (n=11) de $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.710282 ±0.00003 (2σ), los cuales coinciden con los obtenidos en este laboratorio en los últimos 5 años de $^{87}Sr/^{86}Sr$ =0.7 10254 ± 0.00004 (2σ, n = 599); asimismo se midió el patrón internacional GLO con un valor de 0.753517±0.0017, siendo el valor certificado de 0.7535±0.000010. Los errores analíticos están referidos a dos desviaciones standard, y son de 1% para la relación $^{87}Rb/^{86}Sr$ y de 0.01% en la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$.

4. OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS. ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA

4.1. Sector A (Niebla)

Baceta y Pendón (1999) esbozan un estudio preliminar sobre las características de este nivel condesado en Niebla. En el sector A está formado por un tramo de sedimentos de hasta 2,5 m de potencia, con una proporción considerable de granos de glauconita (puntualmente por encima del 50%). Estos depósitos no suelen aflorar en buenas condiciones, lo que dificulta su estudio sobre el terreno. Para su descripción, se han diferenciado cuatro tramos de muro a techo (Fig. 5):

a) Los depósitos más altos del CBT están formados por *grainstone-rudstone* muy ricos en fragmentos bioclásticos (bivalvos, equínidos, foraminíferos, algas rojas, briozoos, gasterópodos), frecuentemente bioturbados por *Ophiomopha*. La porosidad intergranular y móldica es muy importante en estos materiales (20-30% de la roca) (Fig. 6B), presentando rasgos propios de procesos de disolución poco selectivos que afectan tanto a la matriz como a los componentes bioclásticos. Las cavidades alcanzan más de 1 cm de extensión y muestran morfologías irregulares rellenas por cemento formado por calcita fibro-prismática y de tipo blocky. El cemento calcítico fibro-prismático es muy rico en inclusiones y presenta tonalidades ligeramente marronaceas, lo que le otorga un aspecto anubarrado. La calcita se presenta como una sucesión de cristales delgados, de grosor entre 10-30 μm, que tapiza las paredes de los poros y los granos de forma regular (*isopachous calcite cement*) (Fig. 6D). Generalmente muestran un incremento de su anchura con la longitud y poseen una terminación obtusa en forma de pirámide. Este cemento antecede en el tiempo a la calcita de tipo blocky, que rellena el resto de los poros y se presentan mucho más limpia, con colores blanquecinos y grises claros (Fig. 5E). En los poros de mayores dimensiones, hacia arriba, la calcita blocky es poco frecuente y pasa a microesparita con granos dispersos de glauconita y pequeñas cantidades de micrita de aspecto grumeloso o masivo. La micrita, que se hace más abundante hacia techo, puede aparecer rellenando parcialmente los poros -en ocasiones mostrando

orientación geopetal- o tapizando las paredes de bioclastos y cavidades. La micritización, aunque variable, afecta a casi todos los componentes bioclásticos de la roca, especialmente en la parte alta de este tramo. El proceso de micritización afecta a la calcita fibro-prismática de primera generación (Figs. 6D y E) y es previo a la precipitación de la calcita blocky en los poros de la roca. A su vez, un cemento ferruginoso de carácter laminar se desarrolla tanto precediendo como cubriendo la primera generación de calcita e involucra algunos restos de algas y bivalvos (Figs. 6A, F y G). Baceta y Pendón (1999) interpretaron todas estas características como el producto de un proceso de disolución selectiva que afecta tanto a la matriz como al cemento y a los componentes bioclásticos (ver más adelante).

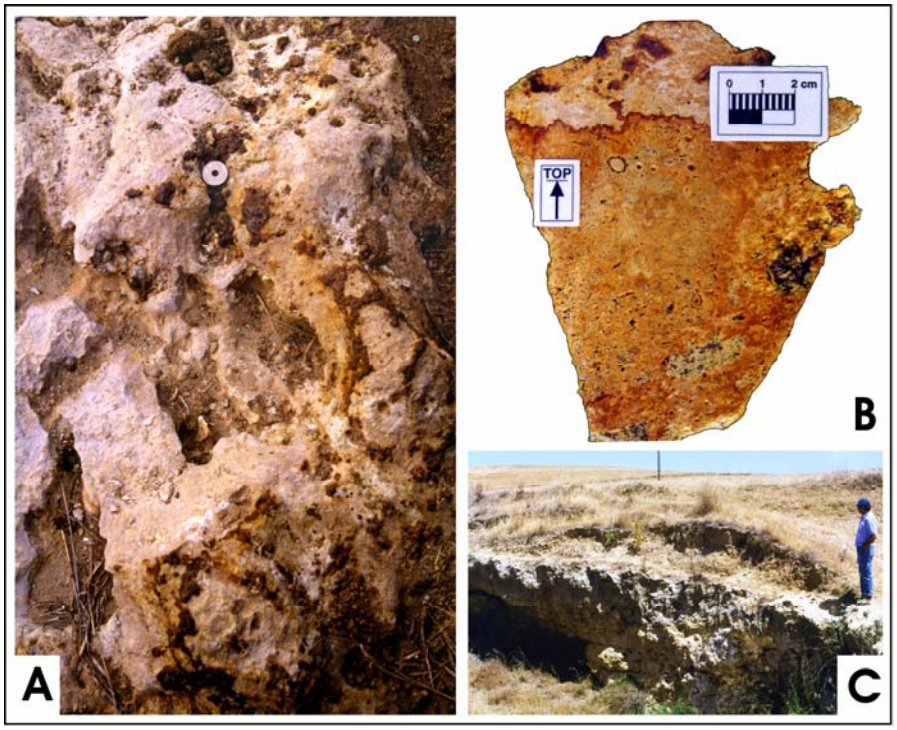


Figura 6. A, Límite superior del CBT en el Sector A. Obsérvese la irregularidad del contacto y aparición de la costra férrica sobre el techo de la calcarenita. B, Muestra pulida donde puede observarse en detalle la evolución vertical de los últimos cm. del CBT. C. Aspecto de campo del contacto entre la calcarenita (CBT) y limos glauconíticos (Fm. Arcillas de Gibraleón) separados por la superficie de omisión sedimentaria.

b) Las cavidades diagenéticas se hacen más frecuentes y mayores hacia el techo del estrato, y son rellenas por cemento micrítico bien desarrollado y cemento esparítico y férrico. Las fisuras irregulares y huecos vacíos se encuentran rellenas con limos y arcillas grises muy ricas en foraminíferos planctónicos y granos de glauconita. Un horizonte formado por una costra ferro-fosfática diseminada, de 1-2 cm de espesor y lateralmente discontinua, se forma a partir de impregnaciones y nódulos de oxi-hidroxidos de hierro, que incluye granos de glauconita, cuarzo, minerales pesados y un alto porcentaje de microgranulos de fosforita dispersos (Fig. 6A). En general, el contenido medio en P_2O_5 en la costra supera el 25%. Este horizonte marca el techo de la Fm. Niebla (o CBT) en la Sección A1, si bien en la Sección A2 esta transición está marcada por un nivel calizo de aspecto brechoide de entre 15-20 cm. de potencia que suele

cubrirla (Fig. 5). Un número indeterminado de perforaciones aparecen sobre esta superficie limitante, lo que parecer indicar un cierto grado de litificación del sedimento.

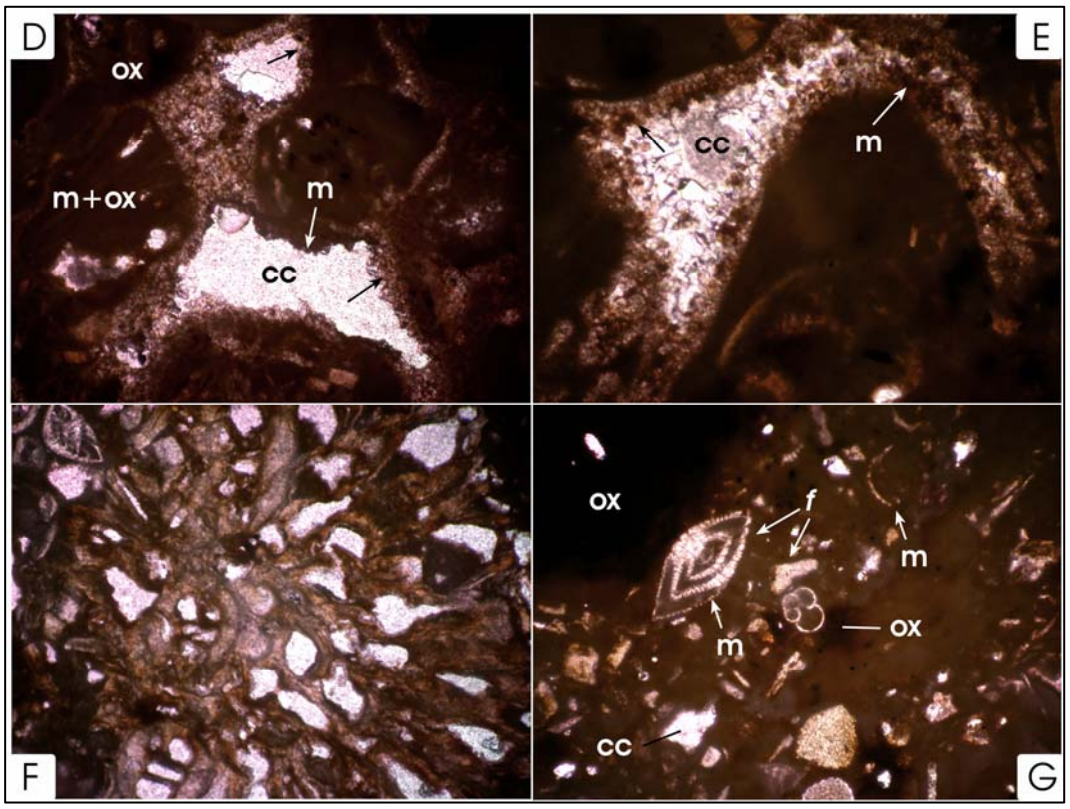


Figura 6 (cont). Microfotografías de secciones púlidas de los tramos (a) y (b). (D y E) Calcita fibro-prismática (flecha) rica en inclusiones tapizando las paredes de los poros en el tramo (a). cc, Calcita tipo blocky. mm. Micrita. Ox. Oxidos de hierro. (F) Sección de briozoo con porosidad móldica bien desarrollada, rellena por calcita blocky y afectado por procesos de micritización y ferruginización. (G) Cemento férrico y micritización laminar afectando a la totalidad de la roca y caparazones de foraminíferos -tramo (b)-. f, foraminíferos. Longitud máxima en las fotografías de 250 μm.

En otros afloramientos cercanos a la Sección A1, aunque a mayor cota topográfica, esta superficie se elabora directamente sobre un sustrato calizo triásico (Fig. 7), donde se pueden observar mucho mejor desarrolladas las costra férricas y múltiples perforaciones atribuibles a los icnogéneros *Gastrochaenolites* y *Meandropolydora* (Icnofacies Entobia, Gibert y Martinell, 1998) y otras indeterminadas de pequeña escala; así como ejemplares en posición de vida de ostreidos, serpúlidos y briozoos. Tanto la fauna en posición de vida como las bioerosiones reflejan una rápida transgresión y avance de la costa hacia el continente, donde rápidamente se instalaron condiciones de sedimentación marina profunda. Las únicas evidencias de un ambiente costero o marino somero en este punto están representadas por las perforaciones y los moluscos, lo que da una idea de lo rápido que fue el proceso transgresivo asociado a la formación del nivel condensado.

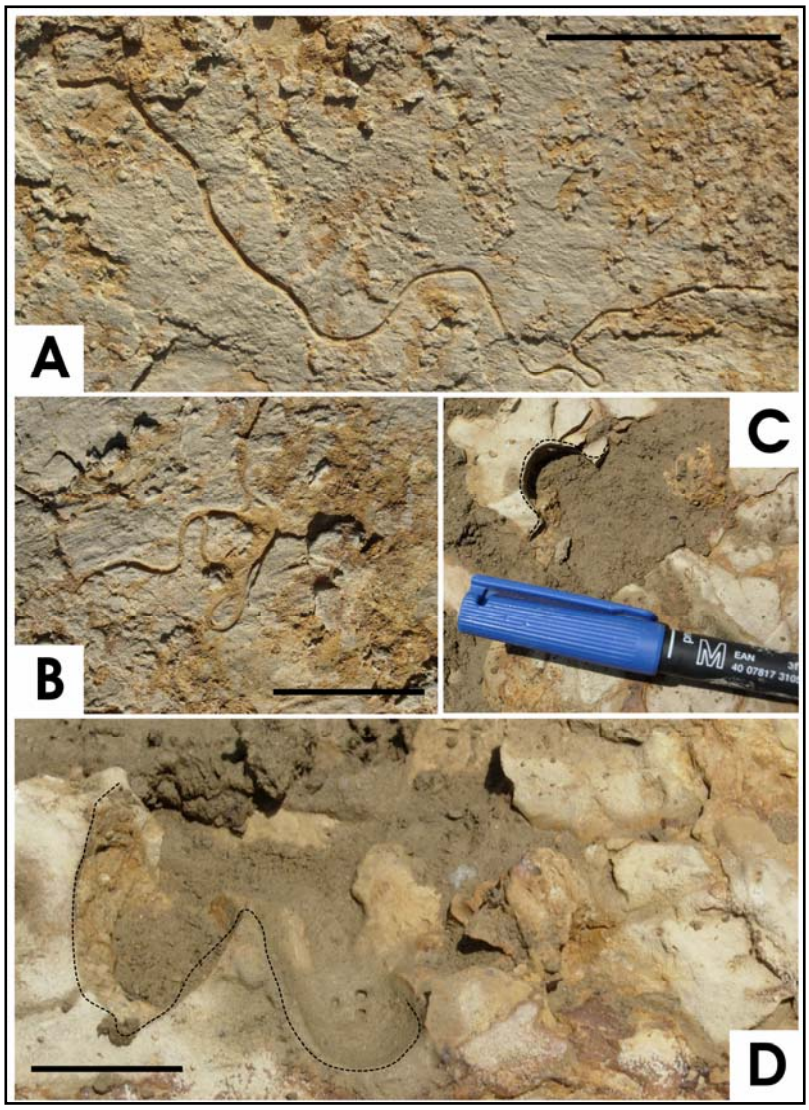


Figura 7. Bioerosiones elaboradas sobre un sustrato calizo triásico, en la base de la Fm. Arcillas de Gibraleón, cerca de Niebla. A y B, Ejemplares de *Meandropolydora*. Escala aproximada 5 cm; C y D, Perforaciones atribuibles a *Gastrochaenolites*, Rotulador 7 cm., Escala aproximada en D 4 cm.

En determinados casos, en los nódulos férricos que tapizan la calcarenita se han preservado un gran numero de microgalerías de morfologías cilíndricas (Fig. 8A) que indican una actividad bioturbadora importante en el sedimento, a priori mucho más intensa a la deducida mediante las observaciones sobre el terreno. Se tratan de galerías de escala milimétrica muy variable, rectas o algo curvadas, generalmente no ramificadas y siempre fuertemente pelletizadas (Fig. 8b). Los pellets presentan morfologías irregulares, predominando los elipsoidales y subcilíndricos sobre los esféricos. La distribución de los pellets en las paredes de las galerías es variable, aunque predomina la disposición anular. Por sus reducidas dimensiones y tipo de revestimiento, estas galerías se han clasificado como *Ophiomorpha* aff. *O. puerilis*, descrita recientemente en el Pleistoceno del Sur de Brasil y atribuidas a estadios juveniles y larvarios de crustáceos thalassinoideos (Gibert et al., 2006). De forma ocasional aparecen otras estructuras que no presentan refuerzo pelletoidal y aparecen cortando y tapizando las paredes de las pequeñas galerías de *Ophiomorpha* (Fig.

8C). Su revestimiento está formado por una gruesa capa de limos, que pueden presentar una laminación concéntrica mal definida.

Estas galerías sin revestimiento poseen morfologías irregulares y curvas que se desarrollan en la horizontal con formas sinusoidales sobreimpuestas, circulares o elípticas en sección (Fig. 8C y D). A partir de todas las características descritas y el sedimento al que aparece asociado (limos marinos), estas estructuras se atribuyen tentativamente a gusanos, probablemente anélidos poliquetos, aunque otra clase de gusanos no deben ser descartados (Schweitzer et al., 2005). Dentro de los poliquetos, numerosos grupos habitan en madrigueras y tubos biomineralizados o biocementados dentro del sedimento (Fauchald, 1977; Rouse y Pleijel, 2001). Las relaciones de sobreimposición con las galerías de *Ophiomorpha*, así como la ornamentación lisa de sus paredes y la ausencia de segmentación parecen indicar que las estructuras que aparecen ferruginizadas son galerías más que un fósil corporal de un anélido.

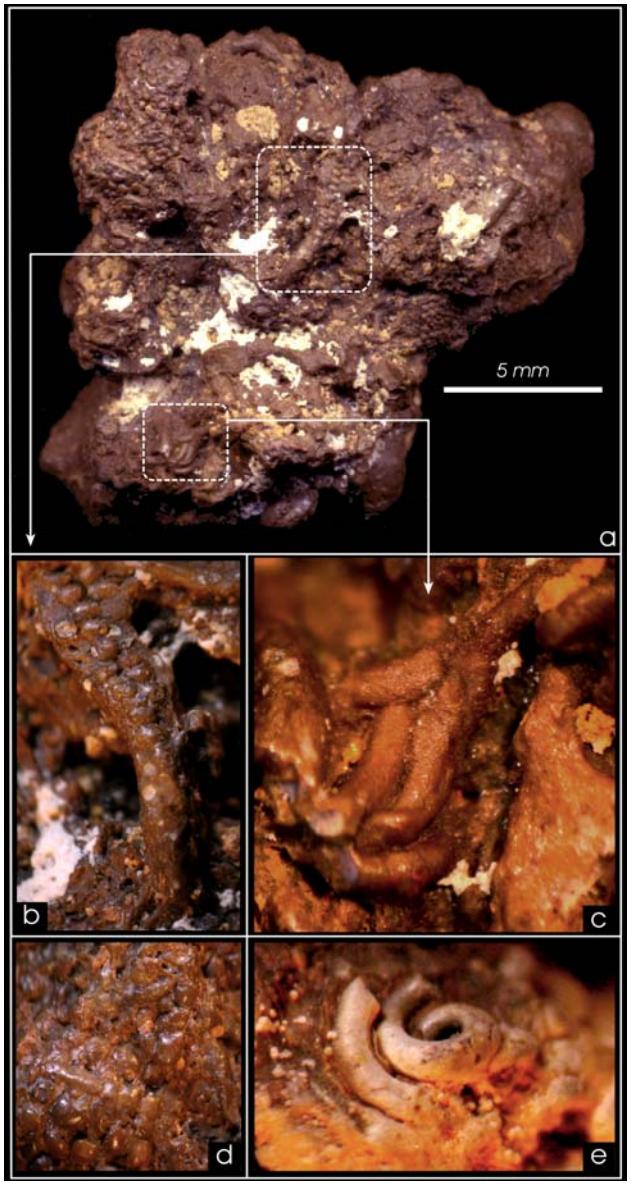


Figura 8. (a) Muestra de nódulo férrico afectado por bioturbación. (b) Madriguera de *Ophiomorpha* aff. *O. puerilis*. (c) Superposición de varias galerías no identificadas con morfologías sinusoidales atribuidas a anélidos (d) Detalle del revestimiento de las galerías de *O.* aff. *Pueriles*. Escala 300 micras. (e) Ejemplar aislado del serpúlido *Spirorbis* sobre costra de oxi-hidroxidos de hierro. Escala 1000 micras.

El icnogénero *Cylindrichnus,* excepto por sus pequeñas dimensiones, presenta claras similitudes con las estructuras descritas en Niebla, aunque Goldring (1996) y Goldring et al., (2002) subrayan la dudosa validez de este icnotaxón, que actualmente se encuentra en revisión (Gibert et al., 2006). La aparición de ejemplares de serpúlidos incrustantes, con enrollamiento espiral y pequeñas dimensiones (*Spirorbis* sp.) sobre los nódulos férricos, cubriendo la icnoasociación antes descrita, podría indicar cierto grado de litificación del sedimento en el momento de la colonización del sustrato, aunque este género se describe en medios actuales sobre sustratos blandos formados por mantos de algas marinas y bacterias (Riedll, 1986).

c) El nivel inferior de la Fm. Arcillas de Gibraleón consiste en un intervalo de 2,5 m de potencia formado por limos y arcillas beiges masivos (Fig. 6C), que ocasionalmente presentan una tenue laminación horizontal. Presenta abundante microfauna (a veces fosfatizada), pellets -ovoidales y capsulares- y altos porcentajes de glauconita (20-50%). Las características principales y abundancia relativa de los elementos diferenciados dentro de las muestras de este tramo, pueden ser observadas en la Tabla 1. El contacto entre los tramos (b) y (c), de naturaleza neta e irregular, aparece tapizado por valvas dispersas de ostreidos y pectínidos y por cantos de cuarzo y clastos calcáreos de escala centimétrica, procedentes de la caliza infrayacente. Los centímetros inferiores de este nivel (muestras 1N1 y 1N2) contienen cantidades importantes de nódulos de óxidos de hierro y cristales de fosforita y, en menor medida, de pirita. En todo el nivel son abundantes los minerales pesados, sobre todo de ilmenita y rutilo.

CARACTERÍSTICAS \ MUESTRAS	1N1	1N2	1N3	1N4	1N5	1N6	2N1	2N2	2N3	2N4	GV-1	GV-2	GV-3
Glauconita	F	F	C	C	A	R	F	F	A	R	C	C	F
Fosforita	F	C	R	C	C	N	C	F	R	R	R	R	R
Pirita	F	C	R	R	N	R	C	C	R	N	R	N	N
Foraminíferos	F	C	F	A	C	F	F	C	C	F	F	C	F
Ostrácodos	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
Microgalerías	R	C	F	F	A	R	C	C	F	R	R	R	R
Pellets fecales	C	C	C	A	F	R	C	F	A	R	C	C	A
Espículas de equinodermos	R	R	N	R	N	R	R	R	R	R	R	C	C
Dientes de Seláceos	C	C	R	C	C	C	C	R	C	R	C	C	C
Dientes de Osteictios	R	R	C	R	R	C	R	R	C	R	R	R	R
Otolitos	C	C	R	C	C	R	R	R	R	R	R	R	C
Pinzas de Crustáceos	R	N	N	R	C	N	R	N	N	N	R	C	C
Minerales pesados	F	C	C	C	R	R	F	C	C	R	A	F	F

Tabla 1. Abundancia relativa de los principales componentes en las muestras tomadas en las secciones estudiadas. N, Ausente; C, Común; F, Frecuente; A, Abundante.

Al igual que en los nódulos de hierro del tramo (b), un elevado porcentaje de pequeñas galerías cilíndricas, ferruginizadas y de escala milimétrica, aparecen en las muestras inferiores levigadas dentro del tramo d (Sección A1, 1N1-1N3; Sección A2: 2N1-2N2), en muchas

ocasiones presentando revestimiento pelletoidal irregular. Estas galerías han sido nuevamente identificadas como *Ophiomopha* aff*. O. puerilis* (Fig. 9). Junto a estas, la única galería reconocida en afloramiento es un ejemplar de *Thalassinoides* isp. de pequeñas dimensiones. Hacia techo pasa a ser dominante la icnoasociación formada por ejemplares aislados de *Planolites* isp., *Skolithos* isp., *Ophiomorpha* (?) isp. y *Thalassinoides* isp., acompañados por numerosas microgalerías de *Ophiomorpha*. De forma paralela, el índice de icnofábrica aumenta ligeramente y las dimensiones de las galerías incrementan (valor medio de 1-2, Droser y Bottjer, 1986). Las galerías de *Thalassinoides* presentan paredes lisas, no revestidas y un contacto neto, bien definido, con el sedimento encajante. El contenido fosilífero observado dentro del nivel condensado en muy diverso (Fig. 10), destacando los dientes de seláceos (*Isurus hastalis*, *Carcharias cuspidata*, *Squatina* sp.) y de osteictios, otolitos, restos óseos de vertebrados marinos, pinzas de crustáceos decápodos, restos de plantas y algunos ejemplares aislados de los bivalvos en la parte alta del tramo (*Amussium cristatum*, y *Neopycnodonte cohlear*).

d) Localiazada en la parte más baja de la Fm. Arcillas de Gibraleón *s.l.*, muy rica en foraminíferos planctónicos y bentónicos. Este tramo está formado exclusivamente a margas y arcillas grises, con un bajo contenido en glauconita y limos, que disminuyen rápidamente en la vertical. La icnoasociación dominante está formada por *Planolites* y *Thalassinoides*.

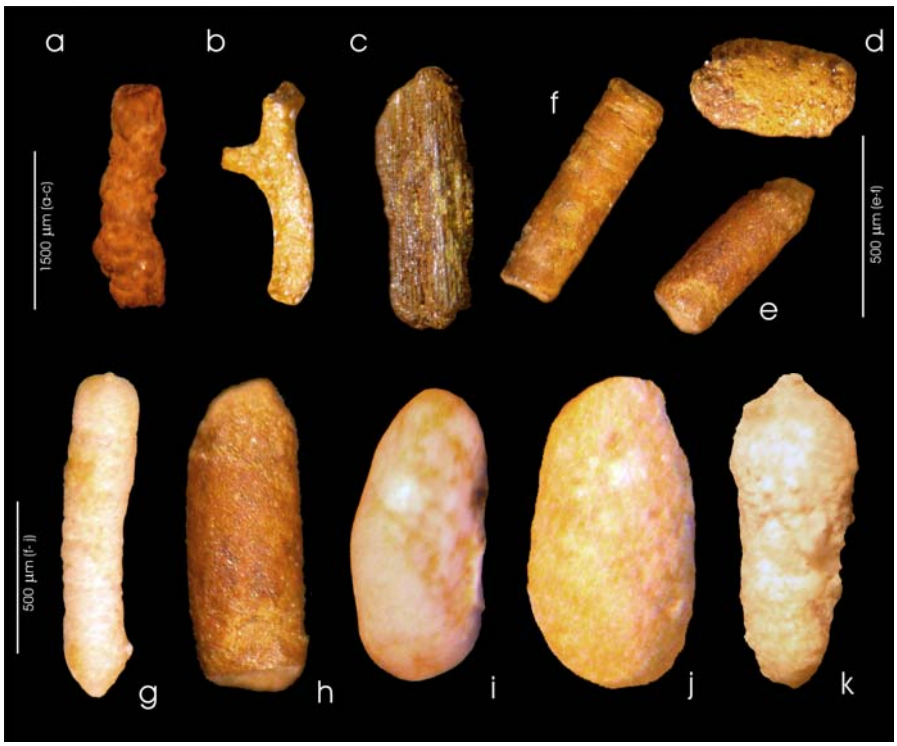


Figura 9. (a) y (b) Galerías de *Ophiomorpha* aff. *puerilis* y micro-galería ramificadas no revestidas en muestra 1N2 de la Sección A (*Thalassinoides* ?). (c) Resto vegetal. (d) y (e) pellets fecales de morfología capsular en Sección A. (f) Pequeñas galerías cilíndricas no identificadas en Sección A. (g) *Martinottiella communis* (D´orbigny), foraminífero incrustante parcialmente fosfatizado en la Sección A. De (h) a (j) pellets fecales de distintas morfologías de Secciones A1, A2 y B. (k) Ejemplar de *Amphicoryna semicostata* (Costa) fosfatizado en Sección B.

4.2. Sector B (Villanueva del Río y Minas)

Debido a las malas condiciones de afloramiento y a su escasa potencia en esta zona (menos de 1 m), las observaciones llevadas a cabo sobre el terreno en el nivel condensado son menos precisas que en el caso anterior. En el Sector B no se han encontrado evidencias de disolución y precipitación de oxi-hidroxidos de hierro sobre el sustrato marino que evidencien el desarrollo de una superficie de omisión sedimentaria, si bien en Villanueva el tipo de depósitos no es tan adecuado como en Niebla para la formación de esta clase de superficies sedimentarias. Por el contrario, los sedimentos que forman el nivel condensado se encuentran algo más cementados y presentan una granulometría más grosera (Fig. 5).

a) Está formado por arenas medias-finas con intercalaciones conglomeráticas de escala decimétrica con altas proporciones de fragmentos de ostreidos y balánidos. Estas facies han sido interpretadas previamente como depósitos de frente deltaico distal adyacentes a un medio marino somero.

b) En este sector, la superficie que delimita el tránsito entre el CBT y la Fm. Arcillas de Gibraleón es ligeramente irregular y neta, si bien en ella no se ha desarrollado una costra férrica. Localmente se han podido observar galerías verticales de *Ophiomorpha* rellenas de arenas con glauconita, penetrando en el sustrato arenoso infrayacente.

c) Este tramo está formado por unos 90 cm de arenas muy ricas en glauconitas y restos fósiles (Fig. 5). La superficie aparece tapizada por multitud de cantos de cuarzo y pizarras derivados del zócalo paleozoico cercano. La presencia de numerosas valvas de bivalvos (sobre todo ostreidos y pectínidos) y restos de balánidos también es frecuente. Hacia techo se produce una disminución progresiva del tamaño de grano de las arenas y desaparecen los cantos y la macrofauna, haciéndose más abundantes los foraminíferos, las radiolas de equinodermos, los otolitos y los pellets (Tabla 1). Al igual que en la Sección A, los foraminíferos pueden aparecer parcialmente fosfatizados y son numerosos los dientes de selaceos (*Isurus* sp.) y osteictios, los otolitos y los restos de crustáceos (Fig. 10). En menor medida también aparecen vértebras de cetáceos y moldes de bivalvos parcialmente fosfatizados. Como en la Sección A, son abundantes los minerales pesados, especialmente la ilmenita. De forma aparente, el índice de icnofábrica es de bajo a moderado, nunca superior a 2-3 (Drosser y Bottjer, 1986) dominando la paleoicnocenosis de *Ophiomorpha*, aunque es probable que las malas condiciones de afloramiento limiten las observaciones sobre el terreno y enmascaren un índice de icnofábrica más elevado.

d) Sobre el nivel condensado, los sedimentos se hacen rápidamente más finos (limos y arcillas), a la vez que el porcentaje de glauconita disminuye bruscamente. Estos depósitos marcan el inicio de la sedimentación en Formación Arcillas de Gibraleón *s.l.*

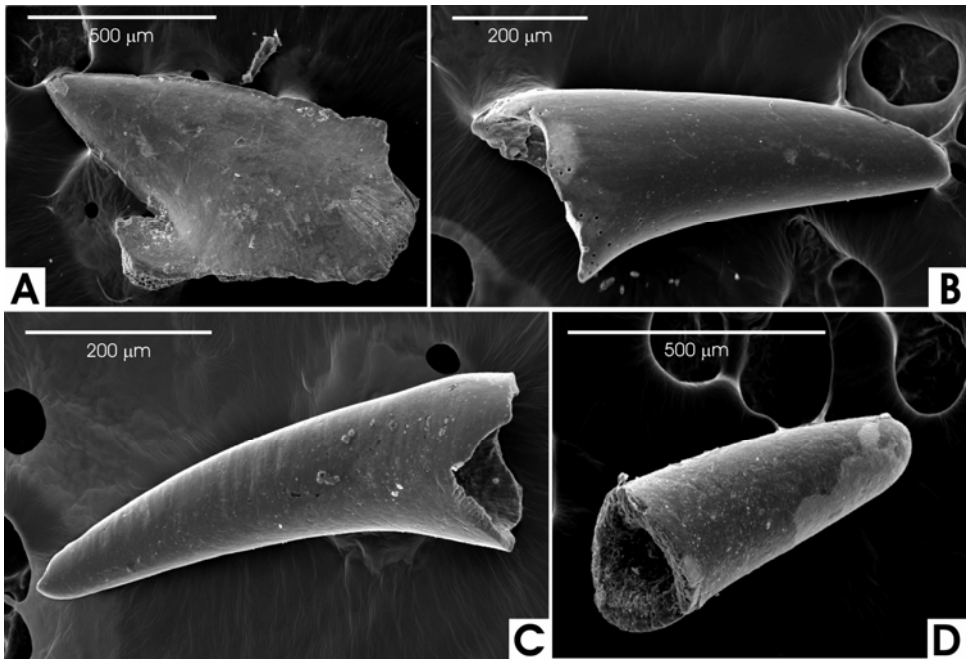


Figura 10. Microfotografías de SEM. A, Diente de seláceo en Sección A1 y B, Dientes de osteichtios de las Secciones de Niebla y Villanueva del Río y Minas, respectivamente. C y D, restos de pinzas de crustáceos de la Sección A2.

4.3. Interpretación

El límite entre los tramos (b) y (c) en las Secciones A1 y A2 (Fig. 5) ha sido interpretado por Baceta y Pendón (1999) como una discontinuidad sedimentaria que presenta características propias de exposición subaérea, retocada por la erosión marina durante una transgresión posterior. En la Sección B estas alteraciones no han sido observadas, probablemente debido a la diferencia del sustrato sobre el que se deposita el nivel condensado y a las condiciones ambientales existentes, ya que se trata de un medio más somero y energético. La interpretación de estos autores está basada en la presencia de óxi-hidróxidos de hierro en diferentes formas, como nódulos y costras, rellenando cavidades, tapizando bioclastos, o formando localmente niveles de varios centímetros de potencia en el techo de un sustrato carbonatado. Todas estas carácterísticas son muy comunes en carbonatos marinos someros que han experimentado exposición a climas semiáridos (Esteban y Klappa, 1983; Wright, 1988).

La superficie descrita presenta claras similitudes con la descrita en el contacto entre la rampa carbonatada y el complejo arrecifal del Tortoniense inferior de La Negra (Menorca), caracterizada por la formación de una superficie de disolución tapizada por una costra muy rica en hierro y fosfatos. Al igual que en Niebla, interpretaciones previas (Obrador et al.,

1992) correlacionan esta discontinuidad con un descenso brusco del nivel del mar, y la costra fosfato-férrica con la profundización del medio relacionada con la subsecuente transgresión. No obstante, en Niebla un rápido descenso del nivel del mar de estas características, seguido por un importante ascenso del mismo, debería haberse registrado en la organización de facies (Nummedal et al., 1993). Esta última circunstancia no se ha observado en el área de estudio (ver Capítulo 2). Además, en otros sectores del margen pasivo, esta situación debió quedar también registrada. Por otro lado, todas las características aqui descritas son muy comunes en rocas sedimentarias que han experimentado un intensa actividad bioerosiva/bioturbadora y procesos diagenéticos tempranos de disolución, precipitación de cementos y litificación del fondo marino durante transgresiones y periodos de no-depósito, tasas de sedimentación reducidas y condensación en zonas profundas.

Estas superficies suelen ser el resultado de una importante migración de los depocentros hacia el continente en respuesta a ascensos eustáticos del nivel del mar muy rápidos. Tradicionalmente, estos procesos se relacionan con el desarrollo de superficies de omisión sedimentaria (p.e. Loutit et al., 1988) en contextos transgresivo, que son frecuentemente cubiertas por un depósito rico en fauna y glauconita asociado al máximo transgresivo o superficie de máxima inundación de la secuencia deposicional (Galloway, 1998; Posamentier y Allen, 1999). Por otra parte, la descripción de esta superficie es coincidente en varios aspectos con muchos ejemplos de fondos marinos profundos que han experimentado cierto grado de consolidación, donde las múltiples perforaciones causadas por organismos marinos pueden producir cavidades irregulares sobre un sustrato endurecido que, posteriormente, fueron rellenadas por los depósitos de grano fino suprayacentes. Además, en conjunto, las evidencias de disolución desarrolladas sobre la superficie, la costra fosfato-férrica que la tapiza, así como las cavidades y fisuras rellenas por limos muy ricos en foraminíferos planctónicos y glauconita, indican que los sedimentos carbonatados infrayacentes han experimentado un progresivo incremento en su grado de litificación hasta un estadio próximo a un *hardground*, pasando previamente por un sustrato con un menor grado de cementación o *firmground* (Gibert y Martinell, 1998). Facies de similares características han sido relacionados con tasas bajas de sedimentación terrígena y tasas altas de sedimentación orgánicas, originadas por el ascenso de aguas profundas ricas en nutrientes en el Mioceno de Menorca (Pomar et al., 2002), en la plataforma de Apulian y de los Apeninos (Mutti et al., 1997, 1999; Mutti y Bernoulli, 2003) y en otras plataformas circum-Mediterráneas (Carannante et al., 1988; Franseen et al., 1996). Los datos sugieren que ciertas características, como la aparición de micrita a modo de relleno o película en las paredes de los poros y cavidades, pueden ligarse a la acción de comunidades bacterianas heterótrofas en el fondo marino, que favorecieron la precipitación de este

material durante momentos de alta productividad biológica o acumulación de volúmenes de materia orgánica al fondo marino.

El tramo (c) se inicia en ambas secciones con un nivel discontinuo, de unos 5-10 cm de potencia, formado por elementos dispersos de cantos de cuarzo, clastos derivados del zócalo (pizarras, cuarcitas, dolomias o calizas, según el sector considerado), cantidades variables de arenas gruesas y gravas, así como valvas de ostreidos y de pectínidos, que tapizan la superficie de inundación. Este nivel se interpreta como un deposito residual, producto tanto de la erosión marina del sustrato infrayacente, como de la baja tasa de sedimentación, derivadas ambas del proceos transgresivo (Swift, 1976; Kidwell, 1989). Según Kidwell (1991), este tipo de depósitos corresponde con "*thin hiatal concentration shell beds*", y son el resultado de transgresiones rápidas en plataformas abiertas que experimentan "hambruna" sedimentaria y contienen una alta disponibilidad de material bioclástico. El alto contenido en fauna explica generalmente la presencia de cemento carbonatado en los niveles condensados, tal y como sucede en la Sección B. Hacia techo, la aparición conjunta de dientes de seláceos, glauconita y fosfatos es característica de secciones condensadas en las que la glauconita se ha formado *in situ* (Odín y Letolle, 1980; Loutit et al., 1988; Visser, 1993). La pequeña potencia de los limos y arenas glauconíticos en todas las secciones es otra característica propias de un nivel condensado. Según Amorosi (1997) ya que la glauconita se forma en la interfase sedimento-agua y está favorecida por bajas tasas de sedimentación, típicamente los niveles condensados presentan potencias inferiores a 3 metros. Por el contrario, una gran potencia de un sedimento rico en glauconita podría sugerir un origen aloctono de la misma.

Dentro del tramo (c) se han diferenciados varios icnotaxones, especialmente en la Sección A1, que permiten diferenciar dos intervalos dentro del nivel condensado. El intervalo inferior presenta un índice de icnofábrica muy bajo y estaría representado por la icnocenosis formada por *Ophiomorpha* aff. *puerilis* y, en menor medida, *Thalassinoides*. El intervalo superior presenta un índice de icnofábrica superior y pasa a estar claramente dominado por la icnoasociación *O.* aff. *puerilis*, *Ophiomorpha* isp., y *Thalassinoides* isp., y, ejemplares aislados de *Planolites* isp. *y Skolithos* isp. En Villanueva del Río y Minas (Sección B) únicamente se han observado galerías verticales de *Ophiomorpha* de diferentes dimensiones y orientación preferentemente vertical. Las características detalladas para el tramo inferior del nivel condensado en Niebla, aproximadamente el primer metro del depósito, son propias de un medio con valores reducidos de oxígeno, como parece indicar la presencia de pirita y fosforita en el sedimento. Según Savrda y Bottjer (1986), el bajo índice de icnofábrica y las pequeñas dimensiones de las galerías reconocidas en estos sedimentos son características propias de aguas profundas, poco oxigenadas o disaeróbicas. La aparición de condiciones anóxicas o

dióxicas en fondos marinos profundos asociadas a transgresiones se encuentran ampliamente documentadas a lo largo de la historía de la Tierra (p.e. Jacobs y Lindberg, 1998; Gaines y Droser, 2005). En estas etapas se producen incrementos bruscos de la profundidad del fondo y la estratificación de las aguas (Emery y Myers, 1996; Gasparini et al., 1997). Tales circunstancias puede provocar un descenso de los valores de oxígenos disuelto en el agua, ya de por sí muy bajos en medios tan profundos y de baja energía (Mamet y Preat, 2006). La incursión de masas de agua deficientes en oxígeno sobre el talud continental y plataforma externa también pueden estar ligadas a condiciones climáticas tropicales, episodios transgresivos, acumulación de materia orgánica -propiciadas por una baja tasa de sedimentación detrítica y/o alta tasa de sedimentación orgánica-, o incluso cambios en el patrón de circulación de corrientes oceánicas (como estancamiento de las aguas profundas y/o la circulación extremadamente lentas de las corrientes marinas) (Stein et al. 1989; Landing, 2001; Muti y Bernoulli, 2003). Esto explicaría la escasez de macrofauna bentónica observada en los niveles condensados estudiados, al menos en la Secciones A1 y A2. Conocer, en concreto, el grupo de factores que intervinieron en la formación del nivel condensado en Niebla es, en nuestro caso, muy complejo (ver más adelante).

5. GRANULOMETRÍA

El análisis de los parámetros granulométricos y tipo de sedimento de los niveles condesados muestreados están condicionados por la elevada proporción de sedimento autigénico (glauconita, fosforita, pirita), depósitos residuales, restos de fauna, galerías orgánicas y, especialmente, fragmentos de costras y nódulos ferruginosos que se mezclan con el sedimento. Es por ello, que los resultados deben ser tratados sólo como una aproximación a la reconstrucción de las condiciones hidrodinámicas del medio de depósito y debe ser considerada la influencia de estos componentes que no fueron transportados, ni seleccionados, por corrientes u otros agentes hidrodinámicos. En todos los casos, se establece el tamaño de grano superior a arenas medias (>500 μm) como límite para realizar el análisis de los parámetros sedimentológicos (Figs. 11 a 13), ya que por encima de él se concentran los elementos del sedimento no estrictamente transportados. La proporción neta de los diferentes tamaños de granos del sedimento en las muestras, incluyendo las gravas, puede ser observada en las gráficas circulares de las figuras 11, 12 y 13.

5.1. Sección A1

El análisis granulométrico de los sedimentos de la Sección A1 es especialmente complicado, debido a la intensa alteración que presentan los depósitos en este punto. En general, todas las muestras son sedimentos de tipo limos finos (1N1 y 1N3) a groseros (1N2, 1N4 y 1N5), con proporciones considerables de arenas finas y muy finas (Fig. 11A). Presentan un grado de selección extremadamente pobre, con valores altos de desviación standard (o *sorting*), superiores a 4 en todas las muestras, especialmente en la parte media del nivel. El índice de angulosidad gráfica, o Kurtosis, de las muestras es siempre inferior a 1.1, con valores especialmente bajos en las muestras 1N3 y 1N4, lo que vuelven a indicar un grado de selección del sedimento muy bajo. Las formas de las curvas de frecuencia pueden clasificarse como platicúrticas (1N1, 1N3 y 1N4) y mesocúrticas (1N2 y 1N5), lo que indica una tendencia hacia un sedimento mal seleccionado y con valores granulométricos dispersos (Fig. 11A). El grado de selección pobre y muy pobre se justifica por la mezcla de sedimentos de muy diferentes tamaño de grano, como minerales autígenos -pirita, glauconita, oxi-hidróxidos de hierro y fosforita-, minerales pesados, bioclastos residuales y los sedimentos finos producto de la decantación de arcillas, limos y microfósiles desde la parte superior de la columna de agua. El índice de asimetría, excepto en la muestra 1N1, poseen valores superiores a -0,1, con muestras simétricas (1N2 y 1N3) y asimétricas (1N4 y 1N5). La baja asimetría negativa de la muestra 1N1 indica una población importante, aunque subordinada, de sedimentos groseros, probablemente depósitos residuales transgresivos; y una población principal de finos correspondiente a la sedimentación hemipelágica. En el resto de las muestras se observa una cola de sedimentos finos bien desarrollada y se deduce un predominio de los tamaños de granos más groseros de tipo limos gruesos y arenas finas. La tendencia vertical denota un claro predominio de los sedimentos finos hacia techo (disminución del índice de asimetría).

La mezcla de varias poblaciones de tamaño de grano también es observable mediante la distribución bimodal y polimodal observadas en todas las muestras, excepto la 1N2, que presenta una distribución unimodal. Esta distribución bimodal, con dos máximos bien definidos en la parte baja del nivel condesado (muestras 1N1 y 1N3) es interpretada como la mezcla de: 1) los sedimentos terrígenos y calcáreos que componen el sedimento de tipo arcillas, limos finos a medios y que se concentran en el tamaño de grano entre 2-8 μm (arcillas, fragmentos de foraminíferos y ostrácodos, pequeños granos de cuarzo, glauconita y otras micas) con; 2) la mayor parte de los granos de glauconita (probablemente derivados de pellets fecales, microfósiles y fragmentos de micas) y otros microfósiles, concentrados en la

fracción limos muy gruesos a arenas finas (31-125 μm). La distribución unimodal de la muestra 1N2 puede explicarse mediante la superposición de estos dos máximos.

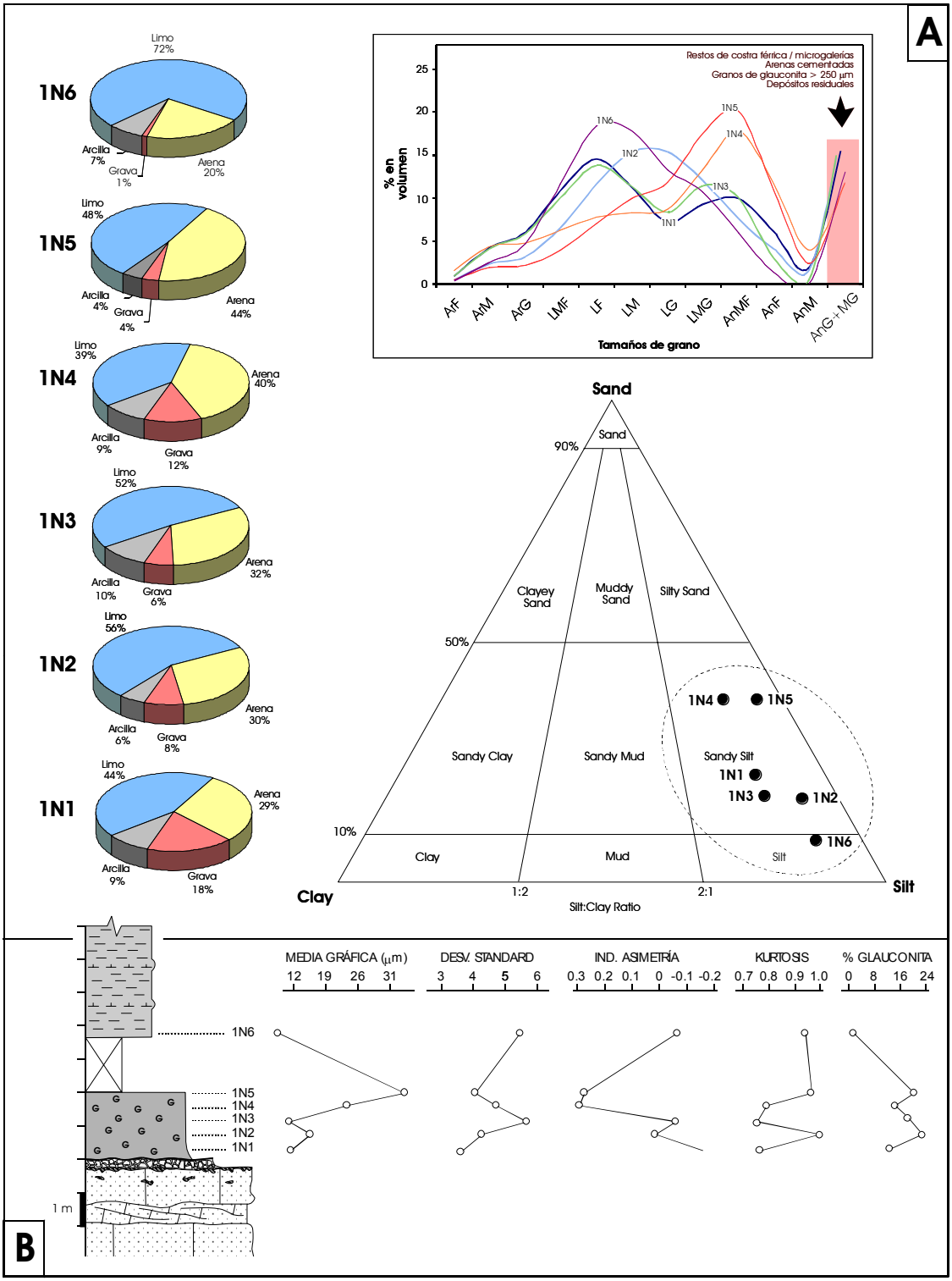


Figura 11. (A) Dispersión del tamaño de grano y tipo de sedimento de las muestras en la Sección A1. Diagrama de clasificación del sedimento según Folk (1954, 1974). (B) Evolución vertical de los parámetros granulométricos en la Sección A1. Desv. Standard., Desviación Standard o *Sorting*. Ind. Asimetría, Índice de asimetría gráfica o *Sekwness*.

Hacia techo, la distribución bimodal continúa (muestras 1N4 y 1N5), si bien sólo es visible un máximo bien definido correspondiente a la fracción granulométrica comprendida entre limos muy gruesos y arenas medias (31-500 μm) en la que se concentra la glauconita. Por otro lado, la fracción correspondiente a los limos sigue siendo considerable. Este incremento del tamaño de grano medio hacia el techo del nivel condensado no resulta fácil de explicar. Una posible explicación consiste en que la disminución gradual del tamaño de grano del sedimento terrígeno (cuarzo y arcillas), producto de una cada vez más acentuada hambruna sedimentaría, fuese acompañado de un proceso de glauconitización progresivamente más efectivo que produjese un incremento paralelo del porcentaje de glauconita en el sedimento. Una alta concentración de granos de glauconita formada a partir de un sustrato homogéneo, compuesto, por ejemplo, por foraminíferos planctónicos, daría lugar a una distribución granulométrica similar a la descrita en las muestras 1N4 y 1N5. Dicho incremento en el porcentaje de glauconita pudo estar relacionado con un aumento en el porcentaje de foraminíferos en el sedimento, registrado hacia el techo del nivel condensado (ver más adelante).

La muestra 1N6, que se sitúa por encima del nivel condensado, presenta diferencias evidentes con respecto a las muestras inferiores, como una distribución claramente unimodal, con predomino de tamaños de grano de tipo limos finos y menor porcentaje de arenas finas (donde se concentraban previamente los granos de glauconita). Los parámetros indicativos del grado de selección del sedimento son, por el contrario, similares, con curvas de geometrías mesocúrticas y valores de *sorting* pobres. Estas características son propias de sedimento marinos profundos no sometidos a ningún proceso hidrodinámico de selección. El índice de asimetría indica una distribución casi simétrica, con un claro predominio del tamaño de grano limos finos, sin poblaciones o colas subordinadas.

5.2. Sección A2

Los sedimentos de esta sección están formados por limos gruesos (2N1 y 2N2) y medios (2N3), con proporciones variables de arenas muy finas (Fig. 12A). La proporción de gravas, conchas y nódulos ferruginosos es muy inferior a la registrada en la otra sección. El grado de selección sigue siendo muy pobre, con valores de desviación standard superiores a 4 en las tres muestras, especialmente en la muestra 2N1. En todos los casos, el kurtosis o índice de asimetría de las muestras es inferior 0,92, con valores bajos en la muestra 2N3. Las formas de las curvas de frecuencia pueden clasificarse como platicúrticas (2N3) y mesocúrticas (2N1 y 2N2), lo que denota una tendencia hacia un sedimento con valores granulométricos dispersos

y muy mal seleccionado (Fig. 12B). Como en la Sección A1, el grado de selección muy pobre se justifica por la mezcla de poblaciones de sedimentos de origen y tamaños de grano muy diferentes. Al contrario que en la sección antes descrita, los índices de asimetría presentan valores propios de distribuciones simétricas o levemente asimétricas, lo que implica el

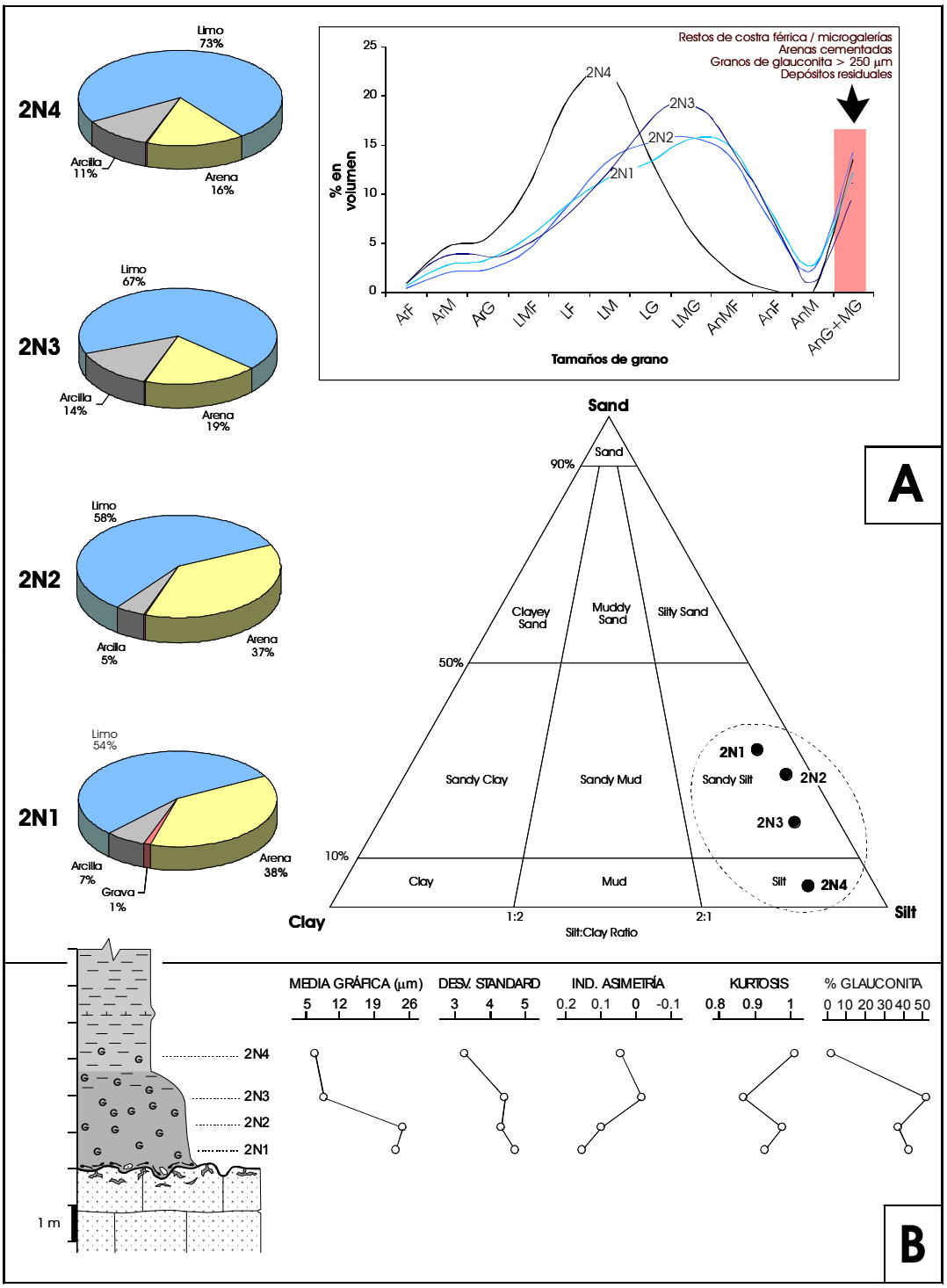


Figura 12. (A) Dispersión del tamaño de grano y tipo de sedimento en las muestras en la Sección A2. Diagrama de clasificación del sedimento según Folk (1954, 1974). (B) Evolución vertical de los parámetros granulométricos en la Sección A2. Desv. Standard., Desviación Standard o *Sorting*. Ind. Asimetría,

predominio de un tamaño de grano y la ausencia o poca importancia de una cola subordinadas de finos o de groseros. La existencia de un rango de tamaño de grano dominante en estas muestras es contrastable mediante el análisis de la distribución de máximos en la curvas de frecuencia granulométrica. En este caso, aunque todas las curvas presentan una distribución bimodal, su moda secundaria se encuentra muy mal definida, al contrario que el máximo principal.

En las gráficas es posible observar como hacia techo del nivel condensado (2N3) se produce una mejora en la definición de la moda. Las muestras inferiores presentan máximos muy mal definidos y una distribución asimétrica negativa expresada mediante una cola de sedimentos finos no muy marcada (Fig. 12A). Las muestras 2N1 y 2N2 presentan características muy similares, con un máximo formado por tamaños de granos comprendidos entre limos medios y arenas finas (8-125 μm). Al igual que en la muestra 1N2 de la Sección A1, esta distribución podría atribuirse a la superposición de los tamaños de grano propios de la población de granos de glauconita dominantes (63-250 μm) y la de los sedimentos terrígenos, microfósiles y granos de glauconita más pequeños que se concentran los tamaños de grano limosos más finos. En la curva de la muestra 2N3, por el contrario, se observa un máximo bien definido que se corresponde en su mayoría con la alta concentración de granos de glauconita en los tamaños de granos arenas finas y muy finas. Como en la Sección A1, la progresiva disminución del porcentaje de finos y el incremento en el porcentaje de arenas muy finas y finas se asocia a la disminución de la tasa de aporte sedimentario y a un incremento en la concentración de glauconita en el sedimento en un determinado tamaño de grano. Esta última circunstancia indica condiciones progresivamente más favorables para la formación de la glauconita (tipo de sustrato, hambruna sedimentaria, etc.).

La muestra 2N4, localizada por encima del nivel condensado, está formada por limos medios con bajas proporciones de arenas finas, sin glauconita, mal seleccionadas, con distribución bimodal y simétrica -aunque con moda bien definida-, y curva de frecuencia de morfología mesocúrtica. La interpretación de las características granulométricas de esta muestra es similar a la de la muestra 1N6 de la Sección A1.

5.3. Sección B

Los sedimentos que componen el nivel condensado en la Sección B presentan claras diferencias con respecto a las dos secciones anteriores. En primer lugar, el porcentaje de la fracción grosera -correspondiente a arenas gruesas y muy gruesas, gravas, cantos de cuarzo, clastos derivados del sustrato y, sobre todo, de la macrofauna- es muy superior a la

encontrada en Niebla (Fig. 13A). El tipo de sedimento se clasifica como arenas finas con proporciones inferiores al 30% en limos en todas las muestras, que presentan características muy semejantes. El grado de selección es extremadamente pobre, con valores de desviación standard por encima de 4 (GV-1) y 5 (GV-2 y GV-3). La angulosidad gráfica o kurtosis de las muestras presenta valores moderados, muy próximos a 1, y curvas de frecuencia con

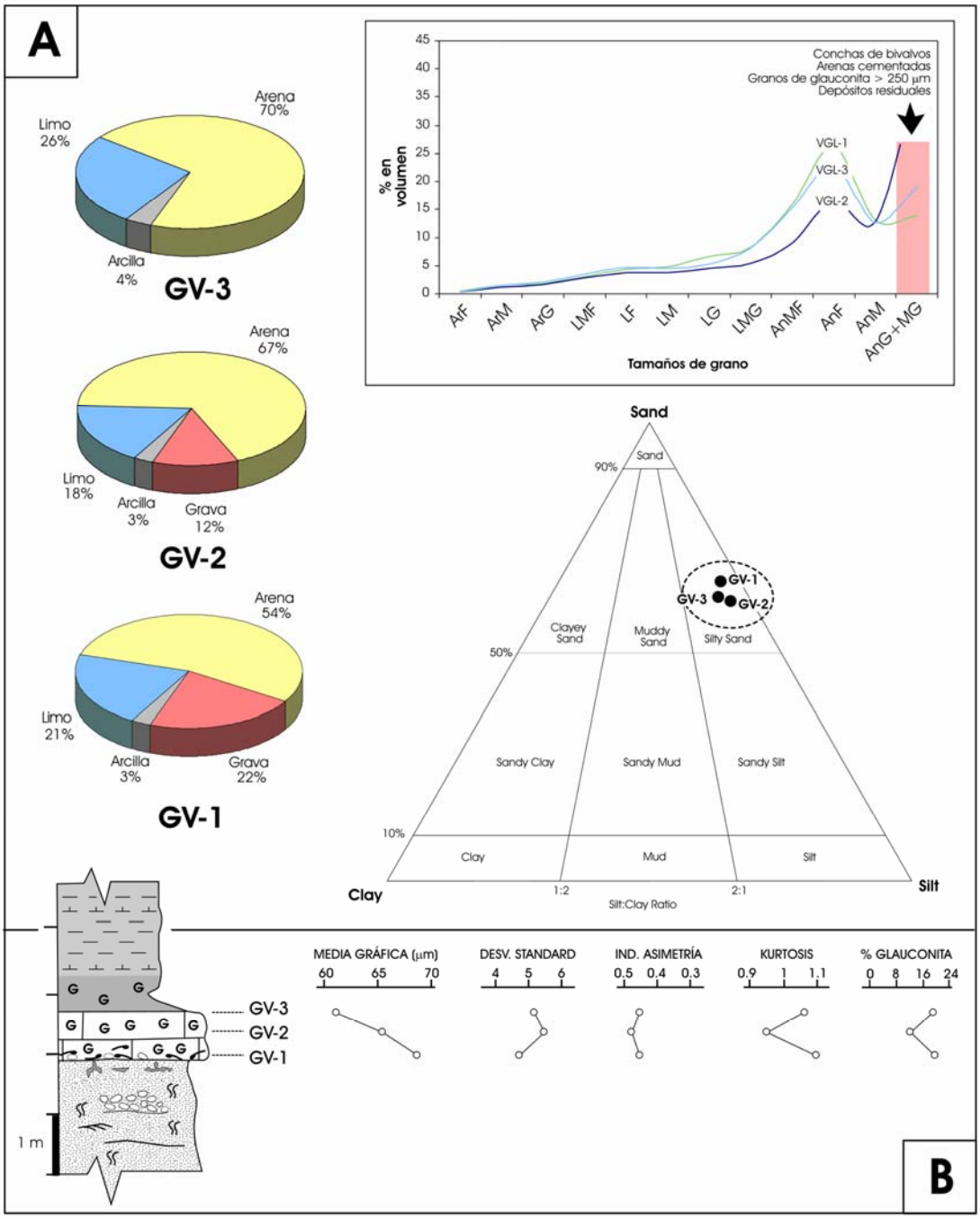


Figura 13. (A) Dispersión del tamaño de grano y tipo de sedimento en las muestras en la Sección B. Diagrama de clasificación del sedimento según Folk (1954, 1974). (B) Evolución vertical de los parámetros granulométricos en la Sección B. Desv. Standard., Desviación Standard o *Sorting*. Ind. Asimetría, Índice de asimetría gráfica o *Sekwness*. La angulosidad gráfica es el Kurtosis.

morfologías mesocúrticas, lo que denota una elevada dispersión de los tamaños de granos (Fig. 14B). Los valores del *Sekwness*, o índice de asimetría, se encuentran entre 0.4 y 0.5, indicando grados de asimetrías muy positivas para las muestras de Villanueva del Río y Minas, con una cola bien desarrollada de sedimentos finos. Las curvas muestran distribuciones unimodales (GV-1) y bimodales (GV-2 y GV-3), en los últimos casos con la moda principal muy bien definida.

A diferencia de Niebla, en las muestras de esta sección existe un dominio claro del tamaño de grano correspondiente a arenas finas (125-250 μm), donde se concentran los granos de glauconita y el sedimento no glauconitizado, principalmente de naturaleza cuarcítica o formado por pellets fecales. Por debajo de este tamaño de grano se encuentran las fracciones limosas y arcillosas correspondientes a la sedimentación terrígena y orgánica en un medio marino abierto. Las fracciones superiores se corresponden con restos de arenas cementadas, microfósiles y un alto porcentaje de granos de glauconita. Dada la similitud existente entre las muestras es difícil describir una tendencia clara en la vertical. Cabe destacar una tenue disminución del tamaño de grano medio -de arenas muy finas a limos muy gruesos- de muro a techo. Dada las malas condiciones de afloramiento fue imposible muestrear sobre el techo del nivel condensado.

5.4. Interpretación

Considerando las tres secciones muestreadas en conjunto, se pueden realizar varias consideraciones de carácter regional:

i) Dentro del intervalo granulométrico estudiado (2-500 μm), la concentración de glauconita sólo presenta cambios muy pequeños dentro de la misma sección, con concentraciones que oscilan entre el 15-24% y 40-52% en Niebla (Sector A), y 12-25% en Villanueva del Río y Minas (Sector B).

ii) En todos los casos, la glauconita parece concentrase mayoritariamente en determinadas fracciones granulométricas (100-250 μm), que definen un máximo en las curvas de frecuencia granulométricas, si bien existen proporciones importantes de este mineral en las fracciones de limos medios a muy gruesos y en las arenas gruesas. En este sentido, la aparición de granos de gran diámetro de glauconita y su distribución en un tamaño de grano diferente al del sedimento en el que se encuentra -como limos arenosos y arenas limosas-, son indicios de una glauconita autóctona o formada en el mismo medio sedimentario en el que se encuentra (Bornhold y Giresse, 1985; Odin y Lamboy, 1988).

iii) Esta circunstancia dificulta el análisis de los parámetros granulométricos de estas muestras, al existir un elevado contenido en sedimentos autígenos no transportados formados en el mismo medio sedimentario, o producto de la sedimentación hemipelágica.

iv) En las tres secciones las muestras inferiores se caracterizan por presentar altos porcentajes en gravas y arenas muy gruesas, con tamaños de grano medio superiores al resto, *sorting* muy pobre, angulosidad gráfica muy baja e índices de asimetría negativos o muy negativos. Esto índica la existencia de un sedimento especialmente mal seleccionado, con tamaños de grano muy dispersos, aunque con predominio de sedimentos finos tipo limos. Todo ello confirma la existencia de un depósito residual definiendo la base del nivel condesado.

v) En general, las muestras presentan características propias de un sedimento muy mal seleccionado (alta desviación standard, curvas platicúrticas-mesocúrticas), con un amplio predominio del tamaño de grano limo (asimetría negativa) y cantidades variables de sedimentos más groseros, atribuidos a la alta concentración de minerales autigénicos (glauconita, pirita, nódulos de hierro), de microfósiles y depósitos residuales. En el caso de la Sección B, el mayor tamaño de grano se asocia a un medo más somero, influenciado por un sistema deltaico muy activo y a la naturaleza del sustrato -más arenoso- sobre el que se depositó el nivel condensado. Amorosi (1997) indica que un tamaño de grano bien seleccionado es indicativo de una glauconita aloctona o resedimentada, mientras que un *sorting* deficiente puede ser diagnóstico de un origen autóctono de este mineral.

vi) Las muestras recogidas por encima del nivel condensado (1N6 y 2N4) presenta también grados de selección pobres, aunque algo mejores, así como tamaños de grano medio más bajos, índices de asimetría más próximos a 0 (distribuciones más simétricas) y una moda principal mejor definida. Estas características registran la desaparición de la glauconita en el sedimento y la restitución de la sedimentación hemipelágica sobre el fondo marino.

6. MICROFAUNA

El estudio fosilífero de los niveles condesados ha sido comparativamente escaso, con resultados variables. Contrasta la abundancia de foraminíferos planctónicos y bentónicos, dinoflagelados, espículas de esponjas o fragmentos de equinodermos, indicada por algunos autores (p.e., Corselli et al., 1994), con los escasos restos de foraminíferos hallados en otros niveles glauconíticos (p.e., Carames y Malumian, 2000).

6.1. Foraminíferos

6.1.1. ***Abundancia e índices de diversidad.*** Se han identificado 68 especies de foraminíferos bentónicos en ocho muestras estudiadas, con una distribución en las dos secciones analizadas (Sección A1 y B) que permite identificar una serie de características comunes en ambas (Tabla 2). Tanto el número de individuos por gramo (34-39) como el número de especies por muestra (38-40) presenta sus máximos en las muestras basales, coincidiendo también con la máxima abundancia y diversidad de los ostrácodos. En este tramo basal, domina la asociación formada por *Cibicides floridanus* (Cushman) (3-4%), *Heterolepa bellincionii* (Giannini y Tabani) (2-8%), *Marginulina costata* (Batsch) (5-9%), *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman) (8-11%), *Martinotiella communis* (d´Orbigny) (3-9%) y *Planulina ariminensis* (d´Orbigny) (2-7%). Hacia techo, disminuyen los porcentajes de las tres primeras especies y las tres últimas están acompañadas por *Bulimina costata* d´Orbigny, *Gyroidina soldanii* (d´Orbigny), *Sphaeroidina bulloides* d´Orbigny y *Uvigerina striatissima* Perconig. Se han identificado 19 especies de foraminíferos planctónicos, más abundantes en la sección de Niebla (Tabla 3). Las formas más abundantes son *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Orbulina universa* y *Globorotalia scitula*. Otras especies comunes en algunas muestras son *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides trilobus y Globoquadrina altispira*.

El índice planctónicos/bentónicos (P/B) muestra distinto comportamiento en las dos secciones analizadas. En la sección de Niebla (A1), aumenta desde las tres muestras basales (35-39 %) hacia el techo (45-47%), en tanto que este índice es claramente inferior y disminuye levemente hacia techo (28 % a 21-24%) en la sección de Villanueva del Río y Minas (B). El índice α de Fisher oscila entre 2,5 y 5,5, con valores oscilantes en Niebla y relativamente homogéneos (4-4,5) en Villanueva. Estos valores son bajos a muy bajos en relación a los observados en el resto de la Formación Arcillas de Gibraleón, donde varían desde más de 13 en las muestras inmediatamente suprayacentes al nivel glauconítico, a 6 en su parte alta (González-Regalado y Ruiz, 1996). Ello podría deberse al uso de los caparazones de estos microorganismos como sustrato preferente durante la glauconitización, un proceso ya observado en otras secciones condensadas (p.e., Huggett y Gale, 1997).

6.1.2. ***Paleoecología.*** La asociación formada por *Globigeriba apertura*, *Globigerinoides obliquus, G. sacculifer* y *Orbulina universa*, dominante en la parte basal del tramo, es típica en la actualidad de aguas cálidas y oligotróficas (p.e. Luz y Reiss, 1983; Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995); mientras que *G. bulloides* y los Neogloboquadrínidos, distribuidos de forma

más homogénea en todo el nivel condensado, se han descrito en aguas frías y ricas en nutrientes (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

MUESTRAS	1N1	1N2	1N3	1N4	1N5	GV1	GV2	GV3
Amphicorina scalaris					2,89			1,28
Anomalinoides flinti	4,43	3,91	1,26			3,46		
Anomalinoides granosus	4,43	3,91	0,64				4,43	0,86
Anomalinoides ornatus			3,16	3,88				
Brizalina arta					0,72			
Brizalina spathulata						0,76	4,43	0,86
Bulimina aculeata					5,08	4,61		
Bulimina costata	1,9	1,63	5,71	1,95	5,8	3,46	4,43	0,86
Bulimina elongata					5,08	3,46	4,92	5,1
Bulimina minima			0,31	0,97				
Burseolina calabra	0,31	3,91	4,11			0,76		
Cancris auricula				0,97	5,08			1,28
Cassidulina laevigata		5,2	0,31	7,77		3,09	0,99	0,86
Cibicides floridanus	4,12	10,42	6,65			3,46		5,1
Cibicidoides pseudoungerianus	8,87	10,42	10,45		12,31	10	4,43	5,1
Chilostomella oolina					1,45	0,76		
Dentalina aciculata	2,21						0,99	
Dentalina leguminiformis	2,54	1,63			3,63	3,09	4,43	5,52
Dorothia gibbosa	2,54	1,63				2,31	7,39	1,28
Dorothia brevis			1,59					
Elphidium crispum	0,94		0,31					
Eponides antillarum		1,96	0,95			1,54	4,92	1,28
Fissurina bradyana					1,45			
Fissurina longirostris			0,64			0,76		
Fissurina orbignyana			0,64					
Globocassidulina subglobosa	1,58					1,15	0,99	
Globocassidulina oblonga	1,27	4,55						1,28
Gyroidina soldanii	1,9	3,59	5,7	9,7		0,76	4,43	5,1
Gyroidinoides umbonata					6,52		0,99	
Heterolepa bellincionii	7,27	7,81	0,31			2,7	0,99	1,7
Lagena striata						0,76		
Lenticulina calcar						3,46	0,99	6,38
Lenticulina cultrata	1,27		0,31			2,7		5,52
Lenticulina curvisepta	3,48				2,89	1,15		
Lenticulina dilecta				0,97		0,76		
Lenticulina echinata		0,33						0,86
Lenticulina gibba	1,27		3,16	0,97		0,76	1,48	
Lenticulina inornata			0,31					
Lenticulina rotulata	4,75	1,96	5,7			0,76	0,99	5,96
Lobatula lobatula					2,89			
Marginulina costata	5,39		1,26			8,46	5,91	5,1
Marginulina glabra			1,59	0,97		1,54	0,99	0,86
Marginulina hirsuta		0,33	2,54	0,97		0,76		
Martinottiella communis	8,87	3,59	5,39	6,8		3,85	5,91	5,1
Melonis padanum	0,94							
Melonis pompilioides	1,58					1,15		
Melonis soldanii							1,48	0,86
Neoeponides schreibersii	0,94							
Nodosaria hispida						0,76	1,48	
Oridorsalis umbonatus	0,31							1,28
Orthomorphina tenuicostata	2,21		0,64	6,8		5,39	0,49	5,1
Pandaglandulina dinapolii	1,27		0,95				0,99	
Planulina ariminensis	6,96	5,2	9,81	14,57	5,8	2,31	5,91	1,7
Planularia cassis	0,63		0,31					
Planularia venezuelana	0,31							
Pullenia bulloides		11,07	8,22	6,8		6,55	4,92	6,38
Pullenia quinqueloba			0,64		5,08			
Sigmoilopsis celata	0,94				2,89	0,76		
Siphonina reticulata	1,27	0,98	3,49	10,69				
Sphaeroidina bulloides	5,06	9,44	6,96	15,53	13,05	4,24	6,9	5,96
Spiroplectammina carinata	2,85							
Stilostomella hispida	1,9		0,31	0,97				
Stilostomella monilis			0,31	0,97		1,15	0,99	
Stilostomella plicosuturata	0,31					0,76		
Textularia pseudorugosa		1,3				0,39		0,86
Textularia sagittula			0,31					1,28
Uvigerina pygmaea					3,63	4,24	5,42	5,1
Uvigerina striatissima	2,21	5,2	5,06	7,77	13,05		5,42	4,26
Vaginulina bradyi	0,31					1,15		
Vaginulinopsis carinata	0,63				0,72		0,99	
Nº DE ESPECIES	38	23	36	19	20	40	31	32
INDIVIDUOS/GRAMO	34	15	7	14	2	39	19	15
ÍNDICE P/B (&)	35,4	38,7	35,8	47,2	45,7	28,1	21,1	24,2
ÍNDICE α DE FISHER	4,5	3	5,5	2,5	3,5	4,5	4	4,5

Tabla 2. Abundancia y diversidad de los foraminíferos bentónicos en las muestras estudiadas. Gris: especies más abundantes. Ver localización de las muestras en la Figura 5.

Por otro lado, los niveles basales de ambas secciones presentan una aparición conjunta de taxones típicos de medios marinos de plataforma interna a media (<100-150 m de profundidad) (Tabla 2), como *Cibicides floridanus*, *Heterolepa bellincionii* ó *Marginulina costata*, con otros más característicos de la plataforma externa, talud continental e incluso de cuencas oceánicas profundas (>200 m, probablemente entre 200-300 m), como *Martinotiella communis*, *Pullenia bulloides* ó *Uvigerina striatissima*. Esta coincidencia también se produce en las asociaciones de ostrácodos y podría ser una clave, junto a la presencia de glauconita, para la identificación de series condensadas definidas por bajas a nulas tasas de sedimentación en un intervalo temporal donde se produce una rápida transición desde condiciones marinas someras a medios oceánicos profundos (ver más adelante). El menor porcentaje de foraminíferos planctónicos en la Sección B parece indicar medios algo más someros que en las otras dos secciones. En la parte superior de los niveles condensados, suelen desaparecer las formas neríticas someras y aparecen mejor representadas las formas epibatiales o neríticas externas (150-300 m de profundidad), como *Sphaeroidina*, *Uvigerina* spp. o algunas especies de *Lenticulina* (Lutze, 1980; Jorissen, 1988; Debenay y Basov, 1993; Villanueva, 1994). Éste sería el ambiente deposicional original de la mayoría de los limos glauconíticos de la Formación "Arcillas de Gibraleón", cuya batimetría concuerda con la inferida a partir de los ostrácodos del tramo inferior de esta Formación (González-Regalado y Ruiz, 1990). También coincide con la profundidad de máxima concentración de glauconita en los sedimentos actuales del Golfo de Cádiz (González et al., 2004).

MUESTRAS	1N1	1N2	1N3	1N4	1N5	GV1	GV2	GV3
Globigerina apertura		E			E			
Globigerina bulloides	A	A	F	A	A	A	F	F
Globigerina eamesi		A	E		E		F	E
Globigerina decoraperta			E			E		
Globigerina falconensis	E				E			
Globigerina nepenthes		E		E	E			E
Globigerina picassiana			E				E	
Globigerina praecalida		E		E	F	F		E
Globigerinoides bollii						E		E
Globigerinoides extremus	E			E	F			
Globigerinoides obliquus	A	MA	F	A	F			
Globigerinoides ruber			E	F	E	E		
Globigerinoides sacculifer	E	E						
Globigerinoides trilobus	A	A	E	F		F	E	
Globoquadrina altispira	A		E	F			E	
Globoquadrina globosa		F			E	E		E
Globorotalia cultrata		F	E	E			E	
Globorotalia dalii	E	E	F		F		E	F
Globorotalia scitula	E		E		E	E	E	E
Neogloboquadrina acostaensis	A	A	E	E	A	F	F	E
Neogloboquadrina pachyderma		E		E				E
Orbulina bilobata					E			
Orbulina universa	MA	MA	F	A	A	A	F	F
Orbulina suturalis				E		E		E
Sphaeroidinellopsis seminulina		E			E	E		
Sphaeroidinellopsis subdehiscens	E	E	F	F		E		E
Turborotalia humerosa	E			E		E		E
Turborotalia incompta			E		F		E	
Turborotalia obesa	E			F		E		
Turborotalia pseudobesa	E			F	E			E

Tabla 3. Abundancia relativa y diversidad de los foraminíferos planctónicos en las muestras estudiadas. MA, Muy abundante; A, Abundante; F, Frecuente; E, Escaso. Ver localización de las muestras en la Figura 5.

El número de individuos y especies presentes, así como la abundancia de especies propias de ambientes con buena oxigenación -*Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), *Siphonina reticulata* (Czjzek), aunque frecuentes en todo el tramo, tienden a incrementarse hacia el techo del nivel condensado en la Sección A1. La presencia constante de taxones tolerantes a niveles bajos de oxígeno -*Cassidulina laevigata* d´Orbigny, *Sphaeroidina bulloides*- parece indicar un depósito en un medio levemente subóxico (0,3 a 3 mg/l de O_2 disuelto; Kaiho, 1994; Baas et al., 1998) durante el depósito de todo el nivel condensado.

Por otro lado, la presencia continuada de *Bulimina* spp. y *Brizalina* a lo largo de todo el nivel en ambas secciones denota que predominaron puntualmente condiciones de bajo contenido en oxígeno en los sedimentos del fondo (Sánchez-Almazo et al., 2001). En este sentido, ciertos foraminíferos bentónicos que prácticamente sólo aparecen próximos al muro del nivel condensado (*H. bellincioni, Orthomorphina tenuicostata* (Costa) y *M. costata*) (Tabla 2) requieren condiciones ambientales más favorables, de aguas poco agitadas y contenidos muy bajos en oxígeno (Diz, 2004).

Aunque las asociaciones de foraminíferos indican unas condiciones prevalecientes de temperatura superficial cálida de las aguas, bajo contenido en nutrientes y bajos contenidos en oxígeno próximos al fondo (ambientes anóxicos y dióxicos), la aparición frecuente de otros taxones que denotan condiciones contrarias (aguas frías y ricas en nutrientes y fondos oxigenados) resulta contradictoria. Es probable que esta circunstancia se deba a oscilaciones climáticas de alta frecuencia y/o a la entrada de corrientes atlánticas frías, ricas en nutrientes, a profundidades intermedias dentro de la Cuenca del Guadalquivir. Este tipo de incursiones no se han detectado en este estudio debido a la poca precisión del muestreo efectuado y el carácter condensado de la sección estratigráfica. De esta manera, en cada muestra tomada (10-20 cm) se han podido recoger varias decenas de miles de años y, por tanto, varios eventos de este tipo que se han analizado de forma conjunta. La posibilidad de ciclos climáticos de alta frecuencia que conlleven cambios en la estratificación de las aguas, en el patrón de circulación de corrientes profundas y/o en la productividad biológica ya ha sido propuesta por varios autores (Sánchez-Almazo et al., 2001; Llave et al., 2006) para explicar las variaciones rápidas en las asociaciones y en los valores del $\delta^{18}O$ de los foraminíferos del Mioceno superior de la Cuenca Sorbas (SE de España) y en el actual Golfo de Cádiz.

6.1.3. ***Aspectos bioestratigráficos.*** La contribución cronoestratigráfica de algunas formas planctónicas (*N. acostaensis, Turborotalia humerosa, Globigerina apertura, Globigerina eamesi, Globigerinoides bollii* y *G. extremis*) indican una edad Tortoniense superior-

Messiniense (Zona Turborotalia humerosa de Sierro, 1985; Zona M.13 de Berggren et al., 1995). El ambiente descrito es muy similar al deducido para el intervalo comprendido entre los 7,5 y 7,24 Ma, de acuerdo con las asociaciones de foraminíferos bentónicos y ostrácodos de la sección tipo de esta Formación (Civis et al., 1987; González-Regalado y Ruiz, 1990). A partir del límite Tortoniense-Messiniense, se produce una somerización paulatina hasta el Plioceno Inferior, con diversos cambios en las asociaciones de foraminíferos bentónicos que pueden ser consultadas en González-Regalado y Ruiz (1996).

6.2. Ostrácodos

6.2.1. ***Abundancia y diversidad.*** En el Sector A, los ostrácodos son escasos en todas las muestras obtenidas (Tab. 4: < 11 individuos/100 g), y en especial en el tramo superior de la sección A1. Se han determinado 11 géneros que incluyen a 19 especies, de las cuales destacan *Henryhowella sarsii profunda* Bonaduce, Barra & Aiello, *Occultocythereis bituberculata* (Reuss) y *Acanthocythereis hystrix* (Reuss). Por el contrario, en Villanueva del Río y Minas (Sector B), los ostrácodos son relativamente frecuentes (~ 1 individuo/gramo) en GV-1, especialmente en la fracción > 250 μm (Tabla 5). Los taxones más representativos son *Cytheretta simples* Moyes, *Cytheretta mediocostata* Moyes, *Urocythereis favosa* Roemer, *Costa batei* (Brady), *Cytherella inaequalis* Moyes, *Bairdoppilata triangulata* Edwards, *Bairdia succincta* Deltel, *Parakrithe soustonensis* (Moyes), *Loxoconcha* spp, *Xestoleberis* cf. *X. dispar* (Müller), *Haplocytheridea* sp. y *Callistocythere* sp. Estos microcrustáceos disminuyen

ESPECIES / MUESTRAS	1N1	1N2	1N3	1N4	1N5	1N6	2N1	2N2	2N3	2N4
Acanthocythereis hystrix (Reuss)	2					1		5	2	3
Aurila larieyensis Moyes	5									
Bairdoppilata rhomboidalis Moyes	2						1	1		1
Bairdoppilata triangulata Edwards	1									
Costa batei (Brady)	2									
Costa tricostata (Reuss)	3		1	1						
Cytherella circumpunctata Ciampo	1									
Cytherella consueta Deltel										
Cytherella gibba Aiello, Barra, Bonaduce & Russo									6	
Cytherella russoi Sissingh							1			1
Cytherella vulgatella Aiello, Barra, Bonaduce & Russo								2	2	
Henryhowella parthenopaea Bonaduce, Barra & Aiello	1								1	
Henryhowella sarsii profunda Bonaduce, Barra & Aiello	3	4	3		1		1	2	11	11
Krithe exigua Abate, Barra, Aiello & Bonaduce								1	1	
Krithe soustonsensis Moyes	2									
Krithe cf. *K. pratexta* (Sars)	1	2								
Occultocythereis bituberculata (Reuss)	2	1	1				1	1		
Pachacaudites? sp.	1									
Urocythereis parenensis Moyes	1	1								
Xestoleberis paisi Nascimento			1							
NÚMERO DE ESPECIES	14	4	4	1	1	1	4	6	6	4
NÚMERO DE INDIVIDUOS	27	8	6	1	1	1	4	12	23	16

Tabla 4. Abundancia y diversidad de ostrácodos en las muestras estudiadas en el Sector A. Ver localización de las muestras en la Fig. 3.

notablemente en las dos muestras superiores, donde los foraminíferos planctónicos son claramente más abundantes que los bentónicos. En la muestra GV-2, los baírdidos (*Bairdoppilata rhomboidalis* Moyes, *Bairdia succincta*, *Bairdia* sp.) son dominantes junto con *Cytherella vulgatella* Aiello, Barra, Bonaduce y Russo, *Cytherella* cf. *C. consueta* Deltel, *Buntonia posteropunctata* Moyes, *Parakrithe* sp. y *Krithe* sp. En la muestra superior (GV-3), aparecen esporádicos ejemplares de *Bairdoppilata rhomboidalis*, *Occultocythereis bituberculata* (Reuss), *Costa tricostata* (Reuss), *Cytheropteron pyramidatum* Ciampo y *Krithe* sp.

ESPECIES / MUESTRAS	GV-1	GV-2	GV-3
Bairdia sp.		F	
Bairdia succincta Dentel	R	A	
Bairdoppilata rhomboidalis Moyes		A	R
Bairdoppilata triangulata Edwards	R		
Buntonia posteropunctata Moyes		F	
Callistocythere sp.	R		
Costa batei (Brady)	F		
Costa tricostata (Reuss)			R
Cytherella consueta Deltel		R	
Cytherella inaequalis Moyes	R		
Cytherella vulgatella Aiello, Barra, Bonaduce y Russo		F	
Cytheretta mediocostata Moyes	F		
Cytheretta simples Moyes	A		
Cytheropteron pyramidatum Ciampo			R
Haplocytheridea sp.	R		
Krithe sp		F	R
Loxoconcha spp.	A		
Occultocythereis bituberculata (Reuss)			R
Parakrithe soustonensis (Moyes)	R		
Parakrithe sp.		F	
Urocythereis favosa Roemer	A		
Xestoleberis dispar (Müller)	F		

Tabla 5. Abundancia relativa de ostrácodos en las muestras estudiadas en el Sector B. Ver localización de las muestras en la Fig. 5. A, Abundante; F, Frecuente; R, Rara.

6.2.2. *Paleoecología*. De acuerdo con los datos aportados por Nascimento (1983), Aiello et al. (1996), Bonaduce et al. (1996) y Bonaduce et al. (2000), pueden distinguirse dos niveles dentro del horizonte glauconítico en ambas secciones:

a) Nivel basal (muestras 1N1-1N2-2N1/GV-1). Coinciden las especies infralitorales como *Aurila larieyensis* Moyes, *Urocythereis parenensis* Moyes, *Xestoleberis paisi*, Nascimento, *Cytheretta simples* Moyes, *Cytheretta mediocostata* Moyes, *Urocythereis favosa* Roemer, *Loxoconcha* spp.(Moyes, 1965; Nascimento, 1983) con formas típicas de plataforma externa (*Henryhowella parthenopaea* Bonaduce, Barra & Aiello, *Cytherella vulgatella* Aiello, Barra, Bonaduce & Russo), e incluso batiales superiores como *Costa tricostata* (Reuss) o *Henryhowella sarsii profunda*. Algunas formas infralitorales suelen aparecer en las arenas basales ricas en heterostegínidos de la Fm. Niebla (Ruiz et al., 2000), en tanto que el resto de

las formas son frecuentes en el tramo suprayacente de la Fm. Arcillas de Gibraleón (Ruiz y González-Regalado, 1996).

b) Nivel superior (resto de las muestras), con dominio de una asociación típica de plataforma externa o talud superior (*Bairdoppilata* spp., *Henryhowella* spp., *Krithe* spp., *Parakrithe* spp.).

6.2.3. ***Aspectos bioestratigráficos.*** Los mismos autores (Nascimento, 1983; Aiello et al., 1996; Bonaduce et al., 1996; Bonaduce et al., 2000), efectúan un análisis de la distribución temporal de algunas de las especies presentes. La mayoría de ellas se encuentran desde el Tortoniense hasta la actualidad en el Mediterráneo (Italia, Arco Egeo, Norte de África), Cuenca del Guadalquivir (España) y Golfo de Gascoña (Francia) (Moyes, 1965; Ciampo, 1981; Nascimento, 1983). Esta distribución sería concordante con la edad Tortoniense superior deducida en base a los foraminíferos planctónicos y estudios de correlación estratigráfica (Sierro et al., 1990, 1996).

7. ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL *HARDGROUND* TORTONIENSE

Varias de las características diagenéticas descritas en la costra férrica -o tramo (b)-, que separa el sustrato calcarenítico de los limos con glauconita de la Secciones A1 y A2, están asociadas a la formación incipiente de un *hardground*, aunque algunos de los productos observados son compatibles con procesos de diagénesis vadosa o meteórica. Las cavidades y huecos existentes en todo el techo de la calcarenita, hacia donde se concentran y aumentan de dimensiones, son el resultado de la acción de organismos bioturbadores al principio, cuando el sustrato aún no estaba del todo litificado; y de la actividad de perforadores más adelante, cuando los procesos de cementación marina estaban teniendo lugar (Fig. 14). La actuación de estos organismos es de vital por importancia porque conllevan la formación de un sustrato permeable, favorable para la aparición de mantos bacterianos y ambientes reductores, muy propicios para el desarrollo de cementos férricos, micrita y fosforita en ambientes marinos. En este sentido, algunos autores apuntan hacia la posibilidad de que las colonias que forman los mantos bacterianos perforan los sustratos calizos dando lugar a una acentuada porosidad móldica en este tipo de depósitos (García-Pichel, 2006).

La calcita fibro-prismática, rica en inclusiones, que aparece tapizando bioclastos y las paredes de los poros (Fig. 6), puede indicar la existencia de procesos de precipitación en o cerca del fondo marino, previos al depósito de la unidad suprayacente, las "Arcillas de

Gibraleón". La formación de este tipo de cemento rico en inclusiones ha sido descrita en medios tropicales (James et al., 1976; Macintyre y Marshall, 1988), aunque cementos similares también han sido citados en medios templados y fríos (Nelson, 1978; Hood y Nelson, 1996). Recientemente, Nicolaides y Wallace (1997) y Mutti y Bernoulli (2003) consideran este tipo de calcita como la primera fase de cementación de un *hardground* en carbonatos no tropicales, interpretando las inclusiones como el producto del remplazamiento, por acción de aguas marinas frías, ricos en CO_2 y más salinas en el fondo, sobre la primera generación de cemento marino (Fig. 14).

Como ya se ha mencionado, la micrita que aparece rellenando o tapizando los poros y componentes bioclásticos en el sustrato, bien desarrollada en la parte alta de este tramo, pudo formarse como consecuencia de la acción de un manto bacteriano heterótrofo que podría vivir en los poros del sedimento en un fondo marino rico en materia orgánica. La precipitación de micrita en este contexto está ampliamente descrita en la bibliografía, asociada al encostramiento y litificación del fondo marino (p.e. Riding, 2000; Nelson y James, 2000; Mutti y Bernoulli, 2003). La ausencia casi total de micrita en los depósitos por encima y debajo de este nivel, sugiere que la mayor parte de la micrita estudiada precipitó *in situ* más que haber sido transportada. En el caso estudiado la aparición de micrita en los poros de la roca y como recubrimiento de fósiles, es claramente posterior a la calcita rica en inclusiones (Fig. 14). La distribución vertical y horizontal de la micrita, mucho más abundante hacia techo del tramo, así como su espesor, es coherente con la existencia de una comunidad bacteriana que habitaba en los espacios vacíos de los poros, en los primeros centímetros del depósito más que en la superficie del sedimento.

La existencia de diseminaciones y una costra discontinua formada por oxi-hidróxidos de hierro, muy ricos en fosforita, en la parte más alta del tramo es otra característica propia de la formación de *hardgrounds*. Las relaciones paragenéticas y los estudios mediante SEM (ver en Capítulo 7) parecen indicar que la formación de la costra férrica, el proceso de micritización y la génesis de fosforita son, en parte, sincrónicos (Fig. 14). La precipitación de fosfatos se produce en medios actuales en o próximo a la interfase sedimento-agua, en la zona subóxica cercana al límite redox, requiriendo generalmente un incremento en el aporte de materia orgánica al fondo marino (p.e. Jarvis et al., 1994; Schenau et al., 2000). Este proceso suele estar asociado a una intensificación de la productividad orgánica en zonas de *upwelling*, donde los sedimentos están caracterizados por altos contenidos en fósforo autigénico (Ruttemberg y Berner, 1993); o bien, a fases de máximos transgresivos, cuando la tasa de sedimentación terrígena queda inhibida, los sedimentos tienden a acumularse en las zonas internas de las costas y únicamente se deposita materia orgánica y restos de vertebrados en

áreas profundas de la cuenca. Otras causas que pueden conllevan un descenso general del Eh son el incremento de la profundidad de enterramiento y la degradación de materia orgánica que lleva asociada (Froleich et al., 1979).

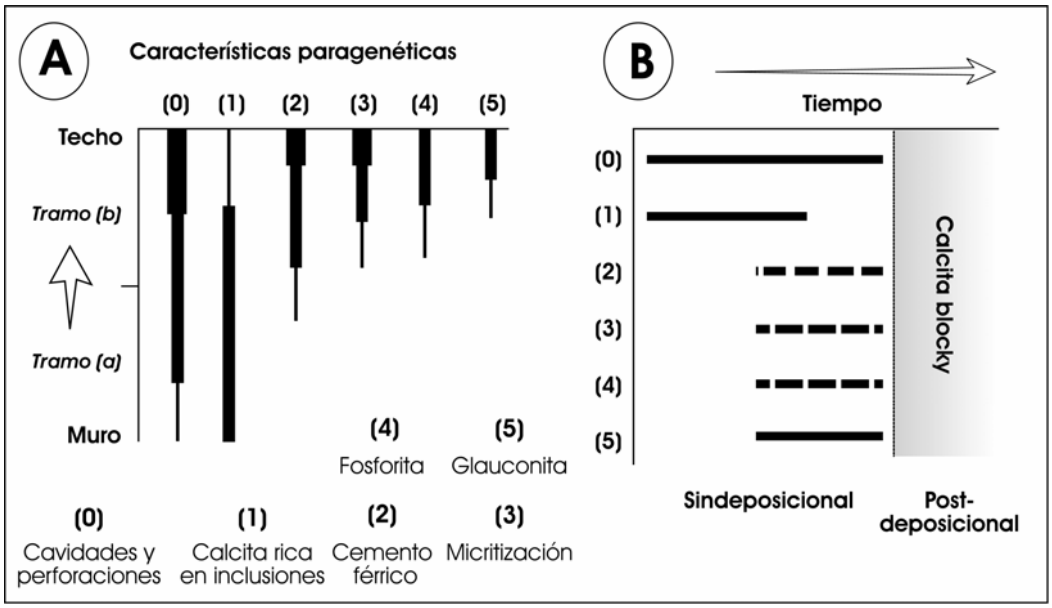


Figura 14. (A) Distribución vertical de las características diagenéticas en el *hardground* de las Secciones A1 y A2. (B) Reconstrucción de la secuencia paragenética de los procesos de diagénesis temprana. El grosor de la barra indica la intensidad relativa del proceso. La distancia de muro a techo en la figura es de 30 cm.

Por otro lado, la actividad bacteriana también puede jugar un papel importante en el enriquecimiento de fósforo intersticial y las fosfogénesis (Rutemberg y Berner, 1993). La aparición conjunta de óxidos de hierro y fosforita indica condiciones redox oscilantes entre óxicas y subóxicas (Mutti y Bernoulli, 2003). En condiciones reductoras, el ión Fe^{3+} pasa a Fe^{2+} y se hace móvil, precipitando y formando costras, nódulos y diseminaciones posteriormente en las proximidades de la interfase sedimento-agua durante etapas de mayor concentración de oxígeno disuelto. En estos momentos, la zona de transición entre ambientes óxicos y anóxicos dentro del sedimento habría desaparecido o se encontraría muy por debajo de la superficie del sedimento. Un incremento del contenido de oxígeno en este tipo de medios generalmente puede deberse a pequeños descensos del nivel del mar, la acción puntual de corrientes profundas y/o a un descenso de la tasa de sedimentación orgánica, que impidieran que las condiciones de anoxia prevalecieran sobre el fondo (Notholt y Jarvis, 1990). En este proceso de formación de oxi-hidróxidos de hierro, la génesis de la fosforita se detendría y varios de los granos de glauconita y fosfatos que precipitaron en los poros y cavidades bajo el manto bacteriano en condiciones reductoras podrían quedar atrapados como inclusiones dentro de la costra férrica (O'brien et al., 1990). La repetición de este

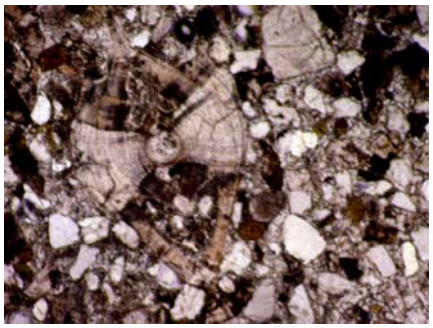
procesos de oscilación entre condiciones anóxicas y óxicas daría lugar a la formación de una costra muy férrica, en parte nutrida por cristales de otros minerales autígenos marinos.

La calcita de tipo blocky constituye la segunda generación de cemento y es posterior a todos los componentes antes descritos, rellenando los espacios vacíos existentes en los poros y cavidades de la roca ya litificada. Su origen no está relacionado con los procesos diagenéticos tempranos asociados con la formación del *hardground* y, es probable, que se vincule a la cementación meteórica o a la transcurrida durante en enterramiento. El origen y características de esta calcita se escapan a los objetivos de este trabajo.

8. CONCLUSIONES

El análisis estratigráfico, sedimentológico y paleontológico de una sección condensada tortoniense ha permitido reconstruir las condiciones en las que se registra el máximo transgresivo tortoniense asociado al Ciclo Tercer Orden 3.2 de cambio del nivel del mar en la Cuenca del Guadalquivir. Las asociaciones de microfauna indican que la transgresión se inició en una rampa carbonatada a una profundidad inferior a 100 m, que experimenta una rápida profundización hasta alcanzar los 300 metros cerca de su techo. Se han identificados procesos de diagénesis temprana que afectaron a la base de este nivel dando lugar a un *hardground* marino. Los procesos dominantes al inicio de la formación del nivel condensado fueron tanto la disolución y bioturbación/bioerosión del sustrato, como la micritación y precipitación de cemento carbonatado y de una costra fosfato-férrica que tapiza el techo del sustrato. Todos estos procesos se relacionan a la llegada de corrientes de aguas frías y salinas al fondo marino que preceden a la acumulación de materia orgánica y empobrecimiento de oxígeno del agua asociada al evento transgresivo. Una brusca profundización, bajas tasas de sedimentación terrígena y la estratificación de las aguas condujeron a unas condiciones próximas a la anoxia, al menos cerca de la base de la sección condensada. Las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos denotan una rápida profundización del medio marino y condiciones prevalecientes de dioxía en todo el tramo, formado por unos 3 metros de limos con glauconita. Las características texturales del sedimento muestran un depósito mal clasificado, formado por una mezcla de dos poblaciones: sedimentos hemipelágicos, (constituidos por limos finos y arcillas de decantación y algunos microfósiles), y granos de glauconita y foraminíferos y ostrácodos. Este bajo grado de selección de sedimento y mezcla de poblaciones se ha interpretado como un indicio de glauconita autóctona o formada en el mismo medio sedimentario.

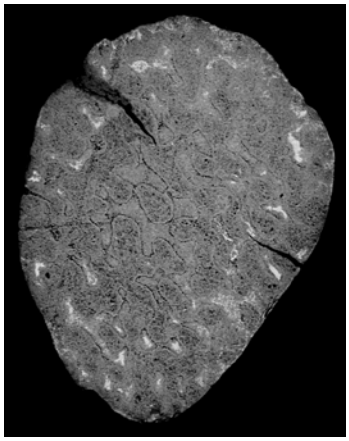
7 ANATOMÍA DE UN NIVEL CONDENSADO TORTONIENSE EN EL MARGEN PASIVO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (SUR DE ESPAÑA) (II): MINERALOGÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA. DISCUSIÓN.



1. LA GLAUCONITA. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y ANTECEDENTES
1.1. Composición y estructura
1.2. La Glauconita en rocas sedimentarias antiguas
1.3. Condiciones y ambiente de formación
1.4. Mecanismos de formación

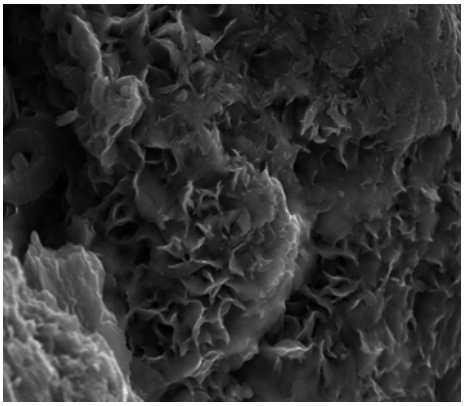
2. MINERALOGÍA
2.1. Resultados
2.2. Interpretación

3. ANÁLISIS DE LA GLAUCONITA
3.1. Descripción
3.2. Tipos y clasificación morfológica
3.3. Petrografía
3.4. Análisis del Patrón de Difracción



4. GEOQUÍMICA DE LA GLAUCONITA Y DEL SEDIMENTO TOTAL
4.1. Análisis de elementos mayores en el sedimento
4.2. Análisis de elementos mayores en la glauconita
4.3. Zonación composicional en los Granos de Glauconita
4.4. Elementos traza y REE en la Glauconita y en el Sedimento Total

5. DISCUSIÓN
5.1. Relación elementos mayores vs. elementos traza y REE en la glauconita
5.2. El contenido en LREE como un posible indicador de profundidad de formación de la glauconita
5.3. Indicios geoquímicos acerca de la glauconita autóctona
5.4. Evidencias geoquímicas de anoxia en los niveles condensados
5.5. El origen de la glauconita y el proceso de glauconitización
5.6. ¿Tuvo lugar un evento de anoxia en el sector occidental del margen pasivo de la C. del Guadalquivir durante el tortoniense superior?
5.7. ¿Es *Ophiomorpha puerilis* un posible indicador de ambientes subóxicos?
5.8. Fases de desarrollo y modelo propuesto para la formación del nivel condensado tortoniense en la Cuenca del Guadalquivir
5.9. La validez de los métodos de datación isotópica por K/Ar y Rb/Sr en la glauconita tortoniense de la Cuenca del Guadalquivir
5.10. Implicaciones secuenciales y paleogeográficas



6. CONCLUSIONES

1. LA GLAUCONITA. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y ANTECEDENTES.

1.1. Composición y estructura

La glauconita se define como una mica dioctrédrica, rica en hierro y potasio que presenta una composición muy similar a la biotita y una estructura parecida a la illita, diferenciándose de ésta por su mayor contenido en hierro. La glauconita contiene Al^{3+} (o Fe^{3+}), en posiciones tetraédricas, con valores superiores a 0,2 átomos por fórmula, y cationes trivalentes (R^{3+}), en posiciones octaédricas con valores mayores a 1,2 átomos por fórmula. Los cationes divalentes que ocupan posiciones octaédricas (R^{2+}) son Mg^{2+} y Fe^{2+}. Los cationes de K^{+} ocupan las posiciones interlaminares dentro de la estructura del mineral. La fórmula general de la glauconita es $K_{(x+y)}(R^{3+}_{1,33}R^{2+}_{0,67})(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2$, donde $Fe^{3+}>>Al$, $Mg>Fe^{2+}$, "x" varía entre 0,2-0,6 e "y" entre 0,4 y 0,6 (Fernández-Bastero et al., 2000). El mineral de la glauconita típicamente aparece en depósitos sedimentarios como pellets o granos de color verde, morfología elipsoidal, de tamaño de grano arena y apariencia terrosa o brillante (p.e. McRae, 1972; Odin y Fullagar, 1988).

1.2. La Glauconita en rocas sedimentarias antiguas

La glauconita se ha descrito en rocas sedimentarias marinas prácticamente a lo largo de todo el tiempo geológico, desde el Precámbrico hasta la actualidad (Galliher, 1935). Se reconocen dos grandes episodios de formación de glauconita en la historia de la Tierra (Fig. 1, Paleozoico inferior y Mesozoico medio-superior). Ambas etapas están caracterizadas por climas en los que dominaban condiciones de templadas a cálidas, en momentos de importantes ascensos del nivel del mar que produjeron extensas transgresiones en cratones continentales y descensos en las tasas de sedimentación marina (Van Houten y Purucker, 1984). El volumen de depósito de glauconita alcanza su máximo hace 50 Ma, especialmente a lo largo de los márgenes continentales de la Cuenca Atlántica, continuando su formación en los fondos oceánicos, al menos, hasta el Cenozoico medio (Charnley, 1989). En general, la mayor parte de las arenas ricas en glauconita que se desarrollaron durante esta etapa aparecen en áreas oceánicas abiertas, en plataformas marinas sobre márgenes pasivos, así como en medios deposicionales marinos someros. Sin embargo, la glauconita se ha descrito en el registro geológico dentro de un abanico de ambientes sedimentarios mucho más amplío que en la actualidad (Charnley, 1989), desde medios intermareales y submareales a medios marinos profundos, pasando por plataformas carbonatadas (Van Houten y Purucker, 1984) o incluso en zonas de mezcla entre aguas dulces y salinas (Whiteside y Robinson, 1983).

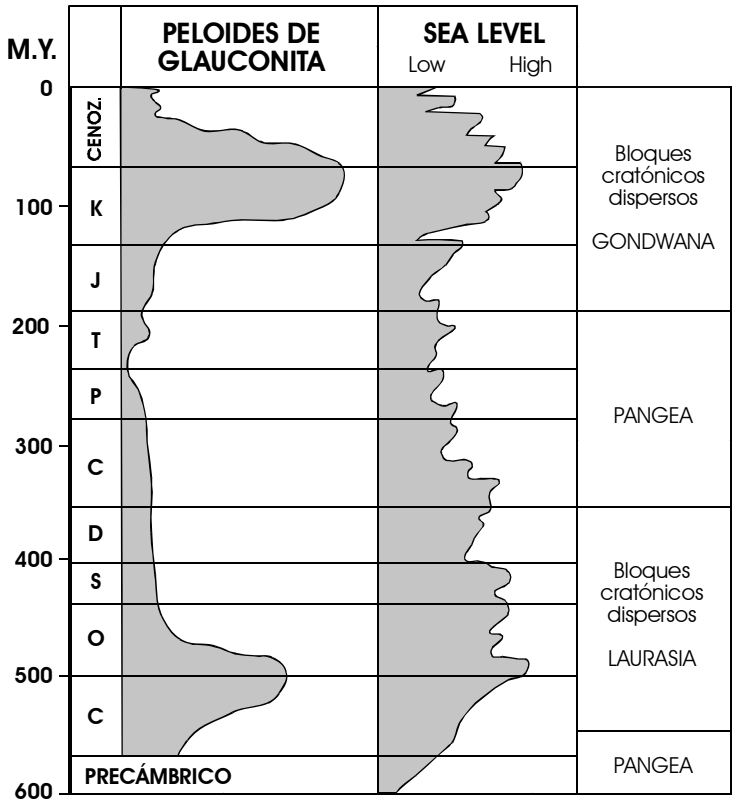


Figura 1. Evolución de la formación de glauconita en sedimentos marinos durante el Fanerozoico. Modificado de Van Houten y Purucker (1984).

1.3. Condiciones y ambiente de formación

En medios marinos actuales la glauconita suele estar presente en un rango batimétrico amplio (60-1000 m). No obstante, los porcentajes máximos suelen situarse próximos a la plataforma externa y el talud continental (150-300 m), donde puede constituir más del 15% del sedimento (p.e. Balsam y Beeson, 2003). La aparición de la mayor parte de la glauconita parece estar limitada a latitudes bajas, aunque existen poblaciones aisladas a latitudes más altas interpretadas como depósitos relictos del Cuaternario o como sedimentos holocenos indicativos de periodos de climas más cálidos (Odin y Fullagar, 1988). En zonas próximas al área de estudio, en la costa atlántica española actual, la aparición de la glauconita en concentraciones importantes (>20%) se ha descrito en medios marinos abiertos, a profundidades comprendidas entre los 150 y 300 m en la plataforma de Cádiz (Gutiérrez-Más, 1992), o entre 100 y 150 m en la plataforma de Huelva (González et al., 2004).

Aunque la glauconita ha sido considerada de forma clásica como uno de los indicadores más fiables de tasas de sedimentación bajas en medios marinos y su presencia está asociada a máximos transgresivos y niveles condensados dentro de los ciclos de variación del nivel del mar (Galoway, 1989; Haq, 1991) o a la base de las parasecuencias dentro de cortejos sedimentarios transgresivos (Vail et al., 1991), no existe un consenso acerca de las condiciones precisas más adecuadas para su formación. La mayor parte de los autores coinciden en que su

génesis tiene lugar en la zona de halmirólisis, en la interfase sedimento-agua, durante etapas de baja tasa de sedimentación y de aporte terrígeno ("hambruna" sedimentaria), asociada a microambientes confinados que proveen condiciones reductoras. El tipo de sustrato en el que se produce el proceso de glauconitización, aunque importante, no supone un factor tan condicionante, y se ha observado la formación de granos de glauconita a partir de bioclastos y de diferentes tipos de rocas, filosilicatos y microfósiles (Odin y Matter, 1981), si bien, los sustratos ricos en kaolinita y/o carbonatos (sobre todo en foraminíferos) se consideran especialmente favorables para este proceso. Otras condiciones ambientales a tener en cuenta son la baja turbulencia de las aguas, la temperatura (11º +/- 4º, en función de la latitud) y el aporte de hierro y potasio a las aguas marinas (Odin, 1982; Hughes y Whitehead, 1987; Giresse y Wiewióra, 2001).

Al margen de la existencia del conjunto de factores antes descrito, la condición más importante en la génesis de la glauconita es el tiempo de residencia en el fondo marino de los granos (en la interfase sedimento-agua) previo al enterramiento, que se estima entre 10^2 y 10^6 años (Odin y Matter, 1981). En este sentido, Amorosi (1995, 1997) propone el concepto de *madurez* de la glauconita -también denominado grado de evolución por Odin y Matter (1981)- para referirse a la evolución físico-química de las propiedades de la glauconita a lo largo del tiempo. Así, este autor diferencia entre glauconita juvenil (baja madurez), ligeramente evolucionada (madurez moderada), evolucionada (madurez alta) y muy evolucionada (madurez muy alta) y describe las múltiples modificaciones que experimenta el mineral durante este proceso en lo referente al color, estructura mineral, contenido en K^+ y Fe^{3+} o susceptibilidad paramagnética. Durante las primeras etapas del proceso, la glauconita juvenil presenta una estructura interna desorganizada, muy similar a la descrita en las esmectitas, tomando el nombre de esmectita glauconítica. Progresivamente, la glauconita incorporara más Fe^{3+} y K^+ a su estructura interna y adquiere una configuración interna mucho más organizada y compleja, hasta alcanzar la estructura de una mica glauconítica cuando alcanza una fase madura o muy evolucionada.

1.4. Mecanismos de formación

Se han propuesto varías teorías sobre el mecanismo de formación de la glauconita. La primera hipótesis sobre el origen de la glauconita -*the layer lattice theory*- sugiere la existencia de un mecanismo de remplazamiento al estado sólido sobre filosilicatos preexistentes con características estructurales similares a la glauconita, como la biotita (Bentor y Kastner, 1965). Este proceso tendría lugar por difusión catiónica (Anter, 1958). Posteriormente, Odín (1988)

propone -*the verdissement theory*-, en la que la glauconita es el resultado de un proceso de neoformación mediante precipitación directa en el sustrato, siguiendo un mecanismo de nucleación y crecimiento a partir de cationes disueltos en el agua del mar (Odín y Matter, 1981) como respuesta a la interacción entre el agua marina y los sedimentos (Fairbridge, 1983). De forma más reciente, se ha sugerido el modelo de "*los dos estados evolutivos*" de Clauer et al. (1992), que constituye una variante de la teoría de Odin y Matter (1981). En ella se propone una disolución inicial de las arcillas precursoras (y otros materiales), con una cristalización concomitante de una fase glauconítica en el medio dominado por el mineral precursor. La segunda fase consiste en la maduración y el enriquecimiento en potasio de la glauconita en equilibrio con el agua del mar.

2. MINERALOGÍA

2.1. Resultados

La composición mineralógica de la muestras se determinó mediante difracción de rayos X, mostrando un claro predominio de los filosilicatos y de la calcita en todas las muestras (Fig. 11). Las muestras de la Sección A1 presentan valores medios en el contenido en filosilicatos del 38%, un 40% de calcita y un 18% de cuarzo más feldespatos. En las Sección A2 se observan proporciones parecidas a A1, con valores medios de un 49% de filosilicatos y un 39% de calcita. En este caso, el porcentaje de feldespatos y cuarzo es algo menor (12%). Tanto en la Sección A1 como A2 se han detectado en las muestras inferiores (1N1-1N3 y 2N1-2N2) pequeñas cantidades de oxi-hidroxidos de hierro (sobre todo goethita y hematites) que nunca sobrepasan el 5% de la muestra. Las muestras recogidas por encima del nivel condensado (1N6 y 2N4) contienen porcentajes y composiciones mineralógicas bastante parecidas al resto de las muestras, aunque el contenido en glauconita disminuye hasta prácticamente desaparecer e incrementa en contenido en otros minerales de la arcilla. En la Sección B, la composición mineralógica es parecida a la descrita en las otras secciones, con cantidades medias algo inferiores de filosilicatos (33%) y mayores de calcita (51%), probablemente procedente de su mayor contenido en macrofauna. Aunque el contenido medio de cuarzo y feldespatos es parecido (16%), es importante destacar que las cantidades en las que se concentran en el sedimento son más uniformes (Fig. 3). No se han reconocido fases minerales de oxi-hidróxidos de hierro en esta sección.

En todas las secciones, los filosilicatos que se han reconocido son, principalmente, micas (glauconita) y esmectitas, con proporciones más bajas de kaolinita/clorita. Otros minerales identificados mediante espectrofotómetro en SEM y lupa binocular son el rutilo, la ilmenita y

la pirita, especialmente abundantes en el primer metro del depósito. Las diferencias mineralógicas detectadas entre las secciones de Niebla y Villanueva del Río y Minas, a grandes rasgos, se pueden explicar mediante factores como la profundidad del fondo marino y, fundamentalmente, la naturaleza del sustrato infrayacente en el que se ha producido el proceso de glauconitización -en un caso carbonatado y en el otro siliciclástico grosero-. Esta circunstancia pudo influir en los diferentes porcentajes de glauconita detectados en el sedimento y en la eficacia del proceso de glauconitización (ver más adelante). Las tendencias generales descritas parecen indicar un tenue incremento de los filosilicatos y de la calcita hacia techo del nivel condensado, paralelo al incremento del porcentaje de glauconita en el sedimento.

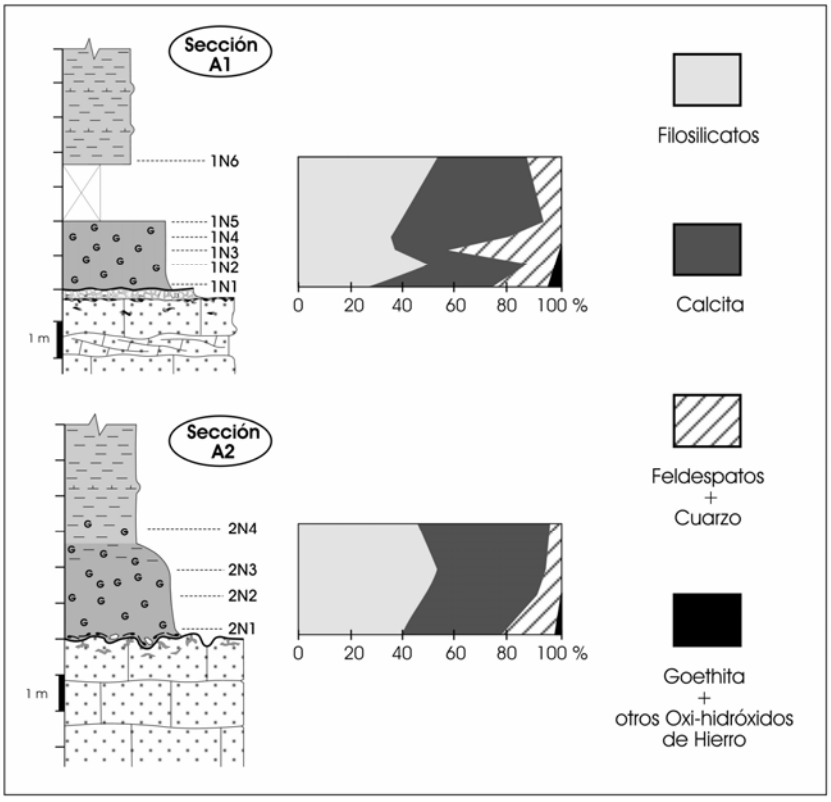


Figura 2. Composición y semi-cuantificación relativa de la asociación mineralógica global y de filosilcatos en las muestras de las secciones A1 y A2.

2.2. Interpretación

La evolución general en el contenido de calcita en las tres secciones es paralela a la de filosilicatos, formados en su mayoría por glauconita. Esta circunstancia puede relacionarse con que la formación de los granos de glauconita se produjo en su mayoría a partir de un sustrato compuesto por caparazones de foraminíferos, algo menos numerosos en las muestras inferiores. Es probable que con el transcurso del tiempo las condiciones para la formación de glauconita fueran progresivamente más propicias (por ejemplo, un sustrato cada vez más carbonatado y granuloso, una mejor oxigenación de las aguas y un aumento de la profundidad), lo que favoreció un aumento del porcentaje de glauconita en el sedimento

paralelo al incremento en el contenido de caparazones de foraminíferos. Este incremento brusco en el porcentaje de foraminíferos detectados en la base del tramo con respecto al sustrato calcarenítico se produjo en una etapa de tasa de sedimentación orgánica muy alta y oxigenación baja de las aguas durante el inicio de la transgresión (ver más adelante). Bajo estas condiciones ambientales el proceso de formación de la glauconita quedo parcialmente inhibido o perdió eficacia en comparación al resto de la sección condensada (muestras 1N1, 2N1 y GV-1) (Odin y Matter, 1981). Tras la brusca profundización inicial registrada en el medio, una vez finalizadas las condiciones asociadas al inicio de la transgresión en el fondo y formarse un sustrato compuesto en su mayoría por foraminíferos, se registra el incremento del porcentaje de glauconita en el sedimento hacia su techo (resto de muestras), lo que refleja la creación de un escenario ambiental más adecuado para la formación de este filosilicato. Esta circunstancia está menos acentuada en la sección B, donde las condiciones ambientales permanecieron más homogéneas a lo largo del tiempo.

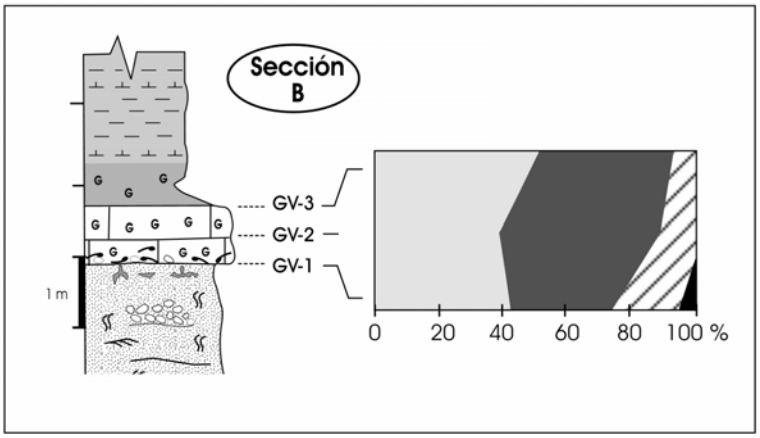


Figura 3. Composición y semi-cuantificación relativa de la asociación mineralógica global y de filosilcatos en las muestras de la sección B. Ver leyenda en Figura 2.

En este sentido, un posible origen de la glauconita relacionado con sustratos formados en su mayor parte por foraminíferos ya ha sido propuesto por otros autores (Giresse, 1980; Odin y Matter, 1981; Amorosi, 1997), incluso en la propia Cuenca del Guadalquivir (Galán et al., 1989). Al mismo tiempo, la proporción de micas detectada dentro del grupo de los filosilicatos, sin considerar la glauconita, proporcionaría también un sustrato adecuado para la formación de glauconita en el medio marino, especialmente el formado por la illita y la kaolinita (Odin, 1972; Hein et al., 1974). La proporción de cuarzo y feldespato siempre disminuye hacia techo del estrato, lo que denota una menor influencia de aporte terrígeno desde el continente y del sedimento reelaborado desde el sustrato. Las bajas cantidades de oxi-hidróxidos de hierro detectadas en las muestras de las secciones A1 y A2 en Niebla, probablemente también derivadas del *hardground* desarrollado en el muro del nivel condensado, desaparecen hacia la mitad del tramo.

3. ANÁLISIS DE LA GLAUCONITA

3.1. Descripción

Más del 95% de los granos de glauconita estudiados en las tres secciones presentan características texturales similares, aunque morfologías diversas, por que no se ha realizado una distinción entre ellos en la siguiente descripción. El 5% restante están formados por granos de morfologías irregulares y de color verde pálido. Su baja representatividad no ha permitido realizar un estudio detallado y, en general, se interpretan como granos de glauconita juvenil o poco evolucionada en la que se ha interrumpido prematuramente el proceso de maduración (Odin y Matter, 1981). Las características de la población dominante de glauconitas han sido observadas mediante lupa binocular, a partir de la que es posible apreciar las formas redondeadas, el color verde oscuro o negro y el tono brillante de la superficie de la glauconita. Algunos granos presentan una textura masiva -poco porosa- y suavizada, mientras que en otro gran número son visibles grietas y fracturas profundas (Fig. 5). Todas estas propiedades han sido interpretadas por autores previos como indicativas de glauconitas muy evolucionadas y autóctonas, que han permanecido largos periodos de tiempo sometidas al proceso de glauconitización en la interfase sedimento-agua. Aunque un grado alto de esfericidad de los granos también se ha asociado al efecto del prolongado transporte mecánico (Triplehorn, 1966; Fischer, 1990), una redondez elevada también puede deberse a la morfología original del sustrato glauconitizado (Amorosi, 1993), o incluso a la aparición de una película delgada de glauconita en la superficie del grano que homogeniza sus irregularidades en estadios avanzados de evolución (Humphreys y Balson, 1985). Por otro lado, el brillo satinado típico de la superficie de los granos de glauconita es propio de glauconitas autóctonas que han sufrido exposiciones prolongadas en el fondo marino antes de su enterramiento (Odin, 1985). Finalmente, la presencia de grietas en los granos de glauconita (*craquelures* según Lamboy, 1976) es considerada por Fischer (1990) uno de los indicadores más seguros del origen autóctono de la glauconita, producto de la expansión diferencial que experimenta el grano en un estadio evolutivo avanzado (McCracken et al., 1996). Estas fracturas no se han descrito en glauconitas juveniles o ligeramente evolucionadas (Giresse, 1980; Odin, 1985).

El diámetro máximo de los granos estudiados es variable, comprendido entre las 60 μm y 500 μm (tamaño de grano de arenas muy finas a medias), aunque la mayor parte se concentran entre las 100 y 250 μm (Fig. 4), estableciéndose un valor modal principal de 125 μm y otro secundario, más pequeño, de 250 μm. Según Giresse et al. (1981) cuando una cantidad importante de glauconita se concentra entre 100-160 μm el sustrato suele estar

formado mayoritariamente por caparazones de foraminíferos. Los granos de glauconita de mayor diámetro (>250 μm), que pueden ser muy abundantes (como en la Sección A2), tendrían su origen en los numerosos pellets fecales que se han reconocido en las muestras. Los pellets constituyen uno de los sustrato más favorables para la formación de la glauconita en los océanos actuales, incluso en medios profundos (Odin, 1988), y suelen concentrarse en la fracción comprendida entre 250-400 μm (Pryor, 1975). De esta forma, cuando los porcentajes de glauconita de las fracciones comprendidas entre 125-250 μm y >250 μm son parecidos, se pueden inferir cantidades similares de foraminíferos y pellets en el sustrato que ha sufrido la glauconitización. En los casos estudiados existe un predominio de foraminíferos, especialmente hacia el techo del tramo. Los fragmentos líticos (micas y cuarzo) y bioclásticos que dan lugar a granos de glauconita, no parecen concentrarse en ninguna fracción granulométrica concreta (ver más adelante).

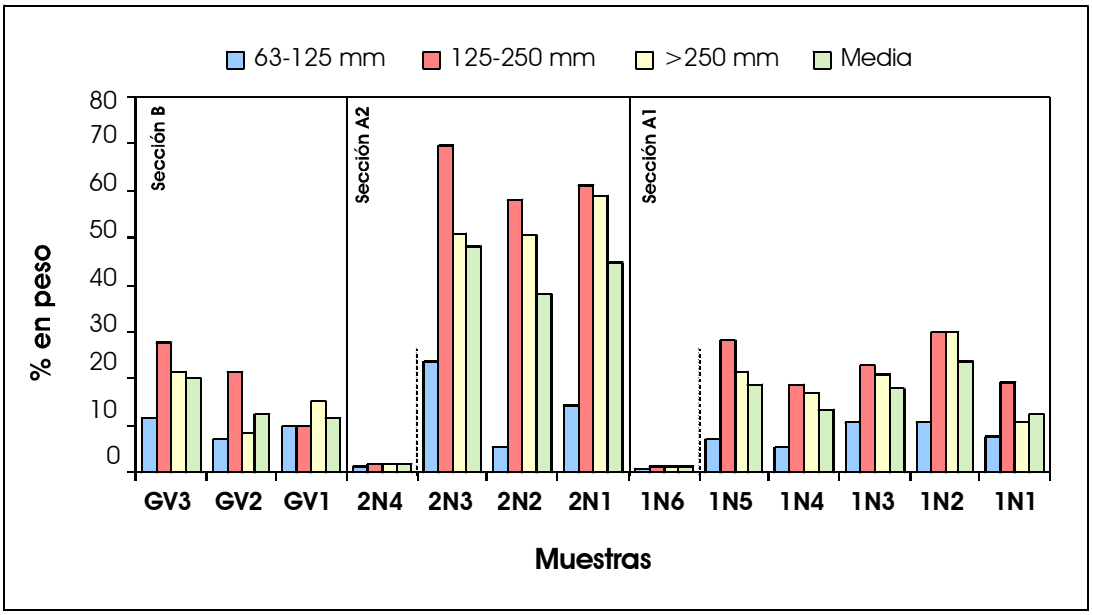


Figura 4. Distribución del porcentaje en peso del contenido de la glauconita en diferentes fracciones granulométricas en todas las secciones estudiadas. Las muestras 2N4 y 1N6 se encuentra por encima del nivel condensado.

Por otro lado, la parasusceptibilidad magnética de los granos de glauconita es elevada en comparación a otros casos estudiados, como en las Cuencas italianas de Bisciaro o de Bismantova (Amorosi, 1997), estimándose una intensidad de corriente entre 0,37 amp y 0,42 amp para separar más del 75% en peso de la glauconita del sedimento mediante el uso de un separador magnético (inclinación del eje longitudinal 20º y del eje de declive de 15º). Estos valores son similares a los descritos por Amorosi (1997) para la glauconita evolucionada de la Cuenca de París (Francia) y de Hampshire (Inglaterra).

3.2. Tipos y clasificación morfológica

En las secciones estudiadas, la glauconita se presenta con hábito granular, ya que la formación de peloides de glauconita se produce preferentemente a partir de un sustrato formado por elementos granulares. En general, la glauconita se encuentra definiendo niveles, aunque en ocasiones puede aparecer dentro de galerías orgánica, sobre todo cerca del techo del nivel condensado. Esta circunstancia es interpretada por algunos autores como un indicio de que la glauconita no ha sufrido importantes transportes desde el momento de su formación (Amorosi, 1997). Por otro lado, la glauconita también se observa formando películas, alojada en valvas de moluscos y dientes de seláceos, o de forma pigmentaria sobre cantos de cuarzo y micas (Fig. 5A). Su profundidad de penetración es muy variable, en función de la porosidad del sustrato y el tiempo de exposición pre-enterramiento, y varía entre algunas decenas de micras y dos milímetros.

En las muestras estudiadas, los granos de glauconita se pueden clasificar, en función de su morfología (Tabla 1). El factor controlante más importante en la morfología de los granos de glauconita es la naturaleza del sustrato original (Odin, 1988). Además, en la mayoría de las ocasiones, el material de partida se puede deducir mediante la geometría externa y textura de los granos, que mantienen parcialmente su forma original.

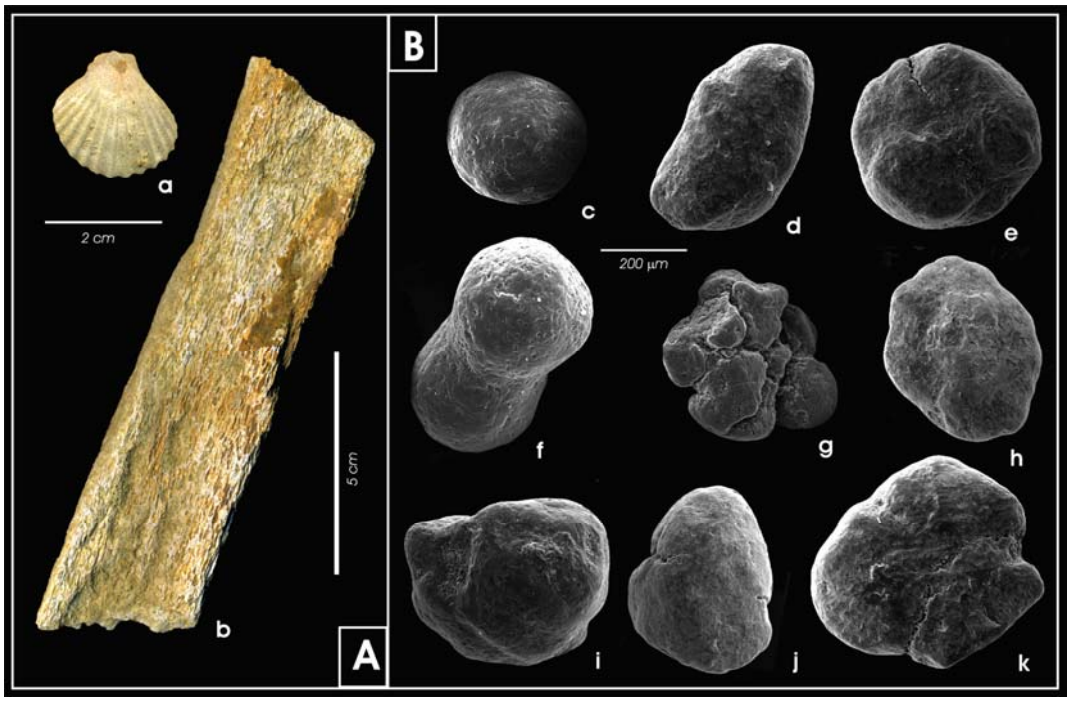


Figura 5. (A) ejemplos de glauconita pigmentaria. Ejemplar de *Chlamys radians* (a) y fragmento de costilla de cetáceo (b) afectadas por una película de glauconita y precipitación de óxi-hidroxidos de hierro en la Sección B. (B) Glauconita granular. (c)-(e) morfologías redondeadas, esferoidales y capsulares. (f)-(h) Formas lobuladas o botroidales, derivadas de caparazones de foraminíferos. (i)-(k) Granos angulosos e irregulares formados a partir de micas y otros minerales.

i) Granos redondeados de formas esferoidales, lobuladas y capsulares: Son los más abundantes (>75%) y presentan dimensiones muy variables. Estos granos proceden de pellets fecales y moldes internos de microfósiles calcáreos (foraminíferos y ostrácodos) que, en ocasiones, conservan su morfología original (Fig. 5B). En etapas muy avanzadas de evolución, el desarrollo de grietas en la superficie del grano puede favorecer su morfología lobulada y la fragmentación y disgregación en granos más pequeños de geometrías botroidales (p.e. Odin, 1988; Amorosi, 1997). Son especialmente abundantes en la parte alta de los niveles condensados de las secciones estudiadas, donde las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos indican un aumento de la batimetría y las condiciones ambientales eran más favorables para el desarrollo de la vida -mayor concentración de pellets- (Tabla 1 en Capítulo 6) (ver más adelante). Tanto en la base de la sección A1 y A2 como en la B, donde los foraminíferos planctónicos son menos abundantes, la glauconita se concentra en fracciones granulométricas algo superiores (Fig. 4), lo que podría indicar un mayor porcentaje de granos formados a partir de pellets fecales.

TIPO \ CARACTERÍSTICAS	COLOR	% SED	GR / FR	SPM	TAM. GR. FR.	SUBSTRATO ORIGEN
PELICULAR	Verde Verde pálido	Sec. A: < 5% Sec. B: < 5%	No	Indeterm.	< 100 µm	Bioclastos Cantos de Qz
GRANULAR — Red / Lob	Verde oscuro o negro	Sec. A: > 60% Sec. B: > 50%	Muy frecuentes	0,37-0,42 amp	63-125 µm	Espículas Ostrácodos Foraminíferos Pellets fecales Otros
GRANULAR — Irreg / Ang	Verde oscuro	Sec. A: > 25% Sec. B: > 35%	Frecuentes	0,37-0,42 amp	> 125 µm	Micas Cuarzo y Pizarra Min. Arcillas
GRANULAR — Vermif	Verde o verde oscuro	Sec. A: < 10% Sec. B: < 10%	Raras	0,37-0,42 amp	Muy variable	Pellets o Micas (?)

Tabla 1. Principales tipos y características de la glauconita analizada en el área de estudio. Red/Lob, Redondeados y lobulados. Irreg/Ang, Irregulares y angulosos. Vermif., Vermiformes. %SED, Porcentaje aproximado en sedimento. GR/FR, Presencia de gritas y fracturas. SPM, Susceptibilidad paramagnética. TAM. GR. FR., Tamaño de grano más frecuente.

ii) Granos con morfologías irregulares, angulosas y laminares. Son granos de morfologías y tamaños muy variables, aunque suelen ser mayores que los granos redondeados (Fig. 5). Aunque pueden ser frecuentes, no constituyen una parte importante de los granos de glauconita (<15%). Se interpretan como restos de conchas de moluscos y fragmentos de rocas (cuarcitas, pizarras, calizas) y minerales (especialmente micas) que han sufrido el proceso de glauconitización. Son algo más abundantes en la Sección B.

iii) Granos con morfología vermicular o con hábito en "acordeón". Aunque son comunes -se encuentran en todas las muestras- nunca suponen más del 10% del total de los granos de glauconita. Los pellets vermiformes están caracterizados por una serie de crestas o arrugas paralelas y próximas entre sí que se distribuyen por la superficie del grano. El origen de estas morfologías no está claro. Odin y Matter (1981) proponen que los granos con hábito vermicular se forman a partir de micas glauconitizadas. De forma más reciente, otros autores (Huggett y Gale, 1997) sugieren que estos granos son pellets de crustáceos decápodos ligeramente evolucionados. En este caso en concreto, dado el aparente alto grado de evolución de la mayor parte de la glauconita estudiada, nos inclinamos por la primera opción.

3.3. Petrografía

Sólo se ha obtenido una muestra de lámina delgada de todas las secciones estudiadas, dada el extremadamente bajo grado de litificación de los sedimentos que conforman los niveles condensados. En la sección B, la glauconita se presenta frecuentemente con hábito pelletoidal o en granos irregulares, en un cemento formado por cristales de esparita y altos porcentajes de caparazones de foraminíferos y fragmentos de conchas (Fig. 6). La muestra presenta un grado de selección muy pobre, y comprende numerosos componentes esquelétales de tamaño arenas finas y muy finas. El porcentaje de terrígenos -cuarzo, feldespatos y micas- no supera el 10% de la muestra. Aunque domina la precipitación de calcita esparítica de tipo *equant*, el contenido en microesparita y micrita puede llegar a ser localmente alto, cuando se concentran cerca o revistiendo las paredes de foraminíferos y de otros bioclastos. La concentración de granos de glauconita es muy alta (>30%). La existencia de microinclusiones de dolomita en el cemento y en los aloquímicos le concede a la muestra un aspecto poco nítido. En ocasiones, se observa como la glauconita aparece rellenando las cámaras y la porosidad intraparticular de caparazones de foraminíferos, espículas y restos de moluscos. La superficie de los bioclastos, así como de varios minerales (micas y cuarzo) puede estar parcial o completamente remplazada por cristales de glauconita. Los ejemplares estudiados presentan texturas criptocristalinas y están formados por agregados de microcristales orientados aleatoriamente. La mayor parte de la glauconita posee bajo luz polarizada plana un color verde oliva, de tonalidades pardas y obscuras, un pleocrosimo débil y una birrefregencia moderada. Se han observado granos de glauconita fosfatizados, isotropos, de tonalidades marronaceas y rojizas (Fig. 6D).

Por otro lado, la aparición de parches de glauconita pigmentaria en la matriz microesparítica del sedimento y los límites graduales entre los granos glauconíticos y la propia

matriz, demuestra que la formación de la glauconita se produjo en el propio medio (Kelly y Web, 1999). La existencia de inclusiones en el interior de algunos granos de glauconita (cuarzo, feldespatos, ilmenita y micas) indica que, en parte, la génesis de la glauconita tuvo lugar a partir pellets fecales (Fig. 6 y 7b). En algunos casos, las glauconitas formadas a partir de micas preservan los planos de exfoliación original (Fig. 6D).

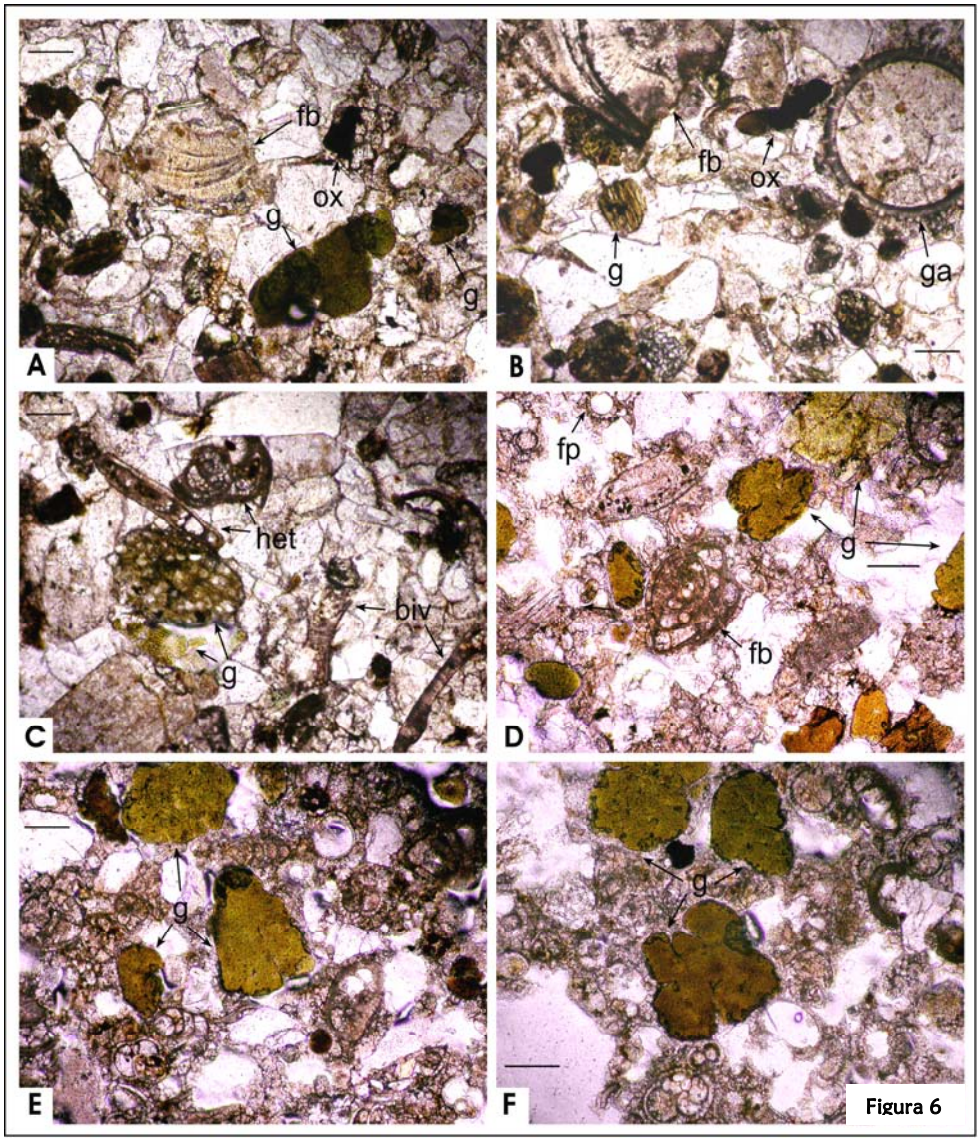


Figura 6. Microfotografías de lámina delgadas con luz polarizada plana del nivel condensado en la Sección B. Aspecto general de los granos de glauconita en lámina delgada (bioesparita). Obsérvese el alto porcentaje de foraminíferos planctónicos y la variabilidad en color, forma y textura de los granos de glauconita en función del material de origen. G, glauconita; fb, foraminífero bentónico; fp, foráminífero planctónico; ga, gasterópodo; ox, óxidos de hierro; het, heterostegínidos. Escala 125 μm.

Mediante microscopía de alta resolución SEM se ha observado cómo la organización interna puede presentar una textura heterogénea, con estructuras circulares concéntricas y pequeñas impurezas, que reflejan el progreso desigual de la glauconitización (Fig. 7). La similitud existente entre los minerales terrígenos en el sedimento y las inclusiones en la

glauconita también sugiere un origen autigénico de esta. Sin embargo, en la mayor parte de las ocasiones, la textura interna de los granos es homogénea y muy nítida, lo que permite inferir una etapa avanzada del proceso de glauconitización y/o un sustrato uniforme de origen. En ocasiones, es posible observar granos de glauconita que exhiben estructura "en cebra" o de tipo fibro-radial (Fig. 7c), lo que denota un origen por remplazamiento de un fragmento de concha que conserva parcialmente su estructura original (Amireh et al., 1998). La presencia de oxi-hidroxidos de hierro es muy común, tanto en forma de concreciones y nódulos en el sedimento como en inclusiones dentro de los granos o formando una pátina en el borde de la glauconita. Esta última característica es observable también a través del SEM, a partir de la aparición de un borde brillante y discontinuo, rico en hierro, en los granos de glauconita. La aparición de óxidos de hierro y pirita formando un *coating* en la superficie de los granos de glauconita ha sido descrita previamente durante los procesos diagenéticos, tanto en fases de enterramiento profundo y dominio de condiciones reductoras (precipitación de sulfuros), como en etapas de exposición subaérea y contacto con agua meteóricas (precipitación de oxi-hidróxidos de hierro) (Chamley, 1988). En otras ocasiones, cuando el proceso de glauconitización ha quedado paralizado pero los granos no son enterrados y se comportan como elementos detríticos del sedimento, pueden ser afectados por procesos de goethitización o fosfatización en su superficie bajo ambientes muy oxidantes o reductores, respectivamente (Lamboy, 1976).

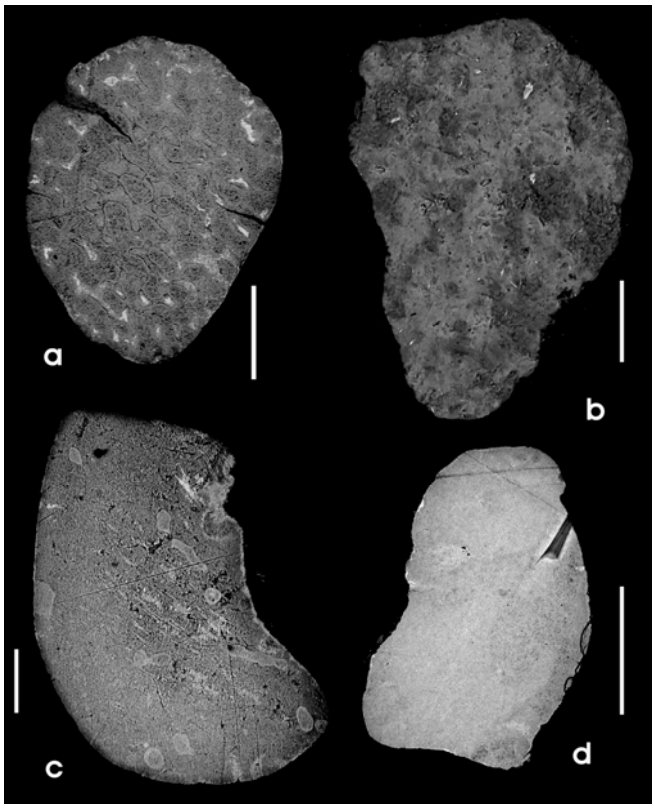


Figura 7. Microfotografías de SEM en las que se pueden observar la textura interna y heterogénea de los granos de glauconita, las numerosas inclusiones (cuarzo, ilmenita y mica) y el proceso irregular de glauconitización en el núcleo del grano. El grano c presenta vestigios de una estructura fibro-radial. En (d) la textura homogénea de la superficie del grano indica un avanzado estado de glauconitización y/o un sustrato uniforme previo. a y b en Sección A1; c y d en Sección B. Escala 75 μm.

La organización y estructura interna de la glauconita ha sido observada mediante microscopía de SEM en grietas y fracturas de secciones ecuatoriales en granos pulidos. En todos los casos, la glauconita de las Secciones de Niebla y Villanueva del Río y Minas presentan un patrón de crecimiento en rosetas homogéneo, en el que los cristales con morfologías de hojas o escamas (menores a 5 μm) desorientadas conforman agregados esféricos o aleatorios de porosidad baja (Fig. 8). Este modelo de crecimiento de cristales ha sido descrito por Odin y Matter (1981) como una morfología automórfica característica de la esmectita glauconítica madura. Dichas estructuras son características de glauconita evolucionada o madura, con contenidos en K^+ superiores a 6,5% y muy ricas en Fe^{3+}. Según este autor, el periodo de tiempo que se considera necesario para que se forme un grano de glauconita evolucionado es >> 10^4 años (Odin y Letolle, 1980).

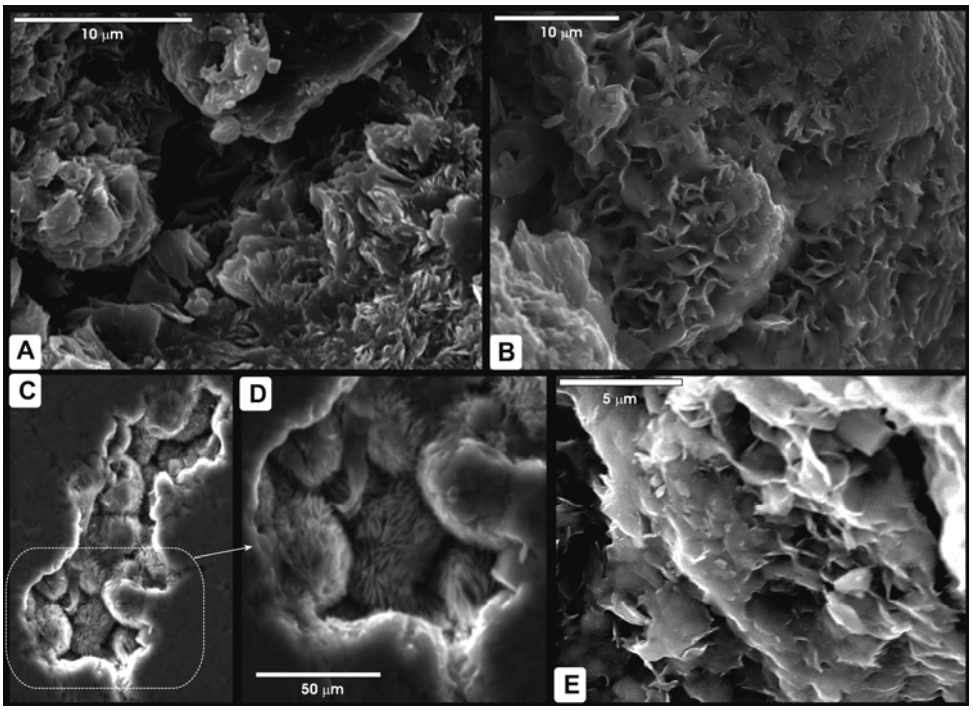


Figura 8. Micro-fotografías de SEM en la que se observa el patrón de crecimiento de escamas en roseta de los microcristales de glauconita. A, C y D, Secciones A1 y A2. B y E, Sección B. Obsérvese la estructura ordenada, alta homogeneidad y alta densidad del conjunto de cristales.

3.4. Análisis del patrón de difracción

Mediante el análisis del patrón en difracción de rayos X de la glauconita es posible deducir parcialmente el grado de evolución y sus condiciones de formación. Las muestras de glauconita purificada, analizadas mediante técnicas de polvo total, permiten distinguir los picos de reflexión característicos de la mica-glauconita (Odin y Matter, 1981). De esta forma, en las muestras de las Secciones A2 y B, muchas de las reflexiones asignadas por Odin y Matter (1981) a una glauconita evolucionada pueden observarse en el difractograma de polvo desorientado (Fig. 9, arriba). Las muestran presentan las reflexiones más características del mineral, que son (001), (020) y (003) (Bayliss et al., 1986), además de las reflexiones (022),

(11$\underline{2}$), (112), (130+13$\underline{1}$+200) y (132+201), presentándose los otros picos mal definidos o ausentes. En este difractograma, las reflexiones de 10,22-10,30 Å (001), 4,53 Å (020) y 3,33 Å (003) están bien desarrolladas (picos agudos y simétricos), mientras que los picos en 11$\underline{2}$ y 112 se encuentran mal definidos y poseen una intensidad muy baja en comparación al pico 003.

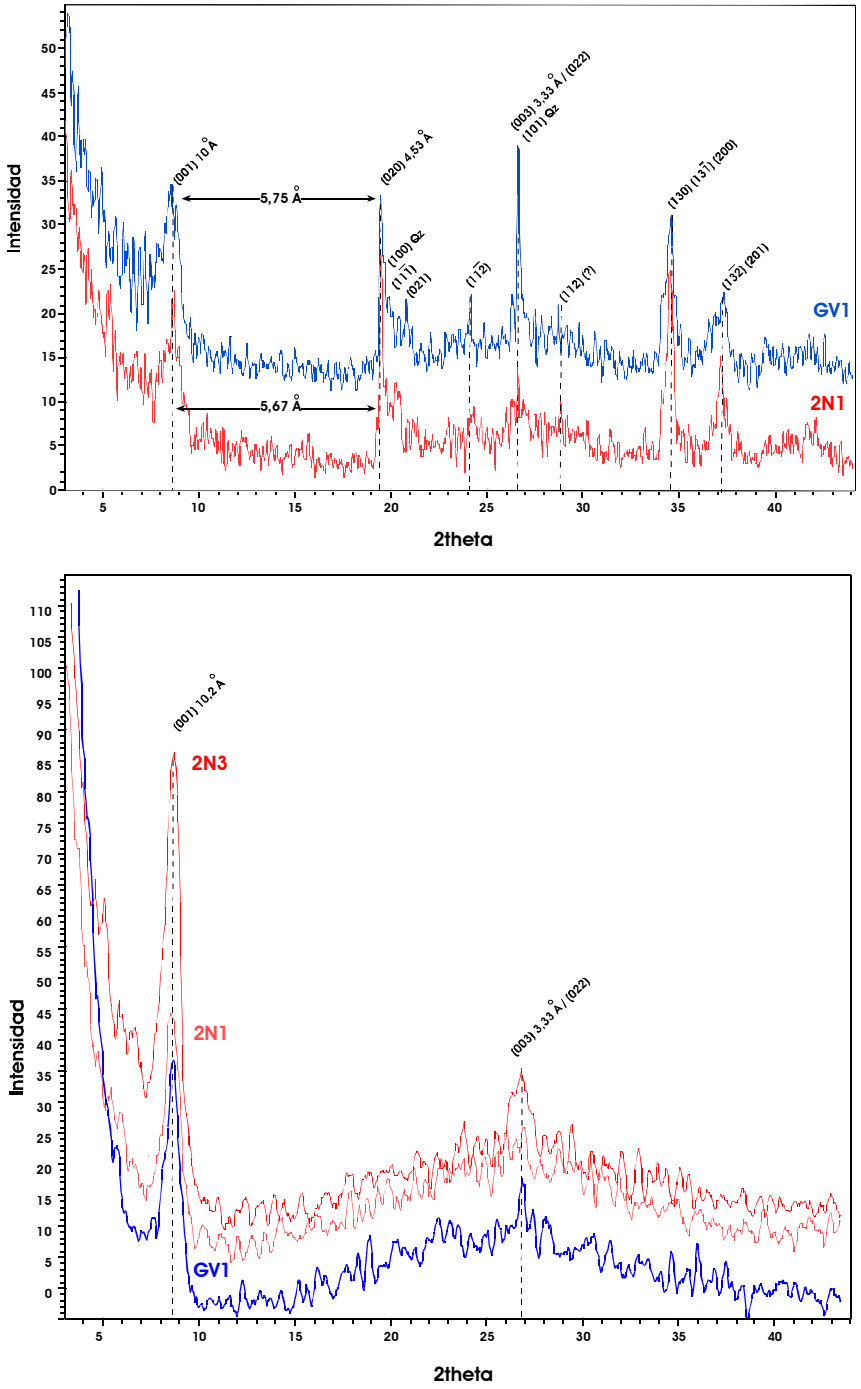


Figura 9. Difractograma de polvo total desorientado (arriba) y agregado orientado (abajo) de glauconita purificada y pulverizada de las secciones A1, A2 y B. Ver explicación en texto.

El patrón descrito se ha interpretado por varios autores como característico de glauconitas maduras, con una estructura interna más o menos organizada y con contenidos en K^+ cercanos al 7% (Odin y Matter, 1981; Lee et al., 2002). La ausencia del pico (002) denota el elevado

contenido en Fe^{3+} en posiciones octaédricas en micas (Fernández-Caliani com. pers.). Por otro lado, la corta distancia *d* entre los picos 001 -de posición variable dependiendo del grado de evolución de la glauconita- y 020 -de posición invariable-, se cuantifica en 5,75 Å (muestra GV1) y 5,67 Á (muestra 2N1), lo que indica una importante incorporación de K^+ a la estructura del mineral en ambos casos (Fig. 9). Además, tanto el patrón del difractograma, como el grado de desarrollo y posición del pico de la reflexión basal (001) -por encima de los 10 Å- revelan grados de evolución muy similares para las dos muestras. Sólo en el difractograma de la Sección B (muestra GV1) se ha reconocido la presencia de un posible sustrato residual mediante la alta intensidad del pico (003), que podría indicar la presencia de trazas de cuarzo en la glauconita. Por el contrario, en las muestra de la Sección A no se ha detectado la aparición de otros minerales distintos a la glauconita. Esta circunstancia se podría explicar a través de un proceso menos avanzado de la glauconitización, un mayor porcentaje de pellets fecales como sustrato de origen o, simplemente, un sustrato inicial detrítico con mayor porcentaje de sedimentos siliciclásticos en esta zona.

En el agregado orientado de glauconita purificada de las muestras 2N1, 2N3 y GV1 es posible observar cómo la forma, nitidez y magnitud de la reflexión basal (001) de las muestras 2N1 y GV1 son semejantes (Fig. 9, abajo). La posición de la reflexión en todos los casos corresponde a 10,2 Å. Sin embargo, en la muestra 2N3 este pico está mejor definido, es más simétrico y presenta una intensidad mayor. En este tipo de difractogramas las características de la reflexión basal (001) revela la cantidad de K^+ existente en posiciones interlaminares de la glauconita, modificando su posición hacia los 10 Å e incrementando su intensidad, nitidez y simetría a medida que aumenta el contenido de este catión en la estructura del filosilicato. Por tanto, esta propiedad nos permite inferir su grado evolución. En este caso, y basándonos sólo en este criterio, todas las glauconita pueden clasificarse como maduras o muy maduras, aunque el grado de evolución de la glauconita incrementa con claridad hacia el techo del nivel condensado, al menos en la Sección A2. Este proceso no es tan claro en la Sección B, que parece presentar un grado de evolución algo menor. En ambos secciones, el pequeño o nulo desarrollo de los picos (112) y (11$\underline{2}$) nos permite inferir, de nuevo, un estadio evolutivo intermedio, aunque próximo a la mica glauconítica,

La Figura 10 muestra cómo los agregados orientados de la glauconita tratada térmicamente de las secciones A2 y B experimentan un claro incremento de la intensidad y cristalinidad del pico (001) una vez calentada hasta 550 ºC. Esto podría sugerir la presencia de algunas capas expandibles interestratificadas en la estructura de la glauconita (Amireh et al., 1998). De la misma forma, un tenue colapso, disminución de intensidad y fraccionamiento del pico (001) en la muestra GV1 (Sección B) solvatada con etilenglicol refuerza la hipótesis de la

existencia de interestratificados expandibles y no expandibles en la estructura de la glauconita (Thompson y Coger, 1975). Las glauconitas con estructuras que contienen un componente expandible han sido definidas como esmectitas glauconíticas interestratificadas (Odom, 1984). La estructura de la glauconita evoluciona desde esmectítica (o expandible) a micácea, constituyendo ambos términos las fases inicial y final relacionadas con el proceso de incorporación de K^+ y Fe^{3+} a la estructura del mineral. La glauconita analizada en la Cuenca del Guadalquivir presenta partes de un componente expandible en su estructura, probablemente desarrollado durante las etapas iniciales de formación -en la que presentaba una organización similar a la de las esmectitas-, lo que es incompatible con la definición de una glauconita muy evolucionada.

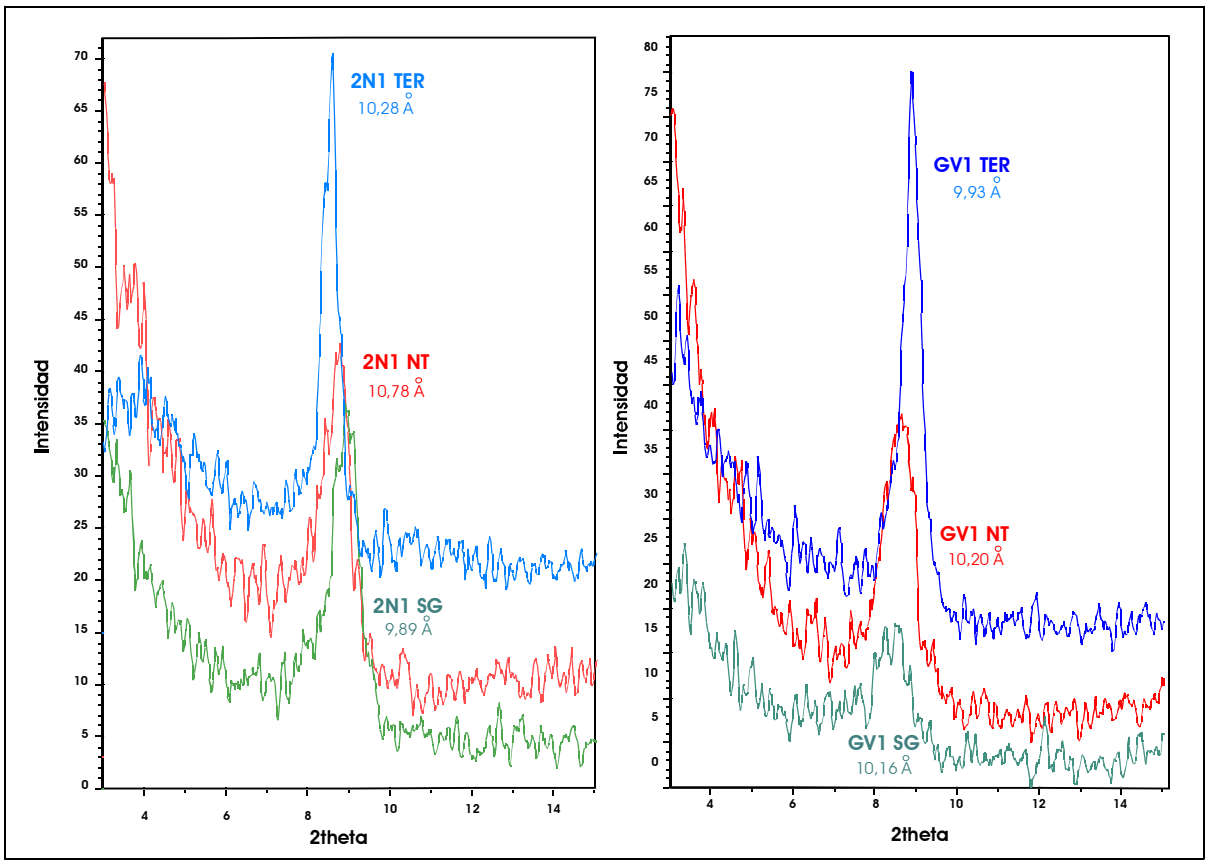


Figura 10. Difractograma tipo agregado orientado de glauconita purificada (fracción 63-125 μm) de la muestra 2N1 (sección A1) y GV1 (Sección B). El incremento de la intensidad de la reflexión basal (001) en ambas muestras tras el tratamiento térmico (2N1 TER y VG1 TER), así como el colapso del mismo pico durante el tratamiento de solvatación con etilenglicol en VG1 SG, puede ser observado. 2N1 NT y VG1 NT son las muestras no tratadas.

En los dos casos estudiados, se puede proponer la presencia de una glauconita evolucionada, que presenta una estructura interna más o menos organizada y definida, muy rica en Fe_t y en la que altas proporciones de K^+ ocupan posiciones interlaminares. Tal y como se apunta en el difractograma de polvo desorientado, la glauconita de Villanueva del Río y Minas, una vez más, muestra evidencias de una glauconita algo menos madura. Las tenues

diferencias detectadas entre secciones pueden explicarse mediante las distintas condiciones ambientales (p.e. profundidad, tiempo de exposición en interfase sedimento-agua) y de la naturaleza del sustrato que dio lugar a la formación de la glauconita. En este sentido, Lamboy (1976) y Odin Matter (1981) afirman que un sustrato inicial carbonatado es más rápido y favorable el proceso de glauconitización que, por ejemplo, un sustrato silicio que es más resistente a la alteración. De esta forma, la glauconitización de sustratos silicatados será más lenta e incompleta. Por otro lado, la respuesta diferencial en varias zonas de una misma cuenca ante cambios en las condiciones ambientales (Eh, pH, abundancia de hierro, subsidencia, etc.) pueden conllevar diferencias significativas laterales tanto en la cantidad como en las propiedades físico-químicas de la glauconita, como se ha documentado en el la Fm. Bisciaro (Mioceno de Italia), en las unidades miocenas de la Cuenca de Venecia o en el Cenomaniense de la Cuenca de París (Francia) (Amorosi, 1993, 1994 y 1997).

4. GEOQUÍMICA DE LA GLAUCONITA Y DEL SEDIMENTO TOTAL

4.1. Análisis de elementos mayores en el sedimento

En general, los análisis de las muestras de las Secciones A2 y B muestran cierta variabilidad en los contenidos de CaO, Si_2O, Al_2O_3, Fe_2O_3 y K_2O (Tabla 2), reflejando cambios en las proporciones relativas de bioclastos, filosilicatos y cuarzo detrítico. Cuando estos resultados se comparan con análisis geoquímicos en rocas sedimentarias comunes, las muestras estudiadas presentan características intermedias entre una caliza y una pizarra según las valores establecidos por Wederpohl (1969) para los análisis para estas rocas. Esta circunstancia proporciona nuevas evidencias a cerca de un origen autóctono de la glauconita, ya que los sedimentos que contienen grandes proporciones de glauconita alóctona suelen contener típicamente muchas mayores cantidades relativas de Fe_t y K_2O que las observadas en las muestras de la Cuenca del Guadalquivir (Kely y Webb, 1999).

Muestra	SiO2	Al2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	Fe2O3	MnO	TiO2	P2O5	Cr2O3	LOI	Sum
2N1	32,82	7,25	18,17	0,73	7,49	1,49	4,40	0,02	0,51	7,48	0,02	19,60	100,00
2N3	30,01	7,72	25,19	0,73	4,86	1,36	3,70	0,02	0,50	5,12	0,02	21,15	100,40
2N4	28,31	8,98	30,55	0,74	0,32	1,25	3,27	0,02	0,52	0,14	0,01	26,25	100,30
MEDIA	30,38	7,98	24,64	0,73	4,22	1,37	3,79	0,02	0,51	4,25	0,02	22,33	100,23
GV1	58,30	7,24	13,83	0,85	1,25	2,10	4,23	0,07	0,47	0,48	0,03	11,40	100,20
GV3	58,68	7,33	13,63	0,85	1,26	2,13	4,25	0,07	0,46	0,47	0,03	11,05	100,20
MEDIA	58,49	7,29	13,73	0,85	1,26	2,12	4,24	0,07	0,47	0,48	0,03	11,23	100,20

Tabla 2. Porcentaje en peso de elementos mayores del sedimento total de los niveles condensados estudiados. La muestra 2N4 se encuentra por encima de los limos con glauconita de la Sección A2. Sum, sumatorio. El Fe total esta expresado como Fe_2O_3.

En la Sección A2, el contenido en elementos mayores es muy homogéneo de muro (2N1) a techo (2N4) (Tabla 4). Tan sólo es apreciable un leve incremento del CaO acompañado por un descenso del P_2O_5 hacia las parte altas del nivel condensado. El alto contenido en CaO es correlacionable con la alta proporción de granos bioclásticos encontrados en las muestras, sobre todo de caparazones de foraminíferos. Por otro lado, los contenidos relativamente altos en Al^{3+}, K^{+} y Fe^{3+} reflejan, a grandes rasgos, las elevadas proporciones en matriz limosa (que contiene arcillas y micas) y, sobre todo, en granos de glauconita. El Fe_2O_3 también se deriva, en parte, de los oxi-hidróxidos de hierro -principalmente goethita y hematites- que aparecen diseminados en las muestras o proceden del límite superior de la Fm. Niebla. La sílice se correlaciona con la abundancia en filosilicatos, aunque también existe cuarzo detrítico erosionado del sustrato y procedente de limos sedimentados por decantación hemipelágica esta la zona de la cuenca. Los contenidos en materia orgánica inferidos a partir del LOI (al menos 1,5%) y altos porcentajes de P_2O_5 cerca de la base de la sección condensada son muy característicos de los niveles condensados, donde se acumulan grandes proporciones de sedimentos orgánicos y restos de vertebrados. Estos elementos suelen asociarse a áreas de alta productividad, donde domina la sedimentación orgánica sobre la terrígena (Schenau et al., 2000). Además, se han podido observar mediante SEM numerosos cristales de fosforita, tanto en el sedimento como incluidos dentro de los granos de glauconita. Por último, las proporciones de TiO_2 detectadas se asocian a la aparición de minerales pesados, sobre todo ilmenita y rutilo. En la muestra 2N4, localizada por encima del nivel de limos con glauconita, se observa un fuerte descenso del P_2O_5, junto a un suave incremento del CaO. Esta circunstancia podría explicarse a través de un incremento relativo en la proporción de caparazones de foraminíferos en el sedimento y la desaparición de la glauconita, compensada parcialmente por la acumulación de otros filosilicatos. El descenso en la proporción de P_2O_5 se asocia a una menor tasa de acumulación de restos de vertebrados que conlleva la desaparición de la fosforita y a una menor productividad orgánica. La producción de fosfatos en sedimentos suele relacionarse con la degradación bacteriana de la materia orgánica, la liberación desde oxi-hidroxidos de hierro y la disolución de ictiolitos (Froelich et al., 1979; Suess, 1981; Ruttenberg y Berner, 1993; Slomp et al., 1998; Schenau et al., 2000). Las proporciones de Fe_2O_3, SiO_2 y K_2O se mantendrían constantes gracias al incremento de la sedimentación terrígena, que se restableció tras el máximo transgresivo durante la estabilización del nivel del mar.

La Sección B presenta diferencias significativas con la Sección A2 (Tabla 2). En general, el mayor contenido en SiO_2, y el menor porcentaje de CaO, se pueden interpretar mediante una mayor influencia del aporte terrígeno -en parte derivada del sustrato arenoso, en parte

suministrada desde el continente- acompañado por una menor proporción de los foraminíferos y de otros fragmentos bioclásticos. Las proporciones de Al_2O_3, Fe_2O_3 y K_2O son parecidas, debido principalmente a la similitud en los porcentajes totales de filosilicatos y micas. El contenido en TiO_2 se asocia a la presencia de minerales pesados, como en la sección A2. Por el contrario, los bajos contenidos en el LOI y P_2O_5 denotan una productividad primaria y tasas de sedimentación orgánica más bajas en esta zona de la cuenca. Los valores inferiores del LOI pueden asociarse también a la granulometría más grosera del sedimento, donde la materia orgánica posee una menor capacidad de preservación (López-González com. pers.).

4.2. Análisis de elementos mayores en la glauconita

4.2.1. ***Contenido y evolución de los elementos mayores.*** En general, no se han identificado tendencias claras dentro de cada nivel condensado, ya que las variaciones que experimentan las glauconitas en su contenido en elementos mayores son muy pequeñas e irregulares. Esta circunstancia no ha permitido establecer una evolución clara en lo referente a la geoquímica de elementos mayores de la glauconita de muro a techo de los niveles condesados en cada sección. A grandes rasgos, es posible apreciar en la sección A2 un débil incremento del K_2O, Si_2O y Fe_2O_3 en las muestras superiores (Tabla 3). Esta tendencia no es tan clara en la Sección B. El proceso de enriquecimiento de la glauconita en estos elementos ha sido descrito por numerosos autores en el proceso de maduración y evolución de este mineral, que tiene lugar durante periodos de tiempo muy prolongados (p.e. Odín y Mater, 1981; Amorosi, 1995; Kelly y Webb, 1999). El resto de cationes no parecer presentar un patrón de evolución vertical en los perfiles.

Muestra	SiO2	AL2O3	Fe2O3	FeOt	MgO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL	N
2N1	46,55	4,21	25,60	23,03	3,71	0,30	0,02	7,30	87,69	34
2N2	48,75	4,26	26,09	23,48	3,68	0,56	0,20	7,48	91,01	18
2N3	47,93	4,87	28,51	25,65	3,88	0,39	0,33	7,45	93,36	28
MEDIA	**47,40**	**4,29**	**26,74**	**24,06**	**3,74**	**0,36**	**0,15**	**7,39**	**90,09**	∑ = 80
GV1	47,99	4,42	25,80	23,21	4,15	0,00	0,15	7,22	89,73	21
GV2	46,68	5,67	27,87	25,08	4,28	0,59	0,41	6,88	92,39	15
GV3	50,91	5,61	25,43	22,88	4,40	0,00	0,03	7,51	93,89	19
MEDIA	**48,36**	**5,27**	**26,50**	**23,85**	**4,28**	**0,23**	**0,22**	**7,17**	**92,04**	∑ = 55
MEDIA GEN.	**48,13**	**4,84**	**26,55**	**23,89**	**4,02**	**0,31**	**0,19**	**7,31**	**91,34**	**∑ = 135**

Tabla 3. Valores medios en porcentaje en peso de elementos mayores en la glauconita purificada de la Sección A2 (muestras 2N1-2N3) y Sección B (VGL1 a VGL3). MEDIA GEN. Media general para todos los granos de glauconita de los niveles condensados muestreados. N, número de medidas tomadas. Fracción analizada 125-250 μm. El Fe total está expresado como Fe_2O_3.

En ambas secciones el contenido en SiO_2 de las glauconitas es bastante constante y está comprendido en más del 50% de todos los datos entre 46,5 y 49%. Los valores mínimos y

máximos son del 43,64% y 51,48% en Niebla, y del 40,69% y 54,17% en Villanueva del Río y Minas (Fig. 11). En general, el porcentaje de SiO_2 en la glauconita de la Sección B es mayor, así como la dispersión de sus valores (Tabla 3). El contenido en Al_2O_3 varía entre el 3,75% y el 5,50%. Sus principales valores están comprendidos entre 3,50% y 4,90% en la Sección A2, y entre 4,37% y 5,35% en la Sección B. Los valores extremos son de 2,49% y 10,60% en Niebla, y de 3,46% y 11,95% en Villanueva del Río y Minas. Al igual que con el SiO_2, la Sección B presenta valores medios más altos en Al_2O_3 y una dispersión algo mayor en su contenido, como puede observarse en la figura 11.

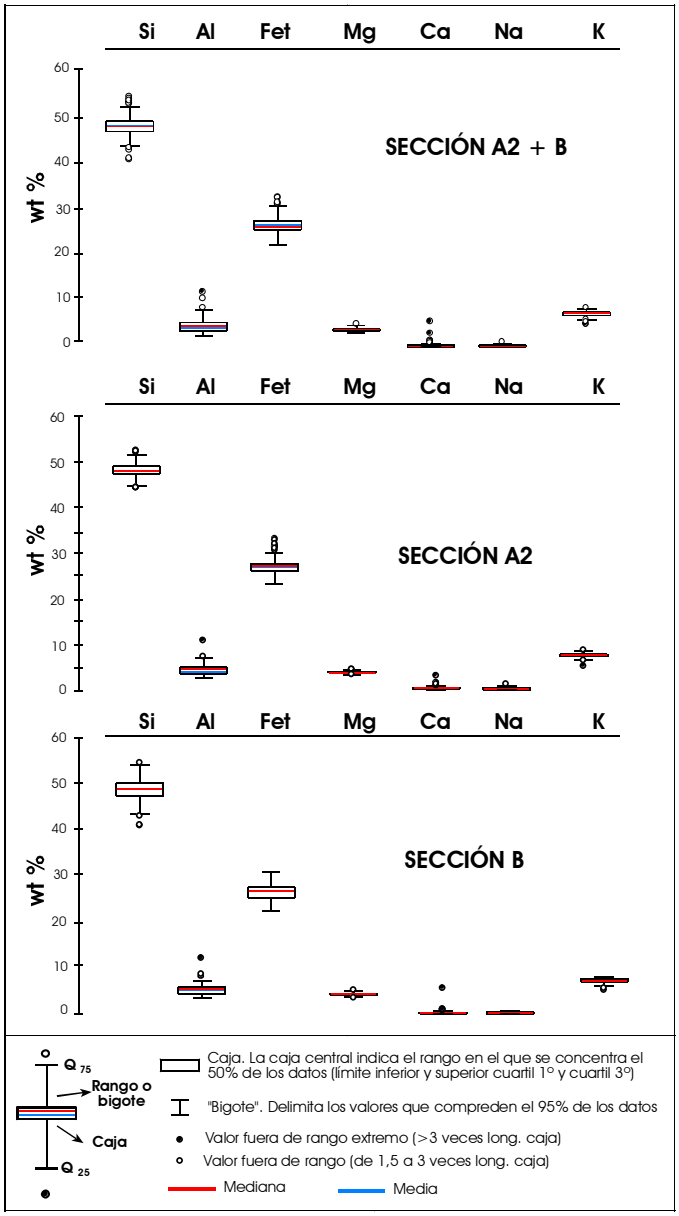


Figura 11. Diagramas de caja (*boxplot*) en los que se expresa el contenido en elementos mayores y dispersión de los datos de la glauconita purificada de las Secciones A2 y B (arriba), de la Sección A2 (medio) y de la Sección B (abajo). wt%, porcentaje en peso. El Fe total está expresado como Fe_2O_3.

El contenido del Fe total (expresado como Fe_2O_3), considerando ambas secciones, está comprendido entre el 25,3% y el 27,5% (Fig. 11). En la Sección A2 los valores de Fe_2O_3 son

más elevados de media (Tabla 5) y aparecen más concentrados en comparación con la Sección B. Aún así, este factor, junto al SiO_2, son los que muestran una mayor dispersión en su valor. En Niebla, los valores extremos del Fe_2O_3 son 25,51% y 27,28%, mientras que en Villanueva estos valores se corresponden con 25,12% y 27,56%, aunque hay muestras aisladas que llegan al 31%. Según Odin y Matter (1981) porcentajes superiores al 27% en Fe total, incluso en glauconitas muy evolucionadas, son producto de impurezas y de la oxidación de la superficie de los granos. Estos procesos son patentes en casi todas las muestras, especialmente en GV-2, que presenta elevados contenidos medios en Fe_2O_3 en relación al porcentaje de K_2O detectado (Tabla 3). El porcentaje de los MgO, CaO y Na_2O son tradicionalmente muy constantes en los análisis de glauconitas publicados, tal y como se refleja en la figura 11. El rango de aparición medio de sus valores en ambas secciones oscila en torno al 0,23% para el CaO, 3,69%-4,25% para el MgO y 0,41% para el Na_2O. La glauconita de la Sección B es ligeramente más rica en MgO y Na_2O y más pobre en CaO que la de la Sección A2. Esta circunstancia probablemente se deba al elevado porcentaje de caparazones de foraminíferos en sedimento en esta última sección. Aun así, estos cationes no experimentan grandes cambios en su contenido a lo largo del proceso de maduración de la glauconita (Odin y Mater, 1981). Por último, los valores de K_2O en las glauconitas analizadas se encuentran bien definidos, entre 7,01% y 7,64%. En Niebla, el valor promedio oscila entre 7,12% y 7,67%, y los valores extremos son 5,09% y 8,63%. En Villanueva, la "caja" define valores entre 6,88% y 7,61%, con un valor máximo detectado de 8,09% y mínimo del 5,00%. Aunque los valores de K_2O son algo más elevados en Niebla, en general el K_2O presenta contenidos muy altos y una dispersión de sus valores muy baja. El tiempo que se considera necesario para que se forme un grano de glauconita evolucionado (6-8% en K^+) es $>10^4$ años y $<5x10^5$ (Odin y Letolle, 1980, Odin, y Matter, 1981). Otros elementos detectados en ambas secciones que aparecen formando parte de la glauconita como trazas son el TiO_2, MnO y P_2O_5 (<1%).

En comparación con otros análisis de glauconitas evolucionadas o muy evolucionadas (Odin y Matter, 1981; Velde, 1985; Odin, 1988; Jarrar et al., 2000; Odin y Fullagar, 1988), los resultados expuestos muestran una glauconita con contenidos medios en SiO_2 (48,13%) y K_2O (7,31%), altos en Fe_2O_3 (26,55%) y de proporciones muy bajas en Al_2O_3 (4,84%) (Tabla 3). Durante la diferentes fases en que se produce el proceso de glauconitización, la glauconita incorpora Fe^{3+} y K^+ a su estructura, a la vez que el contenido en Al^{3+} decrece en posiciones tetraédricas y las proporciones de Si^{4+} incrementan (Odin y Matter, 1981; Huggett y Gale, 1997; Jarrar et al., 2000; Kelly et al., 2001). Como se ha mencionado de forma previa, los valores medios descritos se corresponden con una población de glauconitas maduras o

evolucionadas, si bien, durante los análisis se han detectado ejemplares aislados o poblaciones secundarias (<10% total) que se pueden clasificar como glauconitas muy evolucionadas o poco evolucionadas. Otras glauconitas poseen valores anómalos en Fe total, Al_2O_3, CaO y P_2O_5 muy por encima y debajo de los valores establecidos en la literatura consultada. Los valores fuera de rango en Fe total se atribuyen a la existencia de glauconitas que han experimentado una oxidación y la formación de un *coating* de oxi-hidroxidos de hierro en su superficie como consecuencia de una alteración atmosférica o subaérea (Odin y Matter, 1981). Otra explicación consistiría en una elevada proporción de minerales pesados y óxidos de hierro residuales en el interior del grano de glauconita. Los valores elevados o bajos de SiO_2 y CaO pueden corresponder a impurezas o a zonas menos glauconitizadas de los granos, formadas por restos bioclásticos y otros minerales (filosolicatos, cuarzo, feldespatos, etc.). Los valores muy altos de Al_2O_3 (>12%) en glauconitas se han interpretado previamente por otros autores como el producto de procesos de alteración diagenética postdeposicionales, donde el Al^{3+} tiende a sustituir al Fe^{3+} en posiciones octaédricas (Odin y Matter, 1981). Finalmente, los valores fuera de rango del K_2O se establecen correspondientes a glauconitas juveniles (menos potásicas) o más maduras (más potásicas) que la población media dominante. Todas estas circunstancias ya han sido puestas de manifiesto anteriormente mediante otras técnicas (ver puntos 3.3 y 3.4). Algunos autores han sugerido la pérdida de K^+ de forma paralela a un enriquecimiento en Fe^{3+} durante los procesos de alteración diagenética (Huggett y Gale, 1997) lo que podría aplicarse a algunos ejemplares de glauconita estudiados.

4.2.2. ***Relación entre elementos mayores en la glauconita.*** Mediante un análisis multivariante se ha establecido cierto grado de relación entre los elementos mayores analizados en las glauconitas de las Secciones A2 y B a través de la construcción de una Matriz de Pearson (Tabla 4). A partir de estos datos podremos describir y caracterizar más profundamente la naturaleza de la glauconita, grado de evolución y mecanismos que han influido en la génesis de este mineral. Así, se establece relaciones positivas significativas entre Si vs. Mg y K, y Fe vs. Mg y K. Al mismo tiempo, se han observado relaciones negativas significativas entre Si vs. Ca y Al vs. Fe y K. En general, dado el gran número de datos obtenidos y la alta variabilidad en la composición en elementos mayores de las glauconitas estudiadas, los valores del coeficiente de correlación entre elementos en este mineral no son muy elevados. Esto es debido a que su evolución geoquímica se produce a través de campos composicionales más que estar delimitada por una tendencia lineal. Esta circunstancia es consecuencia de la mezcla de varias poblaciones de granos de glauconita de distinta madurez y de la propia variación en el porcentaje de determinados elementos dentro de un grupo de glauconitas con el mismo

grado de evolución. Aún así, los resultados obtenidos permiten detectar tendencias generales y las principales relaciones entre elementos.

La correlación negativa entre Al^{3+} vs. Fe_t^{3+} se encuentra en conformidad con el proceso progresivo de sustitución en posiciones octaédricas de Al^{3+} por Fe^{3+} descrito en los minerales glauconíticos durante la primera fase de su proceso de formación (Odin y Matter, 1981; Ireland et al., 1983; Velde, 1985; Dasgupta et al., 1990) (Fig. 12). De la misma forma, se establecen correlaciones negativas entre el K vs. Al y Na. En general, a medida que las glauconitas fijan K^+ en posiciones interlaminares, se produce, de forma concomitante, la sustitución de Al^{3+} por Fe^{3+} antes descrita. Al mismo tiempo, el Na^+ y Ca^{2+} suele disminuir con el incremento del K^+ en la estructura del mineral (Huggett y Gale, 1997). Es importante destacar como estas relaciones son más claras hacia techo de los niveles condensados, donde la glauconita se encuentra más evolucionada (mayor coeficiente de correlación "R" en Fig. 12). De esta forma, las relaciones denotan una tendencia hacia el incremento del grado de madurez de la glauconita a partir de procesos de sustitución de Al^{3+} por Fe^{3+} en posiciones octaédricas y la progresiva fijación de K^+ en zonas intercapa, a expensas de una menor incorporación del Na^+ y Ca^{2+}.

A

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O
SiO2	1						
Al2O3	0,141	1					
Fe2O3	0,172	**-0,290**	1				
MgO	**0,523**	0,176	**0,239**	1			
CaO	**-0,251**	0,064	-0,032	-0,137	1		
Na2O	-0,117	**0,217**	0,199	0,196	0,197	1	
K2O	**0,549**	**-0,386**	**0,303**	0,139	-0,199	**-0,298**	1

B

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O
SiO2	1						
Al2O3	-0,192	1					
Fe2O3	0,063	**-0,731**	1				
MgO	**0,499**	**-0,508**	0,194	1			
CaO	**-0,422**	0,266	-0,284	-0,252	1		
Na2O	-0,112	0,005	-0,289	0,294	0,188	1	-0,087
K2O	**0,640**	**-0,505**	0,186	**0,433**	-0,366	-0,087	1

C

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O
SiO2	1						
Al2O3	-0,268	1					
Fe2O3	**0,683**	**-0,653**	1				
MgO	**0,800**	**-0,442**	**0,546**	1			
CaO	-0,248	-0,063	-0,335	-0,057	1		
Na2O	-0,325	0,084	-0,169	-0,098	0,026	1	
K2O	**0,813**	**-0,615**	**0,752**	**0,757**	-0,175	-0,310	1

Tabla 4. Matriz de correlación de Pearson para los datos geoquímicos de elementos mayores en la glauconita purificada muestreada en todas las Secciones (matriz A), en la Sección A2 (matriz B) y en la Sección B (matriz C). En negrita se destacan las relaciones significativas. Nivel de significanción p>0,01 en 1 y p>0,05 en 2 y 3. Número de datos en A: 159. Núm. Datos en B: 27. Núm. Datos en C: 25.

La relación negativa entre Si^{4+} y Ca^{2+} resulta más compleja y difícil de explicar. Aunque se ha propuesto un incremento del Si tetraédrico por remplazamiento de Al en estas posiciones durante el proceso de maduración de la glauconita (Huggett y Gale, 1997; Fernández-Bastero et al., 2000), no se ha detectado este proceso mediante la relación Si vs. Al general (Fig. 12A), aunque sí existe una relación negativa entre ambos, al menos en las muestras superiores (Tabla 4.2 y 4.3). El proceso vendría acompañado con un descenso en el contenido del Ca interlaminar como antes se ha explicado. Esta posibilidad es avalada por la correlación negativa significativa observada entre estos elementos en la Sección A2 (Tabla 4.2).

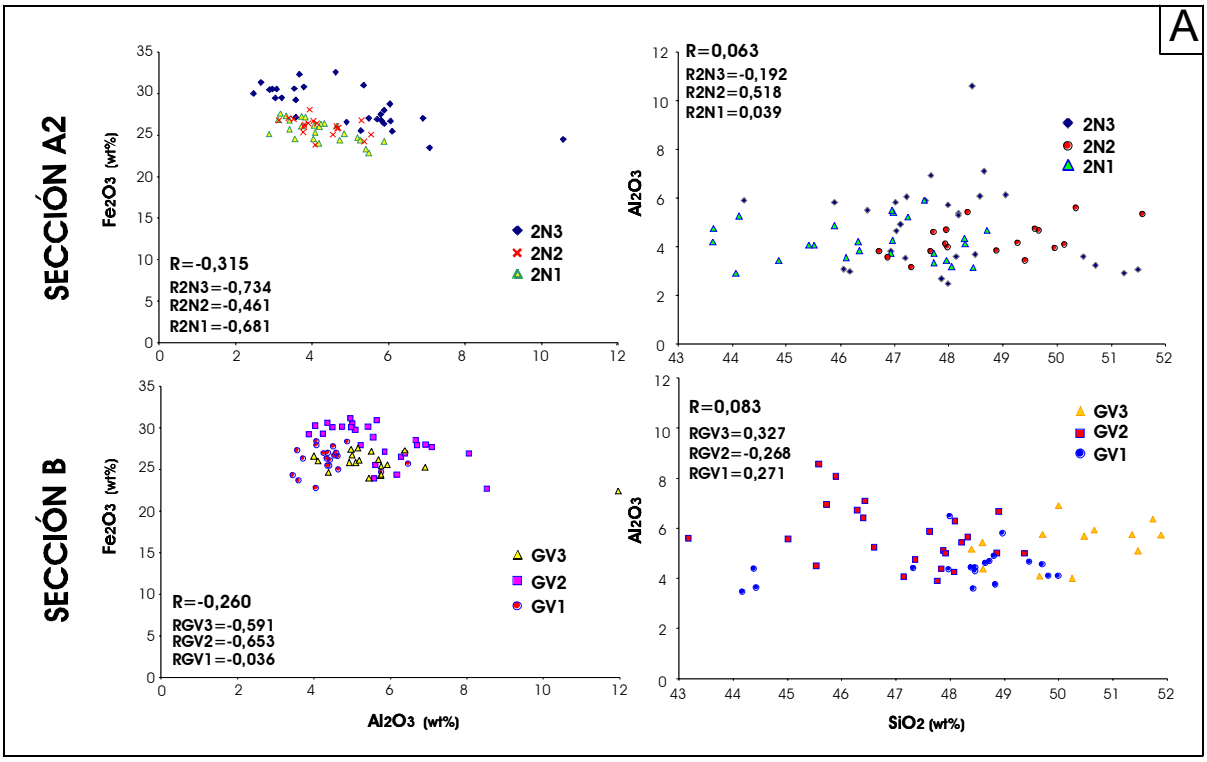


Figura 12. (A) Representación del contenido en Fe vs. Al y Al vs. Si de las glauconitas de las Secciones A2 y B. Obsérvese la correlación negativa en el primero de los caso y la ausencia de relación aparente en el segundo. R: Coeficiente de correlación lineal. wt%, porcentaje en peso.

Las relaciones positivas significativas más fuertes son las observadas entre K vs. Fe y K vs. Si (Fig. 12B). Estos tres cationes están involucrados en el proceso de evolución de la glauconita e incrementan su proporción en la estructura de mineral progresivamente con el tiempo. Por tanto, es lógico que presenten una correlación positiva y significativa en el caso de análisis de una población de glauconitas mayoritariamente evolucionadas. La relación positiva entre K^{+} y Fe^{3+} ha sido documentada previamente (Valenton et al., 1982; Nishimura, 1994) e indica un proceso simultáneo de sustitución de Fe^{3+} por Al^{3+} y de enriquecimiento en K^{+}. Sin embargo, esta relación positiva del K^{+} frente al Fe^{3+} no resulta tan evidente en las glauconitas de la Sección A2, especialmente en la muestra 2N3 (Fig. 12B). Esta circunstancia ya ha sido descrita

en glauconitas muy evolucionadas (Odin y Matter, 1981; Amorosi, 1997; Jarrar et al., 2000) y se explica por la diacronía entre los procesos de incorporación de Fe^{3+} -previo- y K^{+} -más tardío- a la estructura de la glauconita. En las primeras fases de glauconitización se produce la incorporación mayoritaria del Fe^{3+} y sólo durante la etapa madura y muy madura de la glauconita se incorporan grandes cantidades de K^{+}. Ambos procesos sólo son coetáneos durante la etapa madura de la glauconita, en los que los valores del Fe^{3+} superan el 25% en peso y el contenido en K^{+} es inferior al 7% en peso. De esta forma, sólo puede existir cierta correlación entre ambos elementos en esta fase. La correlación positiva entre Fe^{3+} y K^{+} en la glauconita de la Sección B indica, por tanto, un estadio evolutivo ligeramente menor que en la glauconita de Niebla donde dicha correlación no es patente, ya que la etapa de incorporación de Fe^{3+} a la estructura habría finalizado. Esta circunstancia indica, por tanto, la existencia de una población algo más inmadura dentro de las glauconitas de la Sección B, al menos en el techo del nivel condensado. Este proceso se expresa gráficamente en la figura 13.

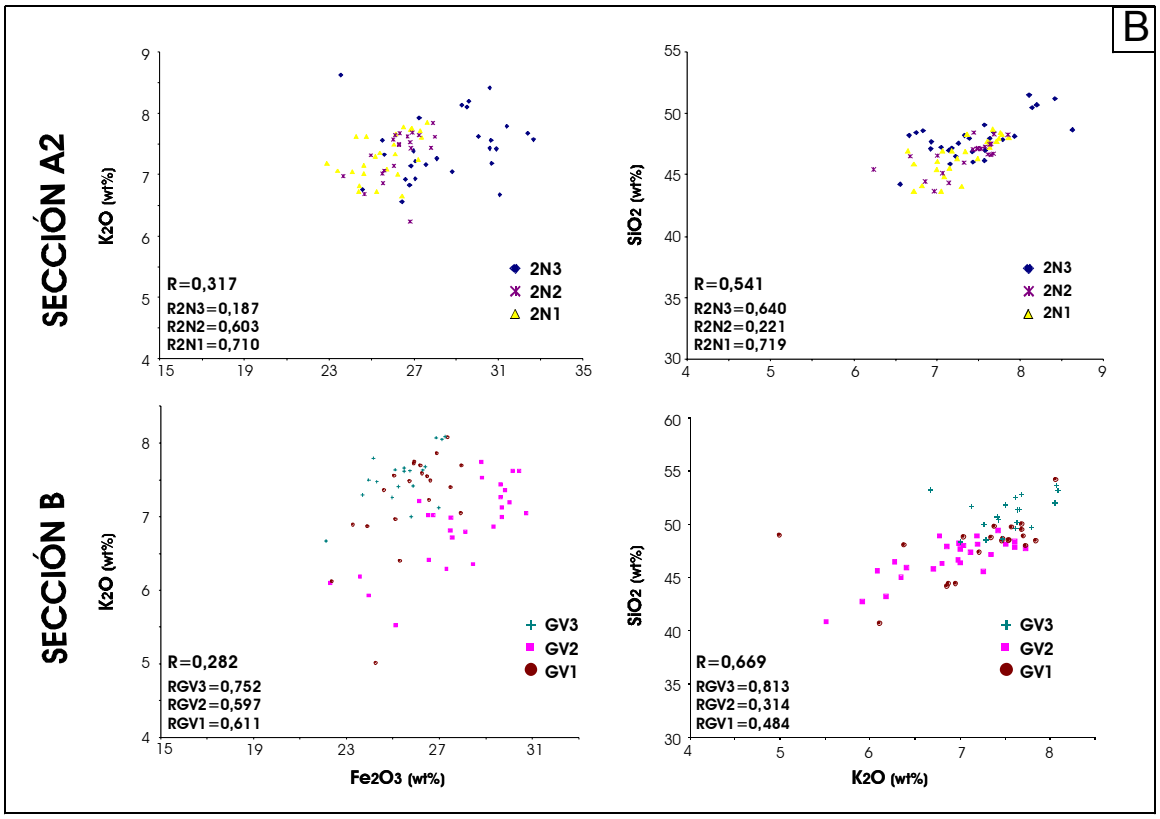


Figura 12 (continuación). (B) Representación de K vs. Fe y Si vs K de las glauconitas de las Secciones A2 y B. En este caso, existe buena correlación, especialmente en las muestras superiores. R: Coeficiente de correlación lineal. wt%, porcentaje en peso.

También se han establecido fuertes correlaciones positivas entre el Mg vs. Si, Mg vs. Fe, Mg vs. K; y negativas de Mg vs. Al^{3+}. Según autores previos (Odin y Matter, 1981, Odin, 1988; Jarrar et al., 2000) el contenido en MgO dentro de las glauconitas, como el del Fe^{2+}, no

varía significativamente a lo largo de su proceso de maduración. Sin embargo, las correlaciones positivas existentes entre el MgO y los cationes relacionados con el proceso evolutivo de la glauconita parecen indicar un incremento progresivo en la incorporación de este catión a la estructura del mineral a lo largo de tiempo. De todas formas, el pequeño rango de variación de la cantidad de MgO en los análisis de las diferentes muestras, no parece indicar una evolución importante de este elemento dentro del nivel condensado.

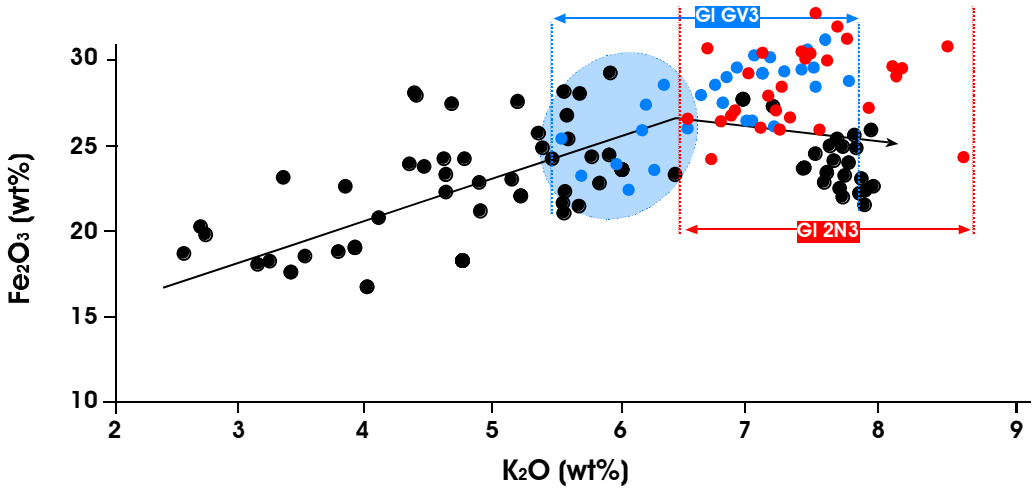


Figura 13. Variación del contenido en Fe total en relación al contenido en K_2O de las glauconitas en las muestras VG3 (puntos azules) y 2N3 (puntos rojos). El círculo azul representa glauconitas menos evolucionadas que presentan fuertes correlaciones positivas entre Fe_2O_3 y K_2O. Los puntos negros representan los análisis elaborados por Amorosi (1997) y otros autores en diferentes glauconitas del Neógeno de Francia e Italia. Modificado de Amorosi (1997).

4.2.3. ***Variabilidad composicional y fórmula promedio.*** Desde un punto de vista estrictamente geoquímico, la variabilidad composicional de las glauconitas tortonienses permite inferir una tendencia hacia composiciones "moscovíticas-celadoníticas" (denotado por las composiciones más aluminosas), lo que podría indicar intercrecimientos con micas illiticas (Garcia Casco, com. pers.). Esta circunstancia es observable mediante los diagramas triangulares AKF (Al-K-Fe) y AKFS (Al-K-Fe-Si) de la Figura 14. Todas las muestras se concentran en un campo muy pequeño dentro de estos diagramas, a excepción de unas pocas muestras con valores anómalos en Al_2O_3. Por otro lado, el estudio de los elemento mayores de la glauconita mediante BSE ha permitido la obtención, de forma individualizada, del contenido en cationes (con sus respectivos estados de valencia) para todos los átomos involucrados en la fórmula de la glauconita. Esto es, tanto los asociados a las posiciones interlaminares o intercapas (K^+, Na^+ y Ca^{2+}), como a las capas octaédricas (Fe^{3+} y Fe^{2+}, Al^{3+} y Mg^{2+}) y tetraédricas (Si^{4+}, Al^{3+} y Fe^{3+}). De esta forma, se determinó la estequiometría para cada uno de los más de 150 granos de glauconita analizados en las secciones A2 y B. El resultado, en términos globales, puede ser

aproximado mediante las fórmulas promedio (Tabla 5). La fórmula estructural fue calculada en base a la celda-unidad de una estructura de una mica biotita con 20 oxígenos, 4 grupos hidroxilos y un total de 22 cargas negativas. En la sección A2 se analizó, de muro a techo, la glauconita de las muestras 2N1, 2N2 y 2N3, mientras que en la Sección B se estudiaron las glauconitas correspondientes a las muestras GV1, GV2 y GV3 (Tabla 5).

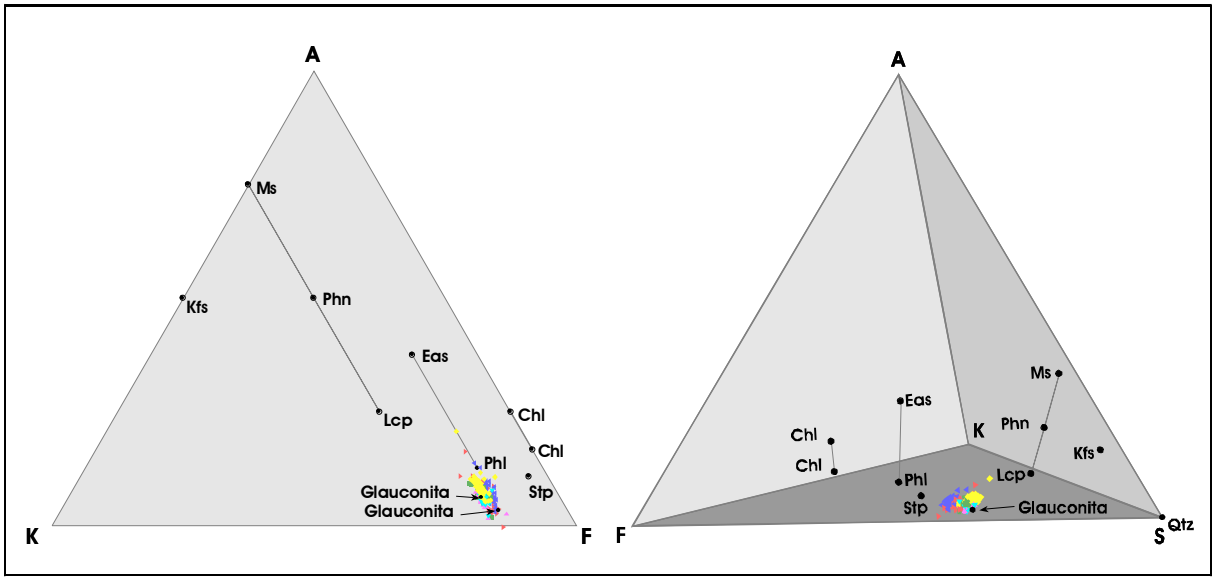


Figura 14. Diagramas AKF (derecha) y AKFS (izquierda) donde se muestra la situación de las muestras estudiadas, que aparecen como símbolos de diferentes colores. Los puntos negros con la palabra glauconita son análisis representativos de este mineral tomados de los datos publicados por Bideaux et al. (1995). El resto de los puntos negros son términos extremos de otras fases minerales. Los diagramas están proyectados desde un número de fases y vectores de intercambio para dar cuenta de otros elementos no considerados en los diagramas.

En todos los casos, el contenido en K^+, considerado como la variable determinante en el proceso de maduración, presenta valores homogéneos, comprendidos entre 1,32 y 1,46 átomos/fórmula (Fig. 15). Este valor corresponde en la clasificación de Odin (1988) con las glauconitas maduras o evolucionadas respecto al término extremo de la serie, con aproximadamente 2,0 átomos/fórmula. No obstante, la variación de los valores medios en K^+ hacia techo del nivel condesado no refleja un incremento de sus proporciones en la estructura del mineral, si bien, el rango de variación es muy pequeño. Los contenidos del Na^+ y Ca^{2+} en estas mismas posiciones interlaminares son variables y muy bajos en comparación al K^+.

MUESTRA	FÓRMULA PROMEDIO	N
Sección A2	$K_{1,45}$, $Na_{0,04}$, $Ca_{0,06}$ ($Fe^{3+} + Fe^{2+})_{3,04}$, $Al_{0,10}$, $Mg_{0,86}$) $Si_{7,27}$, $Al_{0,68,}$, $Fe^{3+}{}_{0,05}$ O_{20} $(OH)_4$	91
Sección B	$K_{1,37}$, $Na_{0,06}$, $Ca_{0,04}$ ($Fe^{3+} + Fe^{2+})_{2,95}$, $Al_{0,18}$, $Mg_{0,95}$) $Si_{7,22}$, $Al_{0,75,}$, $Fe^{3+}{}_{0,03}$ O_{20} $(OH)_4$	65
MEDIA	$K_{1,41}$, $Na_{0,05}$, $Ca_{0,05}$ ($Fe^{3+} + Fe^{2+})_{3,00}$, $Al_{0,13}$, $Mg_{0,90}$) $Si_{7,25}$, $Al_{0,71,}$, $Fe^{3+}{}_{0,04}$ O_{20} $(OH)_4$	156

Tabla 5. Fórmulas promedio de las glauconitas de las Secciones A2 y B. N, número de medidas.

En las posiciones tetraédricas, el Si^{4+} ocupa más del 90% de los huecos, mientras que el Al^{IV} ocupa menos de un 10%. Según Hugger y Gale (1997), el Si^{4+} tiende a incrementar con la madurez, sustituyendo progresivamente al Al^{IV}. El Fe^{3+} nunca alcanza el 1% en estas posiciones, aunque es frecuente que este catión aparezca ocupando posiciones tetraédricas, especialmente en la Sección A2. A este respecto, algunos autores proponen que el Si^{4+} pueda ser parcialmente remplazado por el Fe^{3+} en la glauconita (Kohler y Köster, 1976; Harder, 1977; Bailey, 1980), si bien esta circunstancia no es frecuente (Jarrar et al., 2000). En nuestro caso en concreto, es posible que esta predominancia del Fe^{3+} se hayan dado mediante un ambiente de glauconitización especialmente rico en este elemento y pobre en Al^{3+}, lo que favorecería una incorporación del catión férrico a la estructura de la glauconita a medida que esta cristalizaba en el sustrato. Según los análisis mineralógicos y granulométricos llevados a cabo en ambas secciones, la matriz arcillosa -que suele constituir la principal fuente de aporte en Al^{3+} a la glauconita (Odin y Matter, 1981)- no es especialmente abundante.

Por otro lado, los átomos localizados en huecos octaédricos muestran una dispersión algo mayor de frecuencias (Fig. 15), especialmente el Fe total, que ocupa el 75% de estas posiciones. El Mg^{2+} es el segundo catión más frecuente y alcanza el 23,7% de media en los octaedros. El número de átomos de átomos/fórmula del Mg^{2+} se mantiene aproximadamente constante en cada sección. Por último, el Al^{VI} aparece en cantidades muy pequeñas y variables en estas posiciones, con un 3,25% de valor medio. Este valor es especialmente bajo en la Sección A2, donde sólo alcanza el 1,15% e incluso puede llegar a desaparecer de las posiciones octaédricas en varias muestras (Tabla 5), lo que es característico de glauconitas evolucionadas que han experimentado un intenso remplazamiento del Al^{3+} por Fe^{3+} (Dasgupta et al., 1990).

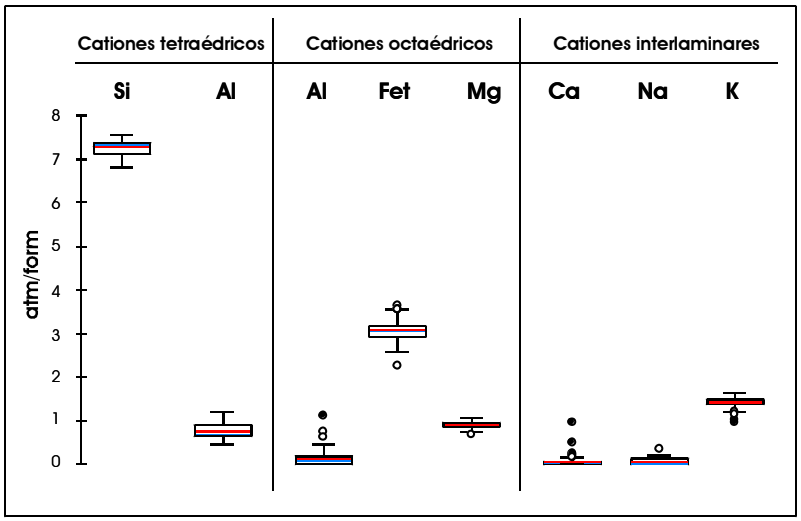


Figura 15. Diagrama de caja (*boxplot*) en los que se expresa los valores medios y dispersión de átomos/fórmula calculadas a partir de la glauconita purificada de las Secciones A2 y B de forma conjunta. El Fe_t total (Fe_t) corresponde a Fe^{3+} + Fe^{2+}.

En general, las ligeras diferencias existentes entre las fórmulas medias de la Sección A2, la Sección B y la media general (Tabla 5), la inexistencia de una tendencia clara en el contenido

de átomos/fórmula de K^+, Fe_t, Al^{3+} y Si^{4+}, los altos contenidos en Si^{4+}, Fe_t y K^+, las desviaciones significativas en posiciones octaédricas de Fe_t y Al^{4+} y los bajas proporciones de Al^{IV} y Al^{VI} (Fig. 15), indican, de nuevo, la existencia de una glauconita madura y con un grado medio-alto de orden estructural (Fernández-Bastero et al., 2000). Ya que los ejemplares que forman esta población presentan una importante dispersión en su contenido en elementos mayores dentro del campo evolutivo de las glauconitas evolucionadas, es probable que existan numerosos ejemplares de granos de glauconita poco maduros y muy maduros.

4.3. Zonación Composicional en los granos de glauconita

Mediante imágenes de BSE se ha detectado una sutil variación composicional dentro de algunos granos de glauconita de la Sección A2. Esta zonación se observa a través de cambios en la intensidad: las tonalidades claras del núcleo de los cristales indican elevadas proporciones de Fe^{3+} y K^+, y menores cantidades de Al^{3+} que en el borde, de tonos más oscuros y mucho más rico en Al^{3+} (Fig. 16A). Varios cristales poseen el núcleo redondeado y truncado por un borde externo, en el que aparecen frecuentemente pequeñas impurezas que consisten principalmente en cuarzo, feldespatos, partículas de carbonato y, sobre todo, de apatito, ilmenita, rutilo y otros óxidos de hierro. Las impurezas producen picos en Fe_2O_3, TiO_2 y P_2O_5 y valores anormalmente reducidos en componentes elementales de la glauconita en estos puntos. En la periferia de los granos es muy común la aparición de una película o *coating* formada por oxi-hidroxidos de hierro desarrollada cuando la glauconita ha estado expuesta a condiciones subaéreas o altamente oxidantes.

La zonación observada en las glauconitas tortoniense de la Cuenca del Guadalquivir es coherente con los modelos establecidos por Odin y Matter (1981) para la formación de la glauconita. El proceso de glauconitización se inicia a partir de fracturas, grietas o poros en la superficie del sustrato granular y progresa desde el interior (Fase I, Fig. 16B), donde las condiciones de confinamiento son más adecuadas, y avanza hacia el exterior del grano. El término confinamiento se utiliza aquí como el aislamiento químico parcial del agua marina dentro de los poros del sustrato. Este confinamiento produce un microambiente diferente al de las aguas marinas circundantes, lo que explica porqué las partículas pequeñas -menos permeables- no experimentan procesos de glauconitización muy intensos. La nucleación y crecimiento de los microcristales de glauconita dentro de un grano avanza en el tiempo, incorporando cationes a su estructura a través de sus poros (Fase II, Fig. 16B). El progresivo remplazamiento de los cristales en el interior del grano produce una expansión diferencial y la

formación de grietas profundas en la superficie de la partícula que pueden llegar a fracturarlos completamente (Fase III, Fig. 26B).

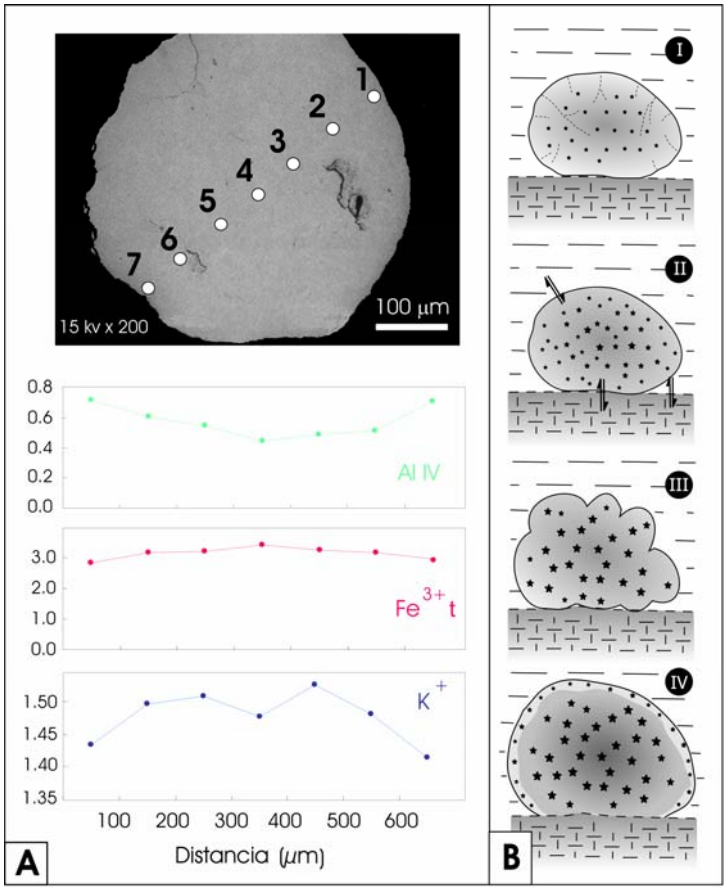


Figura 16. (A) Zonación y variación composicional de Al^{3+}, Fe_t y K^+ a lo largo de un grano de glauconita de la muestra 2N3, Sección A2. Obsérvese los valores más altos en Fe^{3+}_t y K^+ por átomos/fórmula en el centro del grano. (B) Representación esquemática de la evolución de un grano de glauconita durante su evolución. Las fases comprenden de glauconitas juveniles (Fase I) a muy evolucionadas (Fase IV). La mayor parte de las glauconitas analizadas corresponden con la Fase III (evolucionada), aunque varios ejemplares se sitúan en la Fase IV y II de evolución. Modificado de Odin y Matter (1981).

En la última etapa de evolución, los granos presentan una composición más homogénea y suelen estar rodeados por una corteza o zona formada por una glauconita composicionalmente menos evolucionada (menos potásica y férrica), que le confiere un aspecto aún más esférico y redondeado (Giresse, 1980; Humphreys y Balson, 1985). Esta secuencia de eventos en la génesis de la glauconita sólo ha sido observada completa en granos recogidos en plataformas actuales y que han permanecido en contacto permanente con el medio marino (Fase IV, Fig. 16B). De esta forma, la aparición de zonación en algunos granos parece probar, de nuevo, la existencia de varios ejemplares de glauconita muy evolucionadas, dentro de una población de glauconitas estudiadas evolucionadas. Este caso, especialmente frecuente en la Sección A2, también permite inferir mayores tiempos de exposición en el fondo marino en el sector occidental de la cuenca, o lo que es lo mismo, una mayor profundidad del medio en el momento en el que se alcanzó máximo transgresivo. Otros indicios que avalan largos periodos de residencia, bajo ambiente reductores, en la interfase sedimento-agua son la aparición de granos de glauconita, pellets y microfósiles fosfatizados en esta misma sección (Notholt y Jarvis, 1990).

4.4. Elementos traza y REE en la glauconita y en el sedimento total

Se han realizados análisis de elementos traza y de tierras raras (REE) tanto en el sedimento como en glauconitas purificadas de las Secciones A2 y B (Tabla 6). Dadas las diferencias observadas en sus resultados, a continuación se procederá a la descripción e interpretación de los resultados de ambas secciones de forma independiente. En general, los datos de elementos traza obtenidos no difieren en gran medida con la bibliografía previa (p.e. Odin y Matter, 1981; Ireland et al., 1983; Jarrar et al., 2000). Las concentraciones medias entran dentro del rango de los valores publicados, a excepción de valores ligeramente bajos de V, ligeramente altos de Sc, Y y Zr, y muy bajos de Cd. La glauconita tortoniense de la Cuenca del Guadalquivir presenta una concentración intermedia de REE en comparación con la glauconita de Jordania (Jarrar et al., 2000), aunque superior con respecto a las mismas glauconitas formadas en sustratos similares carbonatados. Estos mismos autores han propuesto el contenido en REE como un factor muy significativo para la determinación del grado de madurez de este mineral.

4.4.1. ***Sección A2 (Niebla).*** Se ha observado correlaciones positivas significativas entre Be vs Sc y Ga; Sc vs Cr; V vs Ni, Zr, Pb, Th; Cr vs Rb; Ni vs Zr y Pb; Cu vs Zn vs Th; Sr vs Y, y REE; Y vs REE; y Zr vs Th y Pb (Tabla 7). Hay 4 elementos traza -V, Rb, Sr, I- que presentan correlaciones positivas y significativas con un gran número de elementos traza y las REE. La glauconita analizada se encuentra enriquecida en Li, Be, Cr, Sc Ni, V, Co, Cu, Zn y Rb, y empobrecida en Nb, Sr, Ba, Zr, Y, Pb, Th y U, en comparación con la roca total (Tabla 6). Aunque las concentraciones de REE en la roca total son mayores que en la glauconita, tienden a igualarse en el techo del nivel condensado. En los perfiles estudiados la concentración de la mayoría de elementos traza incrementa desde el muro (2N1) hacia el techo (2N3), tanto en la glauconita como en la roca total, mostrando una evolución similar y presentando una correlación variable con el $\%CaCO_3$, aunque no significativa.

Al igual que con los trazas, la concentración total de las REE en las muestras de roca total y glauconitas incrementa de forma significativa hacia la parte alta del tramo y presenta una correlación positiva clara con el $\%CaCO_3$. Los trabajos de Goldberg et al. (1963) junto con Blashov y Khitrov (1967), sugieren que la concentración de REE en aguas profundas es marcadamente mayor que en aguas superficiales, lo que podría sugerir una progresiva profundización del medio.

	Muestras	%$CaCO_3$	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cd	Cs	Ba
ROCA TOTAL	GV1	14,69	15,43	0,87	5,02	43,87	80,57	4,64	12,44	1,84	27,52	17,51	10,02	52,54	669,90	11,58	37,75	6,28	<0.01	5,27	245,81
	GV2	27,36	17,28	0,81	5,47	44,49	83,67	8,55	17,38	2,51	29,67	13,43	11,37	49,87	935,59	12,90	36,13	5,66	<0.01	7,93	178,31
	GV3	36,09	17,07	0,96	5,36	44,54	59,89	5,36	14,67	2,22	33,49	13,81	10,76	50,15	1172,49	12,36	35,55	5,25	<0.01	6,60	183,70
	2N1	29,39	10,67	1,15	4,00	37,53	40,91	3,56	12,48	5,06	21,57	8,39	10,73	39,58	51,42	6,98	32,04	3,30	0,13	1,87	86,67
	2N2	54,72	9,65	0,94	3,77	33,31	33,73	3,64	9,70	5,55	22,57	8,71	7,04	35,29	71,37	6,05	32,15	4,14	0,10	1,89	91,05
	2N3	72,19	13,36	1,25	5,65	50,65	48,85	5,31	14,30	6,39	33,91	12,23	13,70	48,50	99,76	9,29	44,16	5,82	0,08	2,88	125,25
	2N4	78,00	23,67	0,67	9,16	65,99	53,37	4,71	17,71	4,50	22,16	16,12	7,79	50,50	922,81	10,62	63,15	8,33	<0.01	3,78	169,69
GLAUCONITA	2N1	-	16,06	3,95	6,10	57,43	118,44	4,51	12,24	3,31	52,95	9,91	18,44	126,89	5,22	1,22	17,79	1,20	<0.01	2,08	27,97
	2N2	-	19,60	5,37	7,69	71,54	160,24	6,49	16,55	17,15	75,75	13,85	23,77	233,82	4,73	2,79	21,47	1,25	<0.01	2,60	21,63
	2N3	-	15,72	4,50	6,65	84,82	144,54	5,00	17,30	56,07	91,52	10,90	29,32	216,84	12,61	6,67	23,19	1,71	<0.01	2,58	22,09
	GV1	-	37,49	7,48	9,94	111,23	177,56	17,30	30,72	16,08	172,45	20,09	27,75	156,59	32,41	5,29	42,35	5,75	<0.01	10,28	98,41
	GV2	-	29,07	5,98	12,45	171,84	203,80	17,97	27,53	13,33	150,34	14,65	14,65	134,67	59,14	14,48	63,04	54,08	0,02	9,22	56,69
	GV3	-	34,04	7,95	9,85	90,98	178,75	21,14	33,51	13,50	166,41	17,73	27,11	166,44	9,72	4,51	37,08	2,47	<0.01	9,11	50,94

	Muestras	%$CaCO_3$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ta	W	Pb	Th	U
ROCA TOTAL	GV1	14,69	13,50	26,32	3,49	14,23	2,74	0,71	2,61	0,39	2,07	0,44	1,06	0,17	0,94	0,16	0,80	0,62	4,51	3,88	8,09
	GV2	27,36	14,52	27,97	3,71	14,99	2,87	0,68	2,83	0,41	2,21	0,46	1,17	0,19	1,00	0,17	1,23	0,74	5,26	4,24	3,85
	GV3	36,09	11,57	22,50	2,82	11,48	2,18	0,56	2,20	0,34	1,70	0,39	0,96	0,15	0,88	0,14	0,77	0,38	2,81	2,43	2,65
	2N1	29,39	7,34	16,07	1,94	8,03	1,65	0,36	1,65	0,21	1,32	0,24	0,71	0,07	0,63	0,06	0,40	-0,18	9,75	2,28	0,53
	2N2	54,72	7,13	16,00	1,83	7,43	1,50	0,32	1,39	0,19	1,22	0,23	0,65	0,07	0,63	0,06	0,64	-0,04	4,84	2,42	0,67
	2N3	72,19	10,55	23,78	2,78	11,26	2,29	0,50	2,22	0,30	1,89	0,33	1,00	0,12	0,92	0,11	0,67	0,20	7,31	3,47	1,49
	2N4	78,00	18,12	35,60	4,53	17,89	3,32	0,72	2,84	0,44	2,39	0,51	1,41	0,22	1,42	0,25	1,74	1,27	11,23	8,28	0,94
GLAUCONITA	2N1	-	1,09	7,40	0,34	1,56	0,35	0,07	0,34	0,03	0,25	0,03	0,11	-	0,08	-	0,30	<0.01	3,80	0,45	0,31
	2N2	-	2,41	8,92	0,80	3,55	0,79	0,17	0,78	0,08	0,53	0,08	0,22	-	0,15	-	0,02	<0.01	4,23	0,60	0,44
	2N3	-	5,26	14,39	1,77	7,74	1,79	0,40	1,80	0,23	1,27	0,22	0,56	0,05	0,38	0,04	0,01	<0.01	5,55	0,89	1,17
	GV1	-	4,44	9,97	1,23	5,45	1,08	0,27	1,14	0,16	0,86	0,18	0,51	0,07	0,40	0,06	0,87	0,32	9,50	1,15	1,44
	GV2	-	8,03	18,46	2,52	11,50	2,69	0,68	3,01	0,45	2,64	0,53	1,43	0,20	1,22	0,18	6,10	1,90	8,33	2,85	3,82
	GV3	-	3,58	8,55	1,07	5,03	1,05	0,22	1,04	0,13	0,79	0,15	0,43	0,05	0,31	0,04	0,33	0,18	8,22	0,77	0,98

Tabla 6. Composición en ppm (excepto el $CaCO_3$ dado en %) de elementos traza y REE de roca total y glauconita purificada (fracción 125-250 µm) en las Secciones A2 y B.

Esta última circunstancia puede deberse a la liberación de REE desde materiales litogénicos o a la disolución de material biogénico como calcita o paredes orgánicas. El contenido en REE en las glauconitas miocenas estudiadas oscila entre 11,7 y 35,9 ppm, con una media de 20,9 ppm. Estos valores se encuentra dentro del rango que se publican en los trabajos que estudian este factor, donde los contenidos en REE oscilan entre 4,6 y 564,5 ppm para glauconitas evolucionadas o muy evolucionadas (Jarrar et al., 2000). Los altos valores en el trabajo de Jarrar et al. (2000) se asocian a niveles de condensación muy ricos en matriz arcillosa, formados sobre sustratos pelíticos. Ya que las glauconitas estudiadas que presentan mayores contenidos en K^+ y Fe^{3+} de media (muestras 2N3 y GV3) poseen también mayores concentraciones en REE, podemos inferir, al menos para este caso en concreto, que las glauconitas más evolucionadas presentan altas concentraciones en REE (ver punto siguiente). Los patrones normalizados a condritos y NASC de REE de las muestras de roca total y de glauconita se muestran en la figura 17. Se utilizaron los valores de normalización para REE a condritos de Nakamura (1974) y a NASC de Taylor y McLennan (1985). Todos los cristales de glauconita muestran un patrón similar y perfiles paralelos, revelando un origen semejante para todos los cristales. Se observa una débil anomalía negativa de Eu (Eu/Eu*=0,69) y otra anomalía positiva más importante en Ce y Gd en el patrón normalizado a condritos (Fig. 17). La anomalía en Eu se interpreta como heredada del material de origen o el sustrato, y refleja la carencia de este elemento en la corteza terrestre. Esto se debe a que la existencia de condiciones ambientales con valores de Eh suficientemente bajos para reducir al Eu en un medio sedimentario son extraordinariamente raras (Bau y Möller, 1991). La anomalía positiva de Ce en la glauconita no se observa en la roca total. Esta característica puede ser debida a una mayor fugacidad del oxígeno durante la cristalización de la glauconita, variaciones entre condiciones anóxicas-óxicas y fluctuaciones en las condiciones de Eh (Elderfield y Pagett, 1986; Jarrar et al., 2000) (ver más adelante). Por otro lado, el enriquecimiento en MREE (Gd) es una característica observada con frecuencia en sedimentos marinos actuales en *coating* sobre rocas y nódulos de Fe del Pacífico y Atlántico y flóculos y precipitados procedentes de aguas continentales mezcladas con aguas marinas (p.e. Hoyle et al., 1984). Por tanto, este patrón pudo pasar a la glauconita a través de un sustrato rico en estos elementos.

Los patrones de REE son similares a los descritos en este mineral previamente en los pocos trabajos que se centran en estos aspectos (Jarrar et al., 2000). Se establece un fuerte fraccionamiento de las tierras rara ligeras (LREE, del La al Eu) con respecto a las pesadas (HREE, del Tb al Lu), con una relación LREE/HREE (La_n/Yb_n) promedio de 9,8 en el patrón normalizado a condritos.

	%CaCO3	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Eu	Yb	Pb	Th	U	∑REE
%CaCO3	1,00																									
Li	-0,30	1,00																								
Be	0,19	0,82	1,00																							
Sc	0,00	0,79	**0,94**	1,00																						
V	0,71	-0,15	0,42	0,45	1,00																					
Cr	0,16	0,62	**0,90**	**0,95**	0,62	1,00																				
Co	0,49	0,21	0,57	0,53	0,67	0,46	1,00																			
Ni	0,68	0,04	0,57	0,56	**0,94**	0,63	**0,88**	1,00																		
Cu	0,67	-0,28	0,08	-0,04	0,47	0,24	-0,18	0,23	1,00																	
Zn	0,56	0,04	0,43	0,38	0,64	0,63	0,01	0,43	**0,90**	1,00																
Ga	0,31	0,79	**0,93**	0,78	0,31	0,69	0,66	0,54	-0,01	0,24	1,00															
As	0,33	-0,16	0,30	0,47	0,87	0,66	0,34	0,70	0,42	0,65	0,03	1,00														
Rb	0,37	0,42	0,82	0,87	0,80	**0,96**	0,56	0,79	0,36	0,71	0,62	0,79	1,00													
Sr	**0,97**	-0,47	0,04	-0,12	0,72	0,05	0,51	0,69	0,59	0,45	0,15	0,37	0,28	1,00												
Y	**0,96**	-0,31	0,26	0,15	**0,88**	0,34	0,56	0,82	0,67	0,65	0,28	0,59	0,56	**0,95**	1,00											
Zr	0,74	0,01	0,57	0,55	**0,98**	0,71	0,69	**0,94**	0,51	0,70	0,47	0,81	0,87	0,71	**0,89**	1,00										
Nb	0,53	-0,46	0,06	0,18	**0,89**	0,40	0,35	0,71	0,51	0,60	-0,13	**0,93**	0,61	0,61	0,74	0,80	1,00									
Cs	-0,13	0,20	0,42	0,66	0,56	0,77	0,13	0,41	0,18	0,53	0,08	0,86	0,77	-0,14	0,15	0,53	0,64	1,00								
Ba	0,49	-0,25	-0,09	-0,24	0,18	-0,34	0,66	0,40	-0,28	-0,43	0,21	-0,26	-0,21	0,57	0,37	0,16	-0,03	-0,60	1,00							
La	**0,95**	-0,28	0,29	0,17	**0,88**	0,36	0,56	0,82	0,68	0,67	0,30	0,59	0,58	**0,94**	**1,00**	**0,89**	0,74	0,16	0,35	1,00						
Eu	**0,97**	-0,29	0,27	0,13	0,85	0,32	0,56	0,80	0,67	0,64	0,31	0,53	0,53	**0,96**	**1,00**	0,86	0,69	0,09	0,41	**1,00**	1,00					
Yb	**0,95**	-0,35	0,21	0,10	0,86	0,31	0,50	0,77	0,72	0,68	0,22	0,59	0,53	**0,95**	**1,00**	0,87	0,76	0,15	0,33	**1,00**	**0,99**	1,00				
Pb	0,76	-0,31	0,25	0,26	**0,95**	0,38	0,76	**0,94**	0,33	0,41	0,23	0,73	0,61	0,82	**0,89**	**0,90**	0,84	0,33	0,46	**0,88**	0,87	0,87	1,00			
Th	0,82	-0,28	0,31	0,29	**0,98**	0,49	0,57	0,88	0,61	0,69	0,22	0,81	0,71	0,83	**0,95**	**0,96**	**0,90**	0,43	0,21	**0,95**	**0,92**	**0,95**	**0,94**	1,00		
U	0,76	-0,43	0,02	-0,06	0,64	0,23	-0,02	0,40	**0,96**	0,87	-0,07	0,57	0,41	0,73	0,80	0,65	0,70	0,24	-0,13	0,81	0,79	0,85	0,55	0,77	1,00	
∑REE	**0,98**	-0,28	0,26	0,12	0,83	0,28	0,59	0,80	0,63	0,59	0,33	0,49	0,50	**0,97**	**0,99**	0,85	0,66	0,03	0,47	**0,99**	**1,00**	**0,98**	0,86	**0,91**	0,76	1,00

Tabla 7. Matriz de correlación de Pearson para los datos geoquímicos de elementos traza y REE en la glauconita purificada (muestras 2N1 a 2N3) de la Sección A2. En negrita se destacan las relaciones significativas. Nivel de significancia $p<0,05$.

Este enriquecimiento de LREE en relación a las tierras raras medias (MREE, el Gd) y HREE en la glauconita también ha sido descrito para las glauconitas cretácicas de Jordania por Jarrar et al. (2000). Los patrones de REE normalizados respecto al NASC de las distintas muestras de glauconitas distribuidas a lo largo del nivel condensado son muy parecidos, mostrándose en ambos casos perfiles convexos o "en forma de sombrero" y subparalelos entre sí (Fig. 17). Presentan un fuerte empobrecimiento en HREE y un empobrecimiento algo menor en LREE. En general, parece observase un incremento de los valores de la relación LREE/HREE -o valores de concentración progresivamente más dispares entre ellos- con el incremento de la ∑REE. Esta característica ha sido documentada en ooides férricos marinos asociados a pellets de glauconita (Sturenson, 1995).

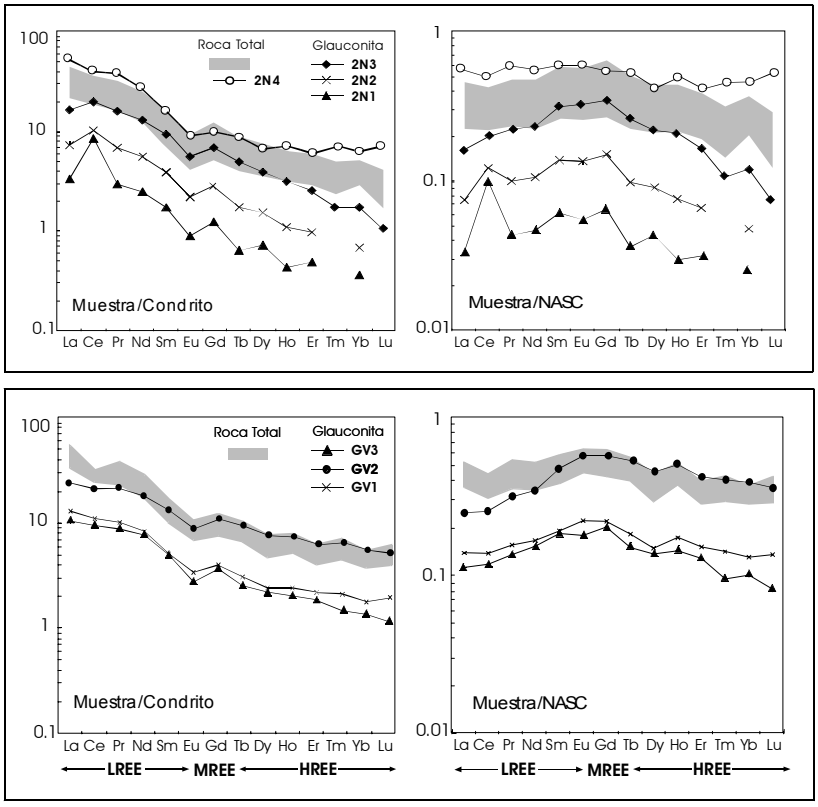


Figura 17. Contenido en REE normalizado a condritos y NASC de la glauconita purificada (fracción 125-250 μm) y de roca total de la Sección A2 (arriba) y B (abajo). Se utilizaron los valores de normalización para REE a condritos de Nakamura (1974) y a NASC de Taylor y McLennan (1985). La muestra 2N4 se localiza sobre los limos con glauconita. LREE, Tierras Raras Ligeras; MREE, medias; HREE, pesadas.

La muestra de 2N4, localizada por encima del nivel condensado, no contiene glauconita. La concentración en REE en esta muestra es superior y su patrón de distribución es similar al de los sedimentos inferiores, aunque su perfil es algo más plano. Esta muestra se encuentra enriquecida en Sr, Ba y Li, y ligeramente empobrecida en Cd y As en comparación al resto de muestras de sedimento. Los altos contenidos en Ba y Sr probablemente se encuentren asociados a un mayor contenido en $CaCO_3$. El incremento en la concentración de REE se interpreta, en este caso, como el resultado de un aumento brusco en el porcentaje de sedimentos terrígenos de tamaño de grano fino (arcillas y limos). Los minerales de la arcilla se

relaciona tradicionalmente con altas concentraciones de REE en sedimentos litorales y marinos (p.e. Taylord y McLennan, 1985; Sholkovitz et al., 1994). El incremento en la tasa de sedimentación registrado encima del nivel condensado se ha interpretado previamente en este volumen como el producto de la reactivación de los sistemas fluviales y la llegada de grandes cantidades de aporte a estas zonas de la cuenca tras el máximo transgresivo.

4.4.2. ***Sección B (Villanueva del Río y Minas).*** En la glauconita de esta sección se han establecido correlaciones positivas significativas entre Be *vs* Ni y As; Sc *vs* V y Cr; V *vs* Sr, Y, Zr, Th, U y REE; Cu *vs* Cs y Pb; Zn *vs* As; Ga *vs*. As; Sr *vs* Zn, Th y U; Y *vs* Zr, Nb, Th y Pb, y REE; Zr *vs* Nb, Th, U y REE; Nb *vs*. Th, U y REE; Cs *vs*. Pb; y Th *vs*. U (Tabla 8). Tanto el Sc, como el V, Sr, Y y Zr presentan buenas correlaciones positivas con un gran número de elementos traza y con las REE. De nuevo, existen correlaciones positivas de gran parte de los elementos traza y REE con el $\%CaCO_3$, aunque no son significativas. El Cr *vs*. Rb presenta una fuerte correlación negativa. La glauconita analizada en Villanueva del Río y Minas se encuentra enriquecida en Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Rb y Pb; y empobrecida en Sr, Ba, Y, Cs, REEs, Pb, Th y U, en comparación con la roca total (Tabla 6).

En la Sección B, a diferencia de la Sección A2, las concentraciones de la mayoría de elementos traza y REE en la glauconita son muy homogéneas y no incrementa de muro (GV1) hasta el techo del estrato (GV3), mostrando una evolución un tanto errática en los patrones normalizados a condritos y NASC de REE de las muestras (Fig. 17). En este sentido, las muestras GV1 y GV3 presentan concentraciones prácticamente similares, mientras que en GV2 los contenidos en REE son levemente superiores. Esta última muestra presenta, a su vez, contenidos excesivamente alto de Fe_3O_2 y muy bajos de K_2O, lo que se interpreta el producto de alteración por exposición subaérea y oxidación de los granos de glauconita (ver punto 4.2.1). La concentración de REE en la roca total es mayor que en los granos de glauconita y las diferencias de concentración de REE en las muestras de roca total es pequeña, definiendo un campo menos extenso que en la Sección A2 (Fig. 17). El rango de valores de concentración de ∑REE en la glauconita oscila entre 22,4-53,5 ppm, con un valor medio de 33,9 ppm, parecido a los valores obtenidos en la Sección A2. Como en la Sección A2, la glauconita muestra un patrón similar y perfiles subparalelos, denotando un origen similar para todos los cristales. Los patrones de REE normalizados respecto al NASC también son parecidos al caso anterior, presentando un empobrecimiento similar en LREE y HREE, mostrando en ambos casos perfiles convexos o "en forma de sombrero" y subparalelos entre sí. Al contrario que en Niebla, no se observa la anomalía en Ce, ni en la glauconita, ni en la roca total, pero sí la anomalía negativa en Eu (Eu/Eu*=0,64) en el patrón normalizado a condritos (Fig. 17).

	%CaCO3	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Eu	Yb	Pb	Th	U	∑REE
%CaCO3	1,00																									
Li	0,43	1,00																								
Be	0,42	0,89	1,00																							
Sc	0,94	0,11	0,19	1,00																						
V	0,87	-0,06	-0,06	**0,96**																						
Cr	**0,97**	0,37	0,47	**0,96**	0,84	1,00																				
Co	0,65	0,57	0,84	0,59	0,33	0,78	1,00																			
Ni	0,62	0,80	**0,96**	0,46	0,20	0,69	0,95	1,00																		
Cu	0,83	0,86	0,78	0,59	0,45	0,77	0,71	0,84	1,00																	
Zn	0,64	0,95	0,94	0,38	0,18	0,63	0,79	0,94	0,94	1,00																
Ga	0,44	**1,00**	0,89	0,12	-0,05	0,38	0,56	0,80	0,87	0,94	1,00															
As	0,39	**0,96**	**0,98**	0,11	-0,11	0,40	0,73	0,90	0,81	**0,96**	**0,96**	1,00														
Rb	**-0,98**	-0,51	-0,57	-0,91	-0,79	**-0,99**	-0,79	-0,76	-0,86	-0,73	-0,51	-0,51	1,00													
Sr	0,81	-0,08	-0,19	0,87	**0,97**	0,73	0,13	0,05	0,41	0,10	-0,07	-0,20	-0,69	1,00												
Y	0,80	-0,19	-0,14	0,95	**0,99**	0,81	0,32	0,14	0,33	0,07	-0,18	-0,21	-0,73	0,94	1,00											
Zr	0,78	-0,21	-0,21	0,91	**0,99**	0,76	0,22	0,06	0,31	0,02	-0,20	-0,27	-0,68	**0,97**	**0,99**	1,00										
Nb	0,67	-0,37	-0,33	0,86	0,95	0,68	0,15	-0,05	0,15	-0,12	-0,36	-0,40	-0,58	0,92	**0,98**	**0,98**	1,00									
Cs	0,75	0,87	0,68	0,47	0,39	0,64	0,51	0,69	**0,97**	0,88	0,88	0,76	-0,75	0,41	0,25	0,25	0,08	1,00								
Ba	0,36	0,74	0,36	0,04	0,07	0,16	-0,02	0,26	0,67	0,58	0,75	0,53	-0,29	0,21	-0,09	-0,02	-0,19	0,84	1,00							
La	0,90	-0,01	0,02	**0,98**	**1,00**	0,89	0,42	0,28	0,50	0,24	0,00	-0,05	-0,83	0,95	**0,98**	**0,97**	0,93	0,42	0,06	1,00						
Eu	0,84	-0,12	-0,08	**0,96**	**0,99**	0,84	0,36	0,20	0,40	0,14	-0,11	-0,15	-0,77	0,94	**1,00**	**0,99**	**0,96**	0,31	-0,03	**0,99**	1,00					
Yb	0,78	-0,22	-0,18	0,93	**0,98**	0,78	0,28	0,10	0,30	0,04	-0,21	-0,25	-0,70	0,94	**1,00**	**1,00**	**0,99**	0,23	-0,09	**0,98**	**0,99**	1,00				
Pb	0,82	0,86	0,73	0,58	0,46	0,74	0,63	0,78	**1,00**	0,92	0,86	0,78	-0,84	0,44	0,33	0,32	0,16	**0,99**	0,73	0,50	0,40	0,31	1,00			
Th	0,78	-0,22	-0,22	0,91	**0,99**	0,76	0,22	0,05	0,30	0,02	-0,21	-0,27	-0,68	**0,97**	**0,99**	**1,00**	**0,99**	0,24	-0,04	**0,97**	**0,99**	**1,00**	0,31	1,00	**1,00**	
U	0,77	-0,23	-0,22	0,91	**0,98**	0,76	0,22	0,05	0,29	0,01	-0,22	-0,28	-0,68	**0,96**	**0,99**	**1,00**	**0,99**	0,23	-0,06	**0,97**	**0,99**	**1,00**	0,30	**1,00**	1,00	
∑REE	0,87	-0,06	-0,01	**0,98**	**0,99**	0,87	0,42	0,26	0,45	0,20	-0,06	-0,09	-0,81	0,93	**0,99**	**0,98**	0,95	0,36	-0,01	**1,00**	**1,00**	**0,99**	0,45	**0,98**	**0,98**	1,00

Tabla 8. Matriz de correlación de Pearson para los datos geoquímicos de elementos traza y REE en la glauconita purificada (muestras GV1 a GV3) de la Sección B. En negrita se destacan las relaciones significativas. Nivel de significancia $p<0,05$.

La ausencia de una anomalía en Ce puede deberse a condiciones más ricas en oxígeno en el medio en que se formó la glauconita en el Sección B, en las que este elemento no se encuentra en grandes concentraciones solución en el agua marina y es menos móvil que ambientes reductores (Elderfield y Pagett, 1986). Aunque también existe un fraccionamiento de las LREE con respecto a las pesadas, con una relación LREE/HREE (La_n/Yb_n) promedio de 6,5 en el patrón normalizado a condritos, este fraccionamiento no es tan acusado. En general, las características principales de ambas secciones son muy semejantes -excepto la anomalía positiva en Ce- y la mayor parte de las interpretaciones realizadas en la Sección A2 son extrapolables a la Sección B. Las pequeñas diferencias encontradas pueden explicarse mediante menores profundidades de formación de la glauconita en la Sección B y condiciones oceánicas más claras en la Sección A.

5. DISCUSIÓN

5.1. Relación elementos mayores vs. elementos traza y REE en la glauconita

En los pocos trabajos previos que tratan este tema, la ausencia de relaciones significativas entre elementos traza, REE y elementos mayores, especialmente Fe_2O_3 y K_2O, han permitido inferir que los elementos traza y las REE no son componentes estructurales reales de la glauconita sino que están relacionados con la presencia de impurezas y/o adsorbidos en la superficie de los granos de glauconita (Jarrar et al., 2000). De todas formas, y a la luz de los resultados obtenidos en este estudio, la concentración de tierras raras (∑REE) y el contenido en determinadas LREE sí parece estar relacionados en cierta medida con el contenido en elementos mayores detectados en la glauconita.

La concentración de REE encontradas en las muestras analizadas se encuentra dentro del rango o es algo superior a la descrita en otros estudios previos llevados a cabo en sustratos marinos glauconitizados de naturaleza similar (Pattan et al., 1995; Jarrar et al., 2000). En otras ocasiones, el contenido en REE de las glauconitas puede ser entre 50 y 60 veces mayor a los descritos en este trabajo, siempre y cuando el sedimento de origen sea de tipo argilítico o muy rico en filosilicatos. En este sentido, Murray et al. (1991) recoge la fuerte correlación existente entre las fases aluminosilicatadas -p.e. los minerales de la arcilla- y la ∑REE, así como la correlación negativa de estas últimas con la sílice, indicando un posible efecto de dilución por parte del cuarzo. En las muestras estudiadas en ambas secciones, la concentración y patrón de REE, aunque variable, no presentan grandes diferencias entre sí a pesar de estar localizadas en puntos muy distantes dentro del margen y haberse formado a partir de sustratos litológicos muy diferentes (limos constituidos por foraminíferos en la Sección A2 y

arenas finas con cuarzo y foraminíferos en la Sección B). De esto se puede deducir un fuerte control de la profundidad del medio y de la composición geoquímica del agua marina sobre la glauconita.

En la tabla 9 puede observarse como la evolución que experimenta hacia techo el contenido en determinados elementos mayores, como el Fe_2O_3 y en menor medida el K_2O, en la Sección A2 es paralela a la concentración de REE. Esta circunstancia parece relacionar el mecanismo y el momento de la incorporación del ión Fe^{3+} a la estructura de la glauconita con la entrada de REE a la misma, aunque deben ser llevados a cabo un mayor número de análisis para verificar la existencia de relaciones positivas significativas entre estos elementos. En las glauconitas de la sección B también se han observado relaciones positivas entre el contenido en REE y el Fe_2O_3, aunque este primer factor no muestra una buena correlación con el contenido en K_2O. Es posible que este hecho se deba a los valores anormalmente elevados de Fe_2O_3 y bajos en K_2O que presentan las glauconitas de la muestra GV2 (Tabla 9). En este sentido, deben ser considerados la presencia de minerales ricos en Fe^{3+} dentro los granos de glauconita de esta muestra; como, por ejemplo, la aparición de *coating* férricos observados en la superficie de algunos granos o la existencia frecuente de impurezas e inclusiones formadas por de oxi-hidróxidos de hierro y otros minerales pesados. Este tipo de procesos de enriquecimiento en Fe^{3+} y empobrecimiento en K^+ se han asociado a la exposición de los granos de glauconita a ambientes fuertemente oxidantes, tanto en condiciones subaéreas como sumergidas (ver punto 3.1).

La	Ce	Nd	Eu	Gd	Yb	∑REE	SiO2	AL2O3	Fe2O3	K2O	Muestra
5,26	14,39	7,74	0,40	1,80	0,38	29,98	47,93	4,87	28,51	7,45	2N3
2,41	8,92	3,55	0,17	0,78	0,15	15,98	48,75	4,26	26,09	7,48	2N2
1,09	7,40	1,56	0,07	0,34	0,08	10,53	46,55	4,21	25,60	7,30	2N1

La	Ce	Nd	Eu	Gd	Yb	∑REE	SiO2	AL2O3	Fe2O3	K2O	Muestra
3,58	8,55	5,03	0,22	1,04	0,31	18,74	51,06	5,67	25,41	7,53	GV3
8,03	18,46	11,50	0,68	3,01	1,22	53,54	46,68	5,67	27,87	6,88	GV2
4,44	9,97	5,45	0,27	1,14	0,40	21,68	47,99	4,42	25,80	7,22	GV1

Tabla 9. Composición geoquímica en REE y elementos mayores de la glauconita purificada (fracción 125-250 μm) de las Secciones A2 (arriba) y B (abajo). Obsérvese la buena correlación entre Fe_2O_3, K_2O y REE.

La mayor parte de los elementos que componen la glauconita proceden del agua del mar, excepto la SiO_2 y Al_2O_3 que, en su mayor parte, son aportados a este mineral desde el sustrato en que se forma (Odin y Matter, 1981; Pattan et al., 1995). Las REE son aportadas a los océanos principalmente como material particulado y sólo cantidades muy pequeñas son transportadas en disolución (Sholkovitz et al., 1994). El aporte en disolución a los mares se encuentra ligeramente enriquecido en LREE y HREE en relación a las MREE (Martín et al., 1976). Los perfiles de REE en los océanos Atlántico y Pacífico están relativamente suavizados

en los primeros 750 m de la columna de agua, con un incremento brusco de su concentración (especialmente de LREE) entre los 60-105 m, a partir de los que el aumento se produce de forma más gradual hasta alcanzar su máximo cerca de los 500 m (Fig. 18). Este incremento inicial de la concentración de REE próximo a los 100 m parece coincidir con la zona de concentración máxima de Fe detrítico y con los incrementos netos del Mn y Co en la plataforma marina (Odin y Matter, 1981), localizada entre los 70 y 200 m en la actual plataforma marina del SO de la Península Ibérica (Levy et al., 2004; Mendes et al., 2004). De esta forma, se ha deducido que el incremento brusco de la concentración de REE a estas profundidades se debe a la liberación de REE -especialmente del Ce, Nd y La- a través de la disolución de las fases minerales de Fe/Mn en la zona de concentración mínima de oxígeno en áreas profundas de la plataforma y talud continental (Sholkovitz et al., 1994). A estas circunstancias, en la zona de estudio hay que sumar el excepcionalmente alto porcentaje de Fe particulado en suspensión existente en la costa atlántica ibérica, principalmente derivadas de los ríos que drenan la Faja Pirítica Ibérica, que suplen grandes volúmenes de metales pesados y hierro al océano (ver más adelante en punto 4.6.1). Por otro lado, la baja concentración de REE detectada en las aguas oceánicas más superficiales (por encima de los 60 m) se ha explicado mediante procesos de *scavenging* en los óxidos de Fe y Mn que forman *coatings* sobre el material particulado, trasladando consigo al fondo una gran concentración de REE, especialmente de LREE.

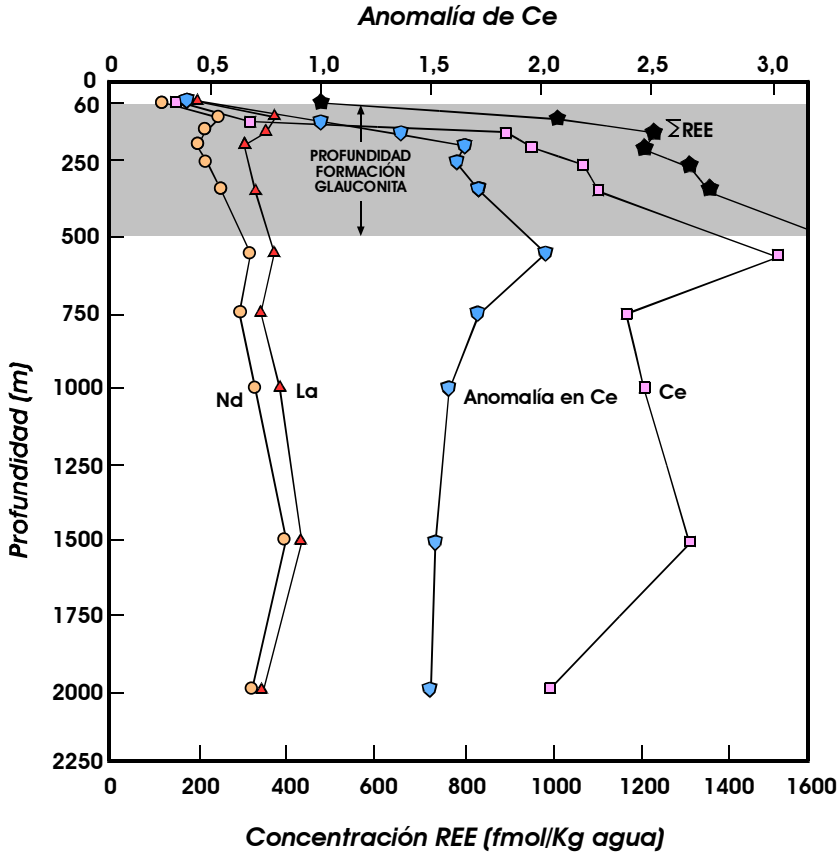


Figura 18. Perfil vertical de la evolución de la concentración de La, Nd y Ce de las partículas en supensión del Mar de los Sargazos. La anomalía en Ce y el rango de profundidad en que se concentra la glauconita autóctona (según Odin y Matter, 1981) también se han representado. Modificado de Sholkovitz et al. (1994).

Al representar la concentración de cada una del las REE de las muestras frente a la concentración de Fe_2O_3, se aprecia como las REE que experimentan un mayor incremento de su concentración son las LREE, es decir, el Ce, Nd y La (Fig. 19). En las glauconitas estudiadas, por tanto, el enriquecimiento en LREE no sólo refleja su abundancia relativa en la corteza terrestre (Goldschmidt, 1954), sino también una tendencia clara a entrar a forma parte de los minerales autígenos marinos a profundidades correspondientes a la plataforma media y profunda o incluso el talud. Por tanto, y a la luz de las tendencias registradas, podemos asumir que existe un control de la profundidad de fondo marino en la concentración de las REE en las glauconitas de los niveles condensados estudiados, como también se deduce de los estudios en mares y océanos actuales.

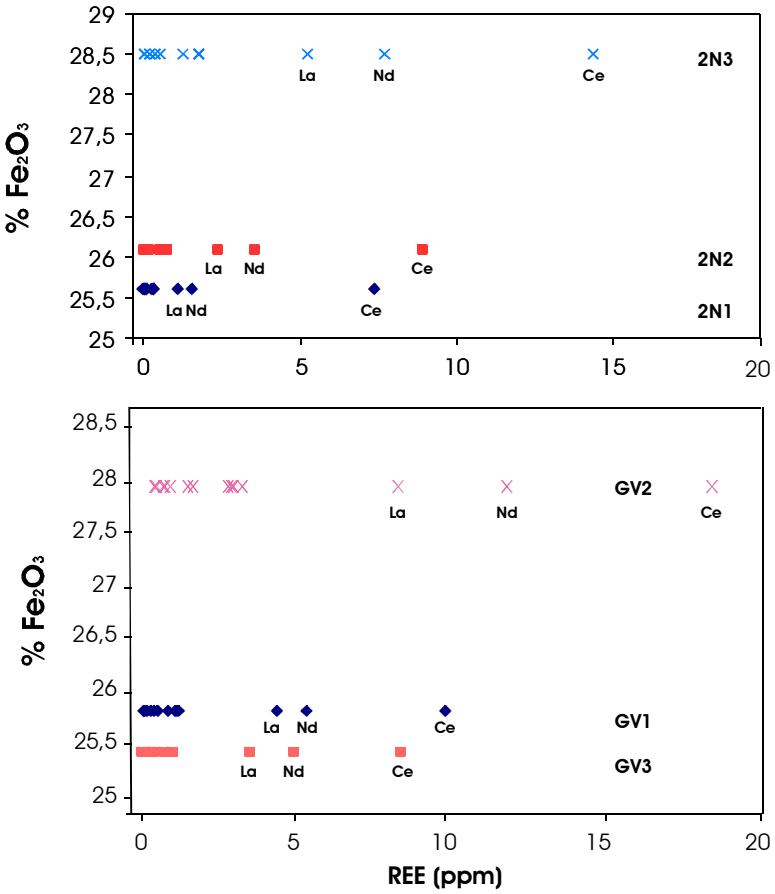


Figura 19. Representación de la concentración de las REE en la glauconita de las muestras de las Secciones A2 y B frente a la concentración de Fe_2O_3 de las mismas. Obsérvese como el Ce, Nd y La experimenta un incremento de concentración muy superior al del resto de elementos hacia techo del nivel condensado.

Esta tendencia es contraria a la que cabría esperar, ya que varios autores (Fleet et al., 1980; Murray et al., 1991) recogen la fuerte correlación positiva existente entre la concentración de REE y las fases aluminosilicatadas y la correlación negativa entre las primeras y el contenido en carbonatos en un sedimento. En las secciones estudiadas se ha registrado un incremento del porcentaje de los caparazones de foraminíferos (o calcita) en el sedimento hacia techo del tramo, al mismo tiempo que se experimenta un aumento de la concentración de REE en la glauconita. Ambos circunstancias son consecuencia del proceso transgresivo, que

conllevó una profundización progresiva del medio y las tasas bajas de sedimentación terrígena detectadas en el nivel condensado, tal y como puede deducirse de la fuerte correlación existentes entre ambos factores en las diferentes matrices de correlación elaboradas (Tablas 7 y 8). Los valores algo inferiores de correlación observados entre el contenido en carbonatos y la concentración de REE en la Sección B pueden deberse a una menor influencia de las condiciones oceánicas sobre el fondo marino, al localizarse esta zona a una menor profundidad. En este sentido, otro factor a considerar en el momento de realizar comparaciones, es la naturaleza del sustrato que sufre la glauconitización y que puede ser una fuente importante de aporte principal de las REE a la glauconita. De esta forma, aunque la concentración en REE en las glauconitas estudiadas sea un factor regional de gran extensión -controlado principalmente por la geoquímica de las aguas marinas y del material particulado y por la profundidad del medio- es probable que la naturaleza del sustrato haya modulado las pequeñas diferencias geoquímicas encontradas entre ambas secciones.

5.2. El contenido en LREE como un posible indicador de profundidad de formación de la glauconita

Basándonos en los datos aportados por las asociaciones microfaunísticas, las glauconitas analizadas se formaron en un rango batimétrico comprendido entre los 50 y 300 m de profundidad, que coincide de forma parcial con la zona de acumulación de óxidos de hierro y manganeso en la plataforma y con el hipotético máximo incremento de concentración de REE en el material particulado en el de agua del mar. La glauconita se forma sólo cuando el sedimento reside durante largos periodos de tiempo en la interfase sedimento-agua, en condiciones dominantes reductoras en las que el Fe^{3+} se encuentra temporalmente disponible como Fe^{2+} (Ireland et al., 1983). Al mismo tiempo, las REE se hacen abundantes en el medio y son incorporadas a la glauconita después de la disolución de las fases férricas y de manganeso, adhiriéndose a los granos durante su crecimiento y pasando a formar parte de la glauconita sin ocupar ninguna posición estructural concreta. Es debido a la confluencia de todos estos procesos por los que la glauconita puede ser considerada, en términos generales, como un buen indicador de las condiciones hidrogeoquímicas del ambiente marino en que se forma y evoluciona, como por ejemplo, la profundidad. Por otro lado, es obvio que la glauconita presenta una mayor incorporación de LREE como Ce y Nd a su estructura en detrimento del La. El material particulado analizado en los océanos actuales, sobre todo en los 100 primeros metros, se encuentra ligeramente enriquecido en La (Fig. 18), al contrario de lo que sucede en la glauconita estudiada (Fig. 19). Esto podría deberse a las condiciones reductoras y de confinamiento que requiere la glauconita para su formación, lo que explicaría la

incorporación preferente del Ce a su estructura (el Ce es más abundante en ambientes reductores) (ver en siguiente punto). Por otro lado, esto no implica necesariamente la existencia de anomalías positivas en Ce en todas las glauconitas y sí un tenue enriquecimiento en este elemento, tal y como describe Fleet et al. (1980) o como también puede apreciarse en las glauconitas del techo de la sección A2 o de la sección B. La mayor concentración del Nd frente al La observada en las glauconitas tortonienses también ha sido detectada en las muestras de roca total (Tabla 6) y resulta difícil de explicar, dada la mayor abundancia del La descrita en los medios marinos correspondientes a la profundidades de formación de la glauconita y, en general, en la corteza terrestre (Sholkovitz et al., 1994). Es probable que esta característica se encuentre heredada del sustrato, aunque esta posibilidad debe ser estudiada más profundamente en investigaciones futuras. En este sentido, estos mismos autores plantean una mayor facilidad para formar complejos con carbonatos en el agua de mar de las REE pesadas con respecto a las ligeras. De esta forma, un sustrato formado principalmente por caparazones de foraminíferos, donde tendería a acumularse más Nd (más pesado) que La (más ligero), podría generar una glauconita algo más rica en el primer elemento, invirtiendo la tendencia detectada en el material particulado de las aguas oceánicas.

Considerando el patrón de evolución vertical de la concentración de las LREE en las partículas en suspensión en océanos actuales (Fig. 18), el incremento de la concentración de REE (especialmente de LREE) que se ha detectado en las glauconitas de la parte intermedia de los niveles condensados en la sección A2 (muestras 2N1 a 2N2) se interpreta como un aumento inicial en la batimetría del medio de varias decenas de metros, partiendo de una profundidad de aproximadamente 60 metros hasta alcanzar batimetrías de unos 150 m (Fig. 20). Este incremento sería paralelo al tiempo de residencia en la interfase sedimento-agua de los granos de glauconita y a la incorporación de Fe^{3+} y K^{+} a la glauconita. Sholkovitz et al. (1994) describe un incremento brusco de la concentración del La y Nd en los océanos a profundidades comprendidas entre los 60 y 100 metros que correspondería parcialmente con el paso de la base al tramo intermedio en los niveles condensados. Posteriormente, se vuelve a registrar un aumento en el contenido de LREE en la muestra 2N3, especialmente del Ce, que se interpreta como una nueva profundización, ahora más brusca, del medio y la implantación de unas condiciones oceánicas más claras. Este proceso coincide de nuevo con el patrón de evolución de REE propuesto por Sholkovitz, con un ligero incremento del La y Nd y un claro aumento de la concentración del Ce y de la concentración de LREE en el material particulado, que se produce en los océanos actuales entre los 100 m de profundidad hasta los 225 m. Este incremento de la concentración en Ce continúa de forma más gradual hasta los 500 m. Por tanto, la muestra 2N3 puede haber registrado parcialmente este cambio en las condiciones

hidrogeoquímicas del agua al pasar el fondo marino por estas profundidades de forma simultanea a la formación de la glauconita.

Por el contrario, las glauconita de la Sección B, formada a profundidad algo menor que la de la Sección A, tras registrar un brusco incremento de la concentración del La, Nd y Ce, en la muestra GV2, probablemente a una profundidad similar que 2N3, experimenta un descenso en los contenidos del La, Nd y concentración total de LREE (Fig. 20). Una suave disminución de contenido en estos elementos también ha sido descrita en la concentración de estas REE en las partículas en suspensión de los océanos actuales, a profundidades comprendidas entre los 200 y 250 m (Fig. 18 y 19). Sólo el Ce, que teóricamente debería experimentar un nuevo incremento en su contenido en las glauconitas, rompe con esta tendencia preestablecida. Es probable que la escasez de este elemento en el medio responda a la interferencia de otros procesos distintos a la profundidad y que conlleven unas condiciones ambientales poco favorables para su acumulación en la glauconita durante este tipo de eventos transgresivos, como un alto porcentaje de oxígeno disuelto en el agua del fondo marino (p.e. fases de homogenización y mezcla de la columna de agua, cambios en el patrón de circulación de corrientes o en la naturaleza del sustrato, etc.) (ver más adelante).

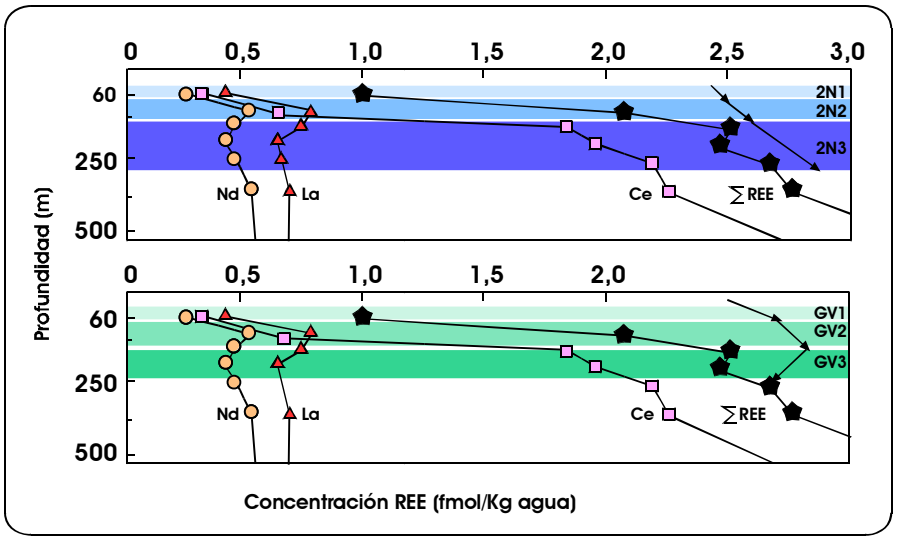


Figura 20. Reconstrucción de la localización en profundidad de las muestras estudiadas a partir de la evolución del contenido del Nd, La, Ce y concentración total de LREE (La+Nd+Ce).

5.3. Indicios geoquímicos acerca de la glauconita autóctona

Las *tie-lines* formadas por la glauconita y la roca total en el diagrama La_n/Yb_n vs. Yb_n (Fig. 21) normalizado a condritos muestran para la mayoría de las muestras un paralelismo, sugiriendo que la glauconita se encontraba en equilibrio químico con el sedimento y el agua en el momento de su formación, lo que indica su origen autígeno. Esta interpretación se encuentra en consonancia con las teorías mas recientes sobre la formación de la glauconita en medios oceánicos modernos, en las que se asocia al crecimiento directo siguiendo una

nucleación heterogénea de cristales desde el agua del mar, en un sustrato afectado por procesos de disolución y condiciones semi-confinadas (Gago-Duport, et al., 2000).

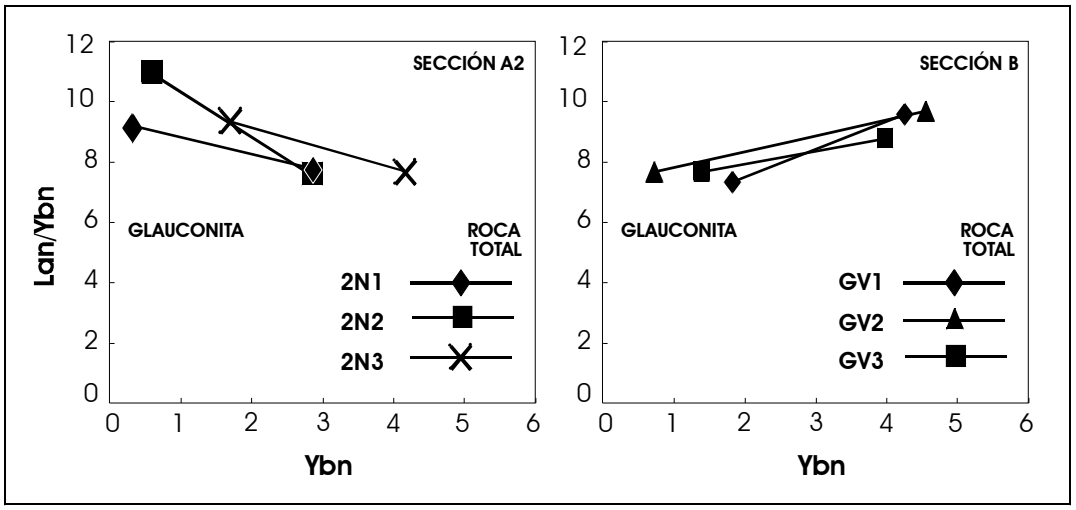


Figura 21. Diagrama Lan/Ybn *vs.* Ybn de glauconita y roca total en las Secciones A2 (izquierda) y B (derecha). Obsérvese la dirección e inclinación subparalelas de las líneas. El diferente sentido de inclinación de las *tie-lines* se debe a que el enriquecimiento en LREE (Lan/Ybn) es mayor en la glauconita que en la roca total en la Sección A2, mientras que en la Sección B sucede lo contrario.

5.4. Evidencias geoquímicas de anoxia en los niveles condensados tortonienses

En las muestras de glauconita purificada de la Sección A2 se ha observado una fuerte anomalía positiva en Ce que, de forma progresiva, se va atenuando hacia el techo del nivel condensado (2N1 a 2N3, Fig. 17). Esta anomalía no se ha detectado en las muestras de roca total de ambas secciones, ni en la glauconita de la Sección B. La anomalía en Ce fue calculada siguiendo la fórmula propuesta por Wright et al. (1987): $Ce_{anom} = Log\ (3Ce_n / (2La_n + Nd_n))$. Existen numerosas referencias que explican la aparición esporádica de anomalías en Ce mediante fluctuaciones en las condiciones de oxidación-reducción en el crecimiento de nódulos polimetálicos marinos (Courtois y Clauer, 1980), o cambios en las condiciones de Eh durante la formación de glauconitas (Jarrar et al., 2000). Al contrario que el agua fluvial, el patrón normalizado de REE respecto al condrito para el agua oceánica se caracteriza por un gran empobrecimiento en Ce. Goldberg (1961) sugiere que en los océanos el Ce^{3+} se oxida a Ce^{4+} precipitando desde la solución en forma de CeO_2. El Ce es la única REE que puede oxidarse a un estado tetravalente, extrayéndose con mayor facilidad del agua oceánica mediante procesos de *scavenging* sobre las partículas (Buat-Menard y Chesselet, 1979) y sufriendo un importante fraccionamiento en depósitos ferromagnesianos (Glasby, 1973; Piper, 1974). De hecho, los nódulos de manganeso oceánicos están enriquecidos en REE en relación con los sedimentos, presentando unos patrones normalizados que exhiben anomalías positivas de Ce (Elderfield y Greaves, 1981). Elderfield et al. (1981) sugieren que la acumulación de Ce

en los nódulos de manganeso puede estar asociada con la incorporación de flóculos de oxi-hidróxidos de Fe directamente dentro de los nódulos,

En la Sección A2, el rango de variación de la de anomalía en Ce en la glauconita oscila entre 0,45 (2N1) y 0,05 (2N3), y se ha establecido el límite entre ambientes óxicos y anóxicos localizado en Ce_{anom}= -0,1 (Fig. 22). De esta forma, todas las glauconitas formadas en los niveles condensados de Niebla lo hicieron bajo condiciones ambientales muy bajas en oxígeno, lo que es congruente con las profundidades de formación inferidas para estas muestras a partir de las asociaciones de microfauna. Por otro lado, la explicación más probable para los niveles muy bajos de oxígeno detectados en la base de la sección condensada consiste en una fuerte estratificación de las aguas marinas, que dificulta el intercambio de oxígeno con la superficie, y la acumulación de materia orgánica sobre un fondo que sufre una remoción pobre. Estos procesos están propiciados por las bajas tasas de sedimentación terrígena y profundización del medio que conlleva el propio evento transgresivo. La productividad biológica también ejerce un efecto sobre la oxigenación de la columna de agua. Por tanto, otra posible causa de anoxia es una alta productividad orgánica en la superficie de las aguas debido a procesos de surgencias o *upwelling* coincidentes en el tiempo con el inicio de la formación del nivel condensado. El aumento del flujo de materia orgánica registrado en periodos de surgencia genera un fuerte consumo de oxígeno debido a la degradación de la misma en su transito hacia el piso marino. Algunas evidencias que podrían avalar estas hipótesis son el elevado porcentaje de fosforita que se acumula en estos sedimentos o el amplio registro geológico de depósitos asociados al ascenso de corrientes ricos en nutrientes en la Cuenca del Guadalquivir y en el actual Golfo de Cádiz. Todas estas posibilidades serán tratadas con más detalle en el punto 5.6.

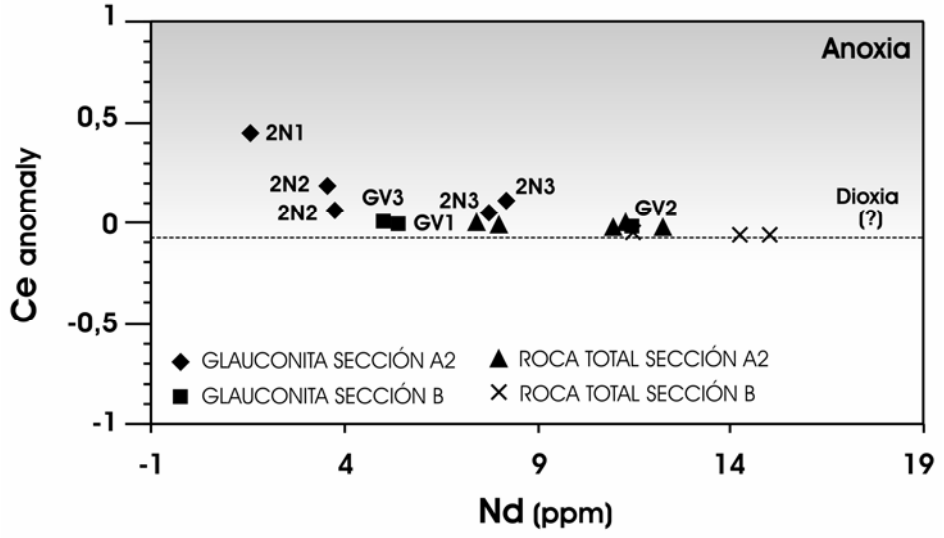


Figura 22. Diagrama de anomalía en Ce vs concentración en Nd de la glauconita y roca total en ambas secciones. La línea punteada separa ambientes anóxicos de ambientes óxicos. Basado en Wright et al. (1987).

En la Sección B estos contenidos anormalmente altos de Ce no han sido detectados, fluctuando los valores de la anomalía en Ce entre 0 y -0,02, lo que parece indicar ambientes mejor oxigenados que en Niebla (Fig. 22) aunque también de naturaleza subóxicas. Es probable que esto se deba a que se traten de medios marinos menos profundos, de menor influencia oceánica, afectados esporádicamente por la homogenización de las aguas, corrientes profundas bien oxigenadas o expuestos a una menor productividad y tasa de sedimentación orgánica.

Las muestras de roca total de los niveles condensados tampoco muestran esta anomalía positiva en Ce, probablemente debido a la escasez de matriz arcillosa en estos sedimentos y la abundancia relativa en caparazones de foraminíferos, cuarzo y micas residuales. Estos materiales, a diferencia de la glauconita, carecen de la capacidad de incorporar los elementos disueltos en el agua marina y, por tanto, no registran las condiciones ambientales que existieron en el momento de su depósito.

5.5. El origen de la glauconita y el proceso de glauconitización

5.5.1. ***La fuente de los constituyentes químicos de la glauconita.*** Varias teorías han sido propuestas para la formación de la glauconita (Bursa, 1958; Odin y Matter, 1981; Clauer et al., 1992) y, aunque el mecanismo de cristalización en cada caso es diferente, todas ellas conllevan la incorporación de cationes desde el sustrato y desde el agua del mar. Normalmente, el agua marina contiene pequeñas cantidades de Al^{3+}, Si^{4+} y Fe^{3+}, pero presenta altas concentraciones en K^{+}, Ca^{2+} y Na^{+} (Drever, 1988). De esta forma, el agua oceánica difícilmente contribuye de forma importante en lo referente a los cationes de Al^{3+}, Si^{4+} y Fe^{3+} durante el proceso de glauconitización (Kelly y Webb, 1999). Por otro lado, en las muestras estudiadas, el sustrato que debería suministrar estos cationes a la glauconita es muy rico en carbonato cálcico (aprox. 40%) y relativamente pobre en filosilicatos no glauconíticos y en cuarzo o feldespatos. Según los análisis de Difracción de Rayos-X realizados (ver punto 2), el contenido en filosilicatos en las muestras estudiadas esta comprendido entre 30-50% del total del sedimento (Fig. 2), para un contenido medio en glauconitas comprendido entre un 12% y un 48% en peso (Fig. 4) y un porcentaje granulométrico de arcillas siempre inferior al 11% (Figs. 11 a 13 en Capítulo 6). Todos estos datos apuntan hacia una matriz no muy rica en micas y minerales de la arcilla, que habitualmente constituye la principal fuente de estos cationes, lo que da una especial importancia al enriquecimiento químico de la glauconita que se produce desde el agua marina. De esta forma, los contenidos existentes en minerales de la arcilla en la matriz (esmectitas y pequeñas cantidades de kaolinitas), en pellets fecales y como relleno de

caparazones de foraminíferos suministraría pequeñas cantidades de Al^{3+} y Fe^{3+} y, sobre todo, Si^{4+} a la estructura de la glauconita. Las esmécticas detectadas también constituyen una posible fuente de Fe^{3+} y Si^{4+}, así como las pequeñas proporciones de cuarzo y feldespatos. El cuarzo constituye una potencial fuente de Si^{4+} para la glauconitización (Drever, 1988), especialmente bajo reacciones redox que implican al Fe^{3+} y que favorecen su disolución (Morris y Fletcher, 1987).

El enriquecimiento en Fe^{3+} y empobrecimiento en Al^{3+} detectado en la estequiometría de la glauconita estudiada, al margen de un avanzado proceso de maduración detectado en estas muestras, puede ser el producto de un micro-ambiente saturado en Fe^{3+} y con bajos contenidos en Al^{3+}. Una posible explicación para la abundancia del Fe en el medio de glauconitización puede ser encontrado en el contexto físico-químico de las aguas marinas actuales circundantes a la zona de estudio. El sedimento y agua del Golfo de Cádiz contienen importantes concentraciones de Fe y metales pesados como consecuencia del aporte de los Ríos Tinto y Odiel al Océano Atlántico. Ambos ríos pasan por una gran superficie de la Faja Pirítica Ibérica (FPI), lo que produce el drenaje ácido de rocas y favorece la génesis de aguas ácidas que poseen una alta capacidad de transporte de elementos disueltos, entre los que se encuentra el Fe. La exposición y alteración de las masas de sulfuro de la FPI en condiciones superficiales y, por tanto, el inicio del aporte de grandes cantidades de Fe a las aguas del Golfo de Cádiz se ha datado, como mínimo, en el Tortoniense superior (Moreno et al., 2003), por lo que este proceso pudo influir en la formación de las glauconitas estudiadas en la Cuenca del Guadalquivir. Actualmente, existen numerosos trabajos que describen y cuantifican las importantes cantidades de Fe que se incorporan a los sedimentos litorales y marinos del Golfo de Cádiz (> 25.000 mg/Kg, Morillo et al., 2004) y a la materia en suspensión en aguas profundas del fondo de la plataforma de Cádiz (2,4-4,8% en puntos de muestreos a más de 20 km de la costa, Nelson y Lamothe, 1993). Las aguas atlánticas andaluzas presentan concentraciones anómalas de metales pesados disueltos (van Geen et al., 1991) y altos contenidos en metales en el sedimento en suspensión y fangos de plataforma (IGME, 1974; Palanques et al., 1989), lo que indica que cierta parte de los metales procedentes del Tinto y del Odiel se dispersan hacia los medios de plataforma media por medio del transporte de sólidos disueltos y sedimentos en suspensión. Aún así, la influencia de la explotación minera de sulfuros masivos y el drenaje ácido de minas, que intensifica el proceso natural y que no comienza hasta tiempos recientes, debe ser considerada. Además, estas hipótesis tienen que ser respaldadas mediante nuevos resultados sobre modelos de dispersión del Fe en sedimentos en suspensión y aguas marinas profundas en el Golfo de Cádiz y deben realizarse estudios más detallados sobre la estequiometría y geoquímica de la glauconita tortoniense de la Cuenca del

Guadalquivir, considerando factores diagenéticos o la alteración subaérea actual que sufre este mineral.

5.5.2. *Ambiente físico-químico de formación.* Todas las características descritas sugieren que la glauconita se formó en condiciones de baja energía. Además, la relativa abundancia de foraminíferos planctónicos en el nivel condensado, así como la escasez de matriz terrígena, indican que fue depositada en medios profundos, lejos de la línea de costa, durante una etapa de ascenso brusco del nivel del mar que produjo un descenso de la tasa de sedimentación detrítica. Es destacable que este nivel de arenas y limos con glauconita es coincidente con el límite dos formaciones y registra un máximo transgresivo y la rápida profundización del fondo oceánico.

- <u>Condiciones redox y pH</u>. La glauconita muestreada presenta un claro enriquecimiento en Fe con respecto a la roca total (Tablas 2 y 3). De esta manera, se deduce que la redistribución de Fe desde el agua marina y el sustrato debe ser un proceso fundamental en el proceso de glauconitización. Como ya se ha mencionado, la solubilidad del Fe está controlada por las reacciones redox, encontrándose generalmente como Fe trivalente formando hematites, goethita y esmectitas en el fondo marino. En condiciones reductoras, el Fe trivalente pasa a Fe divalente, haciéndose soluble, y se produce la disolución de estos minerales ricos en Fe. De esta forma el Fe en disolución puede ser incorporado a la glauconita durante su nucleación y crecimiento (Furdine et al., 1993). En este sentido, Harder (1980) indica que los silicatos laminados que contienen en su estructura tanto Fe^{2+} como Fe^{3+}, como es el caso de la glauconita, sólo pueden ser sintetizados en condiciones reductoras. Existen otros trabajos que apoyan esta hipótesis y ponen en evidencia que la glauconita sólo es estable en condiciones ligeramente reductoras y pH próximos a 7 o algo alcalinos (Berner, 1981, Taylord y Curtis, 1995). En la zona de estudio, varias líneas desarrolladas en este trabajo (asociaciones faunísticas, anomalía en Ce, presencia de cristales de pirita y fosforita) indican que las glauconitas analizadas, especialmente en las Secciones A1 y A2, se formaron en un ambiente donde predominaron las condiciones subóxicas y parcialmente reductoras, aunque no son prescindibles la existencia de eventos de oxigenación del fondo marino asociados a la acción de corrientes y/o descensos del nivel del mar. El ambiente no pudo haber sido permanentemente oxidante, como indican las evidencias de hierro móvil en solución. Por otro lado, es probable que el pH permaneciera próximo al neutro, favorecido por la abundante calcita presente en el medio. En la Sección B, donde no se han encontrado evidencias tan claras de ambientes poco oxigenados, las condiciones fueron más propicias

para el desarrollo de la vida, como puede deducirse a partir de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y la icnofábrica desarrollada en el sedimento. Sin embargo, las condiciones ambientales siempre fueron adecuadas para la formación de la glauconita o esta se formo algunos centímetros por debajo de la interfase sedimento-agua.

- **El confinamiento.** La asociación de glauconita con caparazones de microfósiles, espículas y poros en partículas, galerías en el sedimento y perforaciones en *hardgrounds* ha sido observada por varios autores como una prueba de que el proceso de glauconitización requiere ciertas condiciones de confinamiento. El confinamiento produce un micro-ambiente que es distinto al del medio marino circundante en el grano de glauconita que se está formando. En los dos casos estudiados en este trabajo prevalecen condiciones de confinamiento que pudieron favorecer el proceso de glauconitización. La existencia de un sedimento granular, formado fundamentalmente por caparazones de foraminíferos y pellets, constituye un sustrato poroso muy adecuado para la formación de glauconita (Odin y Matter, 1981). El ambiente existente dentro de la concha de los microfósiles y pellets es creado por el caparazón de los primeros y alta porosidad de los segundos, que forman una barrera semipermeable para el intercambio de iones con el medio. Parece que el funcionamiento de esta barrera es más efectivo en el caso de los caparazones cuyo tamaño óptimo de glauconitización es menor (Odin y Matter, 1981). En las Secciones A1 y A2, además, el proceso inicial de glauconitización pudo verse favorecido por la formación de un *hardground* marino, cuyas cavidades y poros proporcionan las condiciones adecuadas de aislamiento para la formación del mineral. Esta circunstancia esta apoyada por la presencia de numerosos granos de glauconita en las cavidades existentes en los primeros centímetros de la superficie de omisión sedimentaria (ver Capítulo 6).

- **Tasas bajas de sedimentación terrígena.** Una sedimentación lenta y condiciones ambientales de baja energía facilitan la formación de glauconita, ya que permite la acumulación de minerales de arcillas y, como es el caso, de caparazones de foraminíferos y pellets sobre el fondo marino. Al mismo tiempo, una tasa de sedimentación baja favorece largos tiempos de residencia en la interfase sedimento-agua, donde se reproducen los procesos relacionados y existen condiciones más adecuadas para la glauconitización. La concentración masiva de foraminíferos, así como la ausencia de estructuras sedimentarias y la escasez de sedimento terrígeno fino y grosero, parecen indicar que estas condiciones de "hambruna" sedimentaria y baja energía prevalecieron durante el depósito de los niveles condensados en todas las secciones. Es probable que en la Sección B la tasa de sedimentación fuese algo

superior, como consecuencia de su menor profundidad y su proximidad a una zona deltaica muy activa (Abad et al., 2004), lo que pudo influir en el proceso de formación y maduración de la glauconita.

- Condiciones de baja energía. Aunque la glauconita se forma preferentemente en ambientes de baja energía, la acción puntual de corrientes de fondo que causen un transporte moderado de los granos puede favorecer el intercambio iónico de los granos con el agua del mar, al traer fluidos ricos en cationes y oxígeno al ambiente de glauconitización (Odin y Matter, 1981). En la zona de estudio, la acción de estas corrientes de fondo no ha quedado registrada mediante estructuras sedimentarias, si bien la aparición constante de proporciones considerable de cuarzo y minerales pesados en los niveles condensados, la existencia de asociaciones faunísticas que requieren aguas bien oxigenadas (ver punto 6 en Capítulo 6), así como la presencia de la costra férrica en los depósitos, podrían asociarse a este tipo de procesos (Giresse y Wiewióra, 2001; Mutti y Bernoulli, 2003).

- Temperatura y profundidad. Aunque la glauconita no es un indicador de profundidad fiable, su formación como mineral autígeno se acota entre los 60 y los 500 m en medios marinos abiertos, aunque este rango es variable dependiendo del autor considerado (Odin y Matter, 1981). La temperatura es un factor muy variable y no demasiado importante según las referencias consultadas, aunque los distintos autores la sitúan por debajo de los 15ºC en medios actuales (11 ± 4 ºC, Odin, 1988; Odin y Fullagar, 1988), y a temperaturas superiores en medios antiguos. En la zona de estudio, el único indicador paleobatimétrico lo constituyen las asociaciones de foraminíferos bentónicos y de ostrácodos. En este sentido, las asociaciones microfaunísticas en las tres secciones registran un incremento progresivo de la profundidad, partiendo de un medio algo más profundo en el Sector Occidental de la Cuenca. La profundidad a lo largo de todo el tramo evolucionaría de un medio infralitotal o de plataforma media (<100 de profundidad) en la parte basal del tramo, a un medio de plataforma externa/talud en la parte alta del tramo (200-400 metros) (González-Regalado y Ruiz, 1990, 1991).

5.6. ¿Tuvo lugar un evento de anoxia en el sector occidental del margen pasivo de la C. del Guadalquivir durante el Tortoniense superior?

En las Secciones A1 y A2, localizadas en el Sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir, se han descrito numerosas evidencias que permiten inferir condiciones de bajo contenido en

oxígeno en el momento de la formación de los niveles condesados, especialmente durante la primera etapa de la condensación, cuando se formó el *hardground* y la parte inferior del nivel de limos con glauconita. La situación de la sección B con respecto a las secciones A1 y A2 dentro de los últimos vestigios del Estrecho Nordbético es mucho más lejana al Océano Atlántico. Ya que en esta sección no se han detectado evidencias de anoxia, es probable que su localización y menor profundidad de formación tal vez debilitará la estratificación de las aguas y dificultase la llegada de las aguas ricas en nutrientes y la acumulación de materia orgánica en posiciones tan interiores de la Cuenca. Aun así, existen pruebas de condiciones subóxicas derivadas del proceso transgresivo.

Los indicios más importantes de anoxia son la presencia de fosforita, pirita y glauconita en los sedimentos, las asociaciones de foraminíferos y la fuerte anomalía positiva en Ce observada en la glauconita. Aunque el contenido en materia orgánica total en la muestra basal de la Sección A2 no es muy elevado (aproximadamente el 3%), sería suficiente para inferir condiciones próxima a la anoxia -o de bajo contenido en oxígeno- y de conservación de materia orgánica en el fondo marino. La existencia de este tipo de procesos pueden estar tanto ligados a la estratificación y oxigenación pobre de la columna de agua (Jones y Manning, 1994) como inducidos por una alta productividad orgánica primaria. Varios autores sugieren que una termoclina estable inhibe de forma efectiva la mezcla en profundidad, impidiendo la ventilación de las aguas del fondo (Oschmann, 1988; Jones y Manning, 1994; Valdés y Outlieb, 2001). En este sentido, Miller (1990) propone que esta estratificación es debida a diferencias de temperatura y salinidad entre las aguas superficiales y profundas.

5.6.1. ***La estratificación de las aguas y los procesos de anoxia en ambientes oceánicos.*** Un proceso que puede explicar la aparición de un depósito de estas características, asociado a condiciones de condensación, es la formación de aguas profundas con bajos contenidos en oxígeno durante eventos anóxicos oceánicos (OAEs, Arthur y Schlanger, 1979). En estos casos, una marcada estratificación separa las aguas cálidas, bien oxigenadas y de baja salinidad de las masas de aguas profundas y anóxicas, de mayor salinidad y más frías, como sucede en la actualidad en el Mar Negro o tuvo lugar durante el depósito de las *black shales* cretácicas (Handoh et al., 2003). La fuerte estratificación de la columna de agua dificulta o impide la mezcla vertical y, por tanto, la entrada de oxígeno desde el agua superficial. El control inicial que ejerce el ascenso del nivel del mar en la acumulación de materia orgánica en el fondo marino se produce a través del efecto de profundización y el retroceso de la línea de costa, que se traduce en la acumulación de grandes volúmenes de sedimentos en el litoral y en las

posiciones internas de la plataforma. En mares marginales y plataformas continentales, la profundización del medio hace disminuir la frecuencia y magnitud de la ventilación de las aguas del fondo, con el consecuente desarrollo de un ambiente deficiente en oxígeno donde la materia orgánica posee un alto potencial de acumulación y preservación (Arthur y Sageman, 2004). Esta relación entre transgresión y anoxia se ha descrito en numerosos ejemplos holocenos, particularmente donde el aporte de agua dulce al mar era alto, como en el Mar Báltico (Sohlenius et al., 2001), la Cuenca del Cariaco (Piper y Dean, 2002) y el Mar Negro (Arthur y Dean, 1998).

En la actualidad el modelo de la circulación oceánica en el Golfo de Cádiz es de tipo antiestuarino y está dominado por un intercambio de masas de agua a través del Estrecho de Gibraltar. Este intercambio consiste en la salida de una cuña de aguas más salinas y cálidas del Mediterráneo (MOW) al Océano Atlántico (*outflow*), a profundidades algo superiores a los 100 metros, y en la entrada superficial de aguas más frías y menos salinas del Océano Atlántico (NASW) (*inflow*) (Baringer y Price, 1999). Aunque el patrón de circulación no siempre ha funcionado de esta forma, principalmente debido a que la situación de déficit hídrico que experimenta el Mar Mediterráneo en el presente no comenzó hasta el Plioceno inferior (Llave et al., 2006). Algunos trabajos que analizan las asociaciones de los ostrácodos y foraminíferos durante el Mioceno (Benson et al., 1991) sugieren que la entrada de aguas superficiales atlánticas se producía a través del Estrecho Rifeño, mientras que el Estrecho Bético experimentaba la salida de las aguas superficiales mediterráneas al Océano Atlántico a través de la Cuenca del Guadalquivir. Además, la aparición de algunas especies de briozoos de afinidad Mediterránea *(Myriapora truncata*) en los depósitos tortonienses del sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir (Fm. Niebla) suponen una evidencia de corrientes superficiales de aguas con dirección hacia el Oeste antes del inicio de la Crisis de Salinidad Messiniense (Berning et al., 2004; Berning, 2005).

Así, durante el Tortoniense la Cuenca del Guadalquivir constituye uno de los dos corredores que conectan el Mar Mediterráneo con el Océano Atlántico y que, en estos momentos, experimenta una circulación de tipo estuarina en la que las aguas mediterráneas, más calidas y menos salinas, fluían por la superficie hacia el Océano Atlántico; mientras que las frías y salinas masas de aguas atlánticas penetraban en profundidad en el Mediterráneo desde el Oeste (Fig. 23). En el Tortoniense superior el Mar Mediterráneo aún se encontraba comunicado con el Atlántico mediante los Estrechos Bético y Rifeño, si bien en estos momentos ya había comenzado el cierre del primero (Sanz de Galdeano y Vera, 1991; Krijgsman et al., 1999 y 2001; Meulenkamp y Sissingh, 2003; Viseras et al., 2004). En este sentido, el primer cambio en las condiciones hidrográficas del Mediterráneo (incremento en la

salinidad de las aguas y/o enfriamiento), producto de una restricción en la conexión entre este mar y el Océano Atlántico se ha datado cerca del límite Tortoniense-Messiniense (7,2 Ma) y se relaciona con el levantamiento tectónico del estrecho rifeño (Hodell et al., 1994 y 2001). Las dataciones efectuadas en el nivel condensado estudiado mediante foraminíferos planctónicos, isótopos K/Ar en glauconita (Sierro et al., 1990, 1995) y cicloestratigrafía de alta resolución (Ledesma, 2000) indican una edad Tortoniense superior (7,5-8 Ma), lo que demuestra que no existía una circulación anti-estuarina -como la existente en el Estrecho de Gibraltar en la actualidad- durante la formación del nivel de condensación.

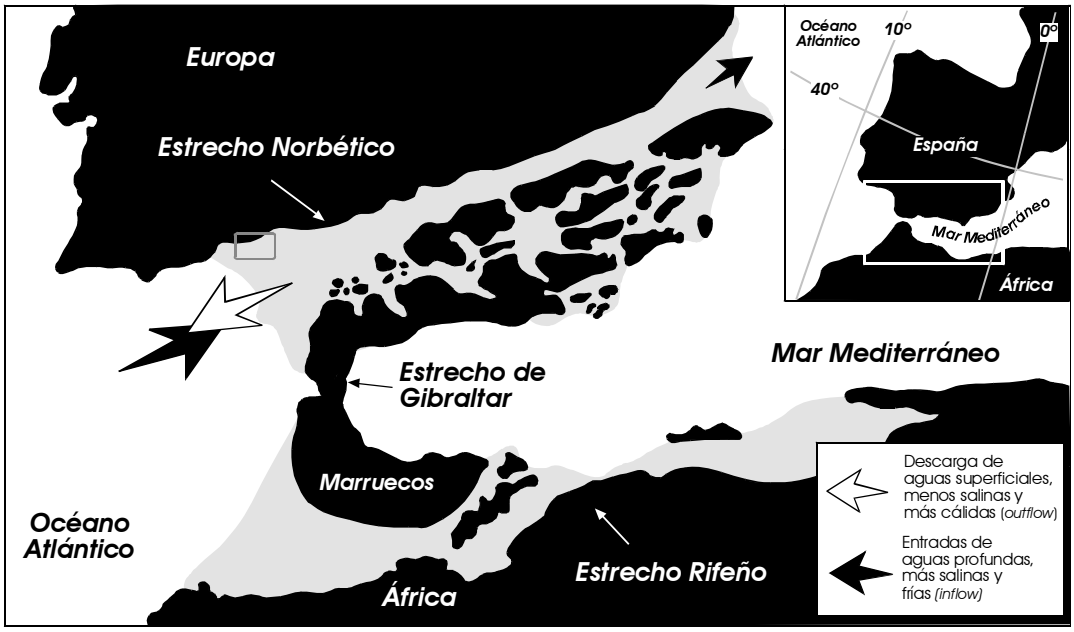


Figura 23. Patrón de circulación de las corrientes en los estrechos Norbético y Rifeño y configuración paleogeográfica del SO de Europa y Norte de África en el Tortoniense. Modificado de Benson et al., (1991) y Warny et al., (2003). Las aguas frías, más salinas y menos oxigenadas procedentes del Atlántico entraban en el Mediterráneo mediante corrientes profundas. El cuadro gris indica la situación de las Secciones estudiadas en Niebla (Sección A1 y A2).

Al contrario de lo que sucede en la situación presente, la estratificación que experimentan las aguas sería más acentuada durante los eventos transgresivos y periodos interglaciares (p.e., Hernández-Molina et al., 2006; Llave et al., 2006): un ascenso del nivel del mar disminuiría aún más un posible déficit hídrico del Mar Mediterráneo que, a la vez, sufriría un aumento del aporte de agua dulce debido a la menor aridez imperante durante de los periodos en los que no se desarrollan casquetes glaciares en los polos (Uriarte, 2003). Por otro lado, el aumento de las temperaturas sería algo más acentuado en una cuenca semi-restringida como el Mediterráneo que en las aguas del Océano Atlántico. La confluencia de estas circunstancias propiciaría una disminución de la densidad de las aguas mediterráneas y una marcada estratificación de estas con las masas de aguas atlánticas, especialmente durante el máximo

transgresivo tortoniense. En cualquier caso, esta diferencia de densidad no sería tan acentuada como en la actualidad, muy realzada por el déficit hídrico que experimenta el Mediterráneo.

Los eventos de anoxia y la acumulación de materia orgánica en los fondos marinos suele producirse durante máximos interglaciares mediante la interrupción o la pérdida de intensidad de la corriente termohalina, cuando la desaparición de grandes masas de hielos en los polos impide el descenso de aguas frías, oxigenadas y salinas en latitudes altas, que posteriormente circulan por los fondos oceánicos (Pettijohn, 1957). Aunque las batimetrías deducidas en este estudio no son suficientemente altas como para aludir a la existencia en la zona de estudio de una corriente termohalina fría y profunda, basándonos en el modelo de circulación actual sí es posible apuntar a la acción de una corriente de contorno, de profundidad intermedia, formada por aguas algo más frías y salinas. Estas corrientes de contorno serían similares a la que actúa en el presente en el Golfo de Cádiz, aunque de sentido contrario y ordenamiento vertical inverso. Según numerosos autores (p.e., Cacho et al., 2000; Llave et al., 2004 y 2006; Hernández-Molina et al., 2006) las fluctuaciones de la intensidad, profundidad y extensión de estas corrientes de contorno en el Golfo de Cádiz han estado influenciadas por los cambios climáticos globales y oceanográficos. El actual modelo paleoceanográfico propone un debilitamiento y somerización de este tipo de corrientes en los intervalos cálidos interglaciares, asociado a una disminución de la densidad y salinidad de las aguas mediterráneas. Una situación paralela pudo darse en el Tortoniense en las aguas atlánticas, que circulaban a profundidades intermedias hacia la Cuenca Mediterránea a través del Corredor Nordbético. El agua atlántica, más profunda, tendería a estancarse y a incrementar su tiempo de residencia, lo que reduciría el contenido en oxígeno e incrementaría el nivel de CO_2. De esta forma, pudo tener lugar un debilitamiento de las corrientes que mueven las masas de aguas a las profundidades correspondientes a la formación de la base del nivel condensado en el sector occidental del área de estudio, lo que dio lugar a la ventilación deficiente del fondo marino. Por tanto, es probable que la formación del ambiente deficiente en oxígeno detectado en esta zona de la Cuenca estuviese controlada tanto por el proceso de profundización que produjo el ascenso del nivel del mar, como por cambios en las condiciones climáticas y en el patrón oceanográfico y/o por las propias condiciones de condensación existentes en el fondo marino.

5.6.2. ***La posibilidad de un proceso de*** **upwelling** ***durante el Tortoniense en el sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir.*** Como se ha mencionado, la formación de glauconita requiere condiciones levemente reductoras para su formación, mientras que la

precipitación de fosfato (y pirita) se produce en medios actuales profundos, cerca de la interfase sedimento-agua, en la zona subóxica próxima al límite redox, y generalmente necesita un gran aporte de materia orgánica al fondo marino (Schenau et al., 2000). En puntos de la plataforma continental externa, donde los sedimentos se caracterizan por elevados contenidos en fósforo autigénico, suelen prevalecer las condiciones reductoras en el medio debido a la acumulación de materia orgánica y las bajas cantidades de oxígeno disuelto. Estas circunstancias suelen asociarse a incrementos de la productividad primaria, en zonas de *upwelling* en las que ascienden nutrientes a la zona eufótica y se produce la sedimentación de materia orgánica en suspensión a la zona bentónica (Ruttemberg y Berner, 1993). Como consecuencia de esta elevada productividad se produce un incremento en la biomasa en el fondo, un ascenso de la tasa de descomposición bacteriana y un gran consumo del oxígeno disuelto en el agua. En estos momentos, las aguas profundas se hacen pobres en oxígeno y el sustrato pasa a estar formado por sedimentos fangosos, oscuros, saturados en H_2S, y acumulados en áreas topográficamente más bajas.

Aunque se ha propuesto que un proceso de *upwelling* débil tiene lugar actualmente en el Golfo de Cádiz debido a una alta productividad orgánica la mayor parte del año (Nomérange, 1998), en el presente el Mar Mediterráneo experimenta una fuerte circulación anti-estuarina. Esto implica una entrada de aguas atlánticas superficiales y una descarga de las aguas densas mediterráneas a través del Estrecho de Gibraltar (ver punto anterior). Sin embargo, esta circunstancia no siempre se produjo de esta forma y existen numerosos trabajos que ponen en evidencia un patrón de circulación contraria durante parte del Mioceno superior. La existencia de procesos de *upwelling* en la Cuenca del Guadalquivir ya ha sido constatada durante el Mioceno medio y superior (Langhiense-Tortoniense) en otros sectores cercanos a su margen activo, cuando la conexión entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo se producía por medio del denominado Estrecho Nordbético (Colom, 1952). La aparición de sedimentos con diatomeas ("moronitas") se interpreta como la formación de un área de alta productividad biogénica ocasionada por corrientes ascensionales de aguas atlánticas frías (*coastal upwelling*), inducidas por la interacción entre estas corrientes y la paleotopografía del estrecho (Bustillo y López-García, 1997). La existencia en esa época de una circulación de tipo estuarino en la zona permite suponer que los nutrientes procedían, inicialmente, de las aguas profundas atlánticas, cuya circulación estaba ligada a situaciones climáticas globales (López-García, 1995). Por lo tanto, no es descartable la acción de procesos de surgencias o *upwelling* en la zona de estudio, aunque atenuados y de naturaleza local, y siempre y cuando existiera un viento fuerte de tierra que provocase un desplazamiento de las aguas superficiales hacia mar y una divergencia en la costa Norte de la Cuenca del

Guadalquivir, tal y como sucede hoy en día en el litoral de Huelva (Moreira y Ojeda 1992). De hecho, algunas especies de foraminíferos planctónicos muy frecuentes en las muestras estudiadas se asocian a aguas frías y ricas en nutrientes, como *Globorotalia bulloides* o *Neogloboquadrina acostaensis* (Sierro et al., 1999).

La conexión directa de la cuenca mediterránea con la atlántica permitió la llegada de aguas oceánicas de profundidad intermedia, ricas en nutrientes y CO_2 y empobrecidas en oxígeno. Este proceso pudo intensificar la producción primaria superficial mediante un proceso de surgencia de aguas ricas en nutrientes inducido por la topografía, al mismo tiempo que se añadían masas de agua deficientes en oxígeno a zonas profundas de la cuenca (Fig. 24). La formación de depósitos calcáreos con contenidos moderados en materia orgánica como los descritos en la zona de estudio, formados durante intervalos transgresivos y asociados a bajas tasas de sedimentación terrígena y de nutrientes aportados desde los ríos a la cuenca, generalmente se interpretan como producto de procesos muy lentos de enterramiento de materia orgánica, con bajos contenidos en H_2S en el medio. En estos casos, la remineralización de la materia orgánica por parte de organismos aeróbicos es más efectiva que en el caso de pizarras negras o sapropeles y la sedimentación orgánica no es especialmente intensa por lo

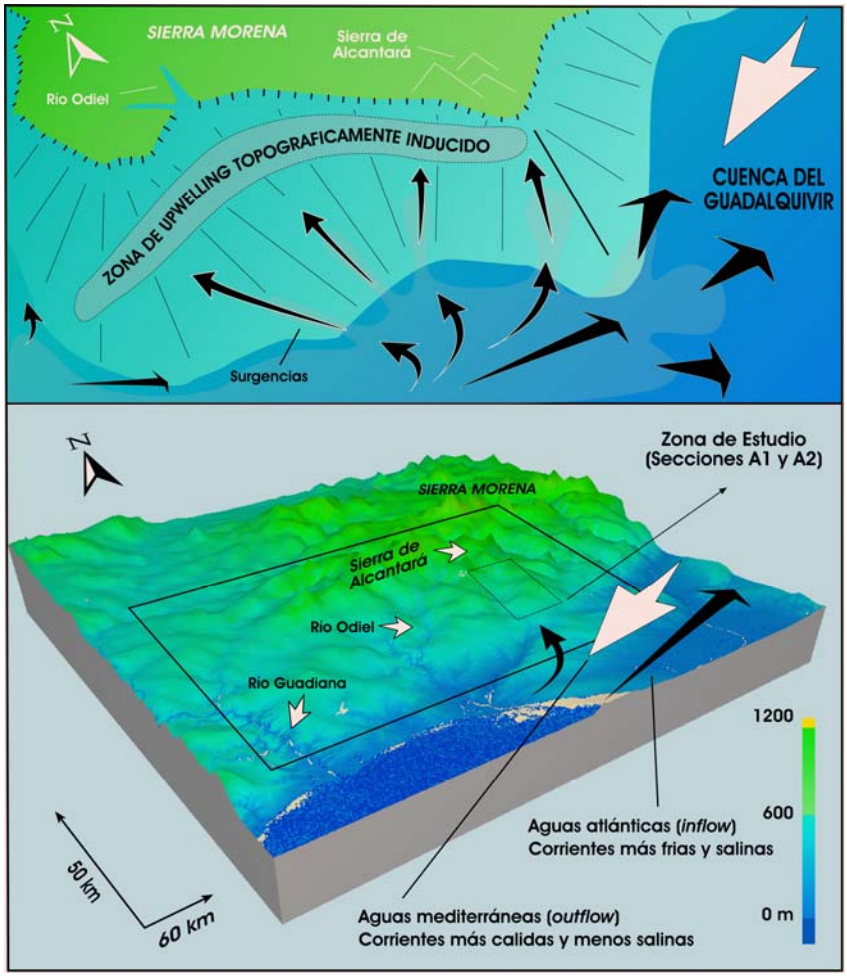


Figura 24. Reconstrucción del posible proceso de *upwelling* inducido por la topografía en el inicio de la Cuenca del Guadalquivir durante la entrada de las aguas atlánticas profundas (arriba) y modelo tridimensional de elevaciones del terreno de la costa atlántica de Huelva, donde se muestra la configuración geográfica de Sierra Morena en la zona de estudio (abajo). Obsérvese la paleobahía que define las estribaciones de Sierra Morena en su sector suroccidental y la constricción que experimentarían las corrientes al entrar en la cuenca hacia el Noreste. Las flechas blancas indican la dirección de las corrientes mediterráneas superficiales y las flechas negras la dirección de las corrientes atlánticas profundas.

que, de producirse, el proceso de surgencia no debió ser muy importante ni constante en el tiempo (Arthur y Sageman, 2004). El dominio de las asociaciones de plancton calcáreo oligotrófico y la ausencia de microfósiles silíceos suponen otras evidencias en este sentido.

5.6.3. ***Resumen.*** El contexto paleogeográfico descrito en la cuenca y las condiciones ambientales deducidas durante el depósito del nivel condensado es muy parecido al modelo 4 y podría presentar ciertas similitudes con el modelo 3 propuesto por Arthur y Sageman (1994) (Fig. 25). El modelo 4 se ha descrito, entre otros lugares, en cuencas pequeñas con grandes volúmenes de aporte de agua dulce, como el Mar Báltico, en las que se produce el depósito de fangos ricos en materia orgánica y un empobrecimiento de oxígeno como resultado de una estratificación salina y/o térmica de las aguas. En estos momentos, las condiciones del fondo se hacen dióxicas y el contenido en materia orgánica en el sedimento puede oscilar entre 1 y 7%. Estos medios suelen ser muy dinámicos, con frecuentes oscilaciones en la posición del límite redox en función de cambios climáticos de naturaleza estacional o de mayor escala, de la producción biológica, de la estratificación de las aguas o de la acción de corrientes de fondo. Por otro lado, el modelo 3 se caracteriza por la existencia de zonas de *upwelling* en márgenes continentales que exportan grandes cantidades de materia orgánica pelágica a la zona bentónica debido a una alta productividad. Este modelo está descrito en la plataforma de California, en medios marinos abiertos, con profundidades cercanas a los 500 m, donde las aguas son predominantemente dióxicas y el límite redox suele encontrarse cerca de la interfase sedimento-agua. La elevada productividad conduce a la descomposición de bacterias y metazoos y al consumo del oxígeno disuelto en la columna de agua (dioxia o anoxia). Lógicamente la zona de oxígeno mínimo tiende a ser ancha y a alcanzar mínimos muy acusados. En algunos casos la tasa de aporte de restos orgánicos es tan alta que el oxígeno se puede agotar totalmente en la zona de oxígeno mínimo. Generalmente desarrollan altos contenidos en materia orgánica total (TOC) en el sedimento (>22%) y etapas de anoxia en la que desaparece la vida del fondo marino. En los márgenes continentales esta capa de oxígeno mínimo suele coincidir con el talud superior o la plataforma externa.

El nivel de oxigenación de las aguas de fondo es función del balance entre productividad de exportación -que regula la tasa de consumo de oxígeno en la columna en función del mayor o menor aporte de restos orgánicos que deben ser oxidados- y la tasa de aporte de oxígeno nuevo que llega a través de las corrientes de agua profunda e intermedias. Por ejemplo, en una cuenca pequeña como la del Guadalquivir, si la tasa de renovación de aguas profundas es muy lenta, una productividad media relativamente baja puede llegar a agotar

totalmente el oxígeno del agua profunda de esa cuenca, ya que el aporte de este elemento desde la superficie es muy lento. Por tanto, es muy probable que las condiciones constantes pobres en oxígeno estuvieran propiciadas fundamentalmente por el máximo transgresivo y estratificación de las aguas más que a tasas de sedimentación orgánica muy elevadas, en un medio donde el contenido de oxígeno disuelto en el agua era, de forma intermitente, inferior al necesario para oxidar y degradar toda la materia orgánica acumulada en el fondo. Por otro lado, y a la luz de las características del depósito estudiado y su contexto geográfico de formación, no podemos descartar la existencia de una zona de productividad orgánica moderada inducida por la interacción de las corrientes atlánticas de profundidad intermedia con la topografía de la cuenca.

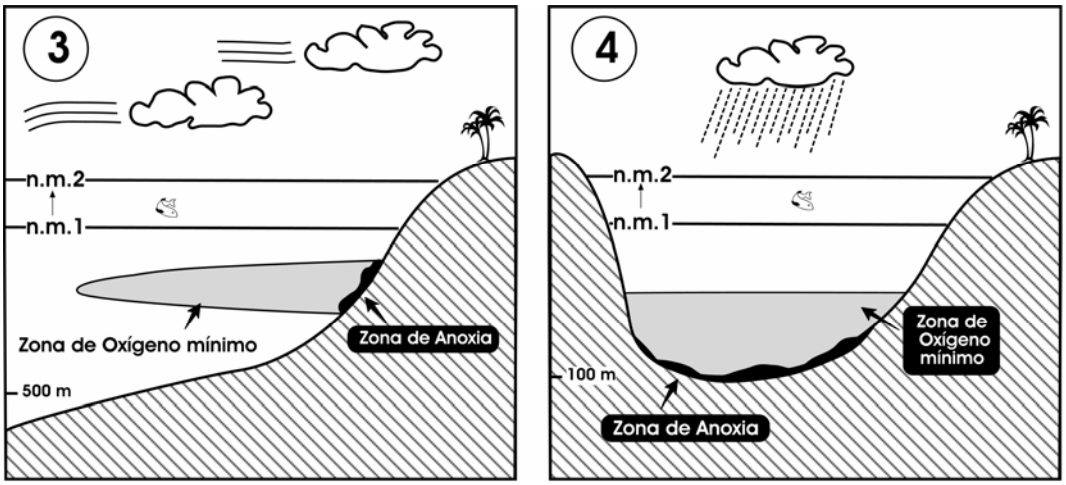


Figura 25. Modelos 3 y 4 propuestos por Arthur y Sageman (1994) para la formación de depósitos ricos en materia orgánica en medios marinos, en los que se resume el contexto de formación de ambientes similares al caso de estudio en los que se produce un empobrecimiento en oxígeno, que conducen a la anoxia, inducidos por la profundización del medio, la paleotopografía y una alta productividad orgánica en zonas de plataforma.

Sin embargo este modelo no se mantuvo constante en el tiempo en la Cuenca del Guadalquivir ya que existen indicios de periodos intermitentes en los que se produjeron cambios ambientales del medio y una tendencia general hacia un incremento del contenido en oxígeno en la columna de agua. Las condiciones alternantes de oxigenación del fondo (dióxicas-anóxicas) en los niveles condensados estudiados habrían quedado registradas mediante el contenido en Ce en las glauconitas y la presencia, en todas las muestras estudiadas, tanto de asociaciones de foraminíferos que toleran condiciones bajas en oxígeno como de otras asociaciones que denotan condiciones ambientales algo más adecuadas para el desarrollo de la fauna bentónica. Esta característica ya ha sido descrita en los sapropeles mediterráneos (Casford et al., 2003; Stefanelli et al., 2005) y en las pizarras negras cretácicas y jurásicas (Friedrich et al., 2005), indicando la existencia de condiciones, al menos intermitentes, de oxigenación en el fondo. Una mayor concentración de oxígeno en el

ambiente puede asociarse a la acción de tormentas, pequeños descensos del nivel del mar o incluso modificaciones en el patrón de circulación de corrientes debido a cambios climáticos de alta frecuencia que conduzcan a la homogenización de la columna. En este sentido, las características de las aguas mediterráneas superficiales, menos salinas y más calidas, descargadas al Océano Atlántico desde el Guadalquivir pudieron estar moduladas por ciclos astronómicos de alta frecuencia. Estos ciclos climáticos consistirían en la alternancia de periodos de climas cálidos y estacionalmente húmedos, y de periodos más áridos y fríos, similares a los descritos en la formación de sapropeles durante el Messiniense en la Cuenca de Sorbas y otras Cuencas Mediterráneas (p.e., Hilgen, 1991a, b; Sierro et al., 1999; Vázquez et al., 2000).

La existencia de ciclos orbitales climáticos húmedos-áridos de escala regional, inducidos por cambios en la precesión de la configuración orbital de la Tierra, se ha registrado antes, después y durante la Crisis de Salinidad Messiniense en todo el Mediterráneo (Rossignol-Strick, 1985; Santarelli et al., 1998). Así, es probable que existiese un control climático sobre el desarrollo intermitente de condiciones de oxigenación y anoxia en el fondo marino. Los modelos previos y nuestros datos sugieren dos escenarios posibles que controlaron la sedimentología y las características fisico-químicas de la columna del agua (Fig. 26), con cambios periódicos en las asociaciones de (icno)fauna y en la geoquímica de sedimentos. En tiempos de precesión mínima, cuando el perihelio (la mínima distancia con el Sol) coincide con el verano en el hemisferio Norte, se produjeron las condiciones más pobres en oxígeno bajo un marco climático cálido y húmedo. Modelos recientes han propuesto un gran incremento en las precipitaciones estivales para el hemisferio Norte en tiempo de precesión mínima (Kutzbach y Webb, 1993). Las lluvias intensificaron la descarga de agua dulce, de materia orgánica y arcillas al Mar Mediterráneo y a la propia Cuenca del Guadalquivir, acentuando la estratificación de la columna de agua. Estas condiciones favorecieron la formación de una capa superficial de agua más calida y menos salina, y el desarrollo de una termoclina muy estable, lo que condujo a una ventilación deficiente de las aguas atlánticas. La mezcla vertical de agua quedo prácticamente inhibida y prevalecieron las condiciones de anoxia o dioxia por debajo de las aguas mediterráneas, especialmente en las primeras etapas de la transgresión, donde las asociaciones de foraminíferos bentónicos pudieron estar puntualmente dominadas por taxones adaptados a ambientes con contenidos muy bajos en oxígeno, como *Heterolepa bellincioni*, *Orthomorphina tenuicostata* y *Margulina costata*. Al mismo tiempo, la estratificación de las aguas contribuyó a mantener ambientes más estables de la capa superficial de agua, donde proliferarían las asociaciones de foraminíferos oligotróficos como *Globigerinoides obliquus* y *Orbulina universa*. Los nutrientes aportados

desde los ríos habrían sido rápidamente consumidos por el fitoplancton, manteniendo la superficie del agua empobrecida en nutrientes la mayor parte del tiempo (Sierro et al., 1999).

En momentos de precesión máxima las condiciones se hicieron más secas y frías. El incremento de la aridez afectó al balance entre precipitación y evaporación de la cuenca, provocando un incremento de la salinidad media de la capa superficial de aguas mediterráneas y la reducción del gradiente vertical de densidad entre aguas someras y profundas. De esta forma, la estratificación de la columna de agua se rompe y se favorece el bombeo de aguas profundas, ricas en nutrientes, hacia la zona fótica, donde incrementa de forma brusca el contenido en fauna planctónica eutrófica formada por taxones como *Globigerina bulloides* o *Neoglobocuadrina acostaensis*. A la vez, por medio del desarrollo de corrientes verticales de convección movidas por diferencia de densidad, la homogenización de la columna de agua conduce a la renovación de las aguas profundas a las que son aportadas las cantidades de oxígeno suficiente como para remineralizar la materia orgánica y permitir la recolonización del fondo por parte de la fauna bentónica adaptada a vivir en condiciones de oxigenación normal y/o subóxicas.

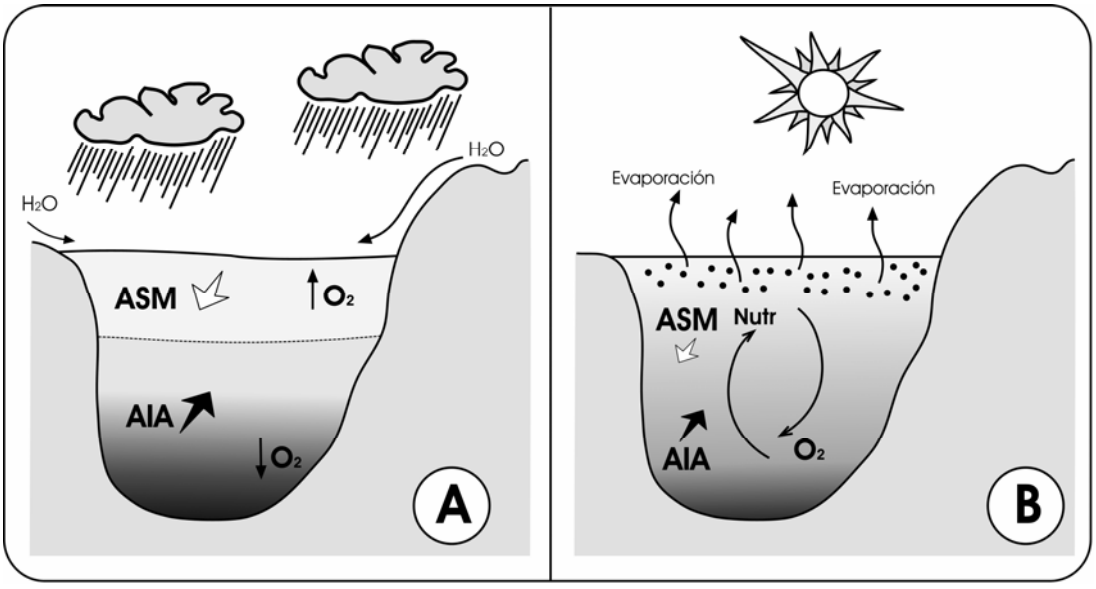


Figura 26. Esquema de los dos posibles escenarios climáticos reinantes durante la formación de los niveles condensados en la Cuenca del Guadalquivir. (A) Periodos de precesión mínima. Incremento de las precipitaciones y estratificación de las aguas, que conduce a una ventilación deficiente del fondo. (B) Periodos de precesión máxima. Incremento de la aridez y homogenización de la columna de agua y mejor oxigenación del fondo marino.

De esta forma, la homogenización de la columna de agua y una mejor oxigenación del fondo pudo producirse de forma intermitente en la Cuenca del Guadalquivir propiciada por cambios climáticos de alta frecuencia en la región Mediterránea aunque, considerando las características del sedimentos, las condiciones ambientales fueron predominantemente

subóxicas. Por otro lado, no es descartable que la influencia de ciclos glacio-eustáticos de orden mayor, como los inducidos por los cambios en la oblicuidad del eje terrestre, también pudieran interferir en la estratificación de las aguas mediante cambios en la densidad de las aguas oceánicas o en las condiciones de confinamiento de la cuenca, tal y como sucedió en el Mar Rojo o en el propio Mar Mediterráneo durante el Mioceno superior (Hemleben et al., 1996).

5.7. ¿Es *Ophiomorpha puerilis* un posible indicador de ambientes subóxicos?

Las características detalladas para el tramo inferior del nivel condensado en Niebla, aproximadamente en el primer metro del depósito, parecen ser propias de un medio con valores reducidos de oxígeno, tal y como se ha descrito en los puntos previos. Según Savrda y Bottjer (1986), el bajo índice de icnofábrica, la ausencia de macrofauna y las pequeñas dimensiones de las galerías reconocidas en estos sedimentos son características propias de aguas profundas, poco oxigenadas o disaeróbicas (Fig. 26). La icnoasociación registrada en los tramos inferiores, formada por *Ophimorpha* aff. *O. puerilis* y galerías de anélidos atribuidas al icnogénero *Cylindrichnus* apoyan parcialmente esta hipótesis. Recientemente, la asociación de *O. puerilis*, *Cylindrichnus helix* y *O. nodosa* ha sido descrita por Gibert et al., (2006) en el Pleistoceno de Brasil. Estos autores interpretan el conjunto de pistas como representativo de un microecosistema formado en las galerías de crustaceos thalassinoideos bajo la interfase sedimento-agua, en un medio marino somero y sustrato arenoso fino bien seleccionado. En estos complejos, la actividad bacteriana era muy elevada, favorecida por la entrada de nutrientes, aguas bien oxigenadas y la materia orgánica acumulada en las paredes de las galerías de *O. nodosa*. La situación era explotada por algunos organismos, especialmente en las paredes de las madrigueras donde proliferaban los gusanos comensales, cuya actividad queda registrada mediante *C. helix*, y pequeñas larvas de crustáceos -registradas mediante *O. puerilis*- que encontraban fuentes de alimentos y protección de los depredadores dentro del sustrato.

En los afloramientos estudiados, en las cercanías de Niebla, se ha encontrado una icnoasociación muy similar, si bien en la parte basal de los niveles muestreados las pistas de grandes dimesiones se encuentran practicamente ausentes (Fig. 26). Por otro lado, las condiciones ecológicas parecen ser radicalmente opuestas. Como se ha mecionado con anterioridad, el bajo índice de icnofábrica y las pequeñas dimensiones de las galerías encontradas, así como otras evidencias tales como la presencia de cristales de pirita y fosforita, la geoquímica de sedimentos y la asociación de foraminíferos bentónicos, apuntan hacia la

existencia de un medio marino profundo, de fondos limosos y sometido temporalmente a bajos contenidos de oxígeno disuleto en agua por acumulación de materia orgánica. En estas condiciones ambientales es probable que los organismos productores de las galerías de mayor tamaño que albergaban esta microicnocenosis en el Pleistoceno de Brasil hubiesen visto superado su umbral de supervivencia. Así, tanto las larvas de crustáceos como los gusanos, organismos que por su tamaño presentan un umbral de supervivencia más elevado y alta capacidad de transporte, ante la ausencia de grandes estructuras que las albergasen construyeron sus madrigueras directamente en la superficie del sustrato marino o dentro de las galerías pequeñas de mayores dimensiones. En ese sentido, Rhoads y Morse (1971) sugieren que cuando la concentración de oxígeno disuelto disminuye en el agua, el tamaño de los organismos que habitan el sustrato también disminuye. Además, Rhoads (1975) predice que el tamaño de las estructuras biogénicas producidas por los mismo organismos también debería disminuir. En este caso en concreto, los anélidos productores de *Cylindrichnus*, de menores dimensiones que el caso del Pleistoceno de Brasil, en vez de explotar las muros de *O. nodosa* se encuentran aglomerados, cortando masivamente y colonizando las paredes de *O. puerilis*, probablemente mostrando una relación de comensalismo entre gusanos y crustáceos similar a la descrita por Gibert et al., (2006).

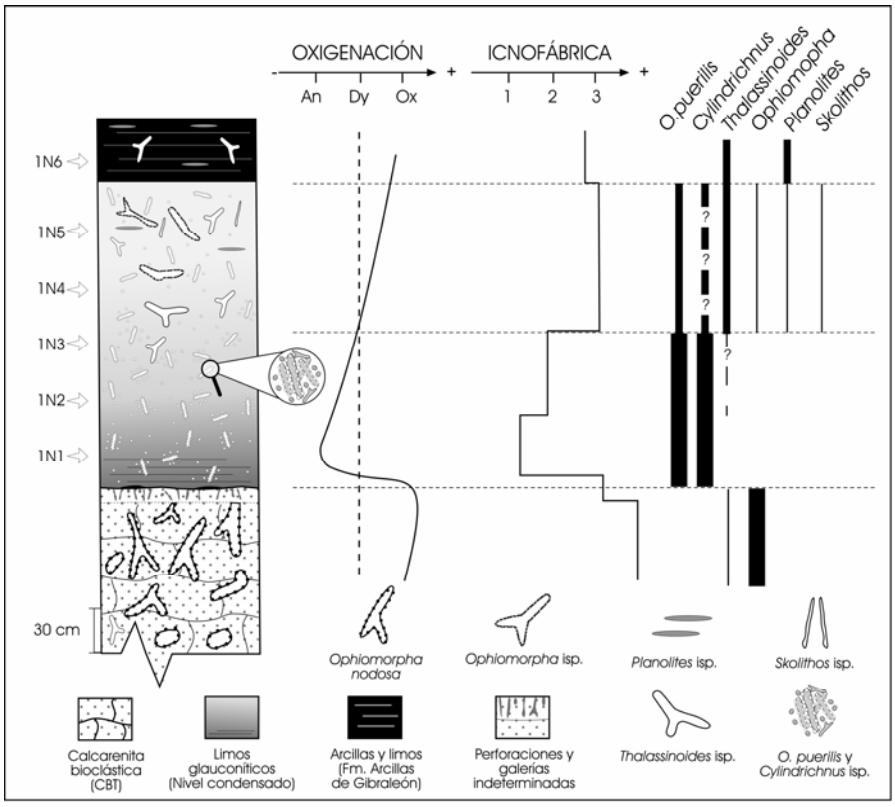


Figura 26. Evolución vetical de la icnoasociación, índice de icnofábrica (según Droser y Bottjer, 1986) y contenido deducido en oxígeno del medio en la Sección A1. An. Medio Anóxico. Dy. Med. Dioxíco. Ox. Med. Óxico.El grosor de los rectángulos negros indica la abundacia relativa de los icnotaxones.

La aparición de *Ophiomorpha* en medios marinos profundos no es rara y ha sido descrita en otras ocasiones (p.e. Mieras et al., 1993; Tchomachenko y Uchman, 2001), y en ocasiones

puede estar asociada a una colonización o reclutamiento larvario masivo desde medios más someros (Miller, 1991). La gran mayoría de thalassinoideos, así como casi todos los crustáceos, poseen una etapa de vida planctónica y larvaria (p.e. Frey y Howard, 1975). Por ejemplo, el icnogénero *Thalassinoides*, atribuido al mismo tipo de organismo productor que *Ophiomorpha*, se ha reconocido desde medios intermareales a medios de plataforma externa (p.e. Pemberton et al., 1976; Bromley, 1990), e incluso a profundidades superiores a los 3000 metros (Wetzel, 1981). La amplía distribución actual de larvas de crustáceos en regiones costeras sugieren que las larvas y organismos juveniles de callianásidos sólo pueden llegar a depositarse en medios marinos profundos, pobres en oxígeno, a través de tormentas o corrientes de retorno o otros tipos de corrientes profundas que las transportasen hacia el interior cuenca.

Las diferencias descritas entre el caso recogido por Gibert et al. (2006) en Brasil y el estudiado en este trabajo, podrían atribuirse a una mala preservación de las galerías de mayores dimensiones de *Ophiomorpha*, lo que no es descartable debido a las condiciones de afloramiento. Cabe la posibilidad que el organismo productor de las galerías y pistas de las secciones estudiadas en Niebla y descritas en Brasil sea distinto, aunque con toda seguridad se trate de alguna especie de crustáceo thalassinoideo, dado el refuerzo pelletoidal que muestran la mayor parte de las pistas (Frey et al., 1978). Otra explicación posible consiste en la sustitución de las galerías de *O. nodosa* que alberga la icnoasociación *O. puerilis* y *Cylindrichnus,* por otras del icnogénero *Thalassinoides*. En este caso, existen referencias previas que describan la existencia de pequeñas galerías de *Thalassinoides* acompañando galerías de mayores dimensiones (Howard, 1966), por lo que no es descartable que un comportamiento similar pueda registrarse en este icnogénero. En las muestras estudiadas se han observado, además, galerías aisladas de *Thalassinoides* junto a *O. puerilis* y numerosas galerías similares en morfología y tamaño a *O. puerilis,* pero que carecen de algún tipo de revestimiento y que presentan ramificaciones en Y (ver capítulo 6). Tal circunstancia podría llevarnos a la existencia de una nueva especie de *Thalassinoides* afín a *O. puerilis*, aunque este caso debe ser estudiado con mayor profundidad.

En los últimos años se han publicado algunos estudios sobre la tolerancia a ambientes bajos en oxígeno de larvas de crustáceos y ejemplares juveniles actuales de este grupo, que muestran mecanismos adaptativos de compensación ante condiciones de hipoxia crónica, como la aceleración del ritmo cardiaco y respiratorio (Wilkes y McMahon, 1982; McMahon, 2001). La existencia de mecanismos de supervivencia probados en estadios ontogénicos primarios en crustáceos, los bajos requerimientos en oxígeno disuelto en el agua marina necesarios para organismos de dimesiones tan reducidas (Gallardo et al., 2004) y la

versatilidad observada en el desarrollo morfológico y fisiológico larvario ante diferentes condiciones ambientales (Reiber y Harper, 2001) demuestran la capacidad que poseen estos organismos de sobrevivir en un amplio abanico de condiciones ambientales y medios. Por otro lado, la capacidad de estos organismos de sobrevivir a condiciones dióxicas es abordado por Grimm y Föllmi (1994), que analizan el significado de la icnoasociación *Thalassinoides-Gyrolithes* en ambientes marinos empobrecidos en oxígeno en facies oligo-miocenas de Mexico. Estos autores llegan a la conclusión de la existencia de procesos de colonización de medios profundos por parte de crustáceos callianásidos -transportados mediante flujos gravitacionales de sedimentos- y proponen la existencia de algunos mecanismos fisiológicos de supervivencia de estos organismos en este tipo de ecosistemas hipóxicos, así como un posible comportamiento oportunista de los crustáceos callianásidos, capaces de modificar sus estrategias de vida y alimentación en condiciones ambientales adversas. Todas estas circunstancias no hacen más que subrayar la distribución comospolita y la amplia adaptablidad que pone de manifiesto este grupo. De confirmarse esta posibilidad, la icnoespecie *O. puerilis* podría ser considerada como un indicador de medios marinos con bajos contenidos en oxígeno, siempre y cuando aparezca en circunstancias similares a las aquí descritas, a pesar de que actualmente no existen referencias que describan comunidades de callianásidos que prosperen en medios marinos profundos pobres en oxígeno. En lo referente a los anélidos poliquetos productores de *Cylindrichnus*, los trabajos más recientes las asocian este icnogénero a gusanos terebellideos que en la actualidad construyen galerías con fuertes revestimientos y laminaciones concentricas (Aller y Yingst, 1978), lo que sugiere una continua reexcavación de la madriguera y raspado/rastrillaje de sus paredes (Gibert et al., 2006). Según Arthur y Sageman (1994), en medios dióxicos formados en plataformas marinas y mares epíricos, los anélidos poliquetos poseen la mayor diversidad y abundancia dentro de la comunidad bentónica en estos ambientes (Hartman y Barnard, 1958), llegando a ser el único organismo capaz de colonizar el sedimento con valores de oxígeno disuelto en agua inferiores a 0,3 ml/l (Thompson et al., 1985).

En la parte superior del nivel condensado (Fig. 26), la nueva icnoasociación formada por *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* (?), *Planolites* y *Skolithos*, y donde persite *O. puerilis*; la aparición de galerías de mayores dimesiones y el aumento del índice de icnofábrica indican, al igual que en la Sección B, el regreso a condiciones más propicias para la vida de la macrofauna, en medios con mayor diversidad (Savrda y Bottjer, 1986). Las malas condiciones de afloramiento no permiten observar si en este caso existe relación directa entra las macrogalerías y *O. puerilis*. Esta circunstancia tambíen se hace patente en la disminución del porcentaje de cristales de pirita y fosforita hacia el techo del depósito, en la evolución de las

asociaciones de foraminíferos bentónicos y ostrácodos, y en las carácterísticas geoquímicas del sedimento a través de la atenuación de la anomalía en Ce.

5.8. Fases de desarrollo y modelo propuesto para la formación del nivel condensado Tortoniense en la Cuenca del Guadalquivir

En función de las características y procesos descritos durante la formación del nivel condensado podemos distinguir cuatro etapas en su formación y evolución (Fig. 27 a 29).

5.8.1. *Situación inicial* (Fig. 27). En el sector occidental de la cuenca, en la Sección A, se produce la transgresión, acompañada por un incremento brusco de la profundidad en una rampa homoclinal, de sedimentación mixta, que partía de una batimetría cercana a los 70 metros. En el sector central de la cuenca, en la Sección B, este proceso se registra en un medio marino somero, adyacente a un sistema deltaico activo, a una profundidad inferior a los 50 metros.

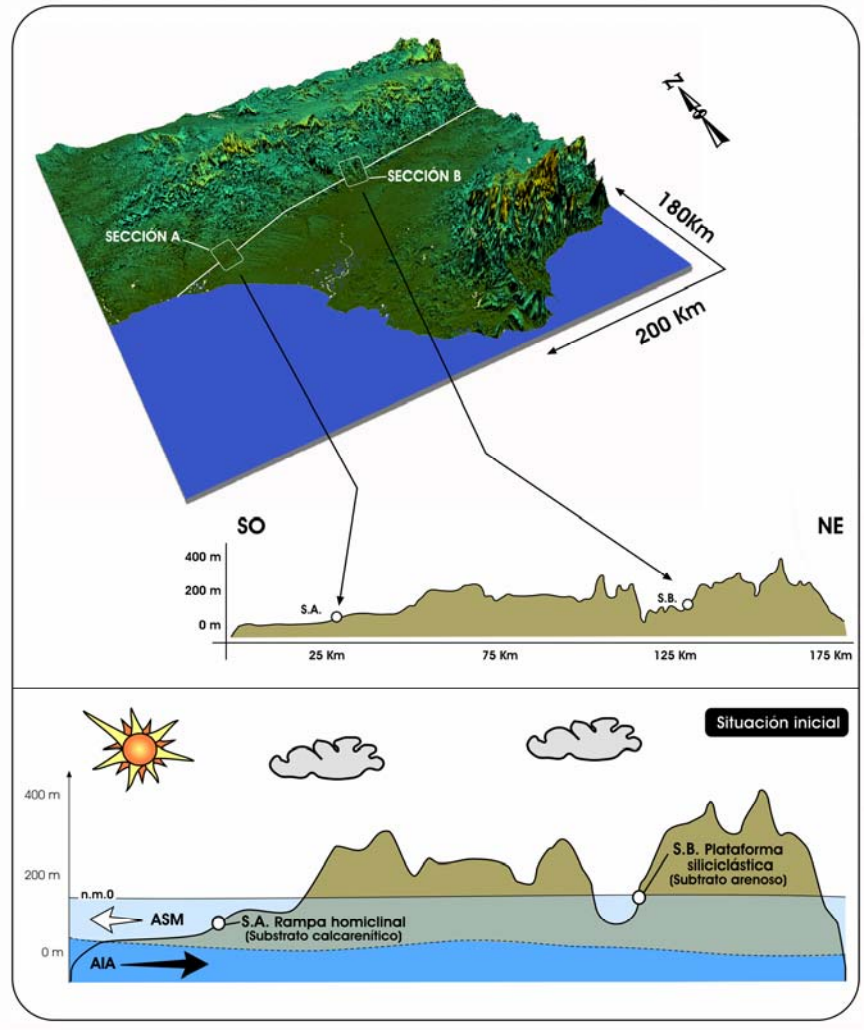


Figura 27. Modelo tridimensional y corte topográfico en el que se muestra la localización actual en las dos secciones estudiadas en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir y se sitúan en relación al nivel del mar deducido para el momento de su formación.

5.8.2. *Primera etapa* (Fig. 28). La extensión areal del *hardground* descrito durante el Tortoniense en la Cuenca del Guadalquivir está limitada al Sector Occidental de la cuenca, donde el tipo de sustrato, el patrón de circulación de corrientes y la paleotopografía favorecieron su formación. En la rampa homoclinal de Niebla el desarrollo del *hardground*, junto a la inhibición de la tasa de sedimentación, fue propiciada por el inicio de una importante transgresión a escala global. Inicialmente, un incremento en la profundidad y la "hambruna" sedimentaria asociada al ascenso del nivel del mar favorecieron la formación de una superficie sedimentaria de omisión. En estas condiciones se inicia la cementación temprana de calcita en los poros y galerías generadas en el techo del depósito por la acción de organismos y procesos de disolución. El contacto con las masas de aguas atlánticas frías y salinas, ricas en CO_2 y nutrientes, dio lugar a la formación de la calcita fibro-prismática rica en inclusiones. La litificación temprana fue favorecida por un sustrato permeable, donde el flujo de aguas frías circulaba a través de la parte superior del sedimento. Se deduce una profundidad cercana a los 100 m para la Sección A2 en esta etapa.

En la Sección B también se registra una profundización brusca del medio, aunque en esta primera fase no se alcanzan la profundidad intermedia correspondiente a las masas de aguas atlánticas. El techo del sustrato, de naturaleza siliciclástica, experimenta el inicio de las condiciones de condensación y una intensa actividad bioturbadora a una profundidad próxima a los 60 metros. En ambas secciones pueden observarse en la base del nivel condensado cantos de cuarzo y fragmentos de moluscos (ostreidos y pectínidos) y cirrípedos, así como minerales pesados, que se interpretan como depósitos residuales acumulados en el muro durante las primeras fases de la transgresión.

5.8.3. *Segunda etapa* (Fig. 28). Corresponde a la formación de las muestras 2N1 y GV1 y se produce de forma inmediatamente posterior a la primera etapa. En el sector occidental de la cuenca (Sección A2) la profundización brusca y el estancamiento de las aguas profundas conducen a la acumulación de materia orgánica en el fondo y a un déficit de oxígeno, que llegan a causar condiciones de anoxia en los primeros momentos de formación del nivel condensado. Este evento de anoxia se registra mediante la anomalía en Ce detectada en la glauconita y la aparición en estas muestras de algunos taxones de foraminíferos característicos de aguas muy mal oxigenadas. Al mismo tiempo, la cementación marina del sustrato continúa y se intensifica la actividad bioerosiva de organismos, lo que da lugar a la formación de múltiples perforaciones y cavidades en los primeros centímetros del techo de la calcarenita. La acumulación de materia orgánica en la superficie del sustrato y dentro de sus cavidades fomentó el desarrollo de mantos de bacterias heterótrofas, que proliferaron en ambientes con

bajos contenidos en oxígeno y anóxicos. La precipitación de micrita y fosforita en el techo del sustrato calcarenítico se asocia a la formación de estas comunidades bacterianas. En este sentido, se ha propuesto un modelo mixto en el que se generaría una ventilación deficiente del fondo como producto de la estratificación de las aguas que circulaban por la cuenca siguiendo un patrón de circulación estuarino, sumado a un proceso de atenuado de surgencia inducido por la topografía y la ascensión de corrientes ricas en nutrientes.

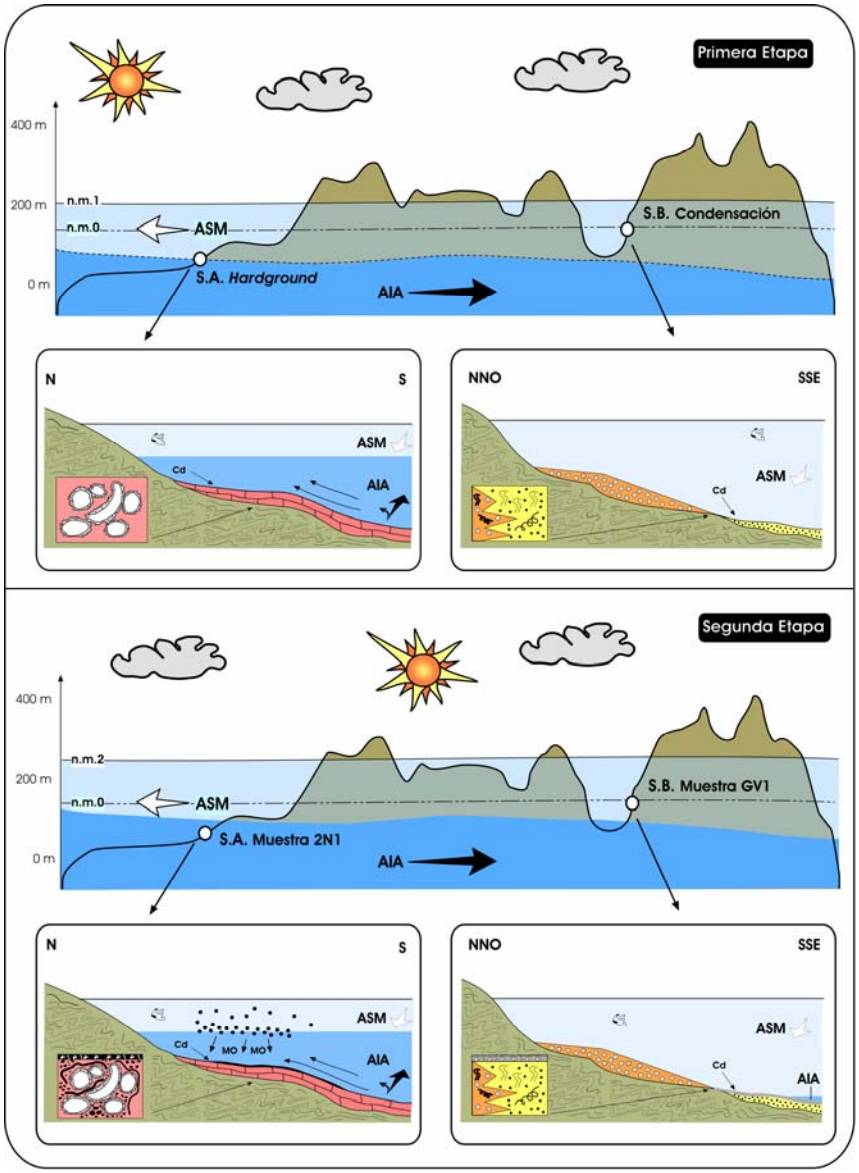


Figura 28. Etapas diferenciadas durante la formación del *hardground* marino y de las muestras inferiores del nivel condensado en las secciones estudiadas (ver explicación en texto). La escala vertical está referida exclusivamente a la profundidad del medio. MO, Materia orgánica. Fm. Arc. Gibr. Formación Arcillas de Gibraleón. ASM, Aguas superficiales mediterráneas; AIA, Aguas intermedias atlánticas.

Ambas circunstancias pudieron deberse a un cambio regional en los patrones de circulación y es probable que estuviesen modulados por ciclos climáticos de alta frecuencia. Los sedimentos depositados en esta etapa, que definen los primeros centímetros del nivel condensado, están formados en su mayoría por granos de glauconita, foraminíferos planctónicos y, en menor medida, por ostrácodos, restos de peces y pellets. El índice de icnofábrica es extremadamente bajo. Los únicos indicios de organismo infaunales son las

pequeñas galerías de crustáceos y anélidos encontradas en la parte basal del nivel condensado y en la costra fosfato-férrica que tapiza el techo de la Fm. Niebla.

5.8.3. *Tercera etapa* (Fig. 29). Corresponde a la formación de las muestras 2N2-2N3 y GV2-GV3, en la parte media y alta del nivel condensado. Las muestras 2N2 y GV2 podrían haberse formado a profundidades máximas comprendidas entre los 100 y 150 metros, mientras que los sedimentos de las muestras 2N3 y GV3 se depositaron a profundidades mucho mayores, comprendidas entre los 250 y 300 m.

En el sector occidental de la Cuenca prevalecen las condiciones deficientes en oxígeno y la estratificación de las aguas. Estas circunstancias provocaron la existencia de un ambiente predominantemente dióxico durante esta etapa de evolución del nivel condensado, tal y como indican las asociaciones faunísticas y las características mineralógicas y geoquímicas del sedimento. De nuevo, la única evidencia de macrofauna encontrada en estos sedimentos son las pequeñas galerías de *Ophiomorpha puerilis* y *Cylindrichnus*, asociadas a la actividad bioturbadora de crustáceos en estadios juveniles o larvarios y de anélidos poliquetos de pequeñas dimensiones, respectivamente. La aparición de algunas especies de foraminíferos que requieren medios mejor oxigenados registra la existencia de etapas intermitentes de oxigenación de las aguas profundas, similares a las descritas en la fase anterior. En esta etapa se produce la precipitación de glauconita sobre el fondo y la sedimentación mayoritaria de caparazones de foraminíferos planctónicos y otros restos de vertebrados marinos (ictiolitos). El bajo porcentaje de sedimentos terrígenos que contienen los sedimentos apunta hacia una continuidad en las condiciones de bajas tasas de sedimentación detrítica, a la vez que se experimentaba una progresiva profundización del medio.

La desaparición de las condiciones de anoxia y la mejor oxigenación de las aguas del fondo podría asociarse a un predominio de las condiciones áridas y frías que conducen a un debilitamiento de la termoclina y a la homogenización de las aguas. En este sentido, Calvo et al. (1993) describe un leve descenso de temperaturas y un incremento de la aridez en el tránsito entre el Tortoniense superior y Messiniense (ver capítulo 2). Otras posibles causas que justificarían una mejor oxigenación de las aguas son una reactivación de las corrientes atlánticas intermedias, inicialmente estancadas durante el comienzo del máximo transgresivo en la primera etapa, o una disminución de la productividad primaria en las aguas superficiales -tal y como denota el descenso en el contenido en P y de materia orgánical LOI en la parte media y alta del tramo condensado-. Estas circunstancias podrían explicarse a través de un cambio en las condiciones oceanográficas o mediante la profundización que registra el medio

sedimentario, que se produce en paralelo a la retirada de la costa hacia posiciones cada vez más septentrionales. De esta forma, el área de *upwelling* y de alta productividad orgánica pudo haberse trasladado hacia el Norte durante esta etapa, estando sometidas las secciones estudiadas a tasas de sedimentación de materia orgánica más bajas que al principio. En estas condiciones, la disponibilidad de oxígeno en el fondo marino sería mayor, ya que el proceso de descomposición de materia orgánica sería menos intenso y las condiciones anóxicas no se habrían mantenido. Parrish et al. (2001) describen en una zona de *upwelling*, en el triásico de Alaska, un modelo parecido, donde las facies distales alejadas de la zona de mayor productividad presentan menores concentraciones de materia orgánica en sedimento y, por tanto, poseen ambientes más enriquecidos en oxígenos que los ambientes más someros. Las características geoquímicas de la glauconita y sedimento, las asociaciones de foraminíferos, la icnoasociación y el incremento del índice de icnofábrica en la parte alta del tramo, también confirman parcialmente esta explicación.

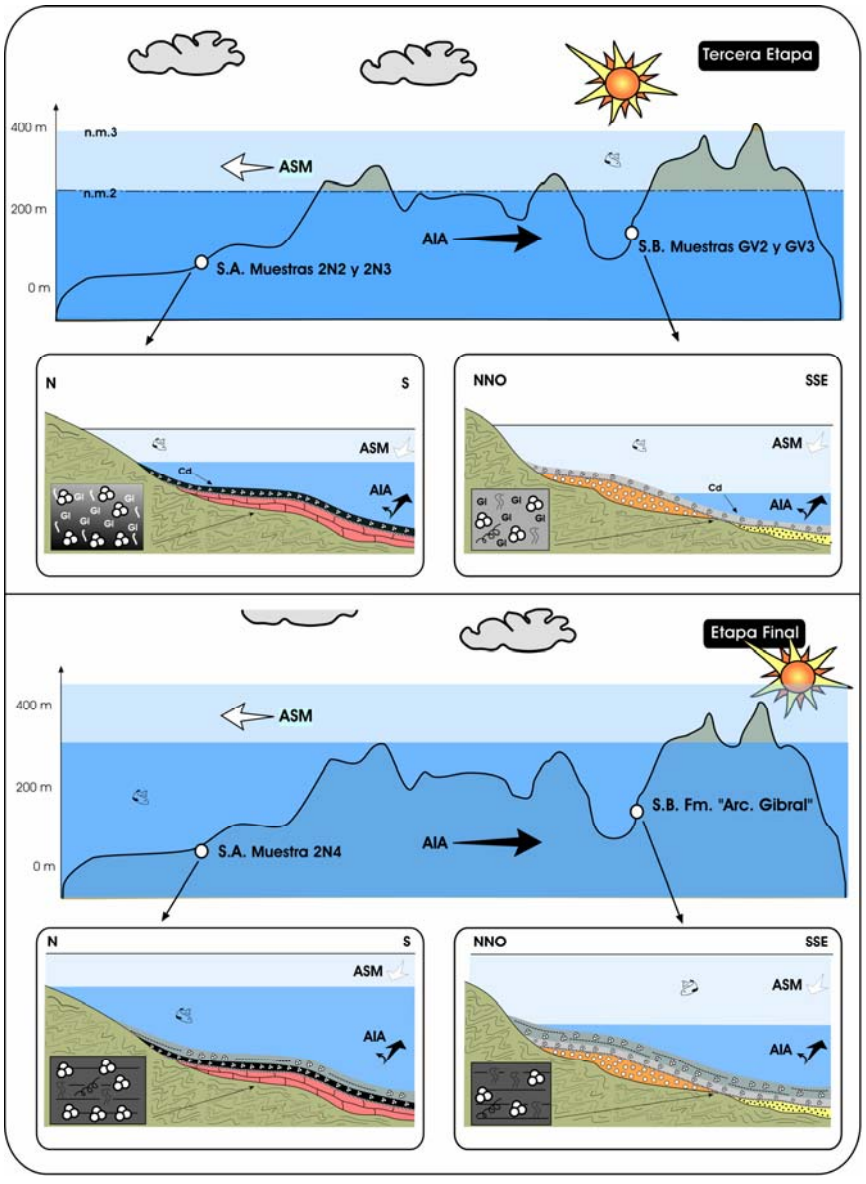


Figura 29. Etapas diferenciadas durante la formación del la parte media alta del nivel condensado y en el inicio de la Fm. "Arcillas de Gibraleón" en las secciones estudiadas (ver explicación en texto). La escala vertical está referida exclusivamente a la profundidad del medio. MO, Materia orgánica. Fm. Arc. Gibr. Formación Arcillas de Gibraleón. ASM, Aguas superficiales mediterráneas; AIA, Aguas intermedias atlánticas.

En la Sección B también sigue registrándose una profundización y continúan los procesos antes descritos. Las características geoquímicas de la glauconita (incrementos bruscos en el contenido en LREE) denotan que esta sección alcanza la profundidad correspondiente a las aguas oceánicas atlánticas. La menor profundidad de partida del medio sedimentario, la naturaleza del sustrato de origen y la proximidad de un importante delta, hace que estos depósitos posean un contenido algo superior en cuarzo detrítico, micas y minerales de la arcilla, así como un porcentaje más pequeño de glauconita. Las condiciones ambientales generales aquí fueron más adecuadas para el desarrollo de la vida, como se puede inferir del mayor índice de icnofábrica y de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y de ostrácodos, adaptadas, en su mayor parte, a medios marinos profundos bien oxigenados. Sin embargo, determinadas asociaciones de foraminíferos bentónicos, también nos permiten inferir etapas de dioxia en el fondo.

5.8.4. ***Inicio de la sedimentación en la Fm. Arcillas de Gibraleón*** **(Fig. 29)**. Finalmente, en los primeros metros de la Formación suprayacente la precipitación de glauconita se paraliza y se restituye la sedimentación terrígena. La acumulación de de organismos planctónicos y materia orgánica continúa, aunque el porcentaje de ambos es menor al registrado en el nivel condensado. Las asociaciones de foraminíferos, de ostrácodos y la paleoicnocenosis se corresponden con las de un medio marino abierto, bien oxigenado y de sustrato fangoso.

5.9. La validez de los métodos de datación isotópica por K/AR y Rb/Sr en la glauconita Tortoniense de la Cuenca del Guadalquivir

La glauconita estudiada tanto en el sector central como en el occidental de la Cuenca del Guadalquivir ha sido datada mediante el análisis de los isotópicos de $^{40}K/^{40}Ar$ y $^{87}Rb/^{86}Sr$ sin obtener resultados precisos en ninguno de los dos casos. En la Sección A2 los resultados de Rb/Sr mediante los que se construyó la isocrona (Tabla 10) indican una edad 6,57±0,13 Ma (Messiniense), al menos 500.000 años más recientes que la edad máxima establecida por foraminíferos planctónicos en este trabajo (Tortoniense superior, como máximo 7,12 Ma) y por Sierro et al., (1990) para la glauconita en el Sector Central de la Cuenca (aproximadamente 7 Ma); y entre 1 y 1,5 Ma más recientes que las dataciones propuestas para el nivel condensado por Ledesma (2000) en su estudio cicloestratigráfico de la Cuenca del Guadalquivir (7,5-8 Ma). La sección B, por el contrario, presenta edades mucha más antiguas que las esperadas, con una isocrona que indican una edad de 16.50 ± 0.28 Ma (Burdigaliense superior) (Tabla 10).

En ambos casos, la isocrona está bien definida, el error en la edad no es muy elevado, y la MSWD (la desviación cuadrática media ponderada) es buena (0,39 en la glauconita de la Sección B y 1,6 en la Sección A2), lo que revela que las dataciones se han efectuado correctamente. Por tanto, debe existir algún problema derivado de la naturaleza de la propia glauconita o de procesos diagenéticos que justifiquen el error existente en estas dataciones. Además, otras dataciones de la misma glauconita por K/Ar de la Sección B, realizadas en los Laboratorios Geochron (Cambridge, USA), refuerzan la hipótesis de la baja fiabilidad de esta glauconita como geocronómetro, otorgándoles una edad de 43,4 ± 1.1 Ma a estos mismos sedimentos.

MUESTRA	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
2N1-E	151,5	34,421	4,4009	12,7397	0,713069
2N1-B	172,0	7,821	21,9928	63,6940	0,717843
2N1-C	169,1	8,284	20,4077	59,1001	0,717324
2N1-D	167,6	7,940	21,1048	61,1208	0,717619
2N1-A	164,7	7,663	21,4865	62,232	0,718623
MUESTRA	**Rb**	**Sr**	**Rb/Sr**	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
GV1-A	124,249	46,708	2,6601	7,6987	0,710762
GV1-C	185,438	15,344	12,0854	34,9985	0,717186
GV1-D	141,475	70,772	1,9990	5,7852	0,710359
GV1-E	185,237	93,744	1,9760	5,7185	0,710321
GV1-B	149,692	54,978	2,7228	7,8799	0,710687

Tabla 10. Valores de Rb y Sr derivados del análisis de la glauconita purificada para su datación en la sección A2 (arriba) y B (abajo).

Existen varios trabajos que ponen en evidencia errores en la datación por métodos isotópicos de la glauconita (p.e. Amireh et al., 1998; Kelly et al., 2001). En el caso del K/Ar, las dataciones con valores de edad superiores a los esperados, como en el caso de la Sección B, suelen atribuirse a glauconitas retrabajadas o mezcla de poblaciones de diferente procedencia (Odin y Rex, 1982), aunque esta posibilidad ha sido descartada. Otras causas son un alto contenido en minerales detríticos o arcillas ricos en Ar, que pasan a heredarse y entrar en la estructura de la glauconita neoformada (Odin y Dodson, 1982); procesos incompletos de glauconitización en un sustrato rico en este mismo elemento (Odin y Matter, 1981); o la alteración de la glauconita en medios subaéreos, que produce una pérdida de K^+ en el filosilicato a la vez que el Ar es retenido (Kohler y köster, 1982). Todas o algunas de estas circunstancias pudieron concurrir en la glauconita de la Sección B. Según otros autores, para minimizar el error en la datación de la glauconita mediante la técnica del K/Ar se recomienda el uso exclusivo de glauconita evolucionada (K_2O>7%), la selección de pellets no alterados de tamaños >200 μm y procedentes de afloramiento no afectados por una tectónica muy intensa, ni enterramiento profundos (Odin y Matter, 1981; Harris y Fullagar, 1989; Stille y Clauer, 1994; Amireh et al. 1998). Las características de la glauconita estudiada en la Sección B, con porcentajes medios de K_2O próximos al 7%, de tamaño de grano muy inferior a las 200

μm, muy alterados por oxidación y que han experimentado un enterramiento muy intenso -la Fm. Arcillas de Gibraleón presenta potencias muy considerables-, parecen confirmar que no se trata de un tipo de glauconita adecuada para su datación con el método de k/Ar.

Por otro lado, recientemente Kelly et al., (2001) pone en evidencia el uso de las glauconitas para su datación de a través del método Rb/Sr. Según estos autores, este método se basa en la teórica relación inicial homogénea de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fracciones de glauconitas relacionadas genéticamente de un mismo nivel condensado (Harris, 1982). Los resultados de este trabajo muestran que esta hipótesis puede ser incorrecta, ya que diferentes fracciones granulométricas de glauconita dentro de un mismo horizonte no poseen siempre la misma relación inicial de Sr. Además, un alto porcentaje de la glauconita analizada en el Tortoniense en la Cuenca del Guadalquivir se formó a partir de los caparazones de foraminíferos y otros fragmentos bioclásticos. Los carbonatos marinos biogénicos incorporan grandes cantidades de Sr del agua marina, sin que se produzca fraccionamiento isotópico, excluyendo de forma muy efectiva el Rb (Hess et al., 1989). De esta forma, la glauconita formada a partir de estos componentes y relativamente enriquecida en Sr, como es la estudiada en este caso, puede hacer descender la relación $^{87}Rb/^{86}Sr$ y "falsear" los resultados de la datación hacia edades más recientes. Esta relación está parcialmente probada mediante la buena correlación positiva existente entre el Sr y el contenido en REE (Tablas 7 y 8), que indica un incremento del contenido en Sr paralelo al de la concentración de REE hacia techo del tramo. Esto implica que ambas son incorporadas a la glauconita mediante el mismo proceso. Como se ha mencionado previamente, el incremento progresivo de la concentración de REE en la glauconita se ha asociado a una continua profundización del medio sedimentario, donde estos elementos son cada vez más abundantes (Sholkovitz et al, 1994). De la misma forma, hacia el techo del nivel condensado se produce un incremento de la profundidad y del contenido en carbonato -sobre todo calcita-, ya que en medios oceánicos o de plataforma externa la sedimentación de foraminíferos y otros organismos planctónicos es claramente dominante sobre la sedimentación terrígena y, más aún, en un intervalo condensado. Dentro del caparazón carbonatado de un organismo marino, el proceso de formación y maduración de una glauconita está acompañado por la aparición de condiciones ácidas a pequeña escala. Las estructuras de las glauconitas juveniles tienden a liberar iones de H^+ durante la fijación de K^+ mediante la siguiente reacción (1) (Lundergard y Land, 1986):

(1) Esmectita Glauconítica + $K^+ \rightarrow$ Mica Glauconítica + H^+

Este proceso de acidificación del medio podría haber producido la disolución parcial del carbonato bioclástico, permitiendo la liberación de Sr al medio, que pasaría a formar parte de la glauconita (2) (Kelly y Webb, 1999).

$$(2)\ 2H^+ + CaCO_3 \rightarrow CO_2 + H_2O + Ca^{2+}$$

De esta forma, el Sr se hace más abundante en el medio durante el transcurso del proceso de glauconitización, al mismo tiempo que la acumulación de carbonatos en el fondo aumenta. La confluencia de estos procesos explica factores como el incremento del Sr hacia techo del tramo, la alta correlación positiva de Sr con las REE y el porcentaje de carbonato en el sedimento. Al mismo tiempo, la disolución de un gran número de caparazones de foraminíferos planctónicos explicaría los bajos valores de los índices α de Fisher detectados en este nivel condensado en comparación con el resto de la formación "Arcillas de Gibraleón". Por otro lado, según varios autores (Clauer, 1982; Clauer et al., 1990, 1992), el Sr en aguas marinas suele transportarse desde el continente adsorbido al material particulado o como impurezas minerales en sales, fosfatos y carbonatos. Es probable que parte del Sr detectado en la glauconita y en la roca total hubiese sido movilizado junto a las REE hasta esta zona de la cuenca junto al material particulado, ya que son transportados mediante el mismo mecanismo.

5.10. Implicaciones secuenciales y paleogeográficas

Un nivel de condensación generalmente se forma como consecuencia de un máximo transgresivo asociado a una secuencia deposicional durante ciclos de tercer orden de cambio del nivel del mar, si bien la génesis de este tipo de depósitos puede estar vinculada a ciclos de cuarto orden en la base de parasecuencias o a eventos subsidentes en medios marinos profundos (Cattaneo y Steel, 2003). En estratigrafía secuencial, el inicio de este etapa dentro de un ciclo de cambio del nivel del mar se identifica mediante una superficie sedimentaria denominada superficie de máxima inundación (*maximun flodding surface*, Galoway, 1998; Posamentier y Allen, 1999). En la Cuenca del Guadalquivir, la superficie de máxima inundación se originada durante el periodo interglaciar registrado entre los eventos glacioeustáticos Mti-3 y Mti-4 en el Tortoniense superior (Fig. 30), como indican las tendencias observadas en las secuencias estratigráficas infrayacentes y las dataciones establecidas mediante foraminíferos planctónicos de la parte alta del Complejo Basal Transgresivo (ver capítulo 2 y 3).

La identificación de esta superficie se establece en estratigrafía sísmica mediante la línea de tiempo correspondiente a la superficie de *downlap,* es decir, el punto de inflexión por debajo

del que las secuencias presentan tendencias transgresivas -o retrogradantes- y por encima muestran tendencias regresivas -o progradantes-. Por otro lado, en el caso de afloramientos aislados o testigos de sondeos, el reconocimiento de la superficie de máxima inundación se realiza a través de la posición de máxima profundización del medio a partir de las asociaciones de facies y faunísticas. Varios autores han puesto de manifiesto, cuando la resolución cronoestratigráfica lo ha permitido, que la superficie de máxima profundización de la secuencia y la zona que define condiciones de condensación asociadas a una superficie de *downlap*, no siempre coinciden exactamente (p.e. Jervey, 1988; Carter et al., 1998). Esta circunstancia también se produce en el Tortoniense en la Cuenca del Guadalquivir.

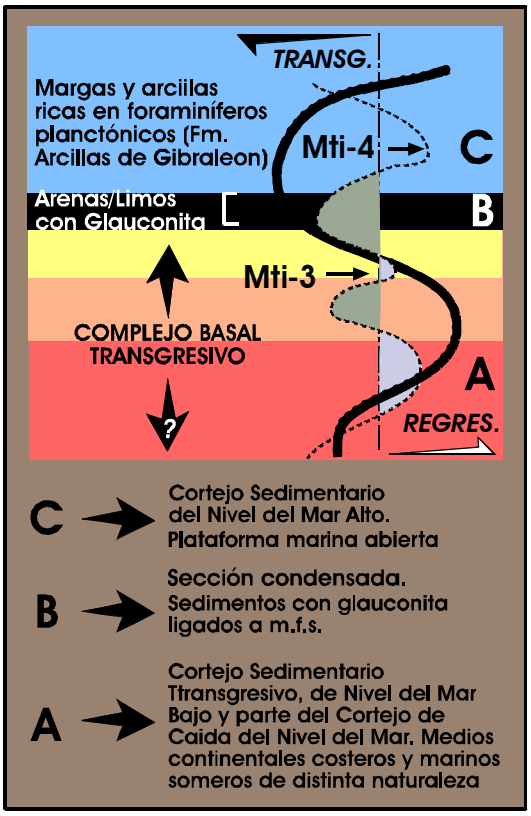


Figura 30. Situación del nivel condensado estudiado en relación a las curvas del nivel del mar y $\delta^{18}O$ desarrollas por Haq et al. (1987) y por Abreu y Anderson (1998). Las siglas Mti-3 y Mti-4 están referidas a eventos glacio-eustáticos con importante desarrollo de hielo en los casquetes polares. TRANSG. Etapas transgresivas. REGRES. Etapas Regresivas.

Algunos trabajos que se centran las asociaciones de ostrácodos y foraminíferos de los primeros depósitos de la Formación Arcillas de Gibraleón sitúa el máximo batimétrico de la serie neógena del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir en el Tortoniense superior (González-Regalado y Ruiz, 1990 y 1991), varios metros por encima del nivel condensado tortoniense. Este máximo se establece a profundidades correspondientes a la plataforma externa/talud continental (>300-400 m), muy superiores a las deducidas en el techo del nivel condensado. Una posible explicación a esta circunstancia podría consistir en una acción continuada de la subsidencia en el margen pasivo de la Cuenca una vez hubiese finalizado la transgresión de origen glacio-eustático.

El control que ejerció la subsidencia durante toda la formación del Complejo Basal Transgresivo es muy importante, tal y como se expone en los capítulos 2 y 3 de esta memoria. El proceso de subsidencia fue suficientemente significativo en este momento como para producir una profundización del medio en zonas distales de la cuenca, pero no para inhibir la tasa de sedimentación y la programación litoral en las zonas más someras. De esta forma, la tasa de ascenso del nivel del mar sufrió una gran ralentización y la sedimentación terrígena se restituyó y la progradación costera volvió a tener

lugar. Al mismo tiempo, se producía un incremento de la batimetría en la plataforma externa. Esto derivó en la profundización del medio sedimentario de forma simultánea al término de las condiciones de condensación y la formación de glauconita en las facies de cuenca. El fin de la transgresión eustática y la continuidad del proceso de subsidencia quedan registrados sobre el nivel condensado, donde la glauconita experimenta un brusco descenso de su porcentaje dentro del sedimento como consecuencia del cambio en las condiciones ambientales, aunque continuó formándose en menor porcentaje durante los primeros centímetros de depósito margosos de la Formación Arcillas de Gibraleón.

6. CONCLUSIONES

El análisis multidisciplinar de las glauconitas tortonienses en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir han permitido identificarla como una glauconita madura, del tipo esmectita glauconítica. Estas glauconitas presenta un importante componente interestratificado explandible, probablemente generado durante sus primeras etapas de evolución y que la hacen incompatibles con la definición de glauconita muy evolucionada, denominada mica glauconítica. Esta hipótesis se encuentra avalada por el análisis geoquímico de este mineral que muestra valores altos de K^+ y Fe^{3+}, elementos que son incorporados a lo largo del proceso de maduración de la glauconita. En este sentido, el grado de evolución de la sección A parece ser mayor que en la sección B, de lo que se deduce una profundidad menor del medio o una tasa de sedimentación más elevada en esta última. Las glauconitas se habrían formado principalmente a partir de caparazones de foraminíferos planctónicos como parece inferirse del tamaño de grano donde se concentran los granos (125-250 μm). La existencia de poblaciones de tamaño de grano mayor se asocia a la glauconitización de pellets fecales y fragmentos líticos como micas, que parece haber sido mayor en la sección B. Por otro lado, la existencia de porcentajes considerables de glauconita con tamaños de grano más pequeño puede asociarse a la disgregación de los granos mayores en fragmentos más pequeños.

Por otro lado, el análisis de elementos mayores en la glauconita y del sedimento total en la Sección A indica importantes acumulaciones de materia orgánica y fósforo en la parte basal del nivel condensado, de lo que infieren bajas condiciones d oxigenación de las aguas profundas en estos momentos. Otros datos que avalan esta hipótesis son las asociaciones de foraminíferos bentónicos y la anomalía positiva en Ce que se ha observado en las glauconitas de la base del nivel condensado. Aunque la existencia de un proceso de surgencia de aguas frías y ricas en nutrientes en esta etapa no ha podido ser probado, no puede ser descartado como una de las causas de la acumulación de materia orgánica y del déficit de oxígeno. La

glauconita, que según todos los indicios se habría formado en equilibrio químico con las aguas marinas circundantes, registra un incremento de la concentración de LREE hacia techo del tramo. La comparación de la evolución de la concentración de REE en el material particulado en los océanos actuales ha permitido interpretar este incremento como la consecuencia de la profundización del fondo marino.

Desde un punto de estrictamente secuencial, la formación de este nivel condensado se asocia al máximo transgresivo del Ciclo de 3º orden denominado 3.2 de Haq et al. (1987), propiciado por las condiciones interglaciares que se produce durante los eventos glacioeustáticos Mti-3 y Mti-4 de Abreu y Anderson (1998).

Finalmente, las características de las asociaciones de fauna, icnocenosis y la geoquímica de la glauconita y sedimentos han permitido diferencias cinco etapas en la evolución del nivel condensado.

- Situación Inicial: Transgresión en una rampa homoclinal de sedimentación mixta (sección A) a unos 70 metros de profundidad y en una plataforma siliciclástica adyacente a un sistema deltaico (sección B) a profundidades inferiores a 50 m.

- Primera Etapa: Desarrollo de una superficie de omisión sedimentaria y formación de un depósito residual transgresivo en ambas secciones. En la sección A, localizada a mayor profundidad, se inician los procesos de bioturbación, disolución y litificación del techo de la formación Niebla como consecuencia del contacto con las aguas atlánticas a profundidades intermedias. El techo del CBT, en la sección B, experimenta una intensa bioturbación con producto de la interrupción del aporte sedimentario. La batimetría inferida para esta etapa es de unos 100 metros para la sección A y superior a los 60 metros para la sección B.

- Segunda Etapa: En ambas secciones comienza la formación de glauconita a profundidades comprendidas entre los 70 y 125 m. Las características de los depósitos de la sección A indican la acumulación de materia orgánica y un medio muy pobre en oxígeno donde proliferaron los mantos de bacterias heterótrofas. Estas condiciones aceleraron la cementación del sustrato y la formación de una costra fosfato-férrica que tapiza el techo de la calcarenita de Niebla. La acción de organismos perforadores produce cavidades y dotan de una geometría irregular a esta superficie. En la sección B se inicia la formación del nivel condensado *s.s.*, formado por pellets fecales, foraminíferos, ictiolitos y porcentajes próximos al 20% de glauconita. La geoquímica de los sedimentos de esta sección indica que la profundidad correspondiente a esta etapa no fue suficiente para alcanzar las batimetrías de las aguas atlánticas.

- Tercera Etapa: En la sección A las condiciones de escasa ventilación del fondo se atenúan progresivamente, como indican las características de la fauna y la geoquímica de REE de las glauconitas, aunque siguen prevaleciendo las condiciones de dioxia. En la sección B continúa la dinámica descrita en la etapa anterior aunque a una profundidad progresivamente mayor y ya sometida a la influencia de las aguas oceánicas atlánticas. El rango batimétrico deducido para esta etapa es mayor que en los casos anteriores y se establece entre los 100 y 300 metros.

- Etapa Final: Corresponde a la sedimentación en la sedimentación Formación "Arcillas de Gibraleón", donde la precipitación u evolución de la glauconita queda casi completamente paralizada. Se restablece la sedimentación hemipelágica como consecuencia del final de las condiciones transgresivas y la progradación de los sistemas costeros hacia la cuenca. Aún así la profundización del fondo continúa hasta el Messiniense inferior debido a la acción continuada de la subsidencia tectónica y la escasa influencia de la sedimentación terrígena.

REFERENCIAS PARTE IV

Abad, M., De La Rosa, J., Pendón, J.G., Ruiz, F., González-Regalado, M.L. y Tosquella, J., 2004. Caracterización geoquímica del horizonte glauconítico en el límite superior de la Formación Niebla (Tortoniense superior, SO España): Datos preliminares. Geogaceta 35, 35-38.

Abad, M., Pendón, J.G., Ruiz, F., González-Regalado M.L. y Tosquella, J., 2005. Los niveles condensados tortonienses en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: caracterización e implicaciones geológicas. Geotemas 8, 21-26.

Abreu, V.S. y Anderson, J.B., 1998. Glacial Eustasy during the Cenozoic: Sequence Stratigraphic Implications. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 82, 1385-1400.

Aiello, G., Barra, D., Bonaduce, G. y Russo, A., 1996. The genus *Cytherella* (Ostracoda) in the Italian Tortonian-Recent. Revue de Micropaleontologie 39, 171-190.

Aller, R.C. y Yingst, J.Y., 1978. Biogeochemistry of tube-dwellers: a study of the sedentary polychaete *Amphitrite ornata* (Leidy). Journal of Marine Research 36, 201-254.

Amireh, B.S., Jarrar, G., Henjes-Kunst, F. y Schneider, W., 1998. K-Ar dating, X-Ray diffractometry, optical and scanning electron microscopy of glauconies from the early Cretaceous Kurnub Group of Jordan. Geological Journal 33, 49-65.

Amorosi, A., 1993. Use of glauconies for stratigraphic correlation: review and case histories. Giornale di Geologia 55, 117-137.

Amorosi, A., 1994. The glaucony-bearing horizon of the Lower Miocene Bisciaro Formation (Umbria-Marche Apennines). Giornale di Geologia 56, 7-16.

Amorosi, A., 1995. Glauconite and sequence stratigraphy: A conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. Journal of Sedimentary Research 65, 419-425.

Amorosi, A., 1997. Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. Sedimentary Geology 109, 135-153.

Arthur, M.A. y Dean, W.E., 1998. Organic-matter production and preservation and evolution of anoxia in the Holocene Black Sea. Paleoceanography 13, 395-411.

Arthur, M.A. y Sageman, B.B., 1994. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. Annual Review of Earth & Planatary Sciences 22, 499-551.

Arthur, M.A. y Sageman, B.B., 2004. Sea level control on source rock development: Perspectives from the Holocene Black Sea, the mid-Cretaceous western interior of North America, and the Late Devonian Appalachian Basin. En: Harris, N. y Pradier, B. (Eds.). The Deposition of Organic Carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences. Society for Sedimentary Geology, SEPM (en prensa).

Arthur, M.A. y Schlanger, SO., 1979. Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-resorvoired giant oil fields. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 63, 870-85.

Baas, J.H., Schönfeld, J. y Zahn, R., 1998. Mid-depth oxygen drawdown during Heinrich events: Evidence from benthic foraminiferal community structure, trace-fossil tiering, and benthic δ13c at the portuguese margin. Marine Geology 152, 5-55.

Baceta, J.I. y Pendón, J.G., 1999. Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, sector occidental de la cuenca del Guadalquivir. Rev. Soc. Geol. España 12, 419-438.

Bailey, S. W., 1980. Summary of recommendations of AI-PEA Nomenclature Committee: Clay Miner 15, 85-93.

Balsam, W.L. y Beeson, J.P., 2003. Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 50, 1421-1444.

Barahona, E., 1974. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Servicio de Publicaciones Universidad de Granada.

Baringer, M.O. y Price, J.F., 1999. A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. Marine Geology 155, 63-82.

Bau, M. y Möller, P., 1991. REE systematics as source of information on minerogenesis. In: Pagel, M. y Leroy, J.L. (Eds.), Source, Transport and Deposition of Metals, Balkema, Rotterdam, 17-20.

Baum, G.R. y Vail, P.R., 1988. Sequence stratigraphic concepts applied to Paleogene outcrops, Gulf and Atlantic basins. 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. SEPM Special Publication 42, p. 311-327.

Bayliss, P., Erd, R.C., Mrose, M.E., Sabina, A.P. y Smith, D.K., 1986. Mineral Powder Diffraction File, vol. 1 Data Book, vol. 2 Search Manual.

Benson, R.H., Rakic-El Bied, K. y Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of Tethys Ocean. Paleoceanography 6, 165-192.

Bentor, Y.K. y Kastner, M., 1965. Notes on the mineralogy and origin of glauconite. Journal Sedimentary Petrology 35, 155-166.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. y Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubrey, M.P., Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM Special Publication 54, p. 129-212.

Berner, R. A., 1981. A new geochemical classification of sedimentary environments. Journal Sedimentary Petrology 51, 359-365.

Berning, B., 2005. The late Tortonian cheilostome Bryozoa from Niebla (Guadalquivir Basin, SW Spain): implications for Atlantic-Mediterranean environment and biogeography during the late Neogene. Tesis Doctoral, Universidad de Hamburgo.

Berning, B., Moissette, P., Bandel, K. y Betzler, C. 2004. Die Bryozoenfauna von Niebla (Guadalquivir Becken, SW Spanien): Biogeographie und Environment des ostatlantisch-mediterranen Raumes im Obermiozän. En: Reitner, J., Reich, M. y Schmidt, G. (Eds), Geobiologie 74, p. 58.

Bideaux, R.A., Bladh, K.W., Nichols, M.C. y Anthony, J.W., 1995. Handbook of Mineralogy. Vol. II: Silica, Silicates. Mineral Data Publishing, Tucson, pp. 904.

Blashov, Yu.A. y Khitrov, L.M., 1967. Composition of the rare earths in the clastic material carried by the Volga river. Geochemistry International 4, 404-407.

Bonaduce, G., Barra, D. y Aiello, G., 1999. The genus *Henryhowella* Puri, 1957 (Crustacea, Ostracoda) in the Atlantic and Mediterranean from Miocene to Recent. Bollettino Societa Paleontologica Italiana 38, 59-72.

Bonaduce, G., Barra, D. y Aiello, G., 2000. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine 44, 133-139.

Bornhold, B.D. y Giresse, P., 1985. Glauconitic sediments on the continental shelf off Vancouver Island, British Columbia, Canada. Journal of Sedimentary Petrolology 55, 653–664.

Borrego, J., 1986. Sedimentación neógena en el borde septentrional de la Depresión del Guadalquivir, Sector de Aznalcollar (Sevilla). Tesis de Licenciatura. Universidad de Sevilla, Sevilla (inédita), 154 pp.

Bromley, R.G., 1990. Trace fossils. Biology and taphonomy. Unwin Hyman Ltd., London, 280 p.

Buat-Menard, P. y Chesselet, R., 1979. Variable influence of the atmospheric flux on the trace metal chemistry of oceanic suspended matter. Earth and Planetary Science Letters 42, 399-411.

Burst, J.F., 1958. Glauconite pellets: their minerals nature and applications to stratigraphic interpretations. Bulletin American Association Petrologist and Geologist 42, 310-327.

Bustillo, M.A. y López-García, M.J., 1997. Age, distribution and composition of Miocene diatom bearing sediments in the Guadalquivir Basin, Spain. Geobios 30, 335-350.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N. y Canals, M., 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. Earth and Planetary Science Letters 183, 417-429.

Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., Lopez-Martinez, N., Agusti, J., Anadon, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J.C.A., Diaz-Molina, M., Eliaga, E., Hoyos, M., Martin-Suarez, E., Martinez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Perez-Garcia, A., Perez-Gonzalez, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Van

Torres, T., Der Muelen, A.J., Vera, A. y Mein, P., 1993. Up-to date Spanish continental Neogene synthesis of the paleoclimatic interpretation. Revista de la Sociedad Geolológica Española 6, 29-40.

Caramés, A. y Malumián, N., 2000. Foraminíferos bentónicos del Cenozoico del pozo Estrella-1, Cuenca del Colorado, Plataforma continental argentina. Ameghiniana 37(4), 387-419.

Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J.D. y Simone, L., 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. Sedimentary Geology 60, 333-346.

Carter, R.M., Fulthorpe, C.S. y Naish, T.R., 1998. Sequence concepts at seismic and outcrop scale: the distinction between physical and conceptual stratigraphic surfaces. Sedimentary Geology 122, 165-179.

Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R.H., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Leng, M.J., Schmiedl, G. y Thomson, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 190, 103-119.

Cattaneo, A. y Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. Earth-Science Reviews 62, 187-228.

Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic system: concepts, merits and pitfalls: Journal of African Earth Sciences 35, 1-43.

Catuneanu, O., Willis, A.J. y Miall, A.D., 1998. Temporal significance of sequence boundaries. Sedimentary Geology 121, 157-178.

Ciampo, G., 1981. Ostracodi fossili (Oligocene superiore-Serravalliano) del Monte Cammarata (Sicilia centro-occidentale) e del Ragusano (Sicilia sudorientale). Bollettino Societa Paleontologica Italiana 20(1), 53-72.

Civis, J., Sierro, F.J., Gonzalez Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M.F., 1987. El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. En: Civis, J. (Ed.), Paleontología del Neógeno de Huelva (Oeste, Cuenca del Guadalquivir), Ediciones de la Universidad de Salamanca, Salamanca, pp. 5-16

Clauer, N., 1982. Strontium isotopes of Tertiary phillipsites from the southern Pacific: timing of the geochemical evolution. Journal of Sedimentary Petrology 52, 1003-1009.

Clauer, N., Keppens y E., Stille, P., 1992. Sr isotopic constraints on the process of glauconitization. Geology 20, 33-136.

Clauer, N., O'Neil, J.R., Bonnot-Courtois, C. y Holtzapffel, T., 1990. Morphological, chemical, and isotopic evidence for an early diagenetic evolution of detrital smectite in marine sediments. Clays & Clay Minerals 38, 33-46.

Colom, G., 1952. Los caracteres micropaleontológicos de algunas formaciones del secundario de España. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, pp. 88.

Corselli, C., Basso, D. y Garzanti, E., 1994. Paleobiological and sedimentological evidence of Pleistocene/Holocene hiatuses and ironstone formation at the Pontian islands shelfbreak (Italy). Marine Geology 117, 317-328.

Courtois, C. y Clauer, N., 1980. Rare earth elements and strontium isotopes of polymetallic nodules from southeastern Pacific Ocean. Sedimentology 27, 687-695.

Chamley, H., 1988. Aeolian contribution to the marine sedimentation off the Sahara. Bulletin Societe Geologique de France 4, 1091-1100.

Dasgupta, S., Chaudhuri, A.K. y Fukuoka, M., 1990. Compositional characteristics of glauconitic alterations of K- feldspar from India and their implications. Journal of Sedimentary Petrology 60, 277-281.

De la Rosa, J.D., Chacón, H., Sánchez de la Campa, A., Carrasco, R. Y Nieto, J.M., 2001. Metodología y análisis de elementos trazas-REE mediante ICP-MS del standard SARM 1 (granito) y SARM 4 (norita). Libro de Actas del III Congreso Ibérico de Geoquímica, Zaragoza, 4-8.

Debenay, J.P. y Basov. I., 1993. Répartition des foraminifères benthiques actuels sur le plateau continental et la pente continentale d'Afrique de l'Ouest. Une synthèse. Rev. Paléobiol. 12(1), 265-300.

Diz, P., Francés, G., Costas, S., Souto, C. y Alejo, I., 2004. Distribution of benthic foraminifera in coarse sediments, Ría de Vigo, NW Iberian margin. The Journal of Foraminiferal Research 34, 258-275.

Drever, J.I., 1988. The geochemistry of natural waters. Prentice Hall, 437 p.

Droser, M.L. y Bottjer, D.J., 1986. A semiquantitative classification of ichnofabric: Journal of Sedimentary Petrology 56, 558-559.

Elderfield, H. y Greaves, M.J., 1981. Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules. Earth and Planetary Science Letters 55, 163-170.

Elderfield, H. y Pagett, R., 1986. Rare earth elements in ichthyoliths: variations with redox conditions and depositional environment. Science of the Total Environment 49, 175-197.

Elderfield, H., Hawkesworth, C.J., Greaves, M.J. y Calvert, S.E., 1981. Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 45, 513-528.

Emery, D. y Myers, K.J., 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, pp. 297.

Esteban, M. y Kappla, C.F., 1983. Subaerial exposure environments. In: Scholle, P.A. Bubout, D.G., Moore, C.H. (Eds.), Carbonate Depositional Environments. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 33, Tulsa, pp. 1-54.

Fairbridge, R.W., 1983. Isostasy and eustasy. Shorelines and isostasy, pp. 3-25.

Fauchald, K., 1977. Polychaetes from intertidal areas in Panama, with a review of previous shallow-water records. Smithson, Contr. Zool. 221, 1-85.

Fernández-Bastero, S., Velo, A., García, T., Gago-Duport, L., Santos, A., García-Gil, S. y Vilas, F., 2000. Las glauconitas de la plataforma continental gallega: Indicadores geoquímicos del grado de evolución. Journal of Iberian Geology 26, 233-247.

Fischer, H., 1990. Glauconite formation: discussion of the terms authigenic, perigenic, allogenic and meta-allogenic. Eclogae Geologicae Helvetiae 83, 1-6.

Fleet, A.J., Buckley, H.A. y Johnson, L.R., 1980. The rare earth element geochemistry of glauconites and celadonites. Journal, Geological Society 137, 683-688.

Folk, R.L. y Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study of significante of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27, 3-26.

Folk, R.L., 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphills, Austin Tex., 170 p

Franseen, E.K. y Goldstein, R.H., 1996. Paleoslope, sea level and climate controls on upper Miocene platform evolution, Las Negras area, Southeastern Spain. En: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C., Rouchy, J.M. (Eds.), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of the Mediterranean Regions. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology Series 5, p. 159-176.

Frey, R.W., Howard, J.D. y Prior, W.A., 1978. Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 23, 199-229.

Frey, R.W., y Howard, J.D., 1975. Endobenthic adaptations of juvenile thalassinidean shrimp. Bulletin of the Geological Society of Denmark 24, 283-297.

Friedrich, O., Nishi, H., Pross, J., Schmiedl, G. y Hemleben, C., 2005. Millennial- to centennial-scale interruptions of the Oceanic Anoxic Event 1b (Early Albian, mid-Cretaceous) inferred from benthic foraminiferal repopulation events. Palaios 20, 64-77.

Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Luedtke, N., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B. y Maynard, V., 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: Suboxic diagenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43, 1075-1090.

Gago-Duport, L., Fernández-Bastero, S., Pimenter, F., Villar, P., Santos, A., Serra, C. y Vilas, F., 2000. Glauconite nucleation in silica tubular microstructures from low-temperature solution experiments. Goldschmidt 2000, Oxford. Journal of Conference Abstracts vol. 5, 418-419.

Gaines, R.R. y Droser, M.L., 2005. New Approaches to Understanding the Mechanics of Burgess shale-type deposits: From the micron scale to the global picture. The Sedimentary Record 3, 4-8.

Galán, E, González, I., Mayoral, E. y Vázquez, M.A., 1989. Caracterización y origen de la facies glauconíticas de la Cuenca del Guadalquivir. Estudios Geológicos 45, 169-175.

Gallardo, V.A., Palma, M., Carrasco, F.D., Gutiérrez, D., Levin, L.A. y Cañete, J.I., 2004. Macrobenthic zonation caused by the oxygen minimum zone on the shelf and slope off central Chile. Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 51, 2475-2490.

Galliher, E.W., 1935. Glauconite genesis. Geol. Soc. Am. Bull. 46, 1351-1366.

Galloway, W.E., 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. The American Association of Petroleum Geology Bulletin 73 (2), 125-142.

Galloway, W.E., 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 82, 569-595.

García-Pichel, F., 2006. Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial phototrophs. Sedimentary Geology 185, 205-213.

Gasparini, Z., Spalletti, L. y De La Fuente, M., 1997. Marine reptiles of a Tithonian transgression, western Neuquén Basin, Argentina. Facies and paleoenvironments. Geobios 30, 701-712.

Gibert, J.M. y Martinell, J., 1998. El modelo de icnofacies, 30 años después. Revista Española de Paleontología 13, 167-174.

Gibert, J.M., Netto, R.G., Tognoli, F. y Grangeiro, M.E., 2006. Commensal worm traces and possible juvenile thalassinidean burrows associated with Ophiomorpha nodosa, Pleistocene, Southern Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 230, 70-84.

Giresse, P. y Wiewióra, A., 2001. Stratigraphic condensed deposition and diagenetic evolution of green clay minerals in deep water sediments on the Ivory Coast-Ghana Ridge. Marine Geology 179, 51-70.

Giresse, P., 1980. The Maastrichtian phosphate sequence of the Congo. Soc. Econ. Paleont. Mineral, Spec. Publ. 29, 193-205.

Giresse, P., Lanfranchi, R. Y Peyrot, B., 1981. Les terrasses alluviales en République Populaire du Congo. Bull. Assequa 62/63, 43-66.

Giresse, P., Wiewióra, A. y Grabska, D., 2004. Glauconitization processes in the northwestern Mediterranean (Gulf of Lions). Clay Minerals 39, 57-73.

Glasby, G.P., 1973. Interstitial waters in marine and lacus- trine sediments: a review. J. R. Soc. New Zealand 3, 43-59.

Goldberg, E.D., Koide, M., Schmitt, R.A. y Smith, R.H., 1963. Rare-earth distributions in the marine environment. Journal of Geophysical Research 68, 4209-4217.

Goldman, M.I., 1922. Basal Glauconite and Phosphate Beds. Science 56, 171-173.

Goldring, R., 1996. The sedimentological significance of concentrically laminated burrows from Lower Cretaceous Ca-bentonites, Oxfordshire. Journal of the Geological Society 153, 253–263.

Goldring, R., Gruszczynski, M. Y Gatt, P.A., 2002. A bow-form burrow and its sedimentological and paleoecological significance. Palaios 17, 622-630.

Goldring, R., Gruszczynski, M. y González, P.A., 2004. A Bow-form Burrow and its Sedimentological and Paleoecological Significance. Palaios 17, 622-630.

Goldschmidt, V.M., 1954. Geochemistry. Oxford University Press, 730 p.

González, R., Dias, J.M.A., Lobo, F. y Mendes, I., 2004. Sedimentological and paleoenvironmental characterisation of transgressive sediments on the Guadiana Shelf (Northern Gulf of Cadiz, SW Iberia). Quaternary International 120, 133-144.

González-Regalado, M.L. y Ruiz, F., 1990. Los ostrácodos del tramo inferior de la Formación Arcillas de Gibraleón (Gibraleón, provincia de Huelva, SW de España). Revista de la Sociedad Geológica Española 3, 23-31.

González-Regalado, M.L. y Ruiz, F., 1991. Significado paleoecológico y bioestratigráfico de los ostrácodos del Neógeno superior de la Sección de Huelva. Revista Española de Paleontología 6, 107-116.

González-Regalado, M.L. y Ruiz, F., 1996. Les foraminiféres benthiques de la baie du Sud-ouest de lEspagne pendant le Neogene superieur : le Mio-Pliocene de Huelva. Rev. de Paléobiologie 15, 109-120.

Gradstein, F.M., Kaminski, M.A., Berggren, W.A., Kristiansen, I.L. y D'Iorio, M.A., 1994. Cenozoic biostratigraphy of the North Sea and Labrador Shelf. Micropaleontology 40 (Suppl.), pp. 152.

Grimm, K.A. y Föllmi, K.B., 1994. Doomed pioneers: allochthonous crustacean tracemakers in anaerobic basinal strata, Oligo-Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico. Palaios 9, 313-334.

Gutiérrez-Más, J.M., Domínguez, B.S. y Sanchéz, S.A., 1992. Características y distribución de la glauconota en la fracción arena de los sedimentos recientes de la plataforma continental próxima a Cádiz 119-123.

Handoh, I.C., Bigg, G.R. y Jones, E.J.W., 2003. Evolution of upwelling in the Atlantic Ocean basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 202, 31-58.

Haq, B.U., 1991. Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. En: Macdonald, D.I.M. (Ed.), Sedimentation, Tectonics and Eustasy. pp. 3-39.

Haq, B.U., Harderbol, J. y Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156-1167.

Haq, B.U., Harderbol, J. y Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S., Posamentier, H., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-level changes. An integrated approach, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 42, pp. 71-108.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C. y Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basin. En: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of Europeans Basins. SEPM Special Publications 60, Tulsa, pp. 3-14.

Harder, H., 1977. Synthese von Glaukoniten unternatürlichen Bedingungen. Naturwissen. KOM, 575.

Harder, H., 1980. Syntheses of glauconite at surface temperatures. Clays and Clay Minerals 28, 217-222.

Harris, W.B. y Fullagar, P.D., 1989. Comparison of Rb-Sr and K-Ar dates of middle Eocene bentonite and glauconite, southeastern Atlantic Coastal Plain. Geological Society of America Bulletin 101, 573-577.

Harris, W.B., 1982. Rubidium-strontium glaucony ages, southeastern Atlantic coastal plain, USA. En: Odin, G.S. (Ed.), Numerical Dating in Stratigraphy. John Wiley and Sons, UK, 593-606.

Hartman, O. y Barnard, L., 1958. The benthic fauna of the deep basins off southern California. Allan Hancock Pacif. Exped. 22, 1-67.

Heim, A., 1934. Stratigraphische Kondensation. Ecologae Geologicae Helvetica 27, 372-383.

Hein, J.R., Allward, A.O. y Griggs, C.G., 1974. The occurrence of glauconite in Monterey bay, California. Diversity, origins and sedimentary environmental significance. Journal of Sedimentary Petrology 44, 562-571.

Hemleben, Ch., Meischner, D., Zahn, R., Almogi, A. Erlenkeuser, H y Hiller, B., 1996. Three hundred eighty thousand year long stable isotope and faunal records from the Red Sea: Influence of global sea level change on hydrography. Palaeoceanographic Currents. Paleoceanography 11, 147-156.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., García, M., Somoza, L., Vaázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Díaz del Río, V., Leoón, R., Medialdea, T. y Gardner, J., 2006. The contourite depositional system of the Gulf of Cádiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 53, 1420-1463.

Hess, J., Stott, L.D., Bender, M.L., Kennet, J.P. y Schilling, J.G., 1989. The Oligocene marine microfossil record: age assessments using strontium isotopes. Paleoceanography 4, 655-679.

Hilgen, F.J., 1991a. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. Earth and Planetary Science Letters 107, 349-368.

Hilgen, F.J., 1991b. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale. Earth and Planetary Science Letters 104, 226-244.

Hodell, D.A., Benson, R.H., Kent, D.V., Boersma, A. y Rakic-El Bied, K., 1994. Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Sale Briqueterie (northwestern Morocco): a high-resolution chronology for the Messinian stage. Paleoceanography 9, 835-855.

Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J. y Raymo, M.E., 2001. Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic. Paleoceanography 16, 164-178.

Hood, S.D. y Nelson, C.S., 1996. Cementation scenarios for New Zealand Cenozoic nontropical limestones, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 39, 109-122.

Howard, J.D., 1966. Characteristic trace fossils in Upper Cretaceous sandstones of the Book Cliffs and Wasatch Plateau. Utha Geological and Mineralogical Survey Bulletin 80, 35-53.

Hoyle, J., Elderfield, H., Gledhill, A. y Greaves, M., 1984. The behaviour of rare earth elements during mixing of river and sea waters. Geochimica et Cosmochimica Acta 48, 143-149.

Huggett, J.M. y Gale, A.S., 1997. Petrology and palaeoenvironmental significance of glaucony in the Eocene succession at Whitecliff Bay, Hampshire Basin, U.K. Geological Society of London, 154, 897-912.

Hughes, A.D. y Whitehead, D., 1987. Glauconitization of detrital silica substrates in the Barton Formation (upper Eocene) of the Hampshire Basin, southern England. Sedimentology 34, 825-835.

Humphreys, B. y Balson, P.S., 1985. Authigenic glaucony in the East Anglian Crags (England, Neogene, North Sea Basin). Proceedings Geologists Association 96, 183-188.

IGME, 1974. Investigación minera submarina en el subsector Huelva-Golfo de Cádiz. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid. 89 pp.

Ireland, B.J., Curtis, C.D. y Whiteman, J.A., 1983. Compositional variation within some glauconites andillites and implications for their stability and origins. Sedimentology 30, 769-786.

Jacobs, D.K. y Lindberg, D.R., 1998. Evolutionary patterns in the sea: Onshore/offshore trends and Recent recruitment of the deep-sea faunas oxygen at the bottom? Proceedings of the National Academy of Science 95, 9396-9401.

James, N.P., Ginsburgr, N., Marszalekd, S. y Choquette, P.W., 1976. Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs. Journal of Sedimentary Petrology 46, 523-544.

Jarrar, G., Amireh, B., Zachmann, D., 2000. The major, trace and rare earth element geochemistry of glauconites from the early Cretaceous Kurnub Group of Jordan. Geochemical Journal 34, 207-222.

Jarvis, I., Burnett, W., Nathan, J., Almabaydin, F., Attia, A., Castro, L., Husain, V., utawna, A., Serjani, A. y Zanin Y., 1994. Phosphorites geochemistry. State of the art environmental concern. Eclogae Geologicae Helvetiae 87, 643-700.

Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. Sea-level changes: an integrated approach, 47-69.

Jones, B. y Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. Chemical Geology 111, 111-129.

Jorissen, F.J., 1988. The distribution of benthic foraminifera fromthe Adriatic Sea; principles of phenotypic variation. Utrecht Micropaleontological Bulletin 37, 176.

Kaiho, K., 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. Geology 22, 719-722.

Kelly, J.C. y Webb, J.A., 1999. The genesis of glaucony in the Oligo-Miocene Torquay Group, Southeastern Australia: petrographic and geochemical evidence. Sedimentary Geology 125, 99-114.

Kelly, J.C., Webb, J.A. y Maas, R., 2001. Isotopic constrainst on the genesis and age of autochthonous glaucony in the Oligo-Miocene Torquay Group, south-eastern Australia. Sedimentology 48, 325-338.

Kidwell, S.M., 1989. Stratigraphic condensation of marine transgressive records: origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland. Journal of Geology 97, 1-24.

Kidwell, S.M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. En: Allison, P.A., Briggs, D. E.G. (Eds.), Taphonomy: releasing the data locked.

Kitamura, A., 1998. Glaucony and carbonate grains as indicators of the condensed section: Omma Formation, Japan. Sedimentary Geology 122, 151-163.

Kohler, E.E. y Köster, H.M., 1976. Zur Mineralogie, Kristallchemie und Geochemie kretazisches Glauconite. Clay Minerals 11, 273-302.

Kohler, E.E. y Köster, H.M., 1982. Mineralogy and chemistry of glauconites from northwest Germany and southeast Holland. Geologisches Jahrbuch Reihe 52, 89-100.

Krijgsman, W., Fortuin, A.R., Hilgen, F.J. y Sierro, F.J., 2001. Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. Sedimentary Geology 140, 43-60.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Slerro, F.J. y Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. Nature 400, 652-655.

Kutzbach, J.E. y Webb III, T., 1993. Conceptual Basis for Understanding Late-Quaternary Climates. En: Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A. y Bartlein, P.J.

(eds). Global Climates since the Last Glacial Maximum. Minneapolis, University of Minnesota Press, Ch 2, pp. 5-11.

Lamboy, M., 1976. Géologie marine du plateau continental au NO de l´Espagne. Tesis Doctoral, Universidad de Rouen, 283 pp.

Landing, E., 2001. "Burgess biotas" and episodic slope and epeiric sea dysaerobic in the late Precambrian-Paleozoic. Geological Society of America, Abstracts with Programs 22, 38.

Ledesma, S., 2000. Astrobiocronología y estratigrafía de alta resolución del Neógeno de la Cuenca del Guadalquivir-Golfo de Cádiz. PhD. Thesis., Univ. Salamanca, Salamanca, Spain.

Lee, C.H., Choi, S.W. y Suh, M., 2002. High iron glaucony from the continental shelf of the Yellow Sea off the southwestern Korean Peninsula. Journal of Asian Earth Sciences 20, 507-515.

Lim, D.I., Park, Y.A., Choi, J.Y., Cho, J.W. y Khim, B.K., 2000. Glauconite grains in continental shelf sediments around the Korean Peninsula and their depositional implications. Geo-Marine Letters 20, 80-86.

López-García, M.J., 1995. Resultados paleoceanograficos deducidos a partir del contenido en diatomeas de los sedimentos siliceos miocenos («moronitas») en la Cuenca del Guadalquivir. Estudios Geológicos 51, 29-41.

Loutit, T.S., Handerbol, J., Vail, P.R. y Baum, G.R., 1988. Condendsed Sections: The Key to Age Determination and Correlation of Continental Margin Sequences. En: Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H., Rossy, C.A., Van Wagoner, J.V. (Eds.), Sea-level changes. An integrated approach. Soc. Ec. Palaeont. Min., Spec. Publ. 42, Tulsa, pp. 183-213.

Lundergard P.D. y Land, L.S., 1986. Carbon dioxide and organic acids: their role in porosity enhancement and cementation, Paleogene of the Texas Gulf Coast. En: Gautier, D.L. (ed.). Roles of organic matter in sediment diagenesis. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 38, 129-146.

Lutze, G.F., 1980. Depth distribution of benthic foraminifera on the continental margin off NW Africa. "Meteor" Forschungsergeb. Reihe C 32,31-80.

Luz, B. y Reiss, Z., 1983. Salinity tolerance of marine organisms deduced from Red Sea Quaternary record. Marine Geology 53, 17-22.

Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L. y Díaz del Río, V., 2004. Arquitectura estratigráfica de los depósitos contorníticos del Pleistoceno superior del Golfo de Cádiz: implicaciones paleoceanográficas de los eventos Heinrich. Geotemas 6(5), 187-190.

Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L., Díaz del Río, V. y Sánchez-Almazo, I., 2006. High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: The impact of Heinrich events. Marine Geology 227, 241-262.

Macintyre, I.G. y Marshall, J.F., 1988. Submarine lithification in coral reefs: Some facts and misconceptions. Proceedings of the Sixth International Coral Reef Symposium, Townsville, Australia 1, 263-272.

Macintyre, I.G. y Reid, R.P., 1998, Recrystallization in living porcelaneous foraminifera (*Archaias angulatis*): Textural changes without mineral alteration. Journal of Sedimentary 68, 11–19.

Mamet, B. y Preat, A., 2006 Iron-bacterial mediation in Phanerozoic red limestones: State of the art. Sedimentary Geology 185, 147-157.

Martin, J.M., Högdahl, O.T. y Philippot, J.C., 1976. Rare elements supply to the ocean. Journal of Geophysical Research 81, 3119-3124.

McCracken, S.R., Compton, J., Hicks, K., 1996. Sequence-stratigraphic significance of glaucony-rich lithofacies. Proc. ODP. Science Results 150, 23-45.

McMahon, B.R., 2001. Respiratory and circulatory compensation to hypoxia in crustaceans. Respiration Physiology 128, 349-364.

McRae, S.G., 1972. Glauconite. Earth Science Reviews 8, 397-440

Mendes, I., Gonzalez, R., Dias, J.M.A., Lobo, F. y Martins, V., 2004. Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (Southwestern Iberia). Marine Micropaleontology 51, 171-192.

Meulenkamp, J.E. y Sissingh, W., 2003. Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African-Eurasian convergent plate boundary zone. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 196, 209-228.

Mieras, B.L., Sageman, B.B. y Kauffman, E.G., 1993. Trace fossil distribution patterns in Cretaceous facies of the Western Interior Basin, North America. Geological Association of Canada Special Paper 39, 585-620.

Miller, R.G., 1990. A paleoceanographic approach to the Kimmeridge Clay Formation. En: Huc, A.Y. (Ed.), Deposition of organic facies. Am. Assoc. Pet. Geo., Stud. Geol., 30, 13-26.

Miller, M.F., 1991. Morphology and paleoenvironmental distribution of Paleozoic Spirophyton and Zoophycos: implications for the Zoophycos ichnofacies. Palaios 6, 410-425.

Moreira J.M. y Ojeda J., 1992. Andalucía, una visión inédita desde el espacio. Junta de Andalucía. Agencia de Medio Ambiente. Sevilla.

Moreno, C., Capitán, M. A., Doyle, M., Nieto, J. M., Ruiz, F. y Sáez, R., 2003. Edad mínimadel gossan de Las Cruces: implicaciones sobre la edad de inicio de los ecosistemas extremos en la Faja Pirítica Ibérica. Geogaceta 33, 67-70.

Morillo, J., Usero, J. y Gracia, I., 2004. Heavy metal distribution in marine sediments from the southwest coast of Spain. Chemosphere 55, 431-442.

Morris, R.C. y Fletcher, A.B., 1987. Increased solubility of quartzfollowing ferrous–ferric iron reactions. Nature 330, 558-561.

Moyes, J., 1965. Les ostracods du Miocène Aquitain: essai de paléoécologie stratigraphique et de paléogéographie. Tesis Doctoral, Bordeaux University, 339 p.

Muñiz, F., 1998. Paleoicnología del Neógeno superior en el sector suroccidental de la cuenca del Guadalquivir, área de Lepe-Ayamonte (Huelva). Tesis Doctoral, Universidad de Huelva. 235 pp.

Murray, R.W., Buchholtz Ten Brink, M.R., Brumsck, H.J., Gerlach, D.C. y Russ, G.P., III., 1991. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behaviour of Ce/Ce*: results from ODP leg 127. Geochimica et Cosmochimica Acta 55, 2453-2466.

Murray, R.W., Buchholtz Ten Brink, M.R., Brumsck, H.J., Gerlach, D.C., Russ, G.P., III, 1991. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behaviour of Ce/Ce*: results from ODP leg 127. Geochim. CosmoChim. Acta 55, 2453-2466.

Mutti, M. y Bernoulli, D., 2003. Early marine lithification and hardground development on a Miocene ramp (Maiella, Italy): key surfaces to track changes in trophic resources in nontropical carbonate settings. Journal of Sedimentary Research 73, 296-308.

Mutti, M., Bernoulli, D. y Stille, P., 1997. Temperate platform drowning episodes are linked to Miocene oceanographic events: Maiella platform margin, Italy. Terra Nova 9, 122-125.

Mutti, M., Bernoulli, D., Spezzaferri, S. y Stille, P., 1999. Lower and Middle Miocene carbonate facies in the Central Mediterranean: the impact of paleoceanography on sequence stratigraphy. En: Harris, P.M., Saller, A.H., Simo, J.A.T. (Eds.), Advances in carbonate sequence stratigraphy-application to reservoirs, outcrops and models. SEPM Spec. Publ. 62, 371-384

Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica and Cosmochimica Acta 38, 757-773.

Nascimento, A., 1983. The ostracod fauna of the Portuguese Neogene and its relationship to those from the Atlantic and Mediterranean Basins. En: Maddocks, R (Ed.), Applications of Ostracoda. Univ. of Houston, Houston, pp. 429-436.

Nelson, C.H. y Lamothe, P.J., 1993. Heavy metal anomalies in the Tinto and Odiel river and estuary system, Spain. Estuaries 16, 496-511.

Nelson, C.S. y James, N.P., 2000. Marine cements in mid-Tertiary cool-water shelf limestones of New Zealand and southern Australia. Sedimentology 47, 609-629.

Nelson, C.S., 1978. Temperate shelf carbonates in the Cenozoic of New Zealand: Sedimentology 29, 737-772.

Nicolaides, S. y Wallace, M.W., 1997. Submarine cementation and subaerial exposure in Oligo-Miocene temperate carbonates, Torquay Basin, Australia. Journal of Sedimentary Research 67, 397-410.

Nishimura, T., 1994. Occurrence and properties of glauconite in Miocene biosiliceous sediments of the Noto Peninsula, Hokurikku District, Japan. Proc. 29th Int'l Geol. Congr. Part C, 75-87.

Nomérange, P., 1998. Implementation of a nesting procedure in the gher 3D model. Application in the Gulf of Cadiz. Proceedings of the 3rd MMARIE annual meeting ELOISE 048/21, 8-13.

Notholt, A.J.G. y Jarvis, I., 1990. Phosphorite research and development. Geol. Soc. Spec. Publ. 52. 326 pp.

Nummedal, D., Riley, G.V. y Templet, P.L., 1993. High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. En: Posamentier, H. W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Associations. Int. Assoc. Sedim. Spec. Public. 18, London, pp. 55-68.

O'brien, G.W., Milnes, A.R., Veeh, H.H., Heggie, D.T., Riggs, S.R., Cullen, D.J., Marshall, J.F. y Cook, P.J., 1990. Sedimentation dynamic and redox iron-cycling: controlling factors for the apatite-glauconite association on the East Australian continental margin. En: Notholt A.J.G., Jarvis I. (Eds.), Phosphorite research and development. Geol. Soc. Spec. Publ. 52, 61-86.

Obrador, A., Pomar, L. y Taberner, C., 1992. Late Miocene breccia of Menorca (Balearic Islands): a basis for the interpretation of a Neogene ramp deposit. Sedimentary Geology 79, 203-223.

Odin, G.S., 1972. Observations nouvelles sur la structure de la glauconie en acordeón: description du processus de genèse par neoformation. Sedimentology 19, 285-294.

Odin, G.S., 1982. Effect of pressure and temperature on clay mineral potassium-argon ages. En: Odin, G.S. (Ed.). Numerical Dating in Stratigraphy. Chichester, J. Wiley and Sons Ltd., 307-319.

Odin, G.S., 1985. Significance of green particles (glaucony, berthierine, chlorithe) in arenites. En: Zuffa, G.G. (Ed), Provenance of arenites. D. Riedel Publ., Dordretcht, 279-307.

Odin, G.S., 1988. Green marine clays. Develop. Sediment. 45, Elsevier, Amsterdam.

Odin, G.S. y Dodson, M.H., 1982. Zero isotopic age of glauconies. En: Odin, G.S. (Ed.). Numerical Dating in Stratigraphy. John Wiley and Sons, UK, 277-305.

Odin, G.S. y Fullagar, P.D., 1988. Geological significance of the glaucony facies. En: Odin, G.S. (Ed.), GreenMarine Clays. Developments in Sedimentology 45, 227-294.

Odin, G.S. y Lamboy., 1988. Glaucony from the margin off northwestern Spain. In: Odin, G.S. (Ed.), Green Marine Clays. Developments in Sedimentology 45, 249-75.

Odin, G.S. y Letolle, R., 1980. Glauconitization and phosphatization environments: a tentative comparison. En: Bentor, Y.K. (Ed.). Marine phosphorites. SEPM Spec. Pub. 29, 227-237.

Odin, G.S. y Matter, A., 1981. De glauconiarum originae. Sedimentology 28, 611-641.

Odin, G.S. y Rex, D.C., 1982. K-Ar dated of washed, leached, weathered and reworked glauconies. En: Odin, G.S. (Ed), Numerical dating in stratigraphy. John Willey and Sons Publ., Chichester, 363-385.

Odom, I.E., 1984. Glauconite and celadonite minerals. Reviews in Mineralogy 13, 545-572.

Oschmann, W., 1988. Kimmeridge clay sedimentation - a new cyclic model. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 65, 217-251.

Palanques, A., Plana, F., Baucells, M., Lacort, G. y Roura, M., 1989. Determination of heavy metal pollution by ICP and AAS in the suspended matter of the Gulf of Cádiz. International Journal of Environmental Analytical Chemistry 36, 85-93.

Parrish, J.T., Droser, M.L. y Bottjer, D.J., 2001. A triassic upwelling zone: The shublik formation, Arctic Alaska, U.S.A. Journal of Sedimentary Research 71, 272-285.

Pattan, J.N., Rao, C.M., Higgs, N.C., Colley, S. y Parthiban, G., 1995. Distribution of major, trace and rare-earth elements in surface sediments of the Wharton Basin, Indian Ocean. Chemical Geology 121, 201-215.

Pemberton, S.G., Risk, M.J. y Buckley, D.E., 1976. Supershrimp: Deep bioturbation in the Strait of Canso, Nova Scotia. Science 192, 790-791.

Pendón, J.G., Ruiz, F., Abad, M., González-Regalado, M.L., Baceta, J.I. y Tosquella, J., 2004. Transgressive Sequences on Foreland Margins: A Case Study of the Central Guadalquivir Basin. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 110, 503-515.

Pettijohn, F.J., 1957. Sedimentary Rocks. Harper and Brothers New York 526 p.

Piper, D.Z. y Dean, W.E., 2002. Trace-element deposition in the Cariaco Basin, Venezuela shelf, under sulfate-reducing conditions - A history of the local hydrography and global climate, 20 Ka to the present. US Geological Survey Professional Paper 1670, 1-41.

Piper, D.Z., 1974. Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases. Geochimica et Cosmochimica Acta 38, 1007-1022.

Pomar, L., Obrador, A. y Westphal, H., 2002. Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. Sedimentology 49, 139-169.

Posamentier, H.W. y Allen, G.P., 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy. Concepts and Applications. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology 7, pp. 210.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. I: Conceptual framework. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Roos, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 42, pp. 109-124 p.

Pryor, W.A., 1975. Biogenic sedimentation and alteration of argillaceous sediments in shallow-marine environments. Bull. Geol. Soc. Am. 86, 1244-1254.

Pujol, C. y Vergnaud-Grazzini, C., 1995. Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. Marine Micropaleontology 25, 187-217.

Reiber, C.L. y Harper, S.L., 2001. Perspectives on cardiac physiological ontogeny in crustaceans. Zoology 104, 103-113.

Rhoads, D.C., 1975. The paleoecological and environmental significance of trace fossils. En: Frey, R.W. (Ed), The study of trace fossils. New York, Springer-Verlag, 147-160.

Rhoads, D.L. y Morse, J.W., 1971. Evolutionary and Ecologic Significance of Oxygen-deficient Marine Basins. Lethaia 4, 413-428.

Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of bacterial–algal mats and biofilms. Sedimentology 47, 179-214.

Riedll, R., 1986. Fauna y Flora del Mar Mediterráneo. Ediciones Omega, Barcelona, 534 pp.

Rossignol-Strick, M., 1985. A marine anoxic event on the Brittany coast, July 1982. Journal of Coastal Research 1, 11-20.

Rouse, G.W. y Pleijel, F., 2001. Polychaetes. Oxford University Press, London, 354 pp.

Ruiz, F. y González-Regalado, M.L., 1996. Les ostracodes du golfe Mio-Pliocene du Sud-Ouest de l'Espagne. Revue de Micropaléontologie 39, 137-151.

Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Baceta, J.I., Pendón, J.G. y Tosquella, J., 2000. Datos preliminares sobre los ostrácodos de las arenas basales de la Formación Niebla (Depresión del Guadalquivir, S.O. de España). Geogaceta 29, 147-151.

Rutenberg, K.C. y Berner, R.A., 1993. Authigenic apatite formation and burial in sediments from non upwelling continental margin environments. Geochemica et Cosmochemica Acta 57, 991-1007.

Sánchez-Almazo, I.M., Spiro, B., Braga, J.C. y Martín, J.M., 2001. Constraints of stable isotope signatures on the depositional palaeoenvironments of upper Miocene reef and temperate carbonates in the Sorbas Basin, SE Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175, 153-172.

Santarelli, A., Brinkhuis, H., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Versteegh, G.J.M. y Visscher, H., 1998. Orbital signatures in a Late Miocene dinoflagellate record from Crete (Greece). Marine Micropaleontology 33, 273-297.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A., 1991. Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. Acta Geológica Hispánica 26, 205-227.

Savrda, C.E. y Bottjer, D.J., 1986. Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. Geology 14, 3-6.

Schenau, S.J., Slomp, C.P. y De Lange, G.J., 2000, Phosphogenesis and active phosphorite formation in sediments from the Arabian Sea oxygen minimum zone: Marine Geology 169, 1-20.

Sholkovitz, E.R., Landing, W.M. y Lewis, B.L., 1994. Ocean particle chemistry: the fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 1567-1579.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Zamarreño, I., Vázquez, A., Utrilla, R., Francés, G., Hilgen, F.J. y Krijgsman, W., 1999. Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in western Mediterranean climate. Marine Geology 153, 137-146.

Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1995. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In: Friends, P. F., Dabrio, C. J. (eds.), Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press, Cambridge, p. 339-345.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1990. The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). Paleontol. Evolució, Mem. esp. 2, 209-250.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1996. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 339-345.

Slomp, C.P., Malschaert, J.F.P. y Van Raaphorst, W., 1998. The role of adsorption in sediment-water exchange of phosphate in North Sea continental margin sediments. Limnology and Oceanography 43, 832-846.

Sohlenius, G., Emeis, K.-C., Andrén, E., Andrén, T. y Kohly, A., 2001. Development of anoxia during the Holocene fresh-brackish water transition in the Baltic Sea. Marine Geology 177, 221-242.

Stefanelli, S., Capotondi, L. y Ciaranfi, N., 2005. Foraminiferal record and environmental changes during the deposition of the Early-Middle Pleistocene sapropels in southern Italy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 216, 27-52.

Stein, R., ten Heaven, H.L., Littke, R., Rullkötter, J. y Welte, D.H., 1989. Accumulation of marine and terrigenous organic carbon at upwelling Site 658 and nonupwelling Sites 657 and 659: implications for the reconstruction of paleoenvironments in the eastern subtropical Atlantic through Late Cenozoic times. En: Ruddiman W., Sarnthein (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 108: 361-385.

Stille, P. y Clauer, N., 1994. The process of glauconitization: chemical and isotopic evidence. Contributions to Mineralogy and Petrology 117, 253-262.

Sturenson, U., 1995. Llanvirnian (Ord.) iron ooides in Baltoscandia: Element mobility, REE distribution patterns, and origin of the REE. Chemical Geology 125, 45-60.

Suess, E., 1981. Phosphate regeneration from sediments of the Peru continental margin by dissolution of fish debris: Geochimica et Cosmochimica Acta 45, 577-588.

Swift, D.J.P., 1976. Coastal Sedimentation. In: Stanley, D.J., Swift, D.J.P. (Eds.), Marine Sediment Transport and Environmental Management, John Wiley and Sons, New York.pp. 255-310.

Swift, D.J.P., Phillips, S., y Thorne, J.A., 1991, Sedimentation on continental margins, IV: Lithofacies and depositional systems. En: Swift, D.J.P., Tillman, R.W., and Thorne, J.A., (Eds), Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies, and Sequence Stratigraphy. International Association of Sedimentologists, Special Publication 14, 89-152.

Taylor, S.R. y McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 312.

Taylor, K.G. y Curtis, C.D., 1995. Stability and facies association of early diagenetic mineral assemblages: an example from a Jurassic ironstone-mudstone succession, UK. Journal of Sedimentary Research A: Sedimentary Petrology and Processes 65, pp. 2.

Tchomachenko, P. y Uchman, A., 2001. The oldest deep-sea *Ophiomorpha* and *Scolia* and associated trace fossils from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous deep-water turbideite deposits of SW Bulgaria. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 169, 85-99.

Thompson, G.R. y Hower, J., 1975. The mineralogy of glauconite. Clay Minerals 23, 289-300.

Thompson, J.B., Mullins, H.T., Newton, C.R. y Vercoutere, T.L., 1985. Alternative biofacies model for dysaerobic communities. Lethaia 18, 167-179.

Triplehorn, D.M., 1966. Morphology, internal structure, and origin of glauconite pellets. Sedimentology 6, 247-266.

Uriarte, A., 2003. Historia del clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 306 p.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. y Perez-Cruz, C., 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentation - an Overview. En: Einsele, G., Ricken, W., y Seilacher, A. (Eds.). CyclesandEventsin Stratigraphy. Springer Verlag, 617-659.

Valdés, J. y Ortlieb, L., 2001. Paleoxigenación subsuperficial de la columna de agua en la bahía Mejillones del sur (23°S): Indicadores geoquímicos en testigos de sedimento marino. Investigaciones Marinas 29, 25-35.

Valenton, I., Abdul-Razzak, A. y Klussmann, D., 1982. Mineralogy and geochemistry of glauconita pellets from Cretaceous sediments in northwest Germany. Geol. Jb. 52, 5-87.

Van Geen, A., Boyle, E. A., y Moore, W. S., 1991. Trace metal enrichments in the waters of the Gulfof Cadiz. Geochimica et Cosmochimica Acta 55, 2173-2191.

Van Houten, F. y Purucker, M., 1984. Glauconitic Peloids and Chamositic Ooloids-Favorable Factors, Constraints, and Problems. Earth Science Reviews 20, 211-250.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Campion, K.M. y Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrop. A.A.P.G., Methods in exploration 7, 15-45.

Van Wagonner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.Pr., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of the sequence stratigraphy and key definitions. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., VanWagonner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes: An Integrated Approach. The Society of Economic Palentolologists and Mineralogists, Special Publication 42, pp. 39-45

Vázquez, A., Utrilla, R., Zamarreño, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Francés, G. y Bárcena, M.A., 2000. Precession-related sapropelites of the Messinian Sorbas Basin (South Spain): paleoenvironmental significance. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 158, 353-370.

Velde, B., 1985. Clay minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence. Developments in Sedimentology 40, pp. 427.

Vera, J.A., 2004. Geología de España. Sociedad Geológica de España-IGME, Madrid, 884 p.

Villanueva, P., 1994. Implicaciones oceanográficas de los foraminíferos bentónicos recientes en la bahía y plataforma gaditana. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, España, 363 pp.

Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J., 2004. Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. En: Vera J.A. (Ed.), Geología de España. Soc. Geol. España, Madrid, España, pp. 576-581.

Visser, J.N.J., 1993, Sea-Level Changes in a Back-Arc-Foreland Transition: The Late Carboniferous-Permian Karoo Basin of South Africa. Sedimentary Geology 83, 115-131.

Warny, S.A., Bart, P.J. y Suc, J.P., 2003. Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the Messinian Salinity Crisis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 202, 59-66.

Wedepohl, K.H., 1969. Composition and abundance of common sedimentary rocks. En: Wedepohl, K.H. (Ed.). Handbook of Geochemistry 1, Springer, Berlin, pp. 250-271.

Wetzel, A., 1981. Ökologische und stratigraphischeBedeutung biogener Gefüge in quartären Sedimenten am NW-afrikanischen Kontinentralrand. Meteor Forschungs-Ergebnisse 34, 1-47.

Whiteside, D. I. y Robinson, D., 1983. A glauconitic clay-mineral from a speleological deposit of late triassic age. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 41, 81-85.

Wilkes, P.R.H. y McMahon, B.R., 1982. Effect of maintained hypoxic exposure in the crayfish, Orconectes rusticus: II. Modulation of hemocyanin oxygen affinity. Journal of Experimental Biology 98, 139-149.

Wright, C.H., 1988. Paleokarst and paleosoils as indicators of paleoclimate and porosity evolution: a case study from the Carboniferous of South Wales. En: James, N.P., Choquette, P.W. (Eds.), Paleokarst. Springer-Verlag, Berlin, pp. 329-341.

Wright, J., Schrader, H. y Holser, W., 1987. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. Geochimica et Cosmochimica Acta 51, 631-644.

ANEXO. Capítulo 7

Muestra	ANALISIS	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeOt	Cr_2O_3	MnO	NiO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	TOTAL
2N1	Gr. 1	48,29	0,00	4,34	26,51	0,00	23,85	0,00	0,00	0,00	3,77	0,33	0,00	0,00	7,78	91,02
2N1	Gr. 2	47,72	0,00	3,75	27,32	0,00	24,58	0,00	0,00	0,00	3,75	0,13	0,00	0,00	7,72	90,39
2N1	Gr. 3	48,71	0,00	4,67	26,15	0,00	23,53	0,00	0,00	0,00	3,82	0,31	0,00	0,00	7,67	91,33
2N1	Gr. 4	47,72	0,00	3,35	27,37	0,00	24,63	0,00	0,00	0,00	3,74	0,22	0,00	0,00	7,61	90,01
2N1	Gr. 5	48,05	0,00	3,19	27,63	0,00	24,86	0,00	0,00	0,00	3,76	0,25	0,00	0,00	7,86	90,74
2N1	Gr. 5	47,55	0,00	5,91	24,29	0,00	21,86	0,00	0,00	0,00	3,37	0,63	0,00	0,00	7,63	89,38
2N1	Gr. 6	46,96	0,00	4,26	26,45	0,00	23,80	0,00	0,00	0,00	3,66	0,60	0,00	0,00	6,65	88,58
2N1	Gr. 7	46,97	0,00	5,43	23,42	0,00	21,07	0,00	0,00	0,00	3,79	0,21	0,00	0,00	7,07	86,89
2N1	Gr. 8	46,95	0,00	5,51	22,91	0,00	20,61	0,00	0,00	0,00	3,83	0,00	0,00	0,46	7,18	86,84
2N1	Gr. 9	47,24	0,00	5,21	24,75	0,00	22,27	0,00	0,00	0,00	3,68	0,18	0,00	0,00	7,63	88,69
2N1	Gr. 10	48,30	0,00	4,11	25,39	0,00	22,85	0,00	0,00	0,00	3,77	0,23	0,00	0,00	7,36	89,16
2N1	Gr. 10 (bis)	45,89	0,00	4,87	25,24	0,00	22,71	0,00	0,00	0,00	3,75	0,30	0,00	0,00	6,72	86,77
2N1	Gr. 11	47,95	0,00	3,43	26,85	0,00	24,16	0,00	0,00	0,00	4,15	0,00	0,00	0,00	7,74	90,12
2N1	Gr. 12	46,33	0,00	4,21	26,05	0,00	23,44	0,00	0,00	0,00	3,70	0,22	0,00	0,00	7,49	88,00
2N1	Gr. 13	48,45	0,00	3,13	26,89	0,00	24,20	0,00	0,00	0,00	3,98	0,26	0,00	0,00	7,76	90,47
2N1	Gr. 14	46,92	0,00	3,75	26,12	0,00	23,50	0,00	0,00	0,00	3,76	0,22	0,00	0,00	7,34	88,11
2N1	Gr. 15	46,35	0,00	3,85	27,22	0,00	24,49	0,00	0,00	0,00	3,68	0,26	0,00	0,00	7,24	88,60
2N1	Gr. 16	45,41	0,00	4,07	26,23	0,00	23,60	0,00	0,00	0,00	3,61	0,34	0,00	0,00	7,00	86,66
2N1	Gr. 17	45,52	0,00	4,06	24,65	0,00	22,18	0,00	0,00	0,00	3,58	0,00	0,00	0,00	7,15	84,96
2N1	Gr. 18	44,86	0,00	3,43	25,72	0,00	23,14	0,00	0,00	0,00	3,58	1,39	0,00	0,00	7,09	86,07
2N1	Gr. 19	46,10	0,00	3,56	24,64	0,00	22,17	0,00	0,00	0,00	3,75	0,30	0,00	0,00	7,01	85,36
2N1	Gr. 20	44,07	0,00	2,90	25,18	0,00	22,66	0,00	0,00	0,00	3,70	0,23	0,00	0,00	7,30	83,38
2N1	Gr. 21	43,65	0,00	4,75	24,41	0,00	21,96	0,00	0,00	0,00	3,36	0,30	0,00	0,00	6,72	83,19
2N1	Gr. 22	44,13	0,00	5,28	24,43	0,00	21,98	0,00	0,00	0,00	3,55	0,42	0,00	0,00	6,82	84,63
2N1	Gr. 23	43,64	0,00	4,19	24,11	0,00	21,69	0,00	0,00	0,00	3,57	0,29	0,00	0,00	7,05	82,85
MEDIA		46,55	0,00	4,21	25,60	0,00	23,03	0,00	0,00	0,00	3,71	0,30	0,00	0,02	7,30	87,69

Muestra	ANALISIS	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeOt	Cr_2O_3	MnO	NiO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	TOTAL
2N2	Gr. A	49,96	0,00	3,92	26,48	0,00	23,83	0,00	0,00	0,00	3,76	0,63	0,00	0,38	7,58	92,71
2N2	Gr. B	48,36	0,00	5,39	24,27	0,00	21,84	0,00	0,00	0,00	3,50	0,85	0,00	0,38	7,32	90,07
2N2	Gr. C	49,67	0,00	4,65	26,14	0,00	23,52	0,00	0,00	0,00	3,76	0,45	0,00	0,39	7,48	92,54
2N2	Gr. C.2	49,60	0,00	4,71	25,94	0,00	23,34	0,00	0,00	0,00	3,79	0,56	0,00	0,00	7,86	92,46
2N2	Gr. D	51,58	0,00	5,32	26,82	0,00	24,13	0,00	0,00	0,00	4,23	0,49	0,00	0,00	7,89	96,33
2N2	Gr. E	47,98	0,00	3,96	28,11	0,00	25,29	0,00	0,00	0,00	3,65	0,45	0,00	0,00	7,55	91,70
2N2	Gr. F	46,88	0,00	3,54	26,94	0,00	24,24	0,00	0,00	0,00	3,49	0,41	0,00	0,00	7,73	88,99
2N2	Gr. G	50,14	0,00	4,06	26,78	0,00	24,10	0,00	0,00	0,00	3,70	0,55	0,00	0,00	7,42	92,65
2N2	Gr. G.2	49,28	0,00	4,15	26,51	0,00	23,85	0,00	0,00	0,00	3,73	0,53	0,00	0,55	7,54	92,29
2N2	Gr. H	49,42	0,00	3,41	27,08	0,00	24,37	0,00	0,00	0,00	3,91	0,66	0,00	0,00	7,90	92,38
2N2	Gr. I	47,32	0,00	3,15	26,85	0,00	24,16	0,00	0,00	0,00	3,65	1,27	0,00	0,00	7,81	90,05
2N2	Gr. J	48,89	0,00	3,82	26,33	0,00	23,69	0,00	0,00	0,00	3,38	0,48	0,00	0,00	7,63	90,53
2N2	Gr. K	46,72	0,00	3,79	25,37	0,00	22,83	0,00	0,00	0,00	3,46	0,41	0,00	0,00	7,34	87,09
2N2	Gr. L	50,35	0,00	5,57	25,11	0,00	22,59	0,00	0,00	0,00	3,90	0,45	0,00	0,39	7,67	93,44
2N2	Gr. M	47,67	0,00	3,80	26,07	0,00	23,46	0,00	0,00	0,00	3,64	0,39	0,00	0,43	7,62	89,62
2N2	Gr. N	47,73	0,00	4,57	25,11	0,00	22,59	0,00	0,00	0,00	3,62	0,36	0,00	0,00	7,67	89,06
2N2	Gr	47,96	0,00	4,68	25,86	0,00	23,27	0,00	0,00	0,00	3,74	0,54	0,00	0,00	7,46	90,24
2N2	Gr. O	47,94	0,00	4,10	23,87	0,00	21,48	0,00	0,00	0,00	3,38	0,56	0,00	1,14	5,09	86,08
MEDIA		48,75	0,00	4,26	26,09	0,00	23,48	0,00	0,00	0,00	3,68	0,56	0,00	0,20	7,48	91,01

Muestra	ANALISIS	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeOt	Cr_2O_3	MnO	NiO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	TOTAL
2N3	Gr. 3 (A)	48,43	0,00	10,60	24,59	0,00	22,13	0,00	0,00	0,00	3,15	0,82	0,00	0,00	6,75	94,34
2N3	Gr. 11 (A)	47,03	0,00	4,64	32,65	0,00	29,38	0,00	0,00	0,00	3,33	0,22	0,00	0,00	7,58	95,45
2N3	Gr. 11(B)	48,48	0,00	3,68	32,40	0,00	29,15	0,00	0,00	0,00	3,87	0,23	0,00	0,00	7,68	96,34
2N3	Gr. 11(C)	48,18	0,00	5,38	31,06	0,00	27,95	0,00	0,00	0,00	3,98	0,00	0,00	0,00	6,67	95,27
2N3	Gr. 25 (b)	47,98	0,00	5,73	26,99	0,00	24,29	0,00	0,00	0,00	3,92	0,75	0,00	0,61	7,39	93,37
2N3	Gr. 25 (n)	46,17	0,00	2,98	30,64	0,00	27,57	0,00	0,00	0,00	3,89	0,21	0,00	0,00	7,57	91,46
2N3	Gr. 27 (b)	47,02	0,00	5,83	26,85	0,00	24,16	0,00	0,00	0,00	3,87	0,45	0,00	0,38	7,14	91,54
2N3	Gr. 27 (n)	46,06	0,00	3,09	30,60	0,00	27,53	0,00	0,00	0,00	3,67	0,49	0,00	0,38	7,43	91,72
2N3	Gr. 36 (b)	48,57	0,00	6,07	26,79	0,00	24,11	0,00	0,00	0,00	4,37	0,33	0,00	0,39	6,83	93,35
2N3	Gr. 36 (n)	47,19	0,00	3,55	30,68	0,00	27,61	0,00	0,00	0,00	4,16	0,17	0,00	0,62	7,18	93,55
2N3	Gr. 36 (Incl?)	47,11	0,00	4,92	26,59	0,00	23,93	0,00	0,00	0,00	3,86	0,49	0,00	0,68	6,92	90,57
2N3	Gr. 59 (b)	45,89	0,00	5,82	27,57	0,00	24,81	0,00	0,00	0,00	3,63	0,37	0,00	0,70	7,16	91,14
2N3	Gr. 59 (3)	44,22	0,00	5,91	26,43	0,00	23,78	0,00	0,00	0,00	3,69	2,89	0,00	0,48	6,56	90,18
2N3	Gr 59 (2)	47,22	0,00	6,06	28,83	0,00	25,94	0,00	0,00	0,00	3,77	0,26	0,00	0,48	7,05	93,67
2N3	Gr. 59 (1)	47,67	0,00	6,92	27,08	0,00	24,37	0,00	0,00	0,00	3,77	0,28	0,00	0,54	6,93	93,19
2N3	Gr. 16 (b)	47,57	0,00	5,91	28,10	0,00	25,28	0,00	0,00	0,00	4,02	0,27	0,00	0,41	7,26	93,54
2N3	Gr. 16 (n)	46,92	0,00	3,81	30,90	0,00	27,80	0,00	0,00	0,00	3,89	0,20	0,00	0,00	7,42	93,14
2N3	Gr. 13 (b)	46,50	0,00	5,51	27,08	0,00	24,37	0,00	0,00	0,00	3,62	0,32	0,00	0,50	7,22	90,75
2N3	Gr. 13 (n)	47,86	0,00	2,68	31,41	0,00	28,26	0,00	0,00	0,00	4,15	0,00	0,00	0,47	7,79	94,36
2N3	Gr. 1 (b)	48,65	0,00	7,10	23,57	0,00	21,21	0,00	0,00	0,00	3,99	0,32	0,00	0,30	8,63	92,56
2N3	Gr. 1 (n)	48,13	0,00	3,60	27,26	0,00	24,53	0,00	0,00	0,00	4,14	0,00	0,00	0,44	7,93	91,60
2N3	Gr. 15 (1)	49,05	0,00	6,12	25,51	0,00	22,95	0,00	0,00	0,00	3,79	0,00	0,00	0,00	7,57	92,04
2N3	Gr. 15 (2)	50,48	0,00	3,59	29,27	0,00	26,34	0,00	0,00	0,00	4,25	0,35	0,00	0,39	8,14	96,47
2N3	Gr. 15 (3)	50,70	0,00	3,23	29,60	0,00	26,63	0,00	0,00	0,00	4,04	0,38	0,00	0,36	8,20	96,51
2N3	Gr. 15 (4)	47,99	0,00	2,49	30,04	0,00	27,03	0,00	0,00	0,00	3,73	0,27	0,00	0,00	7,63	92,15
2N3	Gr. 15 (5)	51,23	0,00	2,91	30,57	0,00	27,51	0,00	0,00	0,00	4,43	0,28	0,00	0,46	8,42	98,30
2N3	Gr. 15 (6)	51,49	0,00	3,06	29,52	0,00	26,56	0,00	0,00	0,00	4,09	0,32	0,00	0,36	8,11	96,95
2N3	Gr. 15 (7)	48,18	0,00	5,30	25,59	0,00	23,03	0,00	0,00	0,00	3,69	0,15	0,00	0,42	7,33	90,66
MEDIA		47,93	0,00	4,87	28,51	0,00	25,65	0,00	0,00	0,00	3,88	0,39	0,00	0,33	7,45	93,36

Análisis de elementos mayores en muestras de glauconita purificada

Muestra	ANALISIS	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeOt	Cr_2O_3	MnO	NiO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	TOTAL
GV1	GR1	54,17	0,00	4,51	27,38	0,00	24,64	0,00	0,00	0,00	4,34	0,00	0,00	0,00	8,07	98,47
GV1	GR2	50,00	0,00	4,07	28,00	0,00	25,19	0,00	0,00	0,00	4,73	0,00	0,00	0,51	7,69	95,00
GV1	GR3	48,81	0,00	4,88	27,95	0,00	25,15	0,00	0,00	0,00	4,17	0,00	0,00	0,51	7,04	93,36
GV1	GR4	49,81	0,00	4,07	27,53	0,00	24,77	0,00	0,00	0,00	4,89	0,00	0,00	0,46	7,39	94,15
GV1	GR5	49,47	0,00	4,63	26,22	0,00	23,59	0,00	0,00	0,00	4,41	0,00	0,00	0,37	7,69	92,79
GV1	GR6	44,17	0,00	3,45	23,93	0,00	21,53	0,00	0,00	0,00	3,85	0,00	0,00	0,48	6,86	82,74
GV1	GR7	40,69	0,00	4,05	22,39	9,00	20,15	0,00	0,00	0,00	3,36	0,00	0,00	0,00	6,11	76,60
GV1	GR8	44,43	0,00	3,60	23,31	0,00	20,97	0,00	0,00	0,00	4,14	0,00	0,00	0,39	6,88	82,75
GV1	GR9	48,00	0,00	6,47	25,33	0,00	22,79	0,00	0,00	0,00	3,82	0,00	0,00	0,00	6,39	90,01
GV1	GR10	48,38	0,00	4,42	25,75	0,00	23,17	0,00	0,00	0,00	3,75	0,00	0,00	0,00	7,47	89,77
GV1	GR12	48,46	0,00	4,26	26,52	0,00	23,86	0,00	0,00	0,00	4,47	0,00	0,00	0,00	7,54	91,25
GV1	GR13	48,43	0,00	3,57	26,92	0,00	24,22	0,00	0,00	0,00	4,00	0,00	0,00	0,00	7,85	90,77
GV1	GR14	48,97	0,00	5,77	24,29	0,00	21,86	0,00	0,00	0,00	4,42	0,00	0,00	0,00	5,00	88,45
GV1	GR15	47,32	0,00	4,38	26,59	0,00	23,93	0,00	0,00	0,00	4,26	0,00	0,00	0,00	7,22	89,77
GV1	GR16	49,70	0,00	4,54	26,29	0,00	23,66	0,00	0,00	0,00	4,27	0,00	0,00	0,43	7,58	92,81
GV1	GR17	48,46	0,00	4,41	25,09	0,00	22,58	0,00	0,00	0,00	4,37	0,00	0,00	0,00	7,55	89,88
GV1	GR18	47,98	0,00	4,34	25,95	0,00	23,35	0,00	0,00	0,00	3,91	0,00	0,00	0,00	7,74	89,92
GV1	GR19	48,84	0,00	3,72	25,93	0,00	23,33	0,00	0,00	0,00	4,31	0,00	0,00	0,00	7,71	90,51
GV1	GR20	48,66	0,00	4,59	26,64	0,00	23,97	0,00	0,00	0,00	4,22	0,00	0,00	0,00	7,48	91,59
GV1	GR21	44,39	0,00	4,36	25,13	0,00	22,61	0,00	0,00	0,00	3,79	0,00	0,00	0,00	6,96	84,63
GV1	GR22	48,73	0,00	4,65	24,65	0,00	22,18	0,00	0,00	0,00	3,77	0,00	0,00	0,00	7,35	89,15
MEDIA		47,99	0,00	4,42	25,80	0,43	23,21	0,00	0,00	0,00	4,15	0,00	0,00	0,15	7,22	89,73

Muestra	ANALISIS	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeOt	Cr_2O_3	MnO	NiO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	TOTAL
GV2	Gr. 2 (n)	47,36	0,00	4,73	29,72	0,00	26,74	0,00	0,00	0,00	4,21	0,17	0,00	0,53	7,12	93,84
GV2	Gr. 3 (b)	46,60	0,00	5,22	27,53	0,00	24,77	0,00	0,00	0,00	4,18	0,62	0,00	0,40	6,98	91,53
GV2	Gr. 3 (n)	47,14	0,00	4,04	29,84	0,00	26,85	0,00	0,00	0,00	4,53	0,28	0,00	0,52	7,35	93,70
GV2	Gr. 9 (A)	46,44	0,00	7,08	27,32	0,00	24,58	0,00	0,00	0,00	4,21	0,43	0,00	0,39	6,28	92,15
GV2	Gr. 9 (1)	45,02	0,00	5,56	28,47	0,00	25,62	0,00	0,00	0,00	4,06	0,22	0,00	0,62	6,35	90,30
GV2	Gr. 9 (b.n)	45,73	0,00	6,93	27,56	0,00	24,80	0,00	0,00	0,00	4,03	0,49	0,00	0,51	6,71	91,96
GV2	Gr. 9 (B.n)	45,90	0,00	8,06	26,55	0,00	23,89	0,00	0,00	0,00	3,96	0,00	0,00	0,33	6,41	91,21
GV2	Gr. 12 (centro)	47,84	0,00	4,36	30,17	0,00	27,15	0,00	0,00	0,00	4,05	0,18	0,00	0,00	7,61	94,21
GV2	Gr. 12 (A)	42,73	0,00	6,18	23,99	0,00	21,59	0,00	0,00	0,00	3,94	0,27	0,00	0,37	5,92	83,40
GV2	Gr 12 (B)	40,86	0,00	5,62	25,15	0,00	22,63	0,00	0,00	0,00	3,73	0,20	0,00	0,53	5,52	81,61
GV2	Gr. 17 (bord. frac)	45,53	0,00	4,50	29,65	0,00	26,68	0,00	0,00	0,00	4,30	0,33	0,00	0,51	7,26	92,08
GV2	Gr. 31 (A)	47,63	0,00	5,85	26,76	0,00	24,08	0,00	0,00	0,00	4,63	0,00	0,00	0,69	7,01	92,57
GV2	Gr. 31 (B)	43,18	0,00	5,59	23,59	0,00	21,23	0,00	0,00	0,00	4,10	5,65	0,00	0,51	6,18	88,80
GV2	Gr. 34 (A)	48,33	0,00	5,64	30,46	0,00	27,41	0,00	0,00	0,00	4,65	0,22	0,00	0,40	7,61	97,31
GV2	Gr. 34 (B)	48,90	0,00	6,67	28,15	0,00	25,33	0,00	0,00	0,00	4,52	0,35	0,00	0,41	6,78	95,78
GV2	Gr. 38 (B)	48,09	0,00	6,28	26,15	0,00	23,53	0,00	0,00	0,00	4,45	0,95	0,00	0,00	7,20	93,12
GV2	Gr. 40 (A)	48,08	0,00	4,24	28,87	0,00	25,98	0,00	0,00	0,00	4,53	0,95	0,00	0,42	7,52	94,61
GV2	Gr. 40 (B)	48,21	0,00	5,42	29,72	0,00	26,74	0,00	0,00	0,00	4,32	0,51	0,00	0,42	6,99	95,59
GV2	Gr. 40 (C)	48,87	0,00	5,01	30,03	0,00	27,02	0,00	0,00	0,00	4,54	0,69	0,00	0,00	7,19	96,33
GV2	Gr. 40 (D)	47,88	0,00	5,09	29,36	0,00	26,42	0,00	0,00	0,00	4,36	0,43	0,00	0,43	6,86	94,41
GV2	Gr. 40 (F)	49,38	0,00	4,98	29,66	0,00	26,69	0,00	0,00	0,00	4,55	1,02	0,00	0,49	7,43	97,51
GV2	Gr. 40 (Y)	47,92	0,00	4,97	30,76	0,00	27,68	0,00	0,00	0,00	4,39	0,37	0,00	0,47	7,04	95,92
GV2	Gr. 71 (A)	47,76	0,00	3,88	28,83	0,00	25,94	0,00	0,00	0,00	4,65	0,16	0,00	0,35	7,74	93,37
GV2	Gr. 71 (B)	46,40	0,00	6,38	26,53	0,00	23,87	0,00	0,00	0,00	4,14	0,24	0,00	0,49	7,01	91,19
GV2	Gr. 71 (D)	46,29	0,00	6,70	27,49	0,00	24,74	0,00	0,00	0,00	4,09	0,35	0,00	0,43	6,81	92,16
GV2	Gr. 71 (E)	45,58	0,00	8,53	22,32	0,00	20,08	0,00	0,00	0,00	4,08	0,25	0,00	0,52	6,09	87,37
MEDIA		46,68	0,00	5,67	27,87	0,00	25,08	0,00	0,00	0,00	4,28	0,59	0,00	0,41	6,88	92,39

Muestra	ANALISIS	SiO_2	TiO_2	AL_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeOt	Cr_2O_3	MnO	NiO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	TOTAL
GV3	GRA	53,69	0,00	5,50	26,85	0,00	24,16	0,00	0,00	0,00	4,52	0,00	0,00	0,00	8,07	98,63
GV3	GRB	53,15	0,00	5,14	27,24	0,00	24,51	0,00	0,00	0,00	4,40	0,00	0,00	0,00	8,09	98,02
GV3	GRC	52,03	0,00	4,96	27,11	0,00	24,39	0,00	0,00	0,00	4,29	0,00	0,00	0,00	8,05	96,44
GV3	GRD	51,73	0,00	6,37	26,98	0,00	24,28	0,00	0,00	0,00	5,17	0,00	0,00	0,00	7,12	97,37
GV3	GRE	52,82	0,00	4,99	26,41	0,00	23,76	0,00	0,00	0,00	4,21	0,00	0,00	0,00	7,68	96,11
GV3	GRF	51,46	0,00	5,09	25,51	0,00	22,95	0,00	0,00	0,00	4,43	0,00	0,00	0,00	7,66	94,15
GV3	GRG	51,35	0,00	5,75	25,11	0,00	22,59	0,00	0,00	0,00	4,41	0,00	0,00	0,00	7,64	94,26
GV3	GRH	52,58	0,00	4,92	25,49	0,00	22,94	0,00	0,00	0,00	4,86	0,00	0,00	0,00	7,61	95,46
GV3	GRI	50,65	0,00	5,92	25,24	0,00	22,71	0,00	0,00	0,00	4,47	0,00	0,00	0,00	7,41	93,69
GV3	GRL	49,99	0,00	6,90	24,97	0,00	22,47	0,00	0,00	0,00	3,97	0,00	0,00	0,46	7,26	93,55
GV3	GRM	48,59	0,00	5,44	23,68	0,00	21,31	0,00	0,00	0,00	4,11	0,00	0,00	0,00	7,29	89,11
GV3	GRN	51,88	0,00	5,74	23,95	0,00	21,55	0,00	0,00	0,00	4,59	0,00	0,00	0,00	7,50	93,66
GV3	GRÑ	50,47	0,00	5,68	25,87	0,00	23,28	0,00	0,00	0,00	4,61	0,00	0,00	0,00	7,42	94,05
GV3	GRO	50,24	0,00	3,99	26,28	0,00	23,65	0,00	0,00	0,00	4,49	0,00	0,00	0,00	7,63	92,63
GV3	GRP	53,24	0,00	11,96	22,13	0,00	19,91	0,00	0,00	0,00	3,97	0,00	0,00	0,00	6,67	97,97
GV3	GRQ	49,70	0,00	5,75	24,16	0,00	21,74	0,00	0,00	0,00	4,25	0,00	0,00	0,00	7,79	91,65
GV3	GRR	48,38	0,00	5,17	25,79	0,00	23,21	0,00	0,00	0,00	4,04	0,00	0,00	0,00	7,00	90,38
GV3	GRT	49,65	0,00	4,10	25,73	0,00	23,15	0,00	0,00	0,00	4,45	0,00	0,00	0,00	7,62	91,55
GV3	GRU	48,60	0,00	4,37	24,32	0,00	21,88	0,00	0,00	0,00	4,63	0,00	0,00	0,00	7,47	89,39
MEDIA		51,06	0,00	5,67	25,41	0,00	22,87	0,00	0,00	0,00	4,41	0,00	0,00	0,02	7,53	94,11

Análisis de elementos mayores en muestras de glauconita purificada

"Las obras no se acaban, se abandonan"

Paul Ambroise Valéry