



Estudio icnológico y tafonómico del Mioceno marino de la cuenca de El Camp de Tarragona (NE España)

Ichnologic and Taphonomic Study from the Middle Miocene of El Camp de Tarragona Basin (NE Spain)

Zain Belaústegui Barahona

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

ESTUDIO ICNOLÓGICO Y TAFONÓMICO DEL MIOCENO MARINO DE LA CUENCA DE EL CAMP DE TARRAGONA (NE ESPAÑA)



ZAIN BELAÚSTEGUI BARAHONA

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines
Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona
Programa de Doctorat "Ciències de la Terra"

2013



Universitat
de Barcelona



Barcelona
Knowledge
Campus

Campus d'Excel·lència Internacional

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines
Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona
Programa de Doctorat "Ciències de la Terra"

TESIS DOCTORAL

**ESTUDIO ICNOLÓGICO Y TAFONÓMICO DEL MIOCENO
MARINO DE LA CUENCA DE EL CAMP DE TARRAGONA
(NE ESPAÑA)**

**ICHTHOLOGIC AND TAPHONOMIC STUDY FROM THE
MIDDLE MIOCENE OF EL CAMP DE TARRAGONA BASIN
(NE SPAIN)**

ZAIN BELAÚSTEGUI BARAHONA

Enero 2013

Director:
JORDI M. DE GIBERT ATIENZA

Tutor:
JORDI MARTINELL CALLICÓ



Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines
Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona

ESTUDIO ICNOLÓGICO Y TAFONÓMICO DEL MIOCENO MARINO DE LA CUENCA DE EL CAMP DE TARRAGONA (NE ESPAÑA)

ICHOLOGIC AND TAPHONOMIC STUDY FROM THE MIDDLE MIOCENE OF EL CAMP DE TARRAGONA BASIN (NE SPAIN)

Memoria presentada por Zain Belaústegui Barahona, dirigida por el Dr. Jordi M. de Gibert (UB) y tutorizada por el Dr. Jordi Martinell (UB), para optar al grado de Doctor en Geología. Esta memoria se ha llevado a cabo dentro del programa con mención de calidad de "Ciències de la Terra" de la Universitat de Barcelona y en el marco de los proyectos "El Neógeno del Mediterráneo Occidental (V): Tafonomía e Icnología" CGL2007-60507/BTE y "El Neógeno del Mediterráneo Occidental (VI): Tafonomía e Icnología" CGL 2010-15047/BTE del Ministerio de Ciencia e Innovación (IPs: Jordi Martinell y Jordi M. de Gibert, respectivamente). El periodo de Tesis ha sido financiado durante cuatro años por una beca del "Subprograma de formación de personal investigador" (ayuda FPI) del Ministerio de Ciencia e Innovación.

ZAIN BELAÚSTEGUI BARAHONA
Barcelona, Enero de 2013

*A Jordi M. de Gibert Atienza,
mi maestro y mi gran amigo*

AGRADECIMIENTOS

Nunca imaginé que la parte más difícil de escribir en mi tesis fueran los agradecimientos... Oficialmente, mi aventura en Barcelona comenzó a finales del 2008, pero fue unos meses antes, cuando conocía en persona al Dr. Jordi M. de Gibert. Ese encuentro se produjo en su despacho de la Universitat de Barcelona, donde él me había citado para tener la entrevista personal que, durante el proceso de obtención de una beca FPI, marca el protocolo. Realmente, aunque por los nervios del momento no recuerdo demasiadas cosas de esa entrevista, lo que no se me olvidará fue la sensación de incertidumbre que tuve al salir, ya que la cara de póquer de Jordi Maria fue perfecta. Sin embargo, poco después el propio Jordi Maria me comunicaba que la beca era para mí, y así fue como, tras mi incorporación, poco a poco la relación que empezó siendo de director-doctorando se convirtió en una gran amistad.

Seguramente, a lo largo de su vida y al igual que yo, muchas personas habrán tenido gran cantidad de profesores. Sin embargo, al menos en mi caso, encontrarse con auténticos maestros, es decir, personas inteligentes y cultas realmente enamoradas de su profesión y que son capaces de contagiar con su entusiasmo y despertar en el alumno las ganas de seguir conociendo, es mucho más difícil. Pero sin lugar a dudas, al conocer a Jordi Maria, conocí a un maestro con letras mayúsculas. Durante estos cuatro años de tesis, él me mostró las pautas a seguir durante una investigación, me sumergió en el mundo de la icnología, me contagió de su inquietud por conocer tanto el registro fósil como el mundo real,... en definitiva me abrió los ojos a la ciencia y me enseñó cómo ser un buen científico.

Han sido muchas las salidas de campo, los viajes y las horas discutiendo (ya fuera de temas científicos como más o menos banales) y trabajando juntos en su despacho. Todo ese tiempo sirvió, no sólo para que se ganara mi máximo respeto y admiración como científico, sino para que se convirtiera en uno de mis mejores amigos. Por todo esto, y por ser el máximo responsable de que yo haya podido terminar este proyecto, esta tesis está dedicada a la memoria de mi maestro y gran amigo Jordi M. de Gibert.

Como no puede ser de otra manera, en segundo lugar tengo que referirme a los doctores Jordi Martinell y Rosa Doménech. Desde el primer día que llegué a Barcelona y hasta el día de hoy, no sólo he podido aprender de ellos y disfrutar de sus muchísimas enseñanzas, sino que me han hecho sentir como uno más... probablemente el hecho de ser un madrileño culé allanó el camino. Sin lugar a dudas son mi familia catalana. Nunca podré olvidar su inestimable apoyo durante el final de mi tesis, sin ellos no habría conseguido acabarla.

Me gustaría agradecer también el gran apoyo que Tony Ekdale me ha brindado desde el momento en que nos conocimos. Sus consejos, comentarios y ayuda han sido muy importantes para la consecución de esta tesis. Durante estos cuatro años, además de tener la suerte de haber compartido multitud de salidas de campo, viajes y congresos, y de haber tenido el lujo de poder aprender icnología con él (una '*living legend*' de la icnología como a Jordi Maria y a mi nos gustaba llamarle), sobretodo me quedo con su amistad.

A Fernando Muñiz me gustaría agradecerle el gran apoyo que siempre me ha dado desde aquel primer momento en que una ballena tarragonina propició que nos conociéramos. El hecho de que pusiera a Lepe en mi mapa personal y además lo haya convertido en un lugar mítico e inolvidable, junto con todo lo que he aprendido con él, y principalmente su amistad a lo largo de estos años, no tiene precio.

A Luis Buatois y Gabriela Mángano me gustaría agradecerles su gran acogida en Saskatoon. Realmente aquella experiencia será inolvidable para mi, tanto personal como científicamente.

A Renata G. Netto agradecerla su gran acogida en Porto Alegre y la oportunidad que me dio al enseñarme esa enorme cantidad de afloramientos en el sur de Brasil. Sin duda, ese viaje, tanto a nivel personal como científico, permanecerá en mi recuerdo.

A James H. Nebelsick me gustaría agradecerle su gran recibimiento en Tübingen, que me descubriera el mundo de la tafonomía de los clypeasteroideos y que lograra contagiarme de su pasión por estos peculiares seres.

A Julio Aguirre, agradecerle tanto su acogida en Granada, como sus útiles consejos y comentarios en lo que al análisis tafonómico se refiere, así como su gran ayuda con los foraminíferos tarragoninos.

También me gustaría agradecer el apoyo recibido por los numerosos amigos científicos que he ido conociendo durante estos años: Francisco Rodríguez-Tovar, Al Curran, Iván Narváez, Masakazu Nara, Andreas Wetzel, Alfred Uchman, Noelia Carmona, Jorge Genise, Koji Seike, Samuel Zamora, Imran Rahman, Sudipta Dasgupta, Diana Elizabeth Fernández, Laura Piñuela, Francisco Tognoli... y muchos más.

Vaya también este agradecimiento para todos los becarios de paleo con los que he compartido algún que otro rato por la facultad: Roger, Jaume, Anna Rita, Ricardo, Josep, David, Alba, y en especial a Sheila, amiga y compañera de despacho, esencial aclarando aspectos burocráticos y avisando de deadlines, y siempre dispuesta para hablar de frikadas.

Mi agradecimiento para Alejandro Gallardo, su labor y paciencia ante mis 'especiales' peticiones ha sido de enorme ayuda para el desarrollo de mi tesis.

Tampoco puedo olvidarme de mi amigo y compañero de batallas, Jorge Esteve. Desde que nos conocimos en la Complutense y empezamos en esto de la paleontología, nuestros caminos han sido muy parejos. Además él fue uno de los que más me animó a empezar la aventura del doctorado y de los que más me ha apoyado una vez la empecé.

Y cómo no expresar mi agradecimiento a mis padres y hermano. En gran medida, ellos tienen la culpa de que haya llegado a ser lo que soy. Nunca dudaron en apoyarme cuando decidí comenzar la tesis, y nunca me han faltado muestras de ánimo por su parte. Sin ellos no hubiera sido posible.

Finalmente, mi agradecimiento va para Isabel González (Isa), además de darme su amor, su ayuda y su apoyo incondicional durante estos cuatro años de tesis, ella ha sido el motor que me ha mantenido a flote y ha impedido que me hundiera durante esta difícil etapa final.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	
1.1. Presentación.....	1
1.2. Antecedentes.....	3
2. OBJETIVOS	
2.1. Objetivo principal e hipótesis de trabajo	5
3. METODOLOGÍA	
3.1. Estudio estratigráfico	7
3.2. Estudio tafonómico	7
3.3. Estudio icnológico.....	10
4. CONTEXTO GEOLÓGICO	
4.1. La cuenca de El Camp de Tarragona en el contexto de las Catalánides.....	13
4.2. El registro Neógeno del margen catalán.....	16
5. ESTRATIGRAFÍA	
5.1. Cartografía geológica y columnas estratigráficas	21
5.2. Asociaciones de facies	57
6. TAFONOMÍA	
6.1. Introducción	63
6.2. Casos estudiados	63
7. ICNOLOGÍA	
7.1. Introducción	67
7.2. Icnología sistemática	67
7.2.1. Estructuras de bioturbación.....	68
7.2.1.1. Sistemas de galerías	68
7.2.1.2. Estructuras con <i>spreiten</i>	71
7.2.1.3. Excavaciones simples	74
7.2.1.4. Pistas meniscadas.....	75
7.2.1.5. Madrigueras con forma de arco o U laxa	76
7.2.2. Estructuras de bioerosión.....	80
7.2.2.1. Claviformes (<i>Clavate borings</i>).....	80
7.2.2.2. Cameradas	83
7.2.2.3. Galerías meandriformes	84
7.3. Distribución de las trazas fósiles e icnoasociaciones	87
8. MODELO GENERAL TAFO-ICNOLÓGICO	93
9. CONCLUSIONES.....	101
10. BIBLIOGRAFÍA	105

ANEXO I. Publicaciones relativas al presente Proyecto de Tesis

ANEXO II. English Summary

1. INTRODUCCIÓN

... por encima de la periódica inundación y desecación de las zonas costeras, verdaderamente amplía en algunas regiones, está el impacto demoledor de las aguas cuando el mar se enfurece. Entonces, las montañas de agua revientan estruendosamente contra los acantilados o barren de manera implacable las costas bajas. Entonces, son precisas las corazas, las madrigueras profundas, los aparatos excavadores, las alas infatigables y toda una finísima adaptación del comportamiento que permita a los habitantes de esta tierra de nadie prever las situaciones del mal tiempo y ponerse a salvo antes de que el impacto de los rompientes les triture y descomponga en mil pedazos.

*Félix Rodríguez de la Fuente
Mares y Océanos, Fauna Mundial (1995)*

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Presentación

Esta memoria tiene por objetivo el estudio sobre los paleoambientes, y su evolución, del Mioceno marino de la cuenca de El Camp de Tarragona desde una perspectiva tafonómica e icnológica. En concreto, se pretende integrar los datos obtenidos a partir del análisis tafonómico de las acumulaciones esqueléticas, tanto de invertebrados como vertebrados, con la información proporcionada por el estudio de las icnoasociaciones e icnofábricas presentes a lo largo de las secciones estudiadas, con la finalidad de proponer un modelo que explique de la forma más completa posible la evolución sedimentaria y paleoambiental de dichas secciones.

Para ello, la memoria consta de tres grandes apartados: el referente a la geología y estratigrafía (capítulos 4 y 5), el tafonómico (capítulo 6) y el icnológico (capítulo 7). Apartados en los cuales quedan incluidas las 6 publicaciones que conforman este proyecto de tesis. A pesar de que cada una de estas publicaciones se centra en un aspecto determinado, en todas ellas se han intentado combinar, con el fin de obtener una interpretación más sólida, la mayor cantidad de datos posibles y referentes a estos tres grandes apartados. El resto de capítulos (1, 2 y 3) incluyen la introducción, los objetivos y la metodología.

En los capítulos 4 (*Contexto geológico*) y 5 (*Estratigrafía*) además de introducir el contexto geológico y geográfico de la cuenca de El Camp de Tarragona, se presenta por primera vez, tanto una cartografía geológica como una estratigrafía detallada de todos los afloramientos costeros de la cuenca de El Camp. Así pues, en cada una de las 6 publicaciones relativas a este proyecto de tesis, queda incluida una parte de estos datos.

El capítulo 6 (*Tafonomía*), además de introducir los aspectos generales y la metodología usada, pretende mostrar una visión general de algunos de los procesos tafonómicos que han quedado registrados en el Mioceno de la cuenca de El Camp. Para ello, dos casos han sido estudiados:

- a) el análisis tafonómico de los restos de un cetáceo, estudio que se corresponde con el artículo "BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2011. Tafonomía y contexto paleoambiental de los restos de un cetáceo del Mioceno medio de Tarragona (NE España)"
- b) y el análisis tafonómico de las acumulaciones de clypeasteroideos, estudio que se corresponde con el artículo "BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2012b. A taphonomic approach to the genetic interpretation of clypeasteroid accumulations from the Miocene of Tarragona, NE Spain"

De este modo, al analizar tanto organismos vertebrados como invertebrados, se analizan y discuten procesos tafonómicos muy dispares. En cualquier caso, los dos artículos referentes a estructuras de bioerosión (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012a y BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2013) que han sido incluidos en el siguiente

capítulo de Icnología, también presentan un alto contenido tafonómico y serían complementarios a los dos artículos incluidos en este.

El capítulo 7 (*Icnología*) comprende el estudio icnológico de todas las secciones estudiadas. En primer lugar, se presenta una Icnología Sistemática de los icnotaxones identificados, y puesto que no se pretende realizar una sistemática exhaustiva, simplemente se recogen aquellos aspectos taxonómicos y paleobiológicos que puedan resultar más significativos o reseñables. Finalmente, y en segundo lugar, se describe la distribución de estas trazas y las diferentes asociaciones observadas. En este capítulo quedarían englobadas el resto de publicaciones, referidas a estructuras de bioturbación y bioerosión respectivamente:

a) sobre la icnoespecie *Cylindrichnus concentricus*, “BELAÚSTEGUI & GIBERT (2013). Bow-shaped concentrically-laminated polychaete burrows: a ‘*Cylindrichnus concentricus*’ ichnofabric from the Miocene of Tarragona, NE Spain”.

b) sobre la icnoespecie *Sinusichnus sinuosus*, “BELAÚSTEGUI ET AL. (*en revisión*). *Sinusichnus sinuosus*, a not-so-uncommon crustacean burrow: new occurrences from the Paleogene and Neogene of Spain”.

c) sobre perforaciones en huesos de cetáceo, “BELAÚSTEGUI ET AL. 2012a. Clavate borings in a Miocene cetacean skeleton from Tarragona (NE Spain) and the fossil record of marine bone bioerosion”.

d) sobre la colonización de equínidos por parte de bivalvos perforadores, “BELAÚSTEGUI ET AL. (2013). Clypeasteroid echinoid tests as benthic islands for gastrochaenid bivalve colonization: evidence from the Middle Miocene of Tarragona, north-east Spain”.

Finalmente, en los capítulos 8 y 9 se presentan un modelo general Tafo-Icnológico y las conclusiones de los resultados obtenidos.

1.2. Antecedentes

Aunque el Mioceno tarraconense se conoce desde el s.XIX (ALMERA, 1896a), los trabajos relacionados con el estudio detallado de su estratigrafía son escasos. Entre la bibliografía existente, cabe destacar el trabajo que CABRERA ET AL. (1991) realizaron sobre el registro sedimentario del Mioceno de las cuencas del Vallès-Penedès y de El Camp de Tarragona. En dicho trabajo, al caracterizar los complejos sedimentarios que afloran en estas cuencas, describieron una serie de unidades que fueron depositadas en un ambiente de plataforma mixta siliciclástica-carbonatada durante el Serravalliense. Materiales estos que constituyen el objeto de esta tesis. Del mismo modo, BARNOLES ET AL. (1983) también ofrecen una visión sedimentológica general de la cuenca de El Camp o depresión de Valls-Reus como estos autores también la denominan. No obstante, los trabajos más detallados se restringen a áreas específicas. En concreto, PORTA (1971) publicó datos sobre la estratigrafía entre Altafulla y Torredembarra, RABADÀ (1994) realizó un estudio estratigráfico y sedimentario de los afloramientos comprendidos entre la Platja Llarga y la Platja de la Móra, y GIBERT ET AL. (1996) levantaron y correlacionaron perfiles entre las playas del Miracle y l'Arrabasada.

En cuanto al estudio del registro fósil de esta área, a pesar de que la riqueza fósil de la cuenca de El Camp de Tarragona es de sobra conocida, la producción de publicaciones específicas no ha sido muy prolija. Un pionero en este aspecto fue ALMERA, quien ya en 1896(b) llevó a cabo una enumeración de los mamíferos fósiles conocidos hasta la época. En 1927, LAMBERT realizó una revisión sobre los equínidos fósiles de Cataluña. Este estudio, a pesar de su antigüedad, sigue siendo una obra de referencia ya que a día de hoy no se han realizado nuevas revisiones. Posteriormente, durante la década de los años 30, José Ramón Bataller, también se dedicó al estudio de determinados tipos de equinodermos del Mioceno tarraconense (BATALLER, 1932a,b). También cabe destacar los trabajos que desde los años 60 llevan desarrollando los paleontólogos catalanes Salvador Reguant y Jaume de Porta sobre diversos grupos de organismos fósiles, tales como briozoos (REGUANT, 1960, 1961) o pectínidos (PORTA, J., 1969, 1971). De hecho, durante los años 80 y 90, el propio Jaume de Porta, en colaboración con Jorge Civis y otros autores, publicaron diversos trabajos sobre todo concernientes a bioestratigrafía basada en foraminíferos (CIVIS ET AL., 1985a,b; PORTA ET AL., 1985; CIVIS ET AL., 1986-1987; PORTA & CIVIS, 1996). Otras aportaciones más concretas son las de FRENEIX ET AL. (1982) que estudian el género *Amussiopecten* del Mioceno de Bará (Tarragona), PILLERI (1990) que en su revisión de los cetáceos del Neógeno del Mediterráneo español documentó fósiles de El Camp, y RABADÀ (1995) que estudió los dientes de seláceos de El Catllar.

Por último, cabría destacar una serie de publicaciones más recientes y directamente relacionadas con el contenido de esta tesis. Concretamente, GIBERT ET AL. (1995) describen la icnoespecie *Dactyloidites otto* en la ciudad de Tarragona; GIBERT ET AL. (1996) realizan un estudio en la misma zona integrando datos tafonómicos e icnológicos; y DOMÈNECH ET AL. (2001) hacen un estudio sobre las características icnológicas de las paleocostas rocosas relacionadas con la transgresión serravalliense.

2. OBJETIVOS

An actuopalaeontologist is naturally interested in almost every aspect of marine biology, so many of which have their uses in palaeontology. However, he has certain additional interests that are normally not shared by his biological colleagues. For instance, he is interested in how recent organisms leave an imprint in recent sediments which he already sees as potential future rocks. Such imprints can consist of the dead body of an organism itself, or at least of its hard parts which are more easily preserved. But the imprint may also be a trace of the activities, and thus of the behavior, of a living animal.

*Wilhelm Schäfer
Ecology and Palaeoecology of Marine Environments (1972)*

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo principal e hipótesis de trabajo

El punto de partida de esta memoria es que la recogida y estudio integrado de datos sedimentológicos y paleontológicos (incluyendo datos tanto taxonómicos como tafonómicos e icnológicos) de un determinado afloramiento, ha de permitir una interpretación sólida y adecuada del escenario biológico y deposicional registrado en dicho afloramiento.

La tafonomía y la icnología son dos disciplinas paleontológicas con un gran potencial para la interpretación paleoambiental. Por un lado, el análisis tafonómico de los restos esqueléticos trata de desvelar los procesos físicos, químicos y biológicos que afectaron a dichos restos durante las fases bioestratinómica y fosildiagenética. Los datos biostratinómicos nos permiten, por tanto, interpretar los parámetros paleoambientales que controlaron esos procesos (BRETT & BAIRD, 1986; FÜRSICH & OSCHMANN, 1993).

Por otro lado, el interés de la icnología como una herramienta para la interpretación de paleoambientes radica en tres aspectos principales: 1) la mayor parte de la trazas del registro fósil se conservan *in situ*, 2) constituyen un registro del comportamiento del animal productor que generalmente está ligado a las condiciones paleoambientales (por ejemplo, FREY & SEILACHER, 1980; EKDALE ET AL. 1984) y 3) en muchos casos, las trazas son el único registro de determinados organismos, por ejemplo los de cuerpo blando, cuyas características corporales favorecen su no-conservación.

Así pues, los objetivos concretos de esta tesis son los siguientes:

- a) Caracterizar las litofacies presentes en la cuenca de El Camp y definir sus relaciones verticales y laterales para poder interpretar los medios deposicionales y su distribución espacial y temporal.
- b) A partir del análisis tafonómico de una serie de acumulaciones de restos fósiles, pertenecientes tanto a organismos vertebrados como invertebrados, caracterizar e interpretar sus condiciones deposicionales y cuando sea posible, la paleoecología de las comunidades bentónicas estudiadas.
- c) Caracterizar las asociaciones de trazas fósiles y su distribución estratigráfica con el objetivo de interpretar las características de las comunidades endobentónicas y sus implicaciones paleoecológicas y deposicionales.
- d) Integrar los datos paleontológicos entre ellos y con los sedimentológicos para ofrecer una interpretación robusta de los paleoambientes en el Camp de Tarragona durante el Mioceno, y su evolución.

3. METODOLOGÍA

*It's not easy to follow the trail of great monsters through time,
tracking them through history, but nevertheless Ray and I did just that.*

*Ray Bradbury
prefacio para Ray Harryhausen
An animated life (2003)*

3. METODOLOGÍA

El grueso del trabajo llevado a cabo para la consecución de esta tesis se ha realizado directamente en el campo, como en general suele corresponder a los estudios tafonómicos e icnológicos. Así pues, la metodología usada para la recogida de datos de campo más generales, es decir, sedimentológicos, paleontológicos y/o geológicos, se ha basado en las herramientas y técnicas habituales.

3.1. Estudio estratigráfico

Se ha realizado mediante el levantamiento de una serie de perfiles estratigráficos, en los que se han registrado las diferentes litologías, estructuras sedimentarias y contenido fósil. Junto a estos perfiles que, siempre y cuando los afloramientos lo han permitido, han sido correlacionados lateralmente, se ha realizado una cartografía geológica lo más detallada posible. Tarea que ha permitido la definición de unidades y la caracterización de facies y asociaciones. En cuanto a la clasificación granulométrica de los diferentes materiales estudiados, se ha dividido entre los siguientes tamaños: limo ($\leq 0,062$ mm), biocalcarenitas de grano muy fino (0,062 a 0,125 mm), fino (0,125 a 0,25 mm), medio (0,25 a 0,5 mm), grueso (0,5 a 1 mm) y muy grueso (1 a 2 mm), y calciruditas (≥ 2 mm). En algunos casos, en relación con la textura de las rocas carbonáticas, también se ha usado la clasificación de DUNHAM (1962).

A pesar de que los afloramientos costeros del Mioceno de El Camp de Tarragona son discontinuos, frecuentemente afectados por fallas y en ocasiones con una accesibilidad muy reducida, lo cual suele complicar bastante su estudio en determinadas ocasiones, se ha intentado resolver parte de este problema, mediante la obtención de una serie de secuencias fotográficas tomadas desde el mar (mediante el uso de una embarcación ligera).

3.2. Estudio tafonómico

Gran parte del registro sedimentario mioceno de El Camp lo constituyen unidades bioclásticas, desde biocalcarenitas hasta verdaderas lumaquelas, con un elevado contenido en macrofósiles. Aunque en su mayoría estos fósiles se corresponden con restos de organismos invertebrados (moluscos, equinodermos, briozoos, etc.), en ocasiones también pueden pertenecer a vertebrados. Por lo tanto, el análisis tafonómico de estos restos se muestra como una herramienta esencial para entender su génesis. De esta manera, gran parte del trabajo de campo se ha dirigido a registrar de modo cuantitativo y/o cualitativo, los atributos tafonómicos (principalmente biostratinómicos) de diferentes acumulaciones fosilíferas, y así caracterizar las unidades en las que aparecen. Puesto que para esta memoria se ha abordado el análisis tafonómico tanto de restos de invertebrados (BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2012b) como de vertebrados (BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2011), diferentes metodologías han sido usadas.

La metodología utilizada para el estudio de las acumulaciones de invertebrados, se ha basado en la propuesta por KIDWELL *ET AL.* (1986) o GOLDRING (1991), y adoptada posteriormente por otros autores (p.e. AGUIRRE, 1995). El registro de datos se ha realizado tanto de forma cualitativa como cuantitativa. Desde una perspectiva más cualitativa, se distinguen los diferentes taxones existentes, la geometría de los bioclastos y el modo en que están conservados y acumulados, para lo cual resulta muy útil la terminología propuesta por KIDWELL *ET AL.* (1986) (Fig. 1). Para estimar el porcentaje de bioclastos por volumen de roca, se ha utilizado como referencia los diagramas propuestos por KIDWELL & HOLLAND (1991) (Fig. 2).

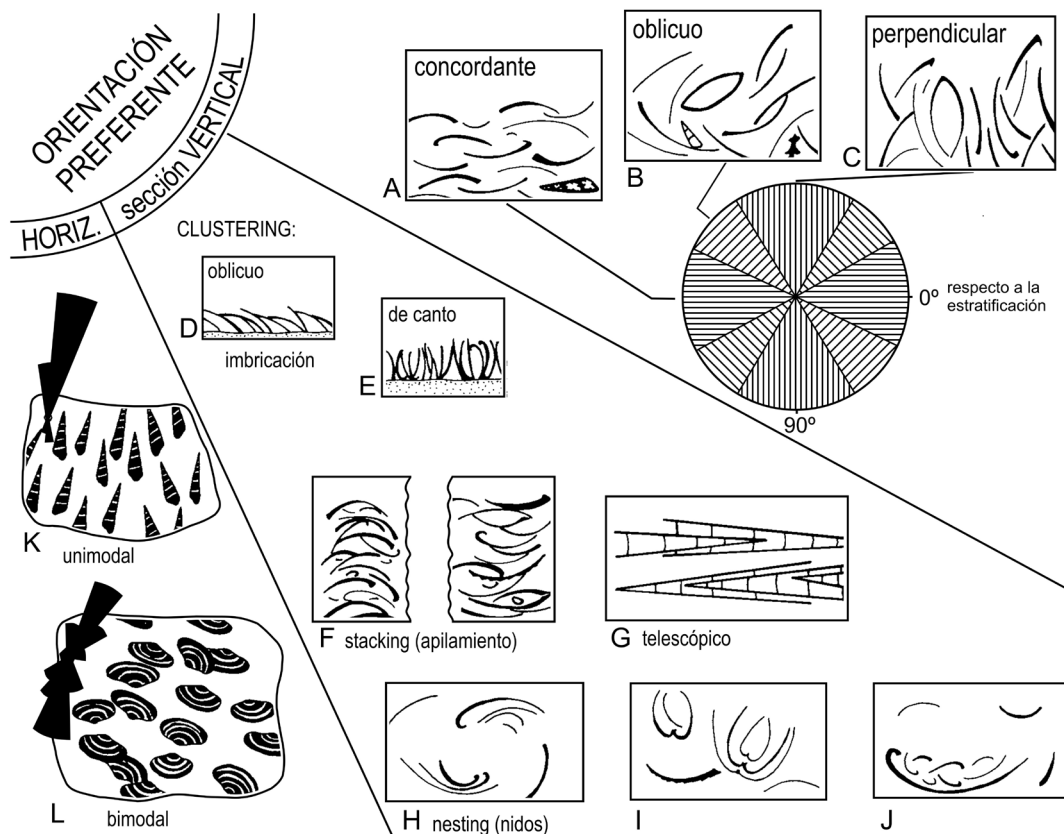


Fig. 1. Terminología para la orientación de restos esqueléticos en secciones paralelas y perpendiculares a la estratificación (modificado de KIDWELL *ET AL.*, 1986).

Terminology for the orientation of skeletal remains on parallel and perpendicular sections to the bedding.

En cuanto a los parámetros cuantitativos, se ha seguido el método usado por DAVIES *ET AL.* (1990) y posteriormente adoptado, entre otros, por AGUIRRE (1995) o YESARES-GARCÍA & AGUIRRE 2004. Estos autores caracterizan las distintas asociaciones fósiles y las rocas en las que aparecen, en función de caracteres tafonómicos cuantificables que presenten los propios restos esqueléticos. Aunque este método está pensado principalmente para ejemplos dominados por moluscos (principalmente bivalvos y gasterópodos), en esta memoria a través de una serie de adaptaciones y modificaciones (p.e. las propuestas por NEBELSICK & KROH, 2002) también se ha usado para otro grupo de fósiles, el de los equinodermos, en concreto para un tipo en particular de equínidos irregulares, los clypeasteroideos (BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2012b). Los atributos tafonómicos seleccionados para su estudio cuantitativo han sido los

siguientes: composición taxonómica a nivel de género, abundancia, fragmentación, abrasión, articulación, orientación, presencia de interacciones biológicas (incrustación y/o bioerosión) y dimensiones de los bioclastos. La toma de las medidas y observaciones necesarias se ha realizado utilizando cuadrículas posicionadas tanto en superficies paralelas a la estratificación como en secciones perpendiculares a ella, sus dimensiones variarán dependiendo de las condiciones del afloramiento y de las características propias de cada unidad. Todas las medidas se han realizado sobre el total de restos esqueléticos de cada cuadrícula, independientemente de si se trata de organismos fragmentados o completos. Se han medido todos los fragmentos mayores de 5 cm. El material inferior a estos tamaños se considera como matriz, tal y como propone KIDWELL (1991).

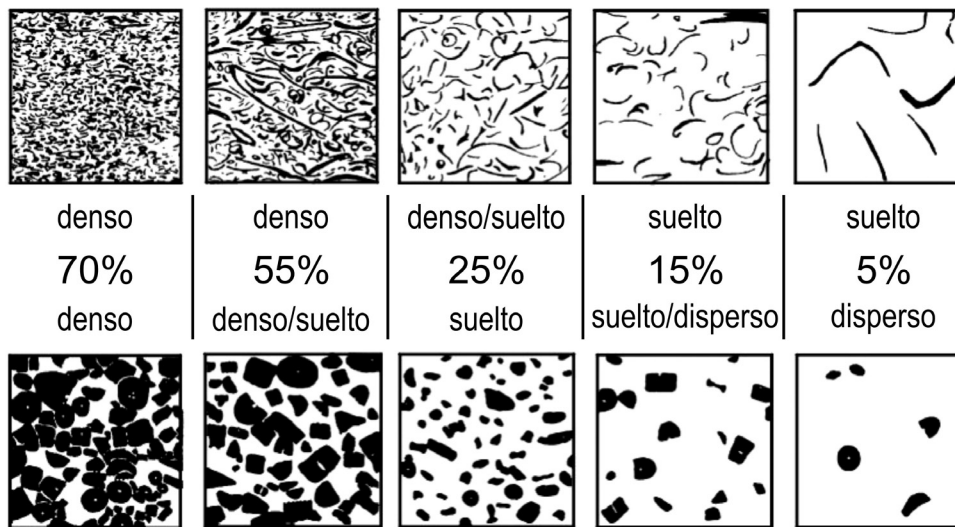


Fig.2. Gráfico que permite estimar visualmente el porcentaje de bioclastos por volumen de roca (modificado de KIDWELL & HOLLAND, 1991).

Graph that allows visually estimate the percentage of bioclasts by volume of rock.

Finalmente para el análisis tafonómico de los restos de vertebrados, que en el caso concreto de esta tesis pertenecen a un cetáceo, a pesar de no realizar una excavación sistemática de los mismos, estos han sido cartografiados y medidos. Para estimar el grado de articulación de los restos esqueléticos del cetáceo tarraconense, se ha seguido la clasificación propuesta por BEHRENSMEYER (1991). Y por último, se ha tenido en cuenta la sucesión ecológica propuesta por JONES *ET AL.* (1998) y SMITH & BACO (2003) en la descomposición de cadáveres de ballenas hundidas en medios marinos profundos, aunque con ciertas precauciones ya que para el caso estudiado en Tarragona el ambiente inferido sería de plataforma somera.

3.3. Estudio icnológico

La metodología utilizada para el estudio y análisis icnológico consta de una serie de procedimientos principales. Una vez identificados los diferentes icnotaxones existentes, se realiza una descripción detallada de los mismos (dimensiones, estructura, geometría, etc...). En este estadio, resulta muy útil la clasificación preservacional (o incluso tafonómica) propuesta por SEILACHER (1953, 1964a, 1964b) y MARTISSON (1965, 1970), ya que permite describir de una manera muy fácil y directa como están preservadas las trazas fósiles en relación al substrato que las contiene (Fig. 3).

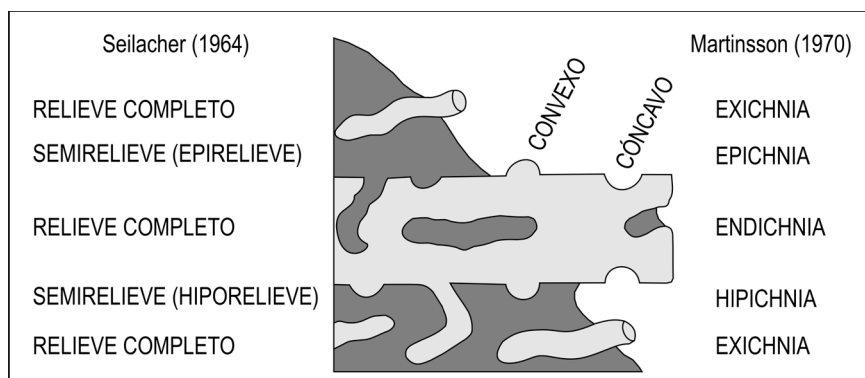


Fig. 3. Terminología para la clasificación preservacional de las trazas fósiles (modificado de EKDALE *ET AL.*, 1984)
Terminology for the preservational classification of trace fossils.

Posteriormente, en base a estos datos se realiza la interpretación etológica de dichas trazas y en la medida de lo posible se intenta establecer el organismo productor más idóneo. Para profundizar en este aspecto, una herramienta muy útil es la neoicnología, la cual nos permite, mediante el estudio de la actividad bioturbadora de organismos actuales, obtener posibles comportamientos análogos a los conservados en el registro fósil. Por ejemplo, el estudio de la actividad bioturbadora que en la actualidad realizan determinados crustáceos decápodos (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, *en revisión*) o ciertas especies de poliquetos terebélidos (BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013), permite asignar a estos organismos como análogos de algunas de las icnoespecies presentes en el neógeno tarraconense. A continuación, a partir del reconocimiento de conjuntos de trazas recurrentes en los distintos afloramientos, es necesario estudiar la distribución estratigráfica de los diferentes icnotaxones que hayan sido diferenciados y definir, si fuera el caso, las icnoasociaciones que puedan conformar. Para el estudio de estas icnoasociaciones se ha tenido en cuenta su composición icnotaxonómica, y en consecuencia su diversidad etológica, así como las relaciones de corte entre las diferentes estructuras de bioturbación existentes. Otro parámetro importante a estudiar es la intensidad de bioturbación. Éste puede ser cuantificado mediante el índice de icnofábrica (ii) (DROSER & BOTTJER, 1986; 1989) (Fig. 4) y estudiado en detalle mediante un análisis de icnofábricas. Con este tipo de análisis (p.e. GIBERT & MARTINELL, 1996; GIBERT & GOLDRING, 2008; BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013), se pretende integrar todos los datos icnotaxonómicos, etológicos, geométricos, y estructurales de la asociación de trazas, así como otros datos.

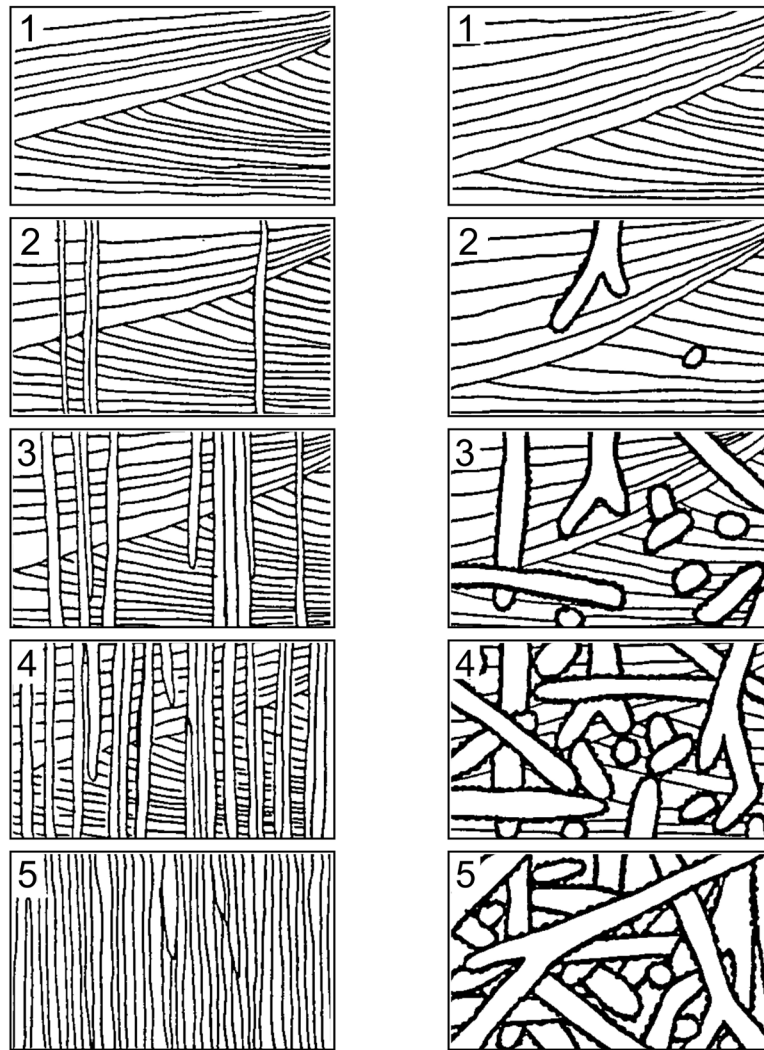


Fig. 4. Índice de icnofábrica (1 a 5) para estratos dominados por *Skolithos* (izquierda) y *Ophiomorpha* (derecha) (modificado de DROSER & BOTTJER, 1989).
Ichnofabric index (1 to 5) for strata dominated by Skolithos (left) and Ophiomorpha (right).

Finalmente, la combinación de todos los datos obtenidos mediante estos procedimientos, permite proponer una interpretación paleoecológica y paleoambiental lo más detallada posible. De hecho, a la hora de encarar un estudio paleoecológico, es muy habitual observar cierta reciprocidad entre distintos pares de elementos. Estos pares de reciprocidad pueden ser de tres tipos (CLARKE, 1963; LAWRENCE, 1971): a) de acción, correspondientes a la influencia del ambiente físico sobre los organismos; b) de reacción, equivalentes a la influencia del organismo sobre su ambiente físico; y c) de coacción, representativos de las interacciones entre dos individuos de la misma o de distinta especie. En consecuencia, MARTINELL (1989) señaló a la icnología como la encargada del estudio de todos los procesos relacionados con pares de reacción y de coacción, ya sea en forma de estructuras de bioturbación (p.e. pistas o madrigueras) o de bioerosión (p.e. evidencias de predación), respectivamente. Si además de esto, como señala MARTINELL (2012), se tiene en cuenta que en ocasiones icnología y tafonomía están muy relacionadas (p.e. acumulaciones de conchas rellenas de madrigueras, evidencias de predación o

acumulaciones esqueléticas totalmente removidas por fauna endobentónica), la combinación de disciplinas que se plantea en esta tesis resulta muy útil (Fig.5).

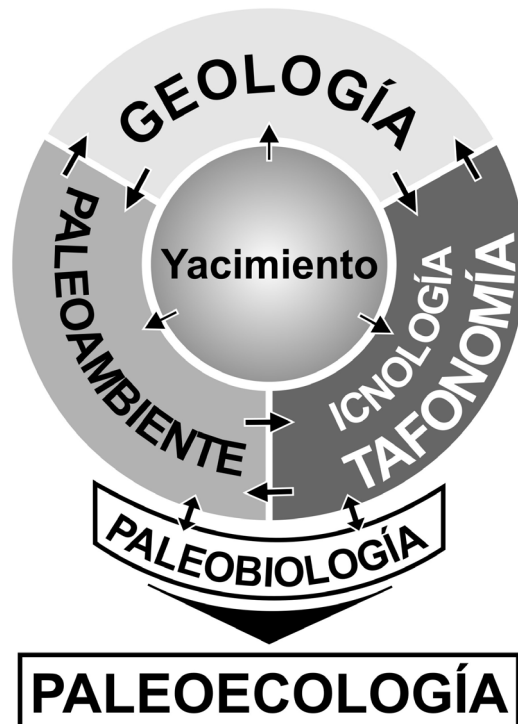


Fig. 5. Relación entre paleoecología, paleobiología y paleoambientes
(modificado de MARTINELL, 2001).
Relation between paleoecology, paleobiology and paleoenvironments.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

Vivimos sobre un viejo planeta, y ésta es su historia. No es una historia hecha a la medida del hombre, un invitado de última hora que, incluso cuando rastrea sus propios orígenes, se limita a arañar la superficie del pasado. El planeta ha vivido largo tiempo –miles de millones de años– sin nosotros, y seguirá viviendo sin nosotros cuando el hombre ya no exista.

*Francisco Anguita
Biografía de la Tierra (2002)*

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1. La cuenca de El Camp de Tarragona en el contexto de las Catalánides

La Catalánides o Cadenas Costero-Catalanas se extienden con una orientación NE-SO a lo largo de la costa catalana, concretamente desde el límite oriental de los Pirineos hasta el delta del Ebro, separando la cuenca del Ebro al NO del surco de Valencia al SE (CABRERA *ET AL.*, 2004) (Fig. 6). Los Catalánides consisten en un complejo sistema de *horsts* y *grabens* compuesto de materiales paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos. Estos, a pesar de tener una historia preorogénica que comenzaría en la sedimentación posthercínica (Triásico inferior), deben su morfología y topografía actual a los posteriores procesos paleógenos orogénicos o compresivos y neógenos postorogénicos o extensivos (ANADÓN *ET AL.*, 1979).

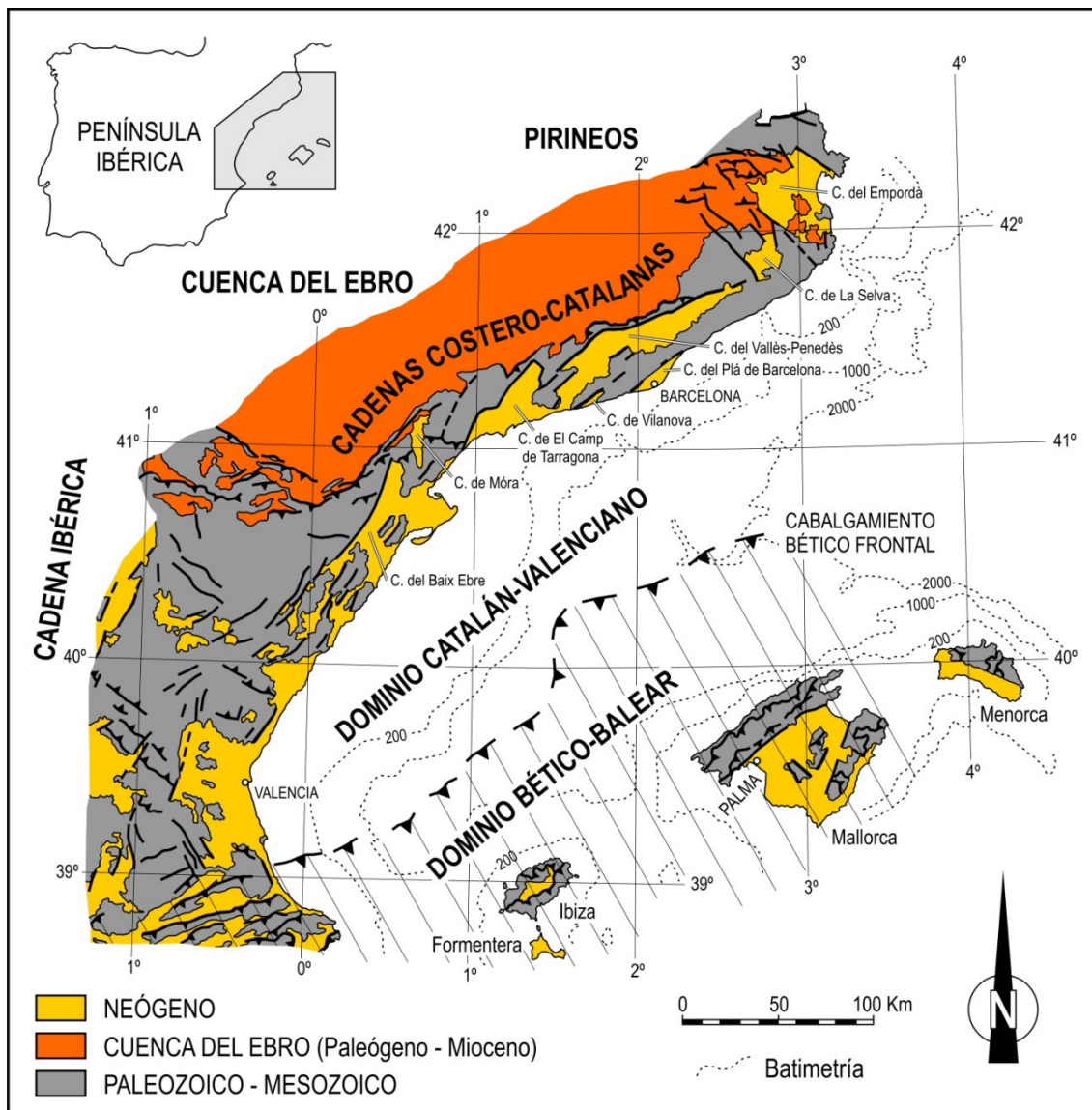


Fig. 6. Mapa geológico simplificado de las Catalánides y del Surco de Valencia (modificado de ROCA & GUIMERÀ, 1992).

Simplified geological map of Catalánides and Valencia Trough.

Durante esta última etapa extensiva, producida en el Oligoceno superior–Mioceno inferior durante la apertura de la cuenca Catalano-Balear o surco de Valencia (BARTRINA *ET AL.*, 1992; ROCA, 2001), es cuando se formaron diversas fosas tectónicas que fueron rellenadas principalmente de materiales neógenos. Algunas de estas nuevas cuencas, que al igual que las Catalánides presentan principalmente orientaciones NE-SO, se localizan actualmente tanto en áreas emergidas (Vallès-Penedès, El Camp de Tarragona, Vilanova o el Plà de Barcelona) como sumergidas (Barcelona y Tarragona) (ROCA *ET AL.*, 1999; CABRERA *ET AL.*, 2004), y forman parte del anteriormente citado surco de Valencia.

El surco de Valencia consiste en una cuenca situada entre las islas Baleares y la península Ibérica. En esta estructura se diferenciaron dos dominios: el Catalán-Valenciano, extensivo durante todo el Neógeno, y el Bético-Balear, cabalgante sobre el anterior (FONTBOTÉ *ET AL.*, 1990; ROCA, 1992). En este contexto, la cuenca de El Camp de Tarragona forma parte del dominio Catalán-Valenciano, y constituye una parte del área emergida de este surco (Fig. 6).

La cuenca de El Camp de Tarragona, denominada también como la depresión de Valls-Reus por BARNOLES *ET AL.* (1983), tiene una longitud aproximada de 62 km y una anchura que varía desde 11 a más de 22 km. Quedando delimitada al NW por la falla de El Camp y la Cadena Prelitoral, y al SE por el alto de Bonastre-Tarragona y el mar Mediterráneo (Fig. 7).

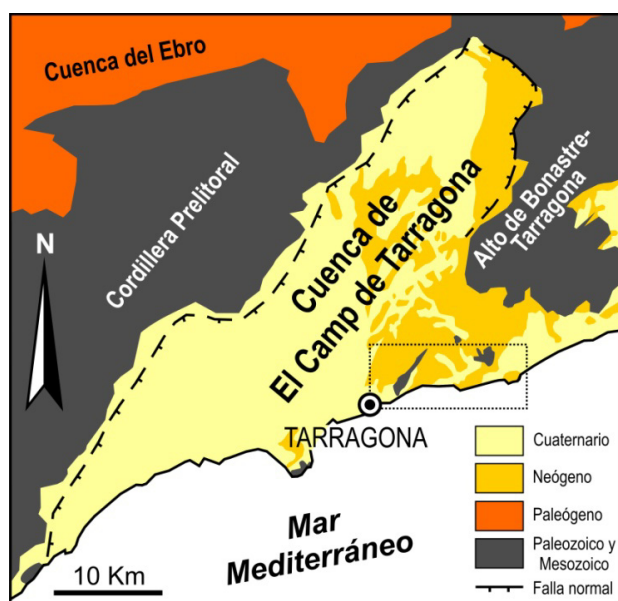


Fig. 7. Mapa geológico simplificado de la cuenca de El Camp de Tarragona. El recuadro de trazo discontinuo marca la posición del área detallada en la Fig. 9. *Simplified geological map of El Camp de Tarragona Basin. The dotted box marks the position of the area detailed in Fig. 9.*

El origen de la cuenca de El Camp de Tarragona estaría en la etapa de rifting que afectó a esta área durante el Aquitaniense–Burdigaliense inferior. A lo largo de esta etapa extensiva, el desplazamiento de la falla normal de El Camp produjo una gran subsidencia, generando un importante espacio de acomodación en forma de semifosas (GASPAR-ESCRIBANO *ET AL.*, 2003) (Fig. 8).

Posteriormente, durante la etapa tardía del rift y de tránsito al post-rift (Burdigaliense superior-Langhiense), la falla normal de El Camp permaneció

activa, lo que favoreció el desarrollo de una etapa de subsidencia general en el margen continental, además de un aumento en el aporte de terrígenos desde las áreas emergidas al NW y SE de las semifosas (GASPAR-ESCRIBANO *ET AL.*, 2003) (Fig. 8).

Seguidamente durante la etapa de post-rift (Langhiense superior-Tortonense), aunque el movimiento de las fallas normales del surco de Valencia ya había cesado, las fallas principales más externas del sistema extensional de El Camp siguieron actuando, y en consecuencia también la subsidencia tectónica de los bloques superiores y el levantamiento isostático de los inferiores (GASPAR-ESCRIBANO *ET AL.*, 2003). El aporte de terrígenos sigue también en aumento, y como resultado, los horsts extensivos quedan cubiertos. En esta etapa en la cuenca de El Camp, al estar comunicada con el mar abierto de una manera más o menos permanente, predominó la sedimentación marina y de transición, mediante plataformas terrígenas y mixtas terrígenas-carbonatadas bioclásticas (CABRERA *ET AL.*, 2004) (Fig. 8).

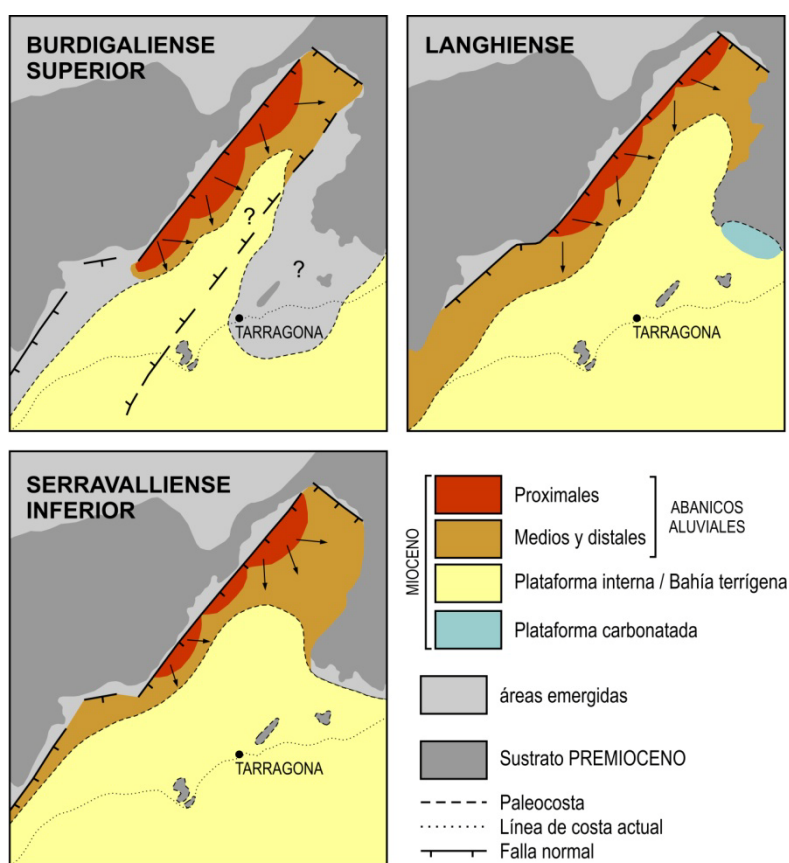


Fig. 8 Evolución paleogeográfica de la cuenca de El Camp de Tarragona (modificado de CABRERA *ET AL.*, 1991).
Paleogeographic evolution of El Camp de Tarragona Basin.

Finalmente durante el Messiniense, lo que se correspondería con la etapa de post-rift tardía, debido al descenso generalizado del nivel del mar que se produjo en todo el ámbito Mediterráneo, toda la evolución sedimentaria del sistema de plataforma-talud del margen catalán quedó truncado (ESCUITA & MALDONADO, 1992; CLAUZON *ET AL.*, 1996).

Los materiales estudiados en esta tesis se sitúan en los diferentes afloramientos que existen a lo largo de la franja costera comprendida entre la propia ciudad de Tarragona y el puerto de Torredembarra. En concreto, de SO a NE del litoral, los afloramientos estudiados son los que en esta tesis han sido denominados como de El Miracle, El Fortí de la Reina, L'Arrabassada, Sanatori, La Savinosa, Cala Romana, Waikiki, Punta de la Móra, Tamarit, Altafulla y Torredembarra (su descripción detallada se aborda en el siguiente capítulo). En cuanto a su localización geológica local, estos afloramientos se podrían dividir en dos grupos, los que bordean por su parte meridional el promontorio mesozoico y paleógeno de orientación SE-NO situado en la parte más occidental de esa franja costera anteriormente citada (El Miracle, Fortí de la Reina, L'Arrabassada, Sanatori, La Savinosa y Cala Romana), y los que quedarían más alejados de esa estructura (Waikiki, Punta de la Móra, Tamarit, Altafulla y Torredembarra) (Fig. 9). Este promontorio constituiría la parte NE de la Unidad Salou-Tarragona definida por GUIMERÀ (1988).

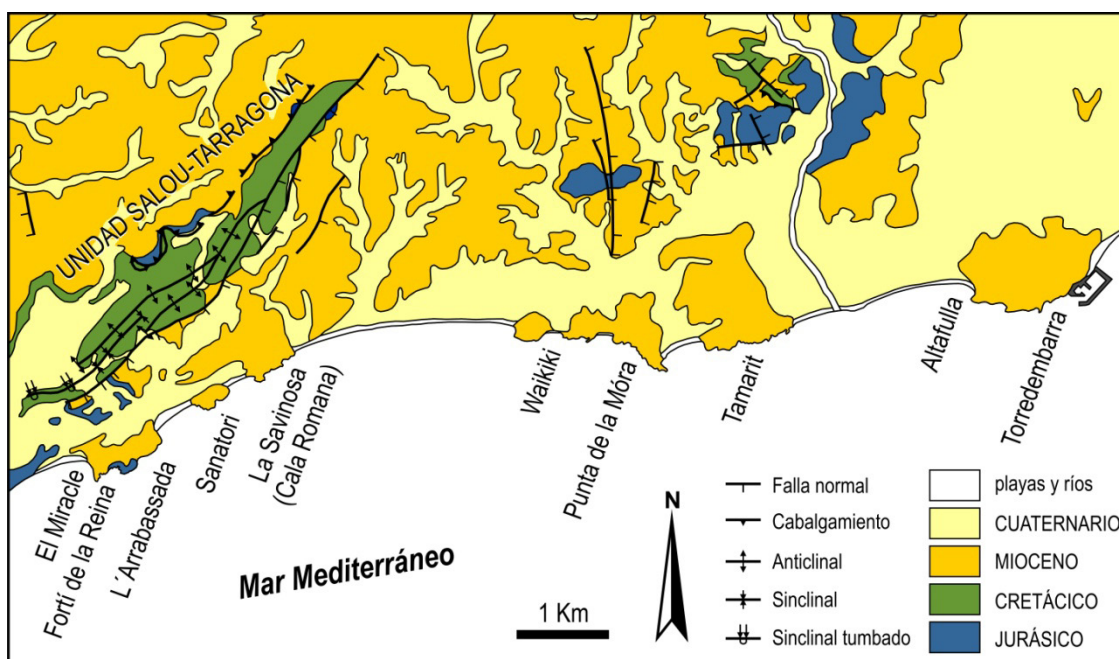


Fig. 9. Mapa geológico simplificado del área donde quedan englobadas las diferentes secciones estudiadas (modificado de www.igc.cat).

Simplified geological map of the area where the different studied sections are enclosed.

4.2. El registro Neógeno del margen catalán

Los sedimentos neógenos que se pueden encontrar a lo largo del margen catalán aparecen formando parte del relleno de una serie de semifosas. Del SO al NE de las Catalánides, las más importantes serían las del Baix Ebre, Móra, El Camp de Tarragona, Vallès-Penedès, Vilanova, Plà de Barcelona, La Selva y Empordà (Fig. 6). De entre todas ellas, nos centraremos en las dos de mayor extensión del sector central del margen catalán, la de El Camp de Tarragona y la del Vallès Penedès.

En este sector central han sido diferenciados varios elementos (CABRERA & CALVET, 1996; CABRERA ET AL., 1991; GIBERT & CASANOVAS-VILAR, 2011) (Fig. 10):

a) *Brechas basales*. Esta unidad, consistente en unas brechas y conglomerados de origen coluvial y aluvial, aparece depositada justo por encima de una superficie de discontinuidad basal, la cual a pesar de ser anterior al proceso de rifting que afectó a esta zona, también se vio afectada por él. En consecuencia esta unidad de brechas basales está relacionada con el substrato paleozoico, mesozoico y en ocasiones Paleógeno que recubren. Se les atribuye una edad Aquitaniense o Burdigaliense.

b) *Complejos continentales inferiores*. Unidades aluviales y lacustres rojas (conglomerados, areniscas y lutitas) depositadas por abanicos aluviales durante el Aquitaniense?-Burdigaliense superior. Aunque estos complejos están muy desarrollados en la cuenca del Vallès-Penedès, no afloran en la de El Camp.

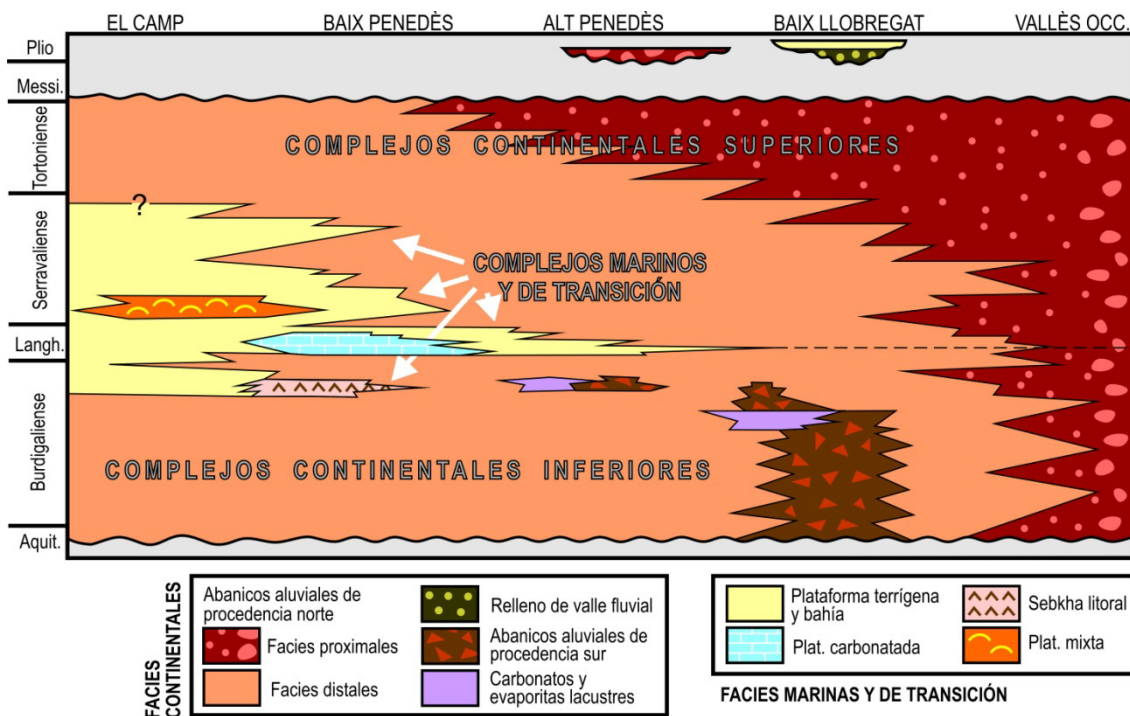


Fig. 10. Esquema litoestratigráfico de la cuenca de El Camp de Tarragona y del Vallès-Penedès (modificado de CABRERA ET AL., 1991).

Lithostratigraphic diagram of El Camp de Tarragona and Vallès-Penedès Basins.

c) *Complejos marinos y de transición*. Estos complejos deben su origen a la sucesión de tres pulsos transgresivos: uno de edad Burdigaliense superior consistente en depósitos de *sebkhas* litorales (Yesos de Vilobí), limitados a un área reducida de la cuenca del Vallès-Penedès; otro de edad Langhiense con desarrollo de plataformas carbonatadas coralgaes, mucho mejor representadas en el Vallès-Penedès que en El Camp; y otra de edad Serravaliense inferior caracterizada por el

depósito de plataformas mixtas siliciclástico-carbonatadas, principalmente desarrolladas en la cuenca de El Camp.

d) *Complejos continentales superiores*. Unidades aluviales y lacustres depositadas del Serravaliense inferior al Tortoniense terminal, y de características muy similares a la de los complejos continentales inferiores.

e) *Superficie erosiva messiniense*. Afectando a todo el Mioceno superior.

A su vez, para el relleno mioceno de este sector central y emergido del margen catalán, se han propuesto cuatro secuencias deposicionales (AGUSTÍ *ET AL.*, 1990; CABRERA & CALVET, 1990; CABRERA *ET AL.*, 1991): Vilobí (Burdigaliense superior), Garraf (Langhiense), Tarragona y Vilanova (Serravaliense inferior y medio). Dentro del relleno de la cuenca de El Camp de Tarragona cabría distinguir dos de ellas, la secuencia Garraf y la secuencia Tarragona. Sin embargo, mientras que la secuencia Garraf aparece limitada a una serie de afloramientos que limitan con el alto de Bonastre-Tarragona (CABRERA *ET AL.*, 1991), los depósitos incluidos en la secuencia Tarragona se localizan principalmente en los múltiples afloramientos existentes a lo largo del sector costero localizado entre la propia ciudad de Tarragona (playa del Miracle) y la población de Torredembarra, área que en concreto ha constituido el grueso de esta tesis.

En los materiales del Serravaliense inferior que forman parte de esta secuencia Tarragona, y que consisten en una serie de depósitos de plataforma mixta siliciclástica-carbonatada, se diferenciaron y describieron cuatro unidades litoestratigráficas (BARNOLES *ET AL.*, 1983; CABRERA *ET AL.*, 1991): las margas depositadas en ambientes de offshore de la Unidad Vespella; las calcisiltitas, biocalcarenitas y lumaquelas depositadas en ambientes de plataforma somera de la Unidad Ardenya; y los conglomerados y areniscas de las Unidades Vilabella y Renau, interpretados como depósitos de abanicos costeros y ambientes costeros restringidos, respectivamente. En concreto, los materiales estudiados en esta tesis se corresponden con los definidos como Unidad Ardenya, y su descripción más detallada se llevará a cabo en el siguiente capítulo.

Finalmente en cuanto a la edad de estas rocas, para PORTA & CIVIS (1990) los foraminíferos planctónicos presentes en la cuenca de El Camp indican una edad Langhiense a Serravaliense inferior. Posteriormente PORTA & CIVIS (1996) prononan una edad de Tortoniense inferior, con presencia de niveles del Serravaliense superior, para la zona costera de la cuenca de El Camp (Torre de la Móra, Altafulla-Torredembarra). Con este fin, de manera preliminar y en colaboración con el Dr. Julio Aguirre, durante el desarrollo de esta tesis se han analizado varias muestras, concretamente en las secciones de Waikiki y Tamarit. La muestra de la sección Waikiki (margas grises) presenta una asociación de foraminíferos planctónicos compuesta por *Globigerinoides trilobus*, *G. quadrilobatus*, *G. sacculifer* y *G. sicanus*, *Paragloborotalia siakensis*, *Globigerina* cf. *nepenthes* y *Globigerina bulloides*, que nos indica una edad Serravaliense. La muestra de Tamarit (lutitas ocre)

contiene gran abundancia de foraminíferos planctónicos, entre los que cabe destacar la presencia de *Paragloborotalia siakensis*, *Neogloboquadrina continua*, y posiblemente *Fohsella* cf. *peripheroronda*. Asociación que de nuevo registra una edad Mioceno medio y más probablemente Serravaliense. Por lo tanto, ambas muestras nos hablan del mismo resultado.

5. ESTRATIGRAFÍA

*A man must for years examine for himself great piles of superimposed strata,
and watch the sea at work grinding down old rocks and making fresh sediment,
before he can hope to comprehend anything of the lapse of time,
the monuments of which we see around us.*

*Charles Darwin
On the Origin of Species (1859)*

5. ESTRATIGRAFÍA

5.1. Cartografía geológica y columnas estratigráficas

La caracterización estratigráfica y la cartografía geológica de detalle se han realizado para la mayor parte de los afloramientos situados en la zona costera comprendida entre la ciudad de Tarragona y el puerto de Torredembarra. En concreto, de SO a NE del litoral, los afloramientos estudiados son los de El Miracle, El Fortí de la Reina, L'Arrabassada, Sanatori, La Savinosa, Cala Romana, Waikiki, Punta de la Móra, Tamarit, Altafulla y Torredembarra (los nombres propuestos para las secciones o bien ya habían sido utilizados anteriormente en la bibliografía, o son nuevos y se basan en aspectos distintivos de cada zona) (Fig. 11). Cabe destacar que como característica general a lo largo de todos estos afloramientos, el techo de la mayor parte de las secciones expuestas aparece afectado por la presencia de un caliche cuaternario, que en ocasiones incluso corta las secuencias miocenas, y con frecuencia dificulta su estudio.

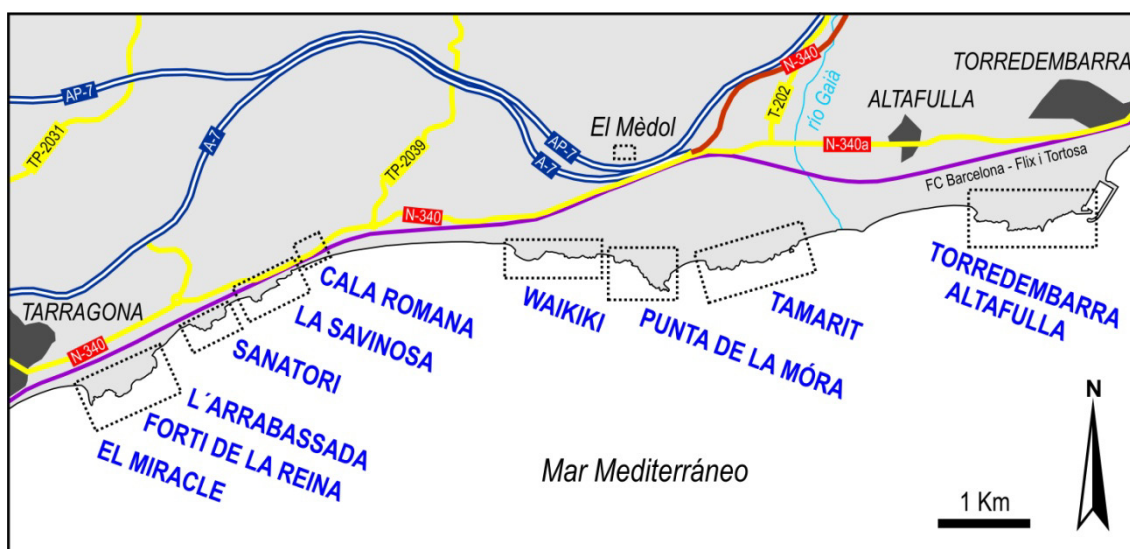


Fig. 11. Localización geográfica de las secciones estudiadas (modificado de www.igc.cat).
Geographical location of the studied sections.

Por último, comentar que el único afloramiento, que debido a sus escarpados perfiles y difícil acceso (tanto por la difícil topografía, como por las propiedades privadas), no ha sido posible estudiar en detalle, ha sido el de Tamarit. Aún así, se presentan ciertos datos sobre esta zona.

El Miracle (Figs. 12, 13 y 14)

Esta sección está situada justo en el límite oriental de la playa del *Miracle*, dentro de la ciudad de Tarragona. Aunque GIBERT *ET AL.* (1996) describieron casi 19 m de sección, actualmente sólo se conservan los 4 o 5 m basales (Fig. 14A).

La base de la sección consiste en unos 2 m de biocalcarenitas de grano fino a medio compuestas principalmente por fragmentos de algas rodofíceas, aunque también se pueden observar algunos moluscos (molde de bivalvos y gasterópodos). En el techo de esta unidad se observa un nivel con gran cantidad de madrigueras de tipo *Thalassinoides* rellenas por los sedimentos suprayacentes. Los límites abruptos y perfectamente definidos de estas madrigueras parecen indicar que cuando fueron excavadas el sedimento tenía un cierto grado de consistencia (*firmground*) (Fig. 14D, E).

Los sedimentos depositados por encima de esta superficie bioturbada consisten en una unidad granodecreciente de unos 2 a 3 m de biocalcarenitas de grano medio a grueso, que de base a techo pasan de un nivel de 0,7 m muy rico en clypeasteroideos (Fig. 14C; BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2012b) a unas biocalcarenitas caracterizadas por la presencia de estructuras de bioturbación (*Ophiomorpha* cf. *nodosa*) más o menos aisladas y microfósiles dispersos, principalmente clypeasteroideos (*Clypeaster* sp. y *Scutella* sp.), ostreidos (Fig. 14B) y rodolitos, y en menor medida otros moluscos (*Turritella* sp., *Conus* sp., pectínidos, *Glycymeris* sp.), briozoos, y más raramente corales coloniales.

El Fortí de la Reina (Figs. 12, 13 y 15)

Esta sección, previamente descrita por GIBERT *ET AL.* (1996), se localiza entre la *Punta del Miracle* y los materiales que hay bajo la edificación conocida como el *Fortí de la Reina*.

Los aproximadamente 4 m de sedimentos que constituyen esta sección están depositados directamente sobre un substrato mesozoico (dolomías jurásicas) (Fig. 15A, B). El contacto entre estos dos materiales, estudiado en detalle por GIBERT *ET AL.* (1996) y DOMÈNECH *ET AL.* (2001), consiste en una discordancia angular que viene marcada por la presencia de una superficie de erosión marina repleta de diferentes tipos de estructuras de bioerosión (SB0). Aunque las perforaciones más abundantes son aquellas producidas por bivalvos (icnoespecies *Gastrochaenolites lapidicus*, *G. torpedo* y *Phrixichnus* isp.), ocupando los espacios que quedan entre ellas, también son comunes las atribuidas a la actividad de esponjas (icnogénero *Entobia*) y en menor medida a la de anélidos (icnoespecie *Maeandropolydora sulcans*) (Fig. 15E, F).

Por encima de esta superficie, se deposita un nivel granodecreciente de conglomerados heterométricos (0,8 m aprox.) compuestos por cantos dolomíticos, provenientes del sustrato jurásico, e intensamente perforados (*Gastrochaenolites* y *Entobia*). A su vez, el techo de este nivel se caracteriza por la presencia de una superficie de nuevo repleta de estructuras de tipo *Gastrochaenolites* que afectan tanto a los bloques (que como hemos indicado ya habían sido perforados previamente) como a la matriz que los soporta, y aparecen rellenas del material suprayacente. Esto nos indica el endurecimiento de esta unidad conglomerática (*hardground*) y en consecuencia la presencia de una nueva superficie de bioerosión (SB1), pero en este caso intramiocena (Fig. 15D).

Por encima de esta superficie, se deposita una unidad granodecreciente que comienza en la base con 0,5 m de conglomerados, también dolomíticos, que pasan gradualmente a unas biocalcarenitas de grano medio con abundante bioturbación, generalmente madrigueras verticales (*Ophiomorpha* cf. *nodosa*), y escasos macrofósiles, entre los que destacan los clypeasteroideos completos (principalmente *Clypeaster* sp.) (Fig. 15C).

L'Arrabassada (Figs. 12, 13 y 16)

Esta sección se emplaza aproximadamente entre el aparcamiento ubicado más al SO del *Passeig Maritim de Rafael Casanova* (Tarragona) y el límite occidental de la playa de *l'Arrabassada*. Como en los dos casos anteriores, esta sección fue descrita por GIBERT *ET AL.* (1996).

Al igual que ocurre en el Fortí de la Reina, los 11,5 m que constituyen esta sección, se depositan directamente sobre el sustrato mesozoico, cuyo techo aparece intensamente perforado (SB0) y sobre el cual se depositan unos conglomerados heterométricos de características casi idénticas a las del Fortí (Fig. 16J).

Cubriendo esa superficie de bioerosión (SB0) (DOMÈNECH *ET AL.*, 2001), se pueden distinguir tres tramos principales. Los 3,5 m basales corresponden a una secuencia granodecreciente que comienza con los conglomerados dolomíticos anteriormente citados, y en las que cabe destacar (como rasgo diferenciador de la unidad relativa de la sección de El Fortí) la presencia, aunque escasa, de una mayor cantidad de macrofósiles, principalmente ostreidos, corales coloniales (Fig. 16I) y dientes de seláceos. Los ostreidos, frecuentemente desarticulados y con grosores y dimensiones bastante desarrolladas (de hasta 4 y 20 cm respectivamente), al igual que le sucede a los cantos dolomíticos de la unidad en la que están englobados, aparecen intensamente perforados (*Entobia* isp. y *Gastrochaenolites* isp.). Esta unidad de conglomerados pasa gradualmente a unas biocalcarenitas de grano medio a grueso muy ricas en macrofósiles, principalmente equínidos irregulares del género *Clypeaster* (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012b) muy completos y comúnmente perforados (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2013), y en menor abundancia bivalvos (principalmente *Glycymeris*, pectínidos y ostreidos), gasterópodos (*Turritella* sp., *Strombus* sp., *Conus* sp., *Nassarius* sp.), corales coloniales, algas rodofíceas, briozoos celleporiformes, restos óseos de mamíferos y dientes de seláceos y teleósteos (palatales) (Fig. 16G, H).

Esta unidad es seguida por un segundo tramo granodecreciente (de 4 m aprox.), compuesta por un nivel basal de microconglomerados dolomíticos, ricos en dientes de seláceos, que pasan gradualmente a biocalcarenitas de grano medio con abundante y dispersa macrofauna (principalmente grandes pectínidos del género *Flabellipecten*, clypeasteroideos y restos de mamíferos), y una intensa bioturbación a techo, que en general, consiste en sistemas de tipo *Ophiomorpha* (Fig. 16D). Sin embargo, dentro de este tramo, a 2 m de su base y a pesar de que el contraste litológico entre las unidades que separa es inapreciable, se puede observar la presencia de gran cantidad de estructuras

bioerosivas de tipo *Gastrochaenolites*, que de nuevo indican una superficie de endurecimiento (*hardground*) y una nueva superficie de bioerosión intramiocena (SB2) (Fig. 16E, F).

Finalmente, mediante un contacto abrupto con el tramo infrayacente, se deposita el tramo superior de la sección de l'Arrabassada. Este consiste en 4 m de areniscas siliciclásticas de grano fino a medio con estratificación cruzada (Fig. 16B). A pesar de que el contenido bioclástico de este tramo es muy reducido, se pueden distinguir estructuras de bioturbación de tipo *Ophiomorpha* cf. *nodosa*, *Thalassinoides* isp., *Haentzschelinia otto* (Fig. 16C) y estructuras horizontales y sinuosas (cf. *Laminites*) (GIBERT ET AL., 1995 y 1996).

Sanatori (Figs. 17, 18 y 19)

Sección situada entre el límite oriental de la playa de l'Arrabassada y el límite occidental de la playa de la Savinosa. El nombre propuesto para esta sección se debe a la presencia de las ruinas del antiguo *Sanatori de la Savinosa* en este afloramiento.

La base de esta sección de 18,5 m consiste en un nivel de conglomerados heterométricos de composición dolomítica (de 1,5 m aprox.) con características idénticas a las descritas anteriormente para las secciones del Fortí de la Reina y l'Arrabassada (Fig. 19F). Aunque en este emplazamiento en particular no llega a aflorar el sustrato mesozoico, por su cercanía con las otras secciones en las que sí aparece, es muy probable que este se encuentre a pocos metros de profundidad de esta unidad basal. Sobre estos conglomerados, y de manera gradual, se deposita una secuencia granodecreciente de unos 9 m de biocalcarenitas de grano medio a grueso en la base, a fino o muy fino en el techo y presencia de estratificación cruzada hacia techo. Mientras que la parte basal es más rica en fragmentos de rodófitas y gasterópodos (principalmente turritélidos muy recristalizados; Fig. 19D), hacia techo desaparecen y son más abundantes los ejemplares fragmentados y completos de pectínidos (*Chlamys* sp., *Pecten* sp.; Fig. 19E) y cirrípedos. Mucho menos comunes y de forma aislada se pueden encontrar ejemplares completos y aislados de *Clypeaster* sp., restos óseos de mamíferos y dientes de seláceos. A techo de la unidad también es posible observar madrigueras aisladas de tipo *Thalassinoides*.

Por encima de esta secuencia, se depositan 4,5 m de biocalcarenitas de grano fino (packstone de rodófitas) y tendencia granodecreciente. En la base de esta unidad aparece un nivel rico en pectínidos, entre los que destacan valvas desarticuladas y bastante completas del género *Gigantopecten*. Hacia techo los pectínidos son menos comunes y aumenta la cantidad de fragmentos de rodófitas. Finalmente el techo de esta unidad viene marcado por el desarrollo de un karst, que a su vez está afectado por abundantes estructuras de bioerosión (*Gastrochaenolites* isp.) rellenas del material suprayacente. De nuevo tenemos evidencias de endurecimiento del sedimento (*hardground*) y de la formación de una superficie de bioerosión intramiocena (SB3; Fig. 19B, C).

Finalmente, en el techo de esta sección y por encima de esta superficie, se depositan 3 m de biocalcarenitas de grano medio caracterizadas por la presencia de estructuras de bioturbación de tipo *Ophiomorpha* cf. *nodosa* y *Clypeaster* completos y aislados, que son cubiertas por 0,5 m de areniscas siliciclásticas, idénticas en composición a las de la sección de l'Arrabassada, pero por el contrario escasamente bioturbadas (madrigueras aisladas de tipo *Ophiomorpha*).

La Savinosa y Cala Romana (Figs. 20, 21 y 22)

La sección *La Savinosa* se sitúa entre el límite oriental de la playa de *la Savinosa* y el límite occidental de la playa *Llarga*. La sección *Cala Romana* (DOMÈNECH ET AL. 2001), siguiendo la línea de costa hacia el NE, se encuentra a unos 50 m del límite oriental de la sección *La Savinosa*, justo al otro lado de la vía de tren y de la N-340, frente a unas pistas de tenis situadas al SE del núcleo urbano conocido como *Cala Romana*.

Al igual que ocurre en las secciones de El Fortí de la Reina, l'Arrabassada y muy probablemente también en la del Sanatori, los 17,5 m de sedimentos que constituyen esta sección se depositan sobre una superficie de bioerosión (SB0; Fig. 22H) desarrollada en el techo de unas dolomías jurásicas (DOMÈNECH ET AL. 2001). Y también como en esas secciones, la secuencia granodecreciente de unos 6 m de espesor depositada justo por encima del sustrato mesozoico, consiste en el paso gradual de unos conglomerados dolomíticos basales (Fig. 22G) a unas biocalcarenitas de grano medio a grueso ricas en macrofósiles. En concreto, el grupo más abundante es el de los pectínidos, que en ocasiones aparecen formando acumulaciones lenticulares de escala centimétrica. También son observables, aunque más aisladamente otros bivalvos (*Cassostrea* sp., *Glycymeris* sp.), equínidos (*Clypeaster* sp.) y moldes de gasterópodos (turritélidos y cónidos). Y en general, todos ellos aparecen bastante completos, y en el caso concreto de los bivalvos en ocasiones incluso articulados.

El límite superior de esta secuencia está marcado por la existencia de una superficie con abundantes perforaciones claviformes (*Gastrochaenolites* isp.) rellenas del material suprayacente y que de nuevo nos indican la presencia de un *hardground* (SB4; Fig. 22E, F).

Sobre esta superficie se depositan 3,5 m de calcisiltitas con laminación paralela en la base y escasos fósiles (ostreidos, pectínidos, espatangoideos y clypeasteroideos). Cabe destacar que en su parte basal, justo rellenando las perforaciones de la superficie que recubren, existe gran cantidad de fósiles ferruginizados (principalmente gasterópodos). Es difícil de decir, por lo escarpado e inaccesible de esta área, pero en el límite superior de esta unidad aparecen abundantes estructuras de bioturbación (*Thalassinoides* isp.) que podrían indicar la presencia de un *firmground* (Fig. 22C, D).

Por último, por encima de estas calcisiltitas se deposita una nueva secuencia granodecreciente de unos 8 o 9 m. Su base consiste en una lumaquela constituida principalmente por pectínidos, y menos frecuentemente por turritélidos y clypeasteroideos, que pasa gradualmente a una biocalcarenita con escasos macrofósiles y estructuras de bioturbación aisladas (*Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* isp.).

En cuanto a la sección de Cala Romana, se puede observar de nuevo el contacto entre el Mioceno y el sustrato Jurásico, la superficie de bioerosión (SB0; Fig. 22I, J), y la unidad de conglomerados dolomíticos cubriéndola. Aunque no se ha levantado una columna estratigráfica de detalle para esta zona, comentar que sobre la unidad de conglomerados basales, se depositan mediante un paso gradual una serie de biocalcarenitas y lumaquelas especialmente ricas en gasterópodos (*Turritela* sp.) y ostreidos.

Waikiki (Figs. 23, 24 y 25)

Esta sección está situada entre el límite oriental de la playa *Llarga* y el límite occidental de la playa de *Cala de Becs*. Aunque la otra playa que se encuentra en este sector recibe oficialmente el nombre de playa de *L'Arboçar*, entre los habitantes de esta zona es comúnmente conocida como la playa de *Waikiki*, y de ahí el nombre propuesto para la sección. De hecho, autores como CIVIS ET AL. (1986-1987) ya usaron términos parecidos, como *Guaitiqui*, para referirse a esta zona.

Esta sección de unos 27 m de espesor, previamente descrita por RABADÀ (1994) y BELAÚSTEGUI (2009), comienza en su base con un nivel de biocalcarenitas de grano fino a medio caracterizada por la presencia de abundantes estructuras de bioturbación (*Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* cf. *nodosa*). El techo de esta unidad, se corresponde con una superficie de erosión (SB5), como demuestran su morfología irregular con marcados surcos (Fig. 25F), la presencia de estructuras de bioturbación exhumadas, y la existencia de estructuras de bioerosión tanto de tipo *Gastrochaenolites*, como pequeñas perforaciones probablemente atribuibles a la actividad de gusanos, que aparecen a lo largo de toda la superficie expuesta (BELAÚSTEGUI ET AL., 2011).

Sobre esta superficie se deposita una secuencia granocreciente de unos 12,5 m, que de base a techo presentan unos 2 m de calcisiltitas glauconíticas caracterizadas por presentar una intensa bioturbación, que en general, consiste en madrigueras pertenecientes a la icnoespecie '*Cylindrichnus concentricus*' (BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013). La cantidad de estas estructuras de bioturbación, al igual que la glauconita, disminuye hacia techo. En cuanto a la fauna presente en esta unidad, por un lado destaca la abundancia de pectínidos, entre los que predomina la especie *Amusium cristatum*, y por otro la presencia de restos óseos pertenecientes a un cetáceo (BELAÚSTEGUI ET AL., 2011; BELAÚSTEGUI ET AL., 2012a).

Las calcisiltitas glauconíticas pasan gradualmente a una unidad de calcisiltitas (sin glauconita) de unos 8 m de espesor, que hacia techo presentan

varios niveles de concreciones biocalcareónicas de grano fino, que en ocasiones parecen formarse a favor de estructuras de bioturbación previas y en otras parecen ligadas a cuerpos más estratiformes ocasionalmente con laminación cruzada. La fauna se encuentra representada principalmente por fragmentos de pectínidos (*Pecten* sp., *Aequipecten* sp., *Flabellipecten* sp. y *Chlamys* sp.) y briozoos (*Sertella* sp. y *Metrarabdotos tarraconensis*, Fig. 25E). Y principalmente hacia techo de la unidad, existe una intensa bioturbación, que aunque dominada por la icnoespecie *Thalassinoides suevicus*, también presenta estructuras de tipo *Ophiomorpha* y *Schaubcylichnus*.

Esta unidad calcisiltítica pasa gradualmente a unas biocalcareonitas de grano fino también ricas en pectínidos y briozoos, y ocasionalmente también en espatangoideos, y con madrigueras aisladas de tipo *Ophiomorpha*. Por encima de las cuales, y mediante un contacto erosivo caracterizado por la presencia de bivalvos del género *Panopea* en posición de vida (Fig. 25D), se deposita un tramo granocreciente (4 m), que de base a techo y de forma gradual, pasa de unas biocalcareonitas de grano medio-grueso a una lumaquela de rodolitos y ostreidos.

Finalmente, las tres unidades que han sido diferenciadas en la parte superior de esta sección Waikiki, debido a que en gran parte aparecen cubiertas por vegetación y presentan un afloramiento muy limitado, no han podido ser estudiadas en detalle. No obstante, consisten en un nivel inferior de unos 0,5 m de biocalcareonitas terrígenas caracterizadas por la presencia de la icnoespecie *Sinusichnus sinuosus* (BELAÚSTEGUI ET AL., *en revisión*), cubiertas por unas margas grises con intercalaciones esporádicas de areniscas, sobre las cuales se depositan unas biocalcareonitas de grano medio intensamente bioturbadas. Destacar la abundancia de foraminíferos tanto planctónicos (géneros *Globigerinoides*, *Paragloborotalia* y *Globigerina*) como bentónicos (géneros *Ammonia*, *Nonion*, *Lenticulina* y *Textularia*) en las margas grises.

Punta de la Móra (Figs. 26, 27 y 28)

Esta sección se encuentra entre el límite oriental de la playa de *Cala de Becs* y el límite occidental de la playa de *la Móra*. El nombre propuesto para esta sección se debe a que en esta zona se localiza un pequeño cabo llamado así.

Esta es una sección de 27 m de potencia dominada por biocalcareonitas con laminación cruzada y lumaquelas de moluscos, exceptuando una unidad calcisiltítica localizada en la parte inferior de la sección. En concreto, la base de la sección está constituida por unos 7 m de biocalcareonitas de grano grueso con gran cantidad de macrofósiles (pectínidos, ostreidos, clypeasteroideos, restos óseos de mamíferos y dientes de espáridos) y estructuras de bioturbación (*Thalassinoides* y *Ophiomorpha*). Esta unidad, presenta a techo un nivel de ostreidos (*Crassostrea* sp.) intensamente perforados (*Gastrochaenolites* y *Entobia*, Fig. 28E), y pasa gradualmente a un tramo de calcisiltitas.

En este tramo calcisiltítico de 5 m de espesor caracterizado por presentar una intensa bioturbación (*Thalassinoides*), se intercala un biostromo de briozoos (de hasta 1,7 m aprox.) muy completos y poco fragmentados, donde domina la especie *Metrarabdotos tarraconensis* (Fig. 28D). A su vez, intercalado en el tramo superior de calcisiltitas, es destacable la presencia de un cuerpo lenticular de lutitas marrones, que no supera los 10 cm de potencia, rica en fragmentos y espinas de equínidos, y con escasa microfauna dominada por foraminíferos bentónicos, principalmente los géneros *Ammonia* y *Asterigerinata*.

Cubriendo el tramo calcisiltítico, y mediante un contacto erosivo, se depositan un tramo de 5,5 m, que de base a techo, comienza con una lumaquela (0,7 m) de cirrípedos, clypeasteroideos, glyciméridos, gasterópodos (turritélidos) y ostreidos (*Ostrea* y *Anomia*), sobre la cual y de forma gradual, se depositan casi 5 m de biocalcarenitas de grano medio/grueso con gran cantidad de estructuras de bioturbación, comúnmente asociadas a los niveles con estratificación cruzada (Fig. 28G).

Por encima se depositan 2 m de biocalcarenitas de grano grueso, laminadas y con gran cantidad de ostreidos y pectínidos (casi una lumaquela). Sobre las cuales se deposita una unidad granodecreciente de biocalcarenitas de grano fino/medio con abundantes pectínidos, y cierta cantidad de fragmentos de rodofíceas hacia techo. El techo de este nivel consiste en una superficie kárstica, donde las grietas y cavidades están rellenas por un nivel de clypeasteroideos, esencialmente del género *Parascutella* (BELAÚSTEGUI ET AL., 2012b). En concreto, este nivel de equínidos es la base de una lumaquela de 5 m de potencia compuesta principalmente por pectínidos, ostreidos y cirrípedos, y que constituye el techo de esta sección.

Tamarit (Figs. 29 y 30)

Esta sección se sitúa entre el límite oriental de la playa de *la Móra* y el límite occidental de la playa de *Altafulla*. El nombre de esta sección se debe a la presencia del *Castillo de Tamarit* en su límite Este (Fig. 29). Esta sección presenta escarpados perfiles y accesos bastante complicados, ya sea por la topografía o por las propiedades privadas. Aunque esto ha provocado que no haya sido posible estudiarla en detalle, se presentan algunos datos sobre esta zona.

En esta sección predominan los niveles biocalcareníicos, generalmente con macrofósiles y estructuras de bioturbación aisladas (principalmente *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*, y más raramente *Gyrolithes*; Fig. 30E, F, G). En la parte oriental de esta sección existen una serie de fallas que dificultan la elaboración de una estratigrafía general de esta zona. No obstante, en lo que podría ser la base de la sección, aparecen unos niveles de lutitas ocreas con gran cantidad de foraminíferos tanto planctónicos con interés cronológico (ver apartado 4.2).

Por otro lado, en la parte alta de esta sección, lo que podría corresponder al techo de la misma, aparece un tramo de unos 9 m de biocalcarenitas de grano fino/medio (Fig. 29B). En el techo de los 3,5 m basales (biocalcarenitas ricas en pectínidos) aparece un nivel lumaquéllico (clypeasteroideos, ostreidos y pectínidos) sobre el que se depositan 2,5 m de biocalcarenitas de grano fino con estratificación cruzada de gran escala (este nivel tiene además una continuidad lateral de 83 m; Fig. 29A, 30D). Finalmente en el techo aparecen 3 m de biocalcarenitas de grano fino/medio ricas en estructuras de bioturbación (*Thalassinoides*, *Gyrolithes*, *Teichichnus* y estructuras de tipo *Scolicia*).

Altafulla (Figs. 31, 32, 33 y 34)

Esta sección se sitúa en el límite oriental de la playa de *Altafulla*. Concretamente en el afloramiento situado al NO de la escalera que conecta el *Passeig de Fortí* (Altafulla) con la propia playa de Altafulla. Porta (1971), al describir esta sección, se refirió a ella como *Fortí de Altafulla*.

Esta sección de 8 m de potencia (Fig. 34A), comienza con unas biocalcarenitas de grano fino con gran cantidad de fragmentos de algas rodofíceas (packstone), sobre las que se depositan 2,5 m de calcisiltitas glauconíticas con idénticas características a las descritas anteriormente en la base de la sección Waikiki (BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013). En el techo de esta unidad se puede observar un nivel de grandes madrigueras de tipo *Thalassinoides* (re llenas con abundante glauconita) y probablemente relacionados con el nivel superior (Fig. 34D).

La sedimentación calcisiltítica se interrumpe de manera abrupta y erosiva por un nivel granodecreciente de 0,75 m, que de base a techo, pasa gradualmente de una lumaquela de rodolitos (en ocasiones perforados, Fig. 34E) a unas biocalcarenitas de grano grueso, ambas litologías muy ricas en microfósiles bastante completos de pectínidos, ostreidos, briozoos o gasterópodos.

Por encima de esta unidad, se reanuda la sedimentación calcisiltítica (2 m aprox.), pero en este caso sin glauconita y caracterizada por una intensa bioturbación (*Thalassinoides suevicus*). Este nivel presenta características muy similares a los niveles calcisiltíticos no glauconíticos descritos en las secciones de Waikiki y Punta de la Móra.

Finalmente, a techo de esta sección se depositan 2,2 m de biocalcarenitas de grano grueso. El contacto con el nivel inferior consiste en una superficie erosiva a la que aparece asociado un nivel de conchífero casi lumaquéllico. En cuanto a la fauna, este nivel se caracteriza por la presencia de gran cantidad de briozoos ramosos y celeporiformes, abundantes ejemplares de pectínidos completos e intensamente perforados (*Entobia* isp.), y en menor medida, rodolitos, ostreidos y clypeasteroideos.

Torredembarra (Figs. 31, 32, 33 y 35)

La sección se emplaza entre el límite oriental de la playa de *Els Capellans i Canyadell* y el puerto de Torredembarra. Una parte de esta sección fue parcialmente descrita y denominada como *Cap Gros* por Porta (1971). A pesar de que esta es la sección estudiada más potente (32 m), la mayor parte de los afloramientos son acantilados inaccesibles en los que sólo es posible observar en detalle su base o su techo. De ahí que en algunas partes de la sección, el estudio no ha podido ser muy detallado.

De base a techo, en los primeros 17 m de sección es posible distinguir tres secuencias granocrecientes. La primera de ellas, consiste en un nivel de biocalcarenitas de grano medio/grueso que hacia techo pasa gradualmente a un nivel lumaquélico, ambos muy ricos en pectínidos (Fig. 35E). Por encima se deposita una segunda secuencia granocreciente, que pasa gradualmente de unas calcisiltitas a unas biocalcarenitas de grano grueso. El tramo calcisiltítico, muy pobre en macrofósiles (principalmente pectínidos y espatangoideos) y estructuras de bioturbación (*Thalassinoides* isp.), presenta una intercalación lumaquélica de unos 0,3 m en su parte basal. En cuanto al tramo biocalcarenítico, cabe destacar el predominio de pectínidos, que ocasionalmente pueden formar acumulaciones lenticulares, y la presencia de rizomorfos hacia techo. Por último la tercera secuencia granocreciente de este tramo, pasa de una biocalcarenita de grano fino con gran cantidad de rodofíceas (wackestone) a una lumaquela de rodolitos (Fig. 35H), que en ocasiones aparecen perforados (*Gastrochaenolites* isp.). Justo por debajo del nivel rodolítico se deposita una lumaquela de *Heterostegina* sp. de unos 0,2 m (Fig. 35F).

A continuación, cubriendo los rodolitos, se depositan 2 m de calcisiltitas glauconíticas, muy similares a las descritas en las secciones de Waikiki y Altafulla, pero con mucha menos presencia de estructuras de bioturbación y mayor cantidad de briozoos. Hacia techo, este nivel se ve interrumpido (de forma erosiva) por una lumaquela de pectínidos que de manera gradual y granodecreciente, pasa a unas biocalcarenitas de grano medio con estratificación cruzada de gran escala (Fig. 35C, G), con una acumulación de clypeasteroideos en su parte superior (BELAÚSTEGUI ET AL. 2012b), y finalmente un pequeño biostromo de briozoos (*Metrarabdotos tarraconensis*) en el techo.

Finalmente, el techo de esta sección está compuesto por un nivel calcisiltítico intensamente bioturbado (*Thalassinoides* isp.), con una intercalación de biocalcarenitas de grano medio en la base y muy alteradas por la presencia de un caliche cuaternario a techo.

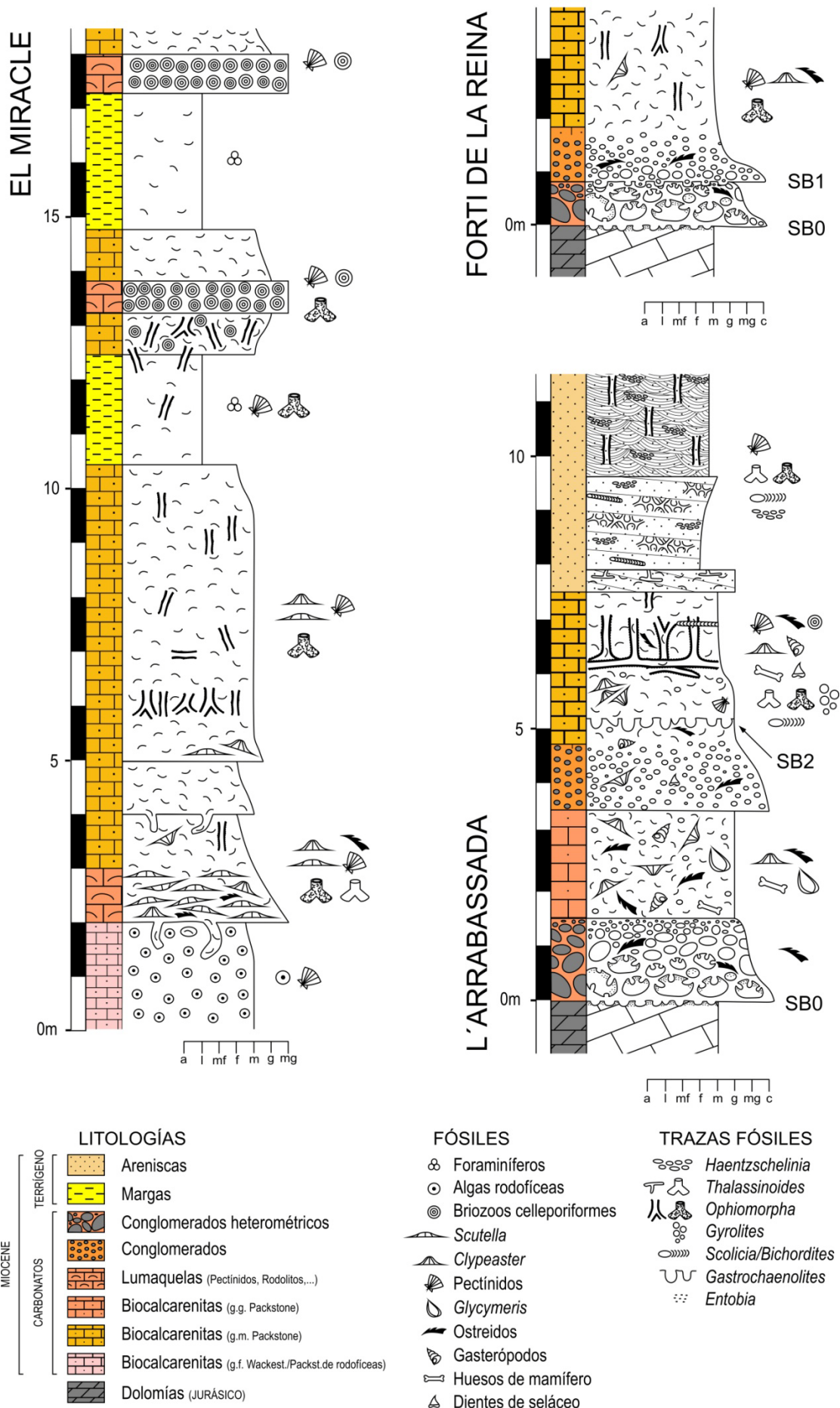


Fig. 13

Fig. 12. Mapa geológico y estratigrafía de detalle de las secciones de El Miracle, El Fortí de la Reina y L'Arrabassada.
Detailed geological map and stratigraphy of El Miracle, El Fortí de la Reina and L'Arrabassada sections.

Fig. 13. Columnas estratigráficas sintéticas.
Synthetic stratigraphic columns.

Fig. 14. Sección de El Miracle. **A**, Vista general del afloramiento y su posición en el mapa. **B**, Ostreidos. **C**, Acumulación basal de clypeasteroideos. **D** y **E**, Firmground basal (*Thalassinoides* isp.) en sección perpendicular y paralela a la estratificación respectivamente.
El Miracle section. **A**, Overview of the outcrop and its position on the map. **B**, Ostreids. **C**, Basal clypeasteroid accumulation. **D** and **E**, Basal firmground (*Thalassinoides* isp.) on perpendicular and parallel sections to the bedding, respectively.

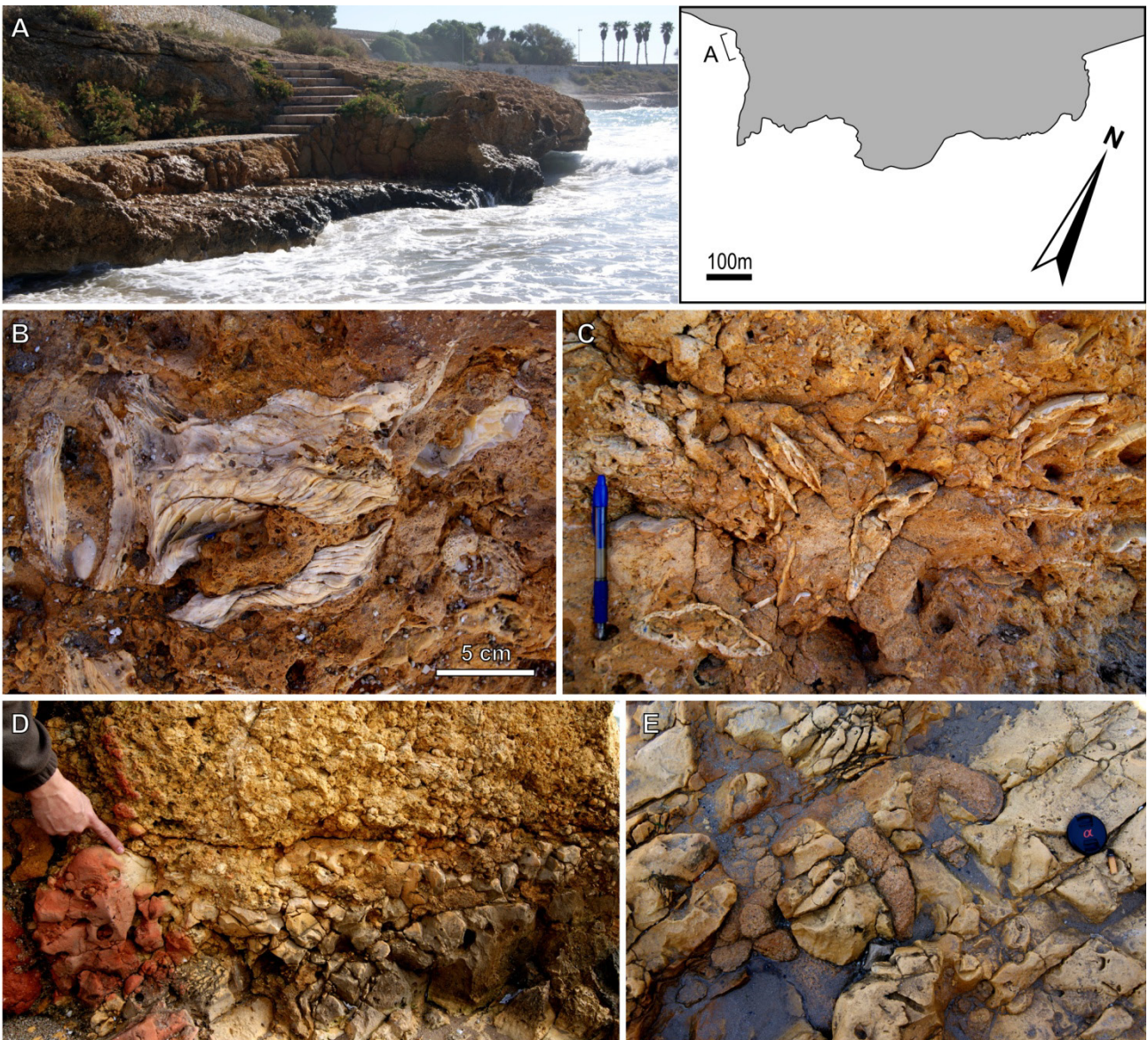




Fig. 15. Sección de El Fortí de la Reina. **A**, Vista general del afloramiento y su posición en el mapa.

B, Detalle del contacto entre el Mioceno y el Jurásico. **C**, Biocalcarenitas con clypeasteroides y *Ophiomorpha* cf. *nodosa*. **D**, Superficie de bioerosión SB1 (*Gastrochaenolites* isp.). **E**, Superficie de bioerosión SB0. **F**, *Gastrochaenolites* isp. y *Entobia* isp. en SB0.

El Fortí de la Reina section. **A**, Overview of the outcrop and its position on the map. **B**, Detail of contact between the Miocene and Jurassic. **C**, Biocalcarenites with clypeasteroids and *Ophiomorpha* cf. *nodosa*. **D**, Bioerosion surface SB1 (*Gastrochaenolites* isp.). **E**, Bioerosion surface SB0. **F**, *Gastrochaenolites* isp. and *Entobia* isp. on SB0.

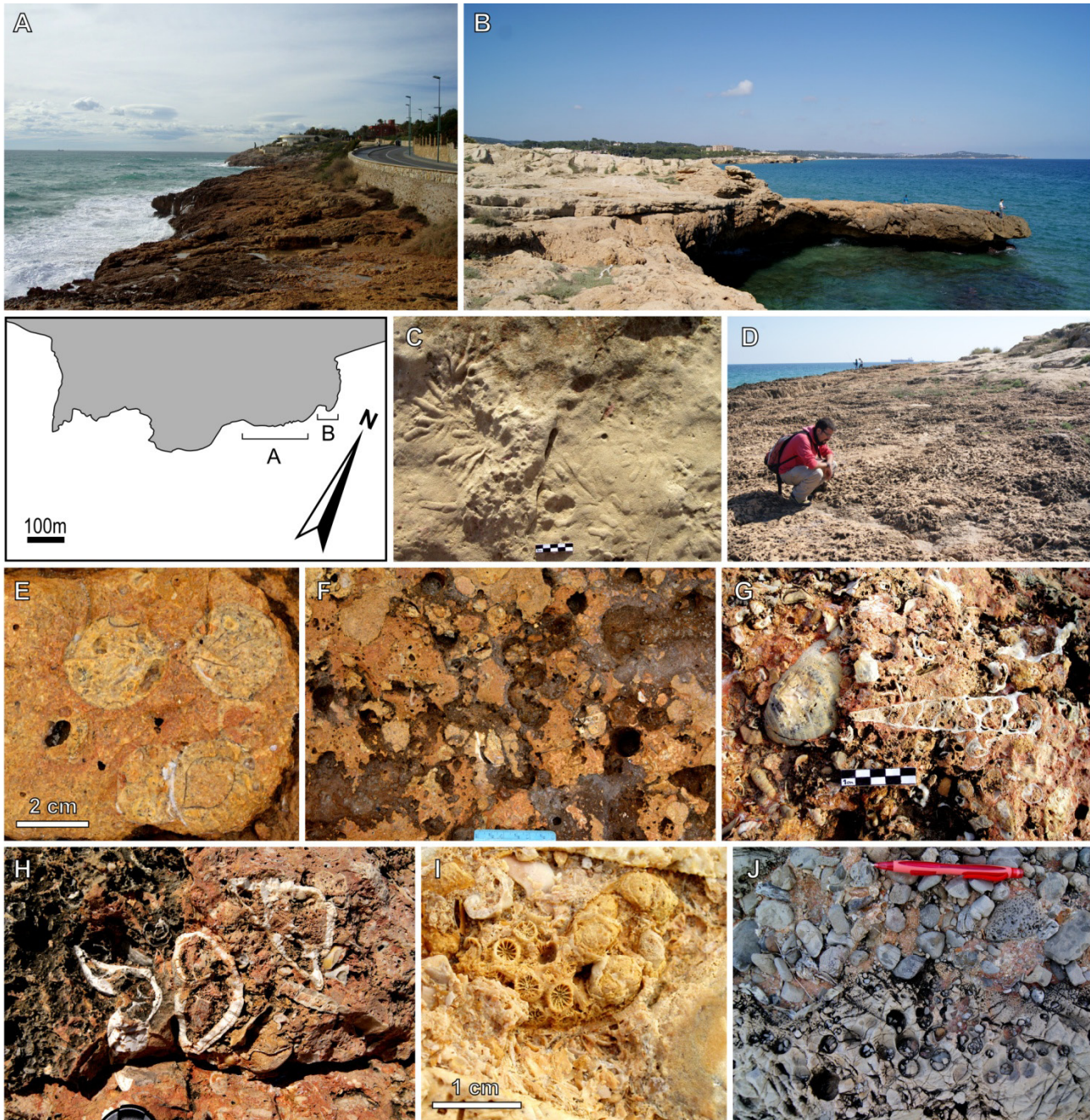


Fig. 16. Sección de L'Arrabassada. **A y B**, Vista general del afloramiento y su posición en el mapa. **B y D**, Contacto entre las biocalcarenitas y las areniscas con estratificación cruzada del techo de la sección. **C**, *Haentzschelinia ottoi*. **D**, Superficie llena de madrigueras verticales de tipo *Ophiomorpha*. **E y F**, Superficie de bioerosión SB2 (*Gastrochaenolites* isp.). **G y H**, Biocalcarenitas basales ricas en moluscos (turrítelidos o gliciméridos) y *Clypeaster* sp. **I**, Coral colonial. **J**, Superficie de bioerosión SB0 recubierta por conglomerados heterométricos (*Gastrochaenolites* y *Entobia*).

L'Arrabassada section. A and B, Overview of the outcrop and its position on the map. B and D, Contact between the biocalcarenites and the cross-bedded sandstones (top of the section). C, Haentzschelinia ottoi. D, Surface full of vertical Ophiomorpha burrows. E and F, Bioerosion surface SB2 (Gastrochaenolites isp.). G and H, Basal biocalcarenites rich in molluscs (turritelids or glycymerids) and Clypeaster sp. I, Colonial coral. J, Bioerosion surface SB0 overlaid by heterometric conglomerates (Gastrochaenolites and Entobia).

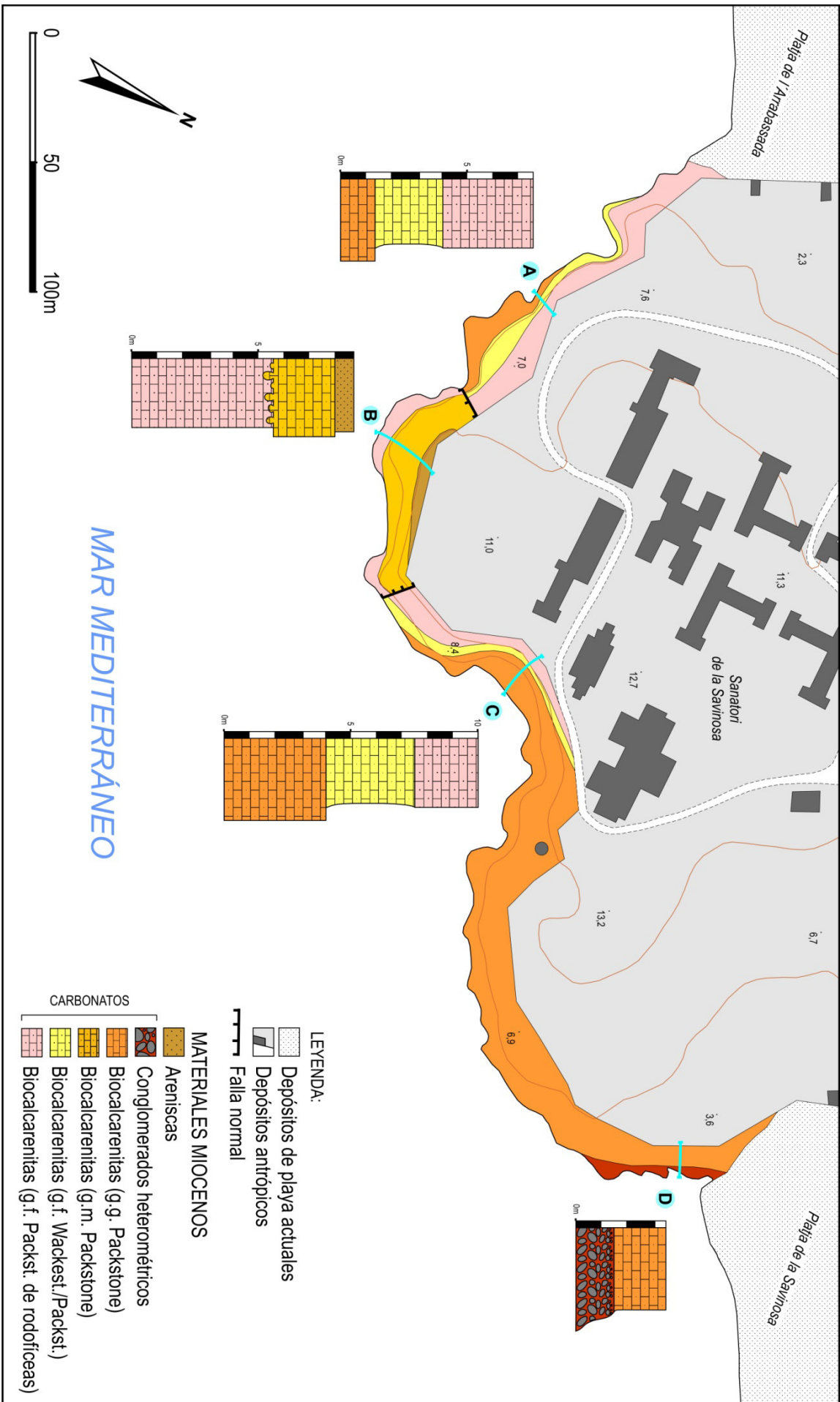


Fig. 17

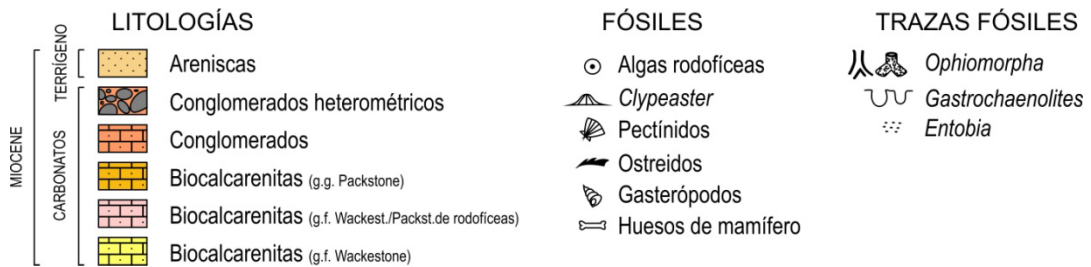
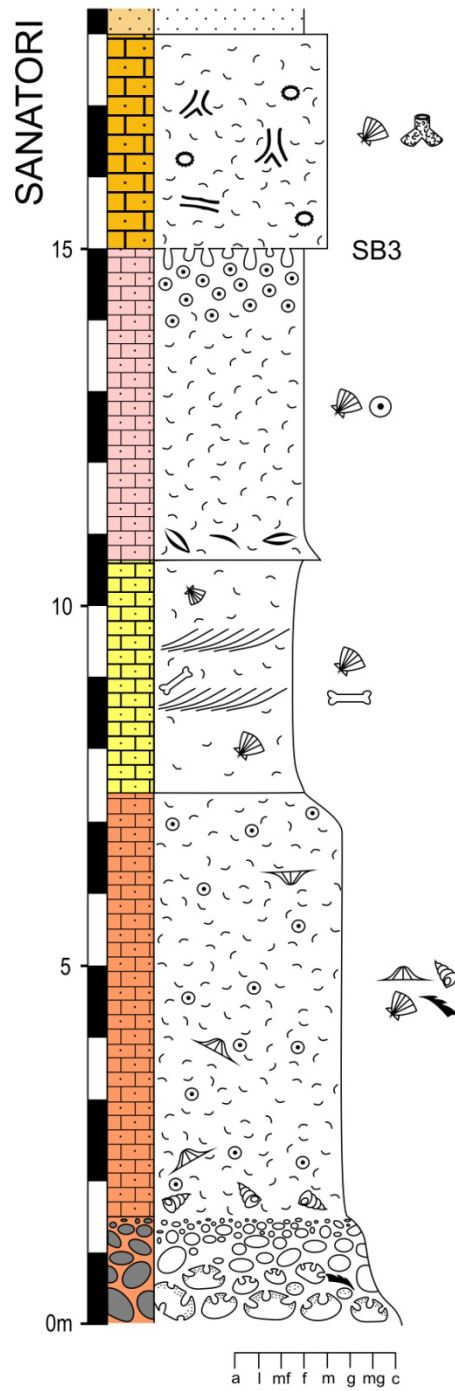
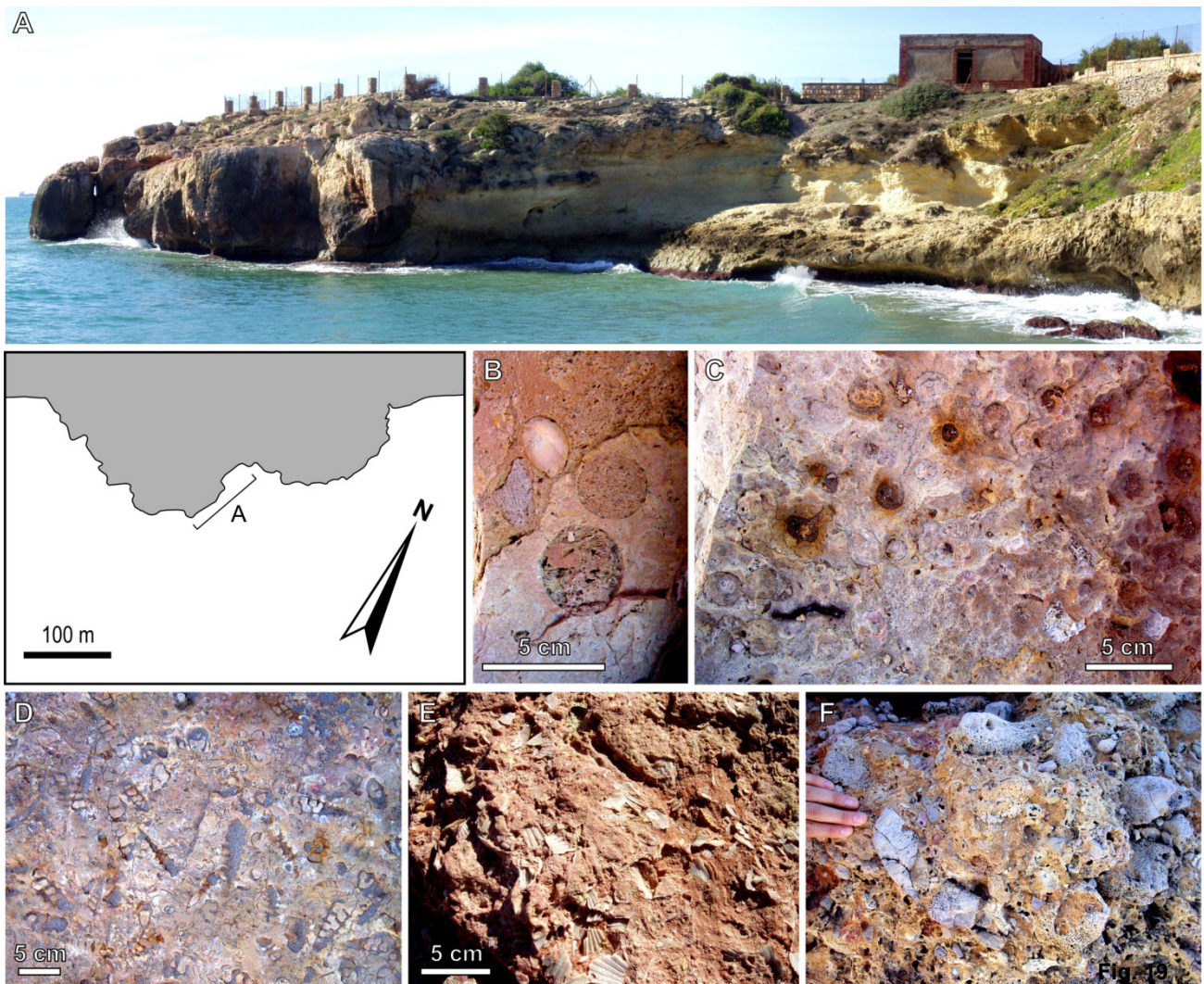


Fig. 18

Fig. 17. Mapa geológico y estratigrafía de detalle de la sección del Sanatori.
Detailed geological map and stratigraphy of Sanatori section.

Fig. 18. Columna estratigráfica sintética.
Synthetic stratigraphic column.

Fig. 19. Sección del Sanatori. **A**, Vista general del afloramiento y su posición en el mapa. **B y C**, Superficie de bioerosión SB3 (*Gastrochaenolites* isp.). **D y E**, Acumulaciones de turrítidos y pectínidos respectivamente. **F**, Conglomerados heterométricos basales (*Entobia* isp.).
Sanatori section. A, Overview of the outcrop and its position on the map. B and C, Bioerosion surface SB3 (Gastrochaenolites isp.). D and E, Turritid and pectinid accumulations, respectively. F, Basal heterometric conglomerates (Entobia isp.).



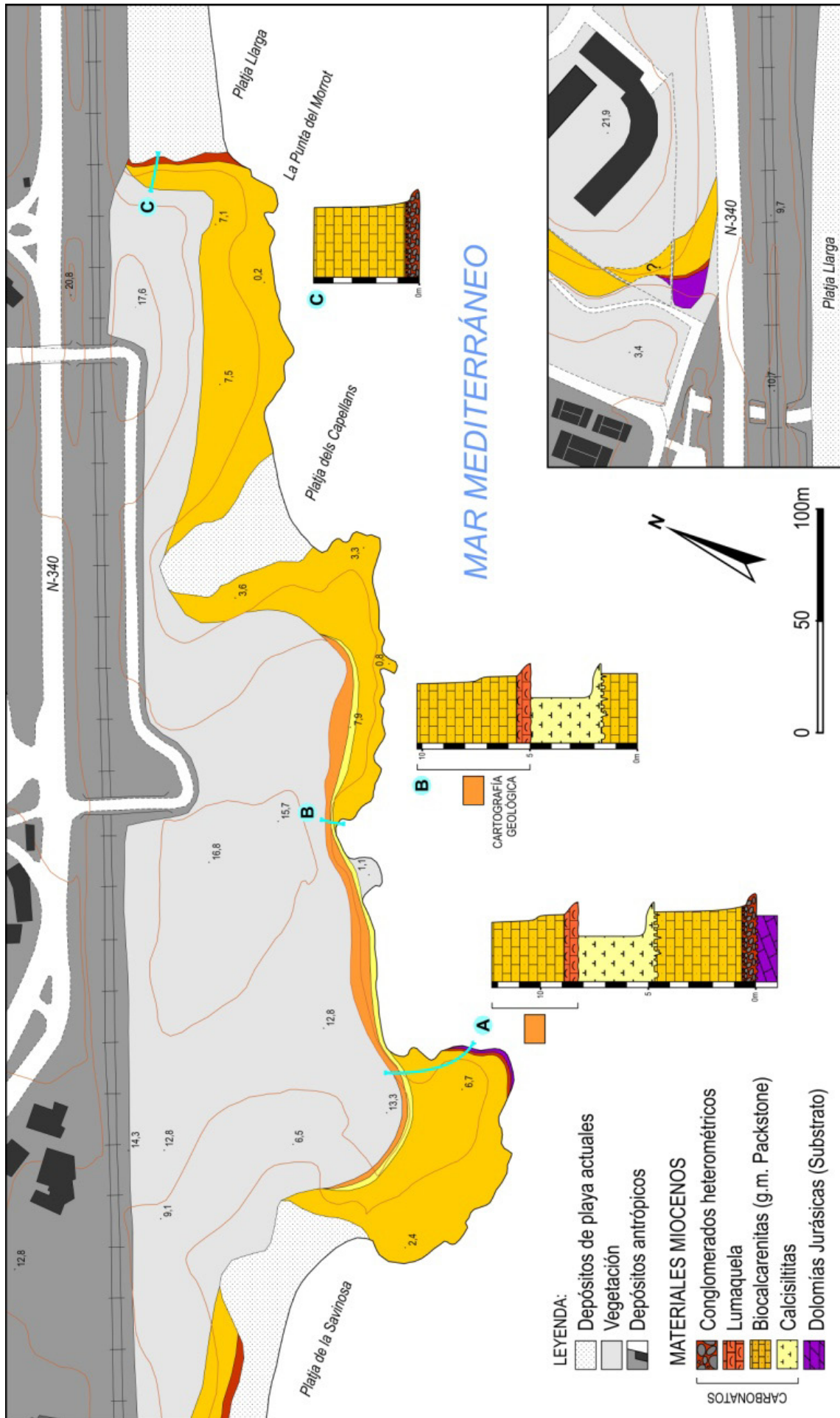


Fig. 20

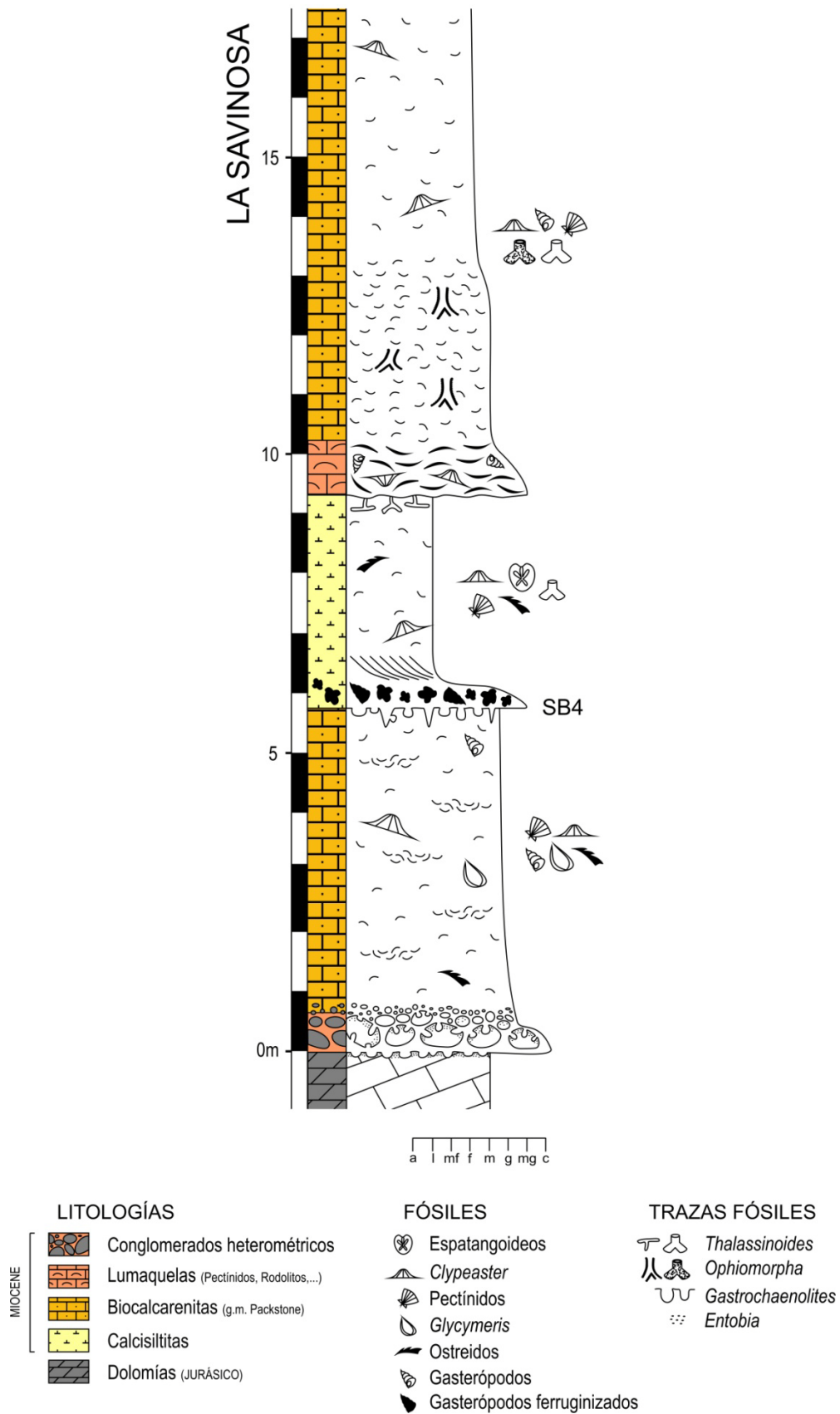
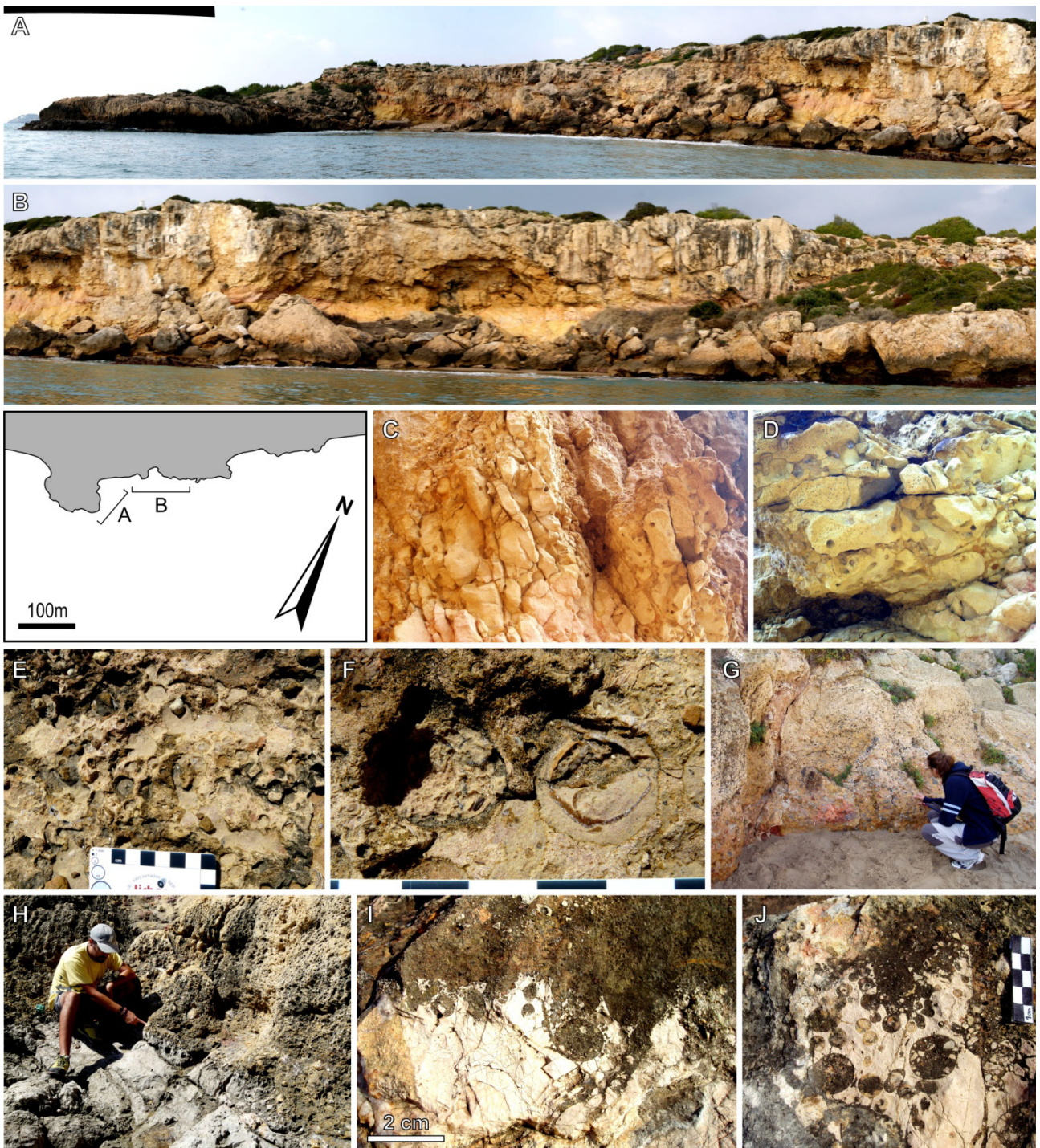


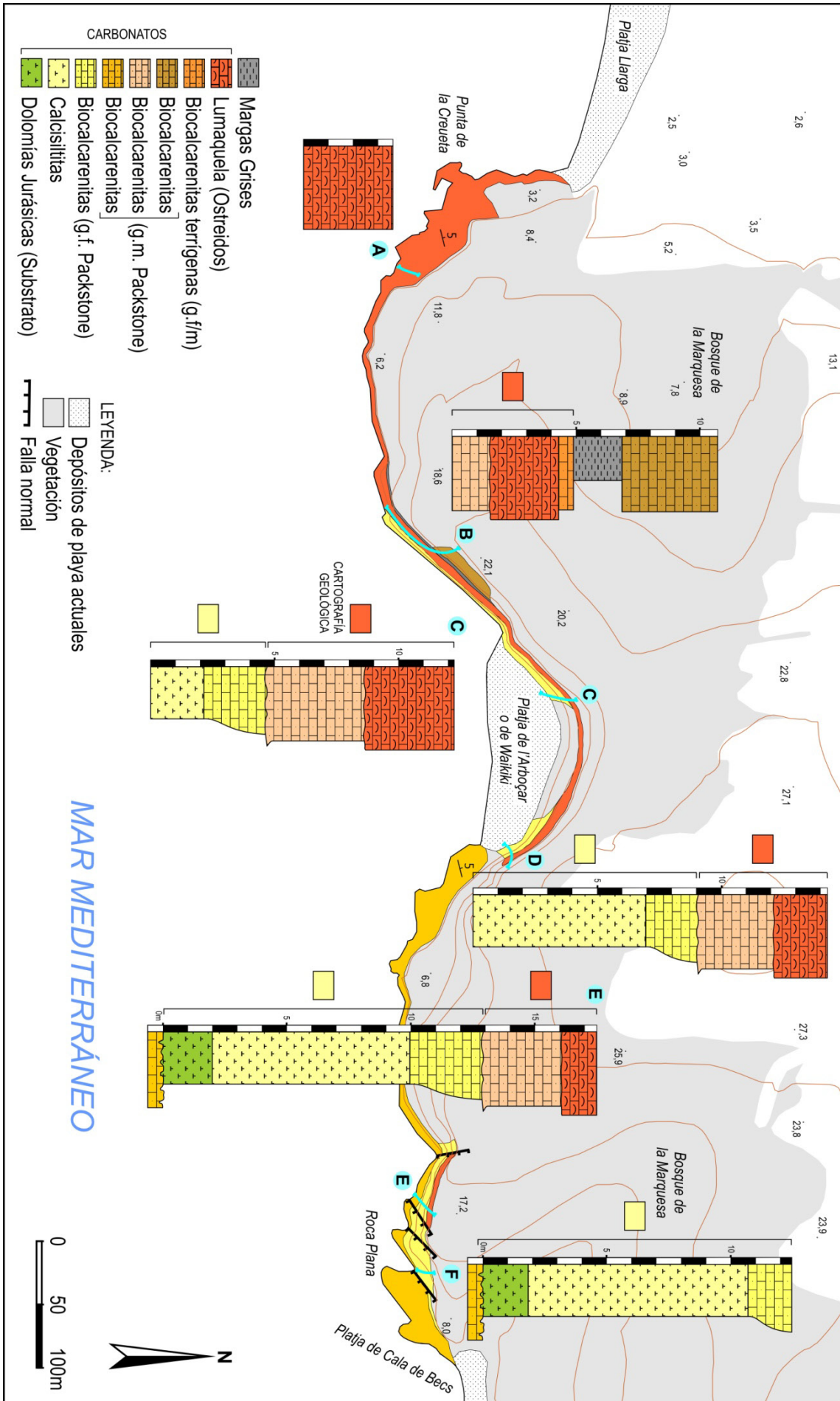
Fig. 21

Fig. 20. Mapa geológico y estratigrafía de detalle de las secciones de La Savinosa y Cala Romana.
Detailed geological map and stratigraphy of La Savinosa and Cala Romana sections.

Fig. 21. Columna estratigráfica sintética. Synthetic stratigraphic column.

Fig. 22. Sección de la Savinosa y detalles de Cala Romana. **A y B**, Vista general del afloramiento y su posición en el mapa. **C y D**, Firmground (*Thalassinoides* isp.) en sección perpendicular y paralela a la estratificación respectivamente. **E y F**, Superficie de bioerosión SB4 (*Gastrochaenolites* isp.). **G**, Conglomerados heterométricos basales (sección de La Savinosa). **H**, Contacto entre el Mioceno y el Jurásico (sección de La Savinosa). **I y J**, SB0 en Cala Romana (*Gastrochaenolites* y *Entobia*).
La Savinosa section and details from Cala Romana. **A and B**, Overview of the outcrop and its position on the map. **C and D**, Firmground (*Thalassinoides* isp.) on perpendicular and parallel sections to the bedding, respectively. **E and F**, Bioerosion surface SB4 (*Gastrochaenolites* isp.). **G**, Basal heterometric conglomerates (La Savinosa section). **H**, Contact between Miocene and Jurassic (La Savinosa section). **I and J**, Bioerosion surface SB0 in Cala Romana section (*Gastrochaenolites* and *Entobia*).





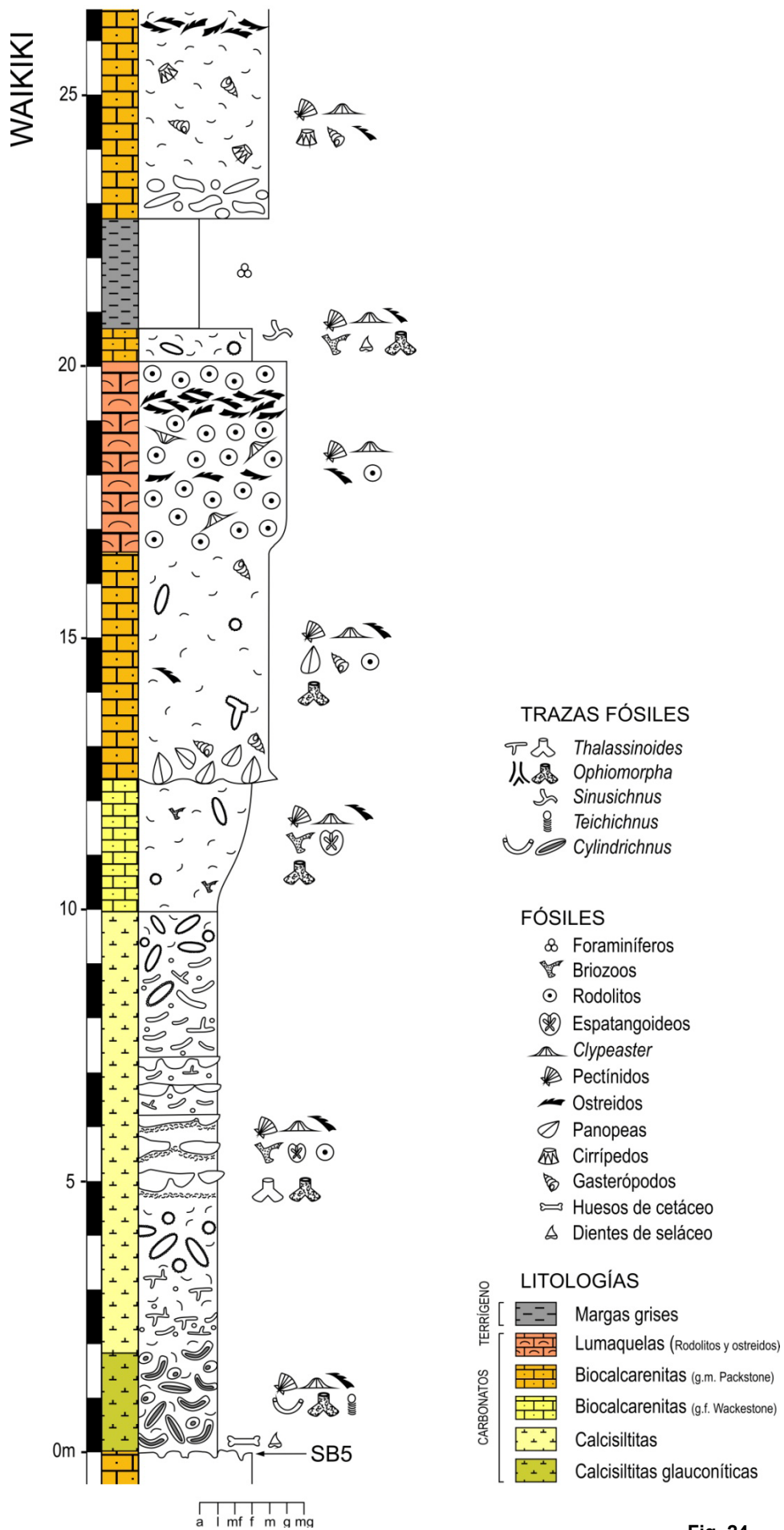
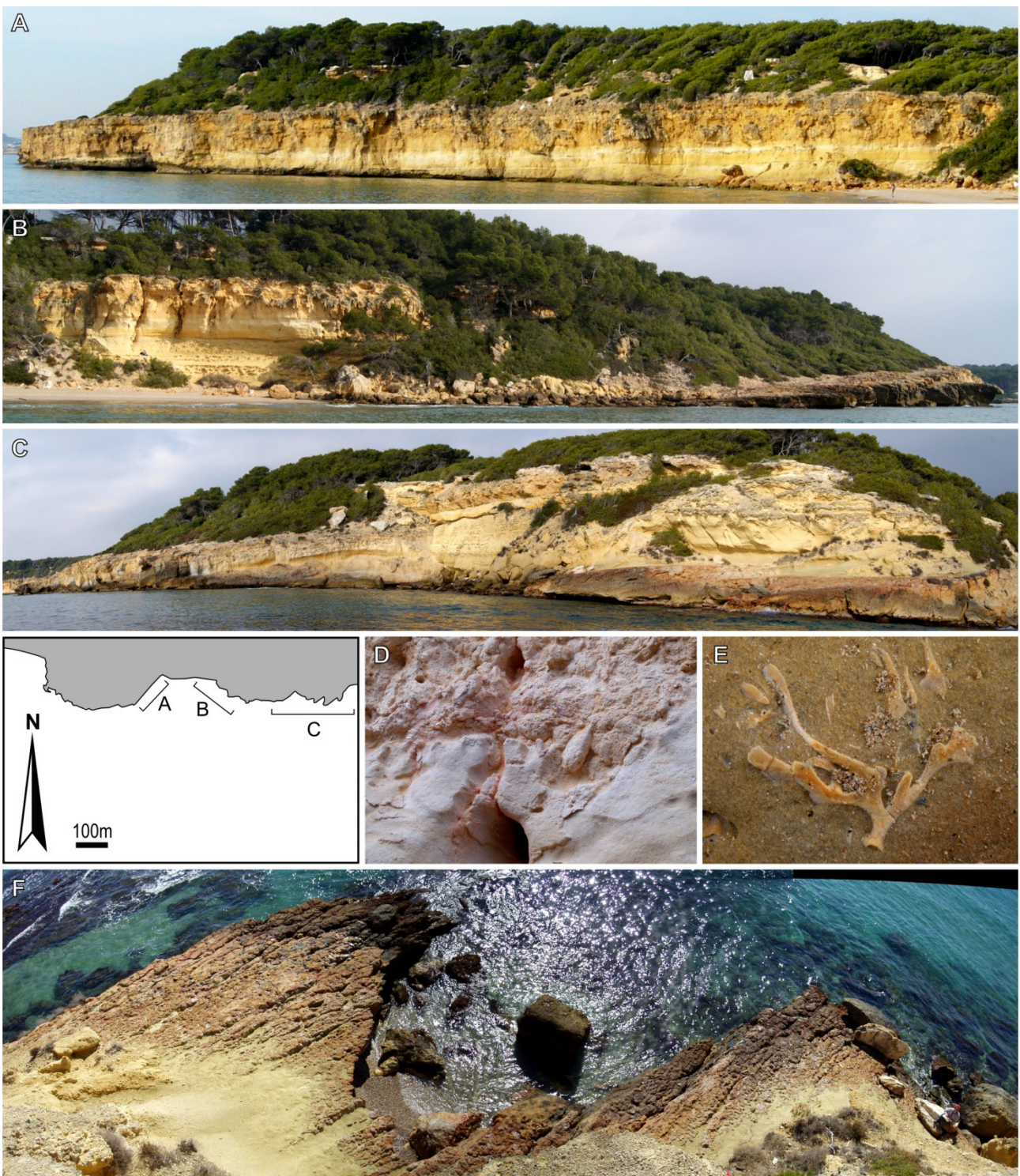


Fig. 24

Fig. 23. Mapa geológico y estratigrafía de detalle de la sección de Waikiki.
Detailed geological map and stratigraphy of Waikiki section.

Fig. 24. Columna estratigráfica sintética.
Synthetic stratigraphic column.

Fig. 25. Sección de Waikiki. **A, B y C**, Vista general del afloramiento y su posición en el mapa.
D, Ejemplares de *Panopea* en posición de vida. **E**, *Metrarabdotos tarraconensis* en muy buen estado de preservación. **F**, Superficie de bioerosión SB5.
Waikiki section. A, B and C, Overview of the outcrop and its position on the map. D, Panopea specimens in life position. E, Good preserved specimen of Metrarabdotos tarraconensis. F, Bioerosion surface SB5.



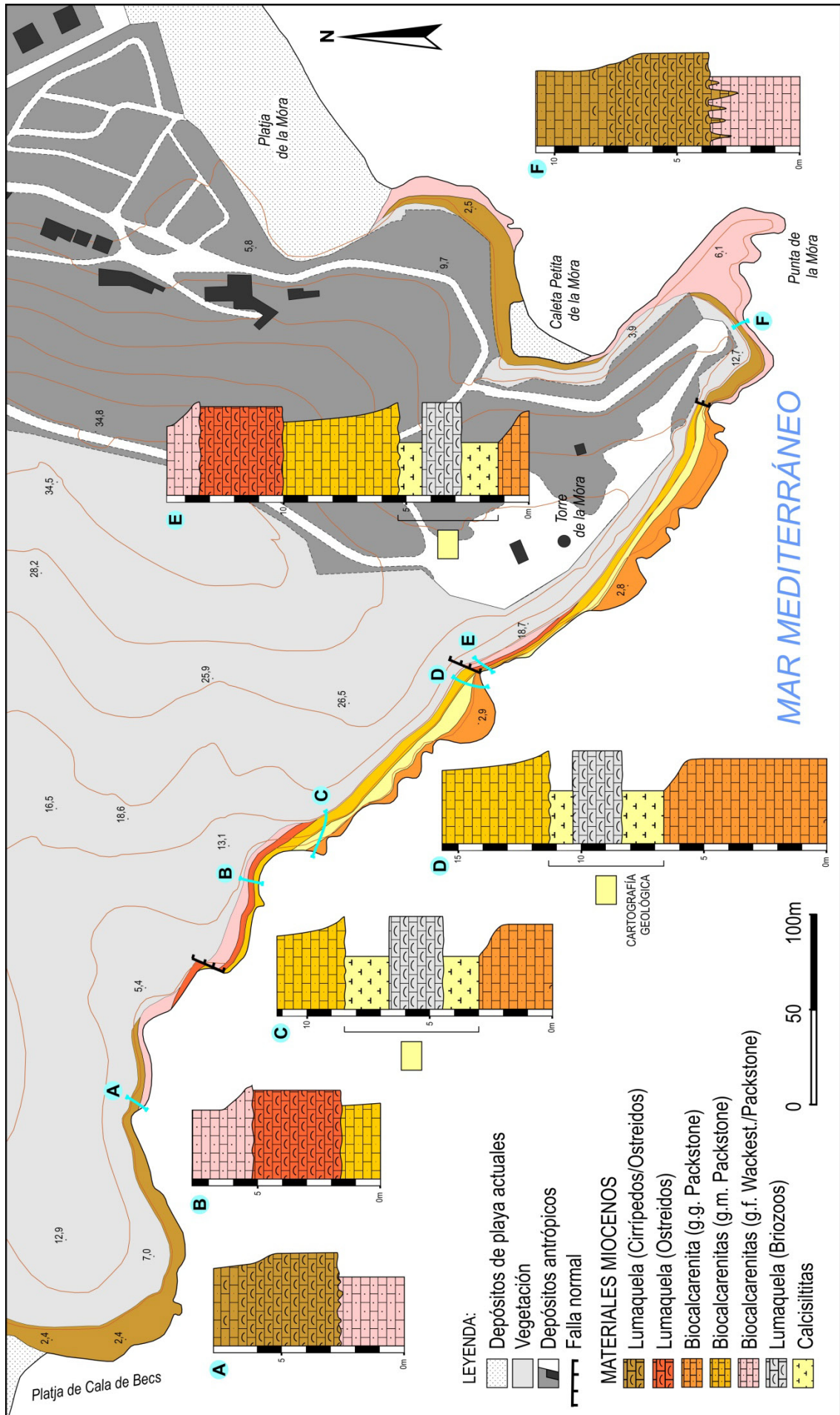


Fig. 26

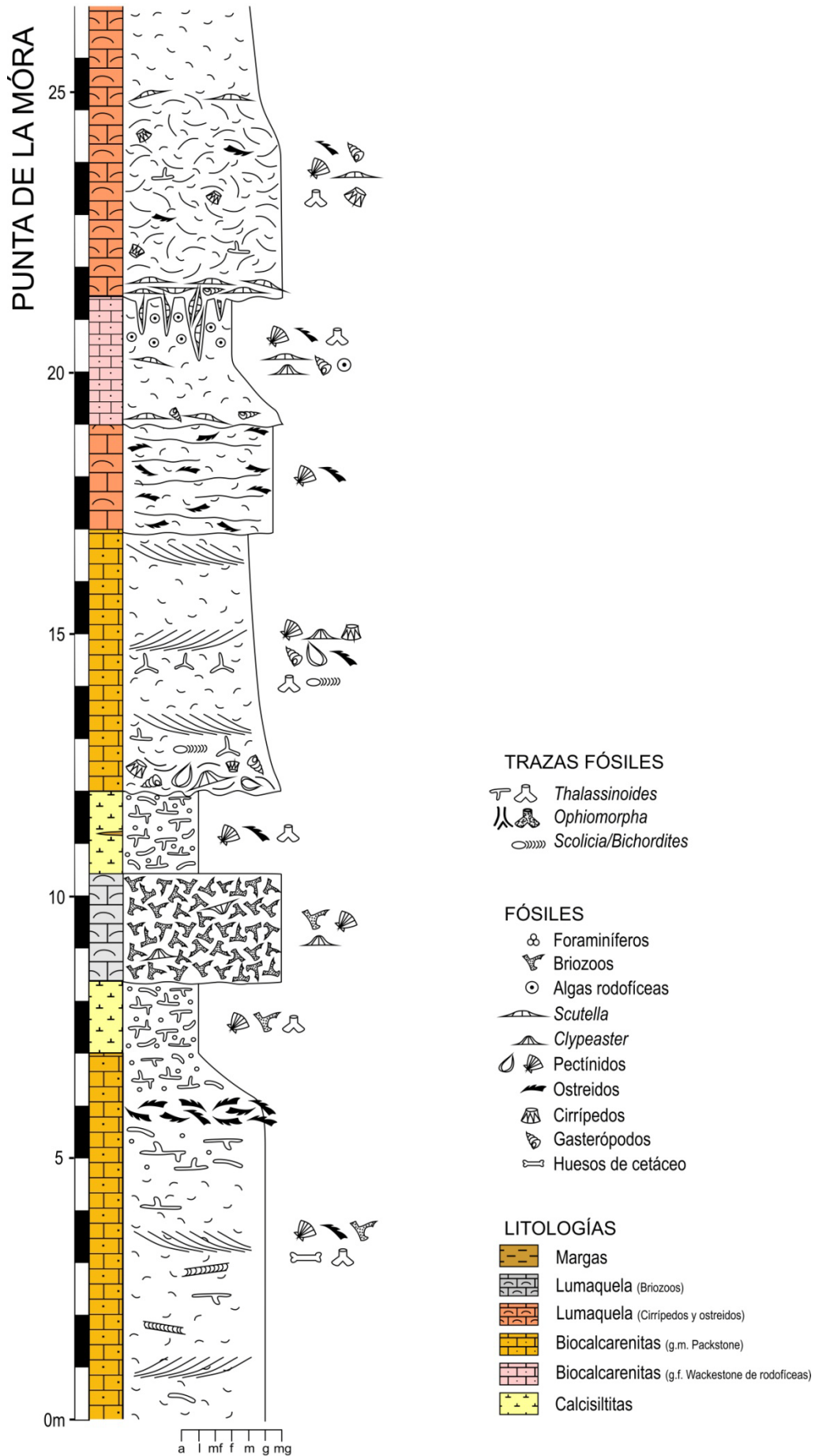
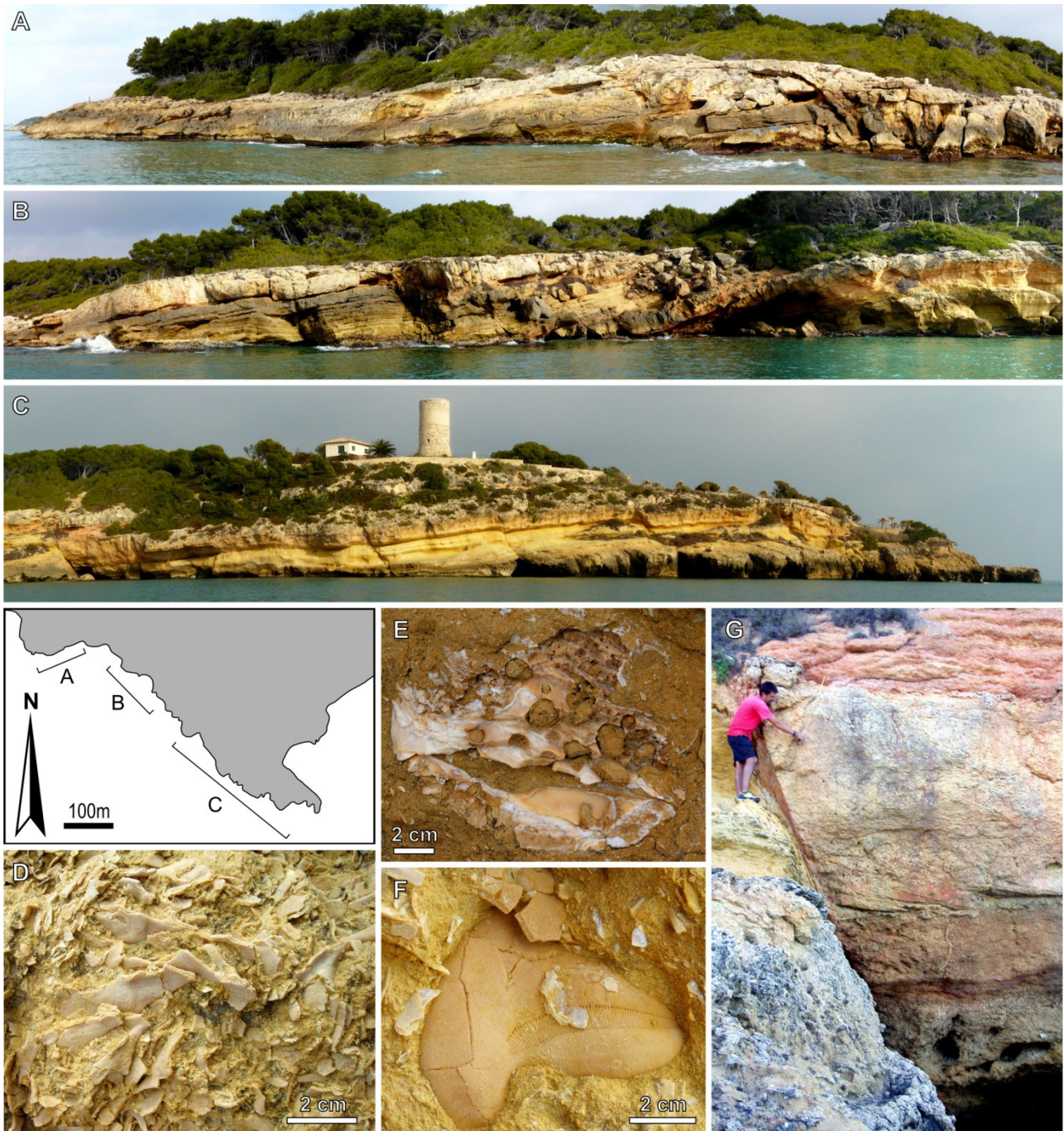


Fig. 27

Fig. 26. Mapa geológico y estratigrafía de detalle de la sección de Punta de la Móra.
Detailed geological map and stratigraphy of the Punta de la Móra section.

Fig. 27. Columna estratigráfica sintética.
Synthetic stratigraphic column

Fig. 28. Sección de Punta de la Móra. **A, B y C**, Vista general del afloramiento y su posición en el mapa. **D**, Biostromo de briozoos (*Metrarabdotos tarraconensis*). **E**, Ostreido perforado (*Gastrochaenolites* isp.). **F**, *Clypeaster* sp. **G**, Biocalcarenitas con estratificación cruzada.
Punta de la Móra section. **A, B and C**, Overview of the outcrop and its position on the map. **D**, Bryozoan biostrome (*Metrarabdotos tarraconensis*). **E**, Bored ostreid (*Gastrochaenolites* isp.). **F**, *Clypeaster* sp. **G**, Cross-bedded biocalcarenites.



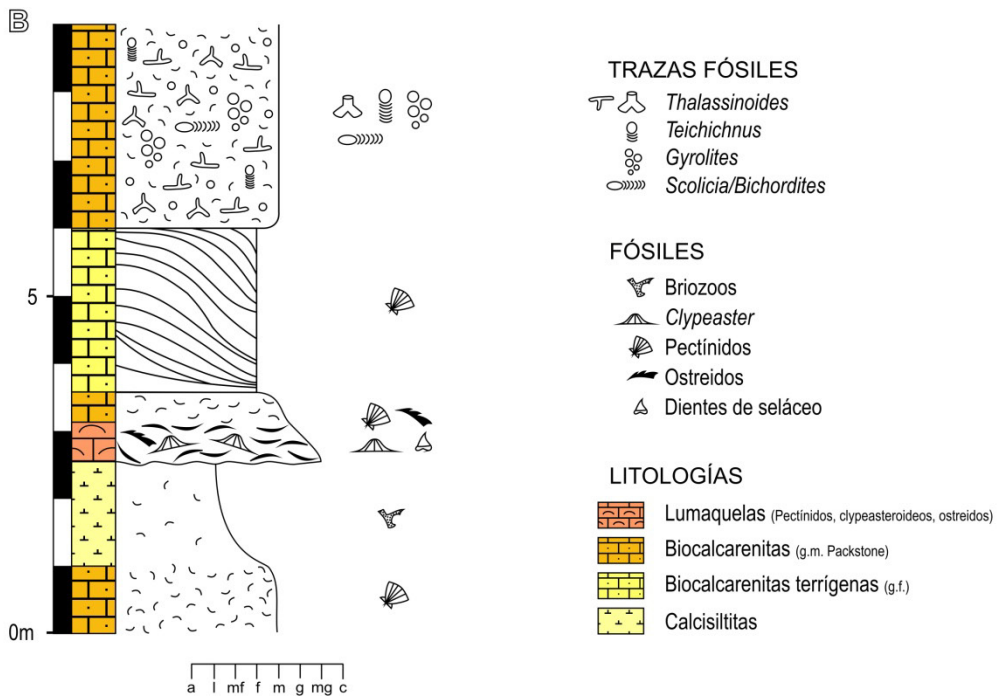
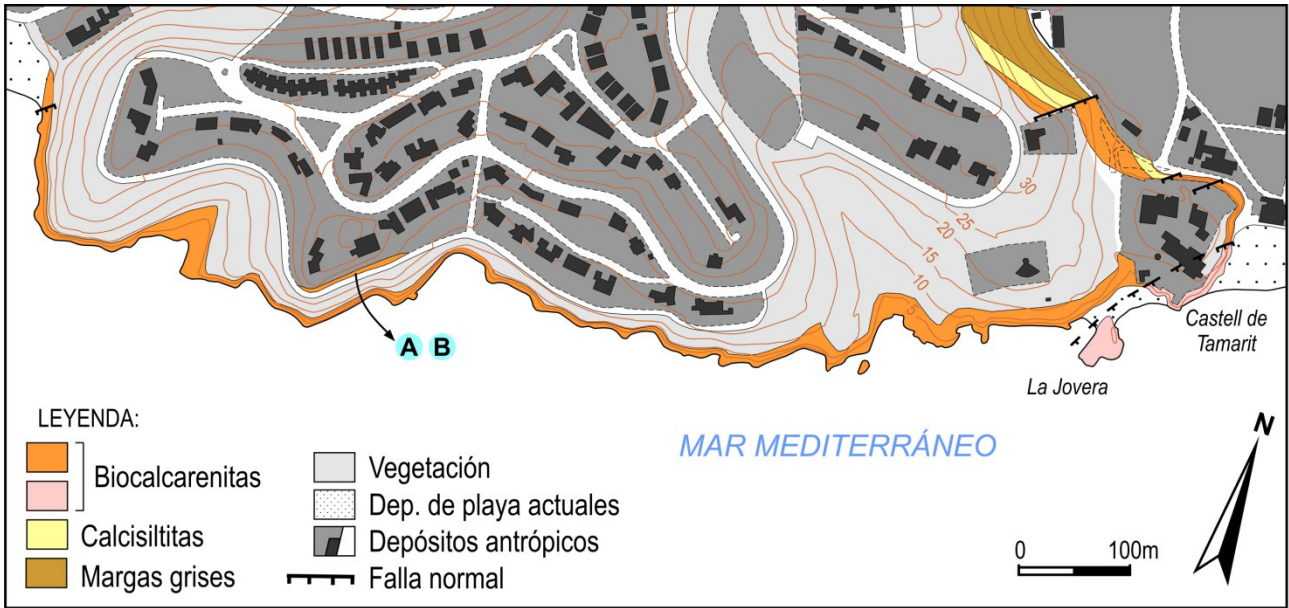


Fig. 29. Mapa geológico de la sección de Tamarit. **A**, Unidad de biocalcarenitas con estratificación cruzada. **B**, Columna estratigráfica de detalle de la sección mostrada en A. (La situación de A y B está indicada en el mapa superior).

Geological map of the Tamarit section. **A**, Cross-bedded biocalcarenitic unit. **B**, Detailed stratigraphic column of the section shown in A. (Location of A and B is indicated in the upper map).



Fig. 30. Sección de Tamarit. **A, B y C**, Diferentes ejemplos de yacimientos inaccesibles. En A es posible observar un nivel biocalcarenítico con estratificación cruzada de gran escala.
E, F y G. *Gyrolithes cf. nodosus*.

Tamarit section. A, B and C, Different examples of inaccessible outcrops. In A, it is possible to observe a large-scale, cross-bedded biocalcarenitic unit. E, F y G. Gyrolithes cf. nodosus.

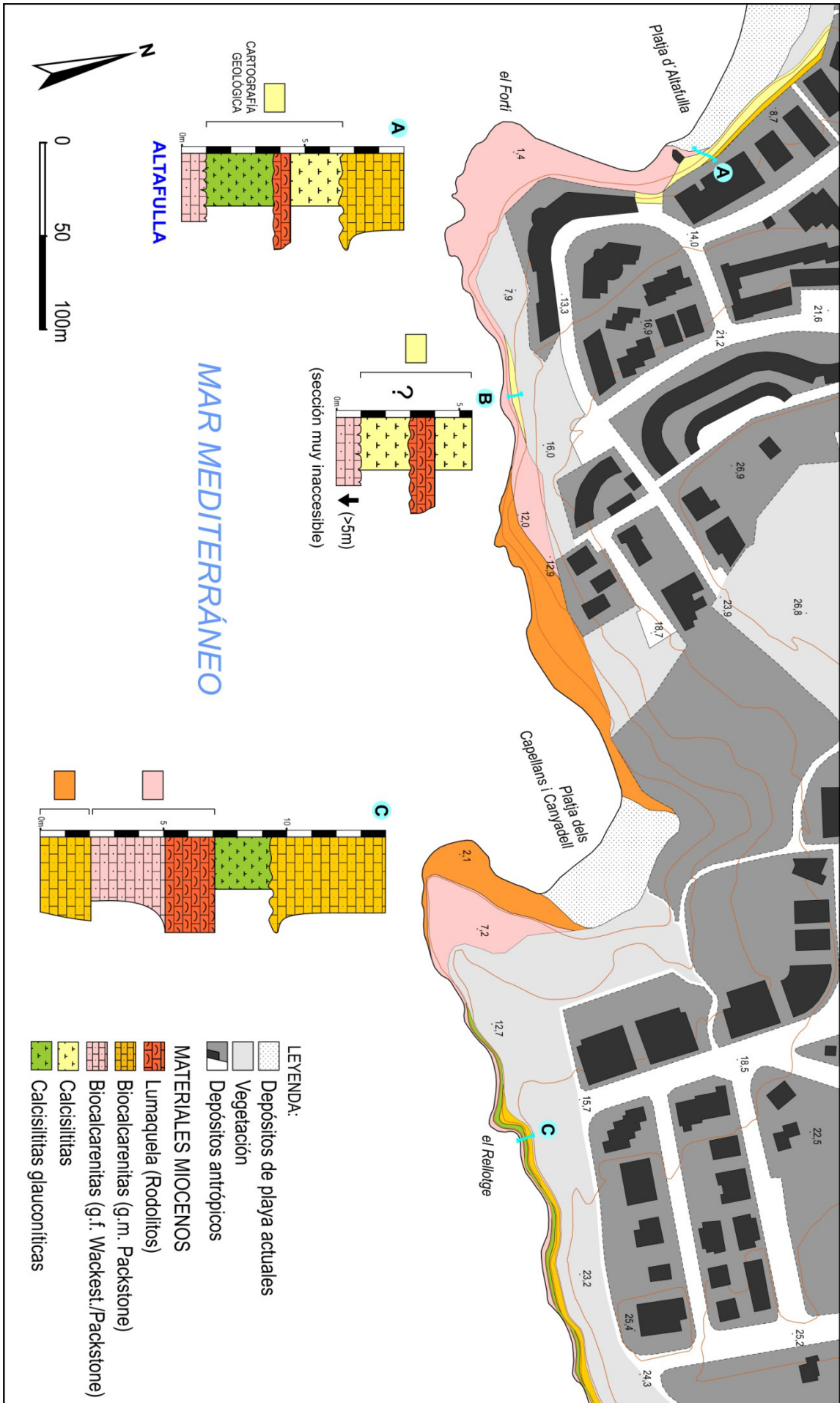


Fig. 31

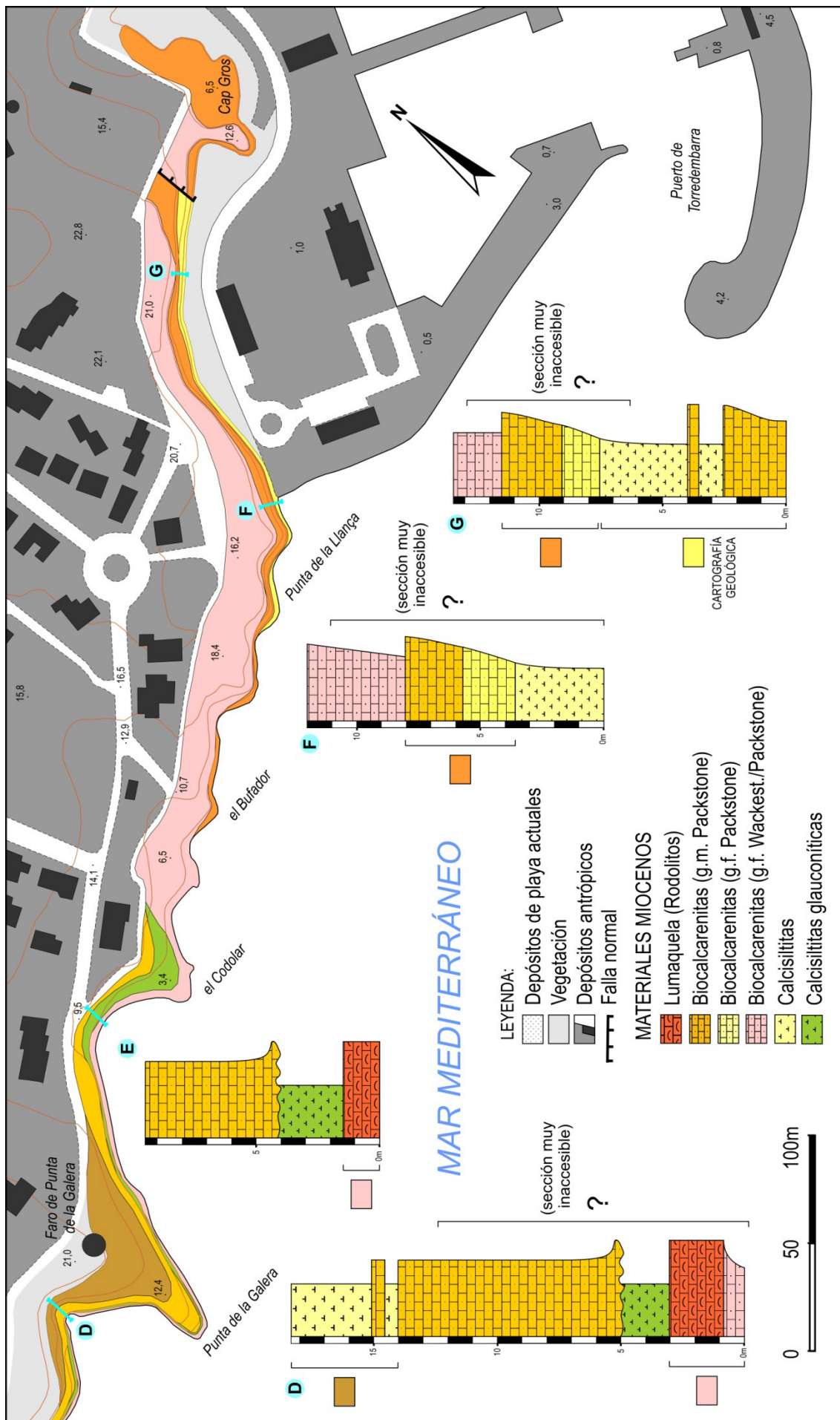


Fig. 32

Fig. 31. Mapa geológico y estratigrafía de detalle de la sección de Altafulla y de la parte occidental de la sección de Torredembarra.
Detailed geological map and stratigraphy of the Altafulla section and of the occidental part of the Torredembarra section.

Fig. 32. Mapa geológico y estratigrafía de detalle de la sección de Torredembarra.
Detailed geological map and stratigraphy of the Torredembarra section.

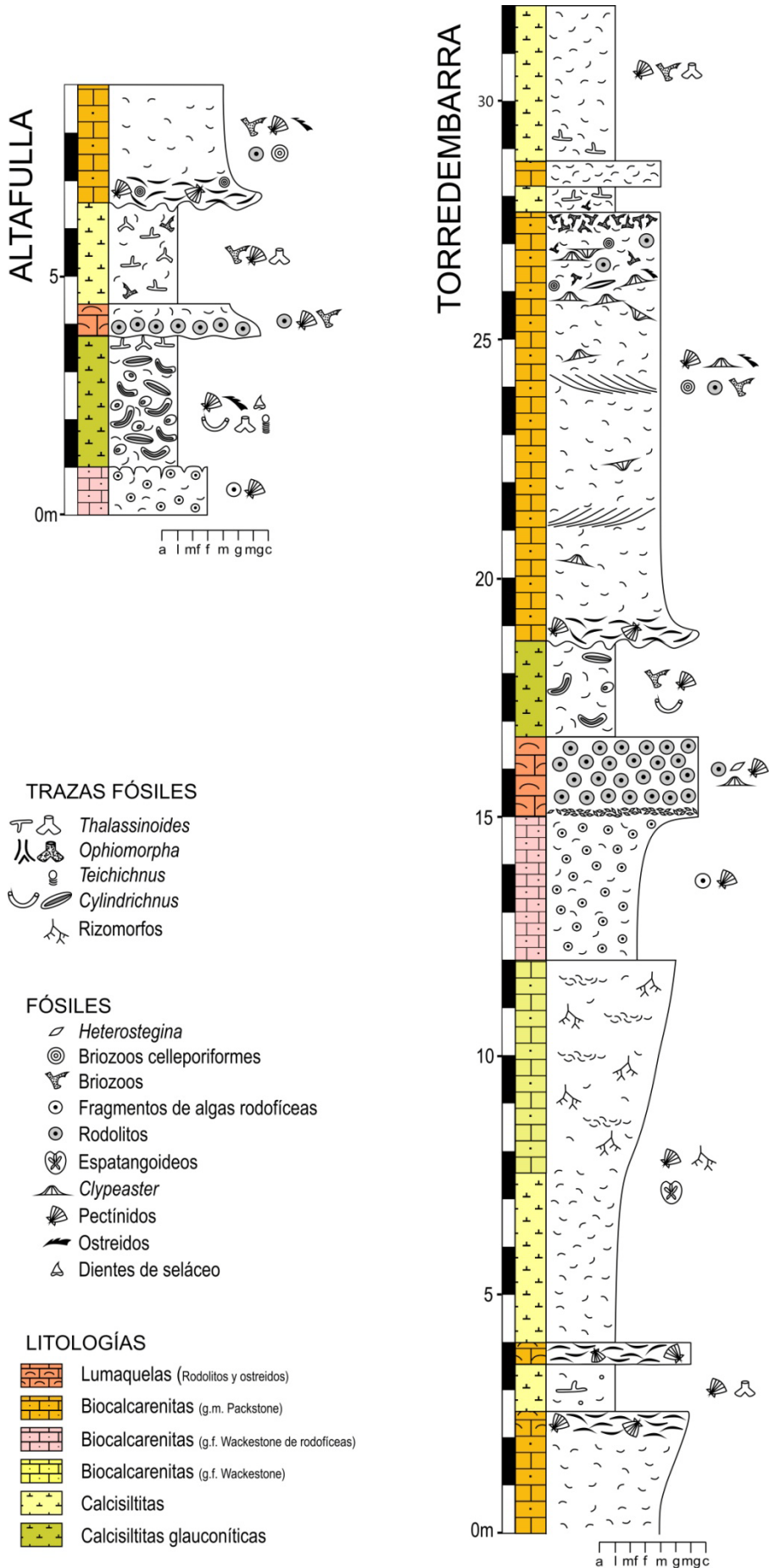
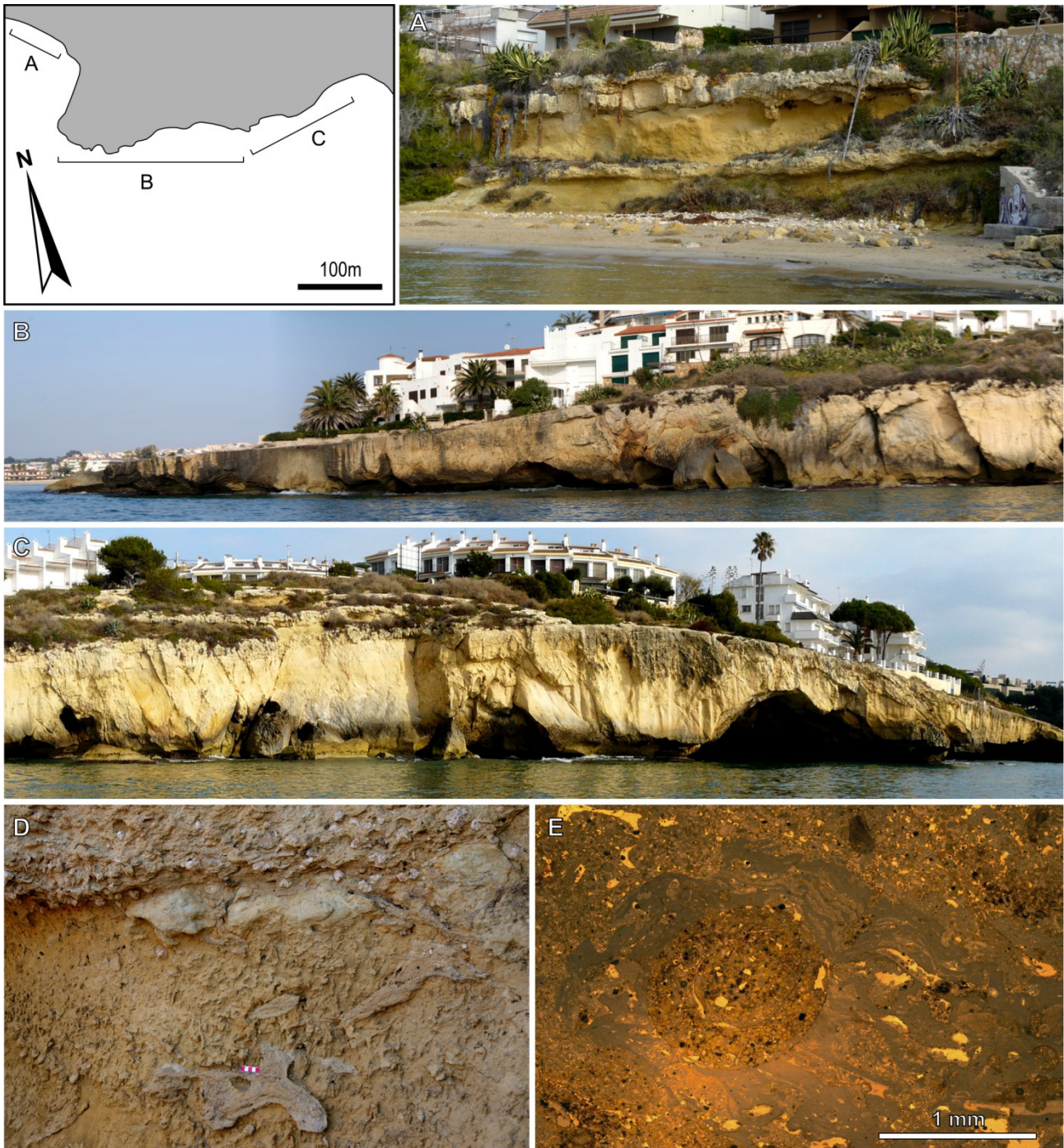


Fig. 33

Fig. 33. Columna estratigráfica sintética.
Synthetic stratigraphic column.

Fig. 34. Altafulla section. **A, B y C**, Vista general del afloramiento y su posición en el mapa. **D**, Contacto entre las calcisiltitas glauconíticas y la lumaquela de rodolitos (sección de Altafulla). En el techo de la unidad glauconítica se puede observar un nivel de madrigueras de tipo *Thalassinoides* (reellenas con abundante glauconita) y probablemente relacionadas con el nivel superior. **E**, Estructura de tipo *Gastrochaenolites* en un rodolito (sección de Altafulla).

Altafulla section. A, B and C, Overview of the outcrop and its position on the map. D, Contact between glauconitic calcisiltites and a rhodolith coquina (Altafulla section). On top of the glauconitic calcisiltites is possible to observe Thalassinoides-like structures (filled with abundant glaucony) and probably related with the upper unit. E, Gastrochaenolites structure in rhodolite (Altafulla section).



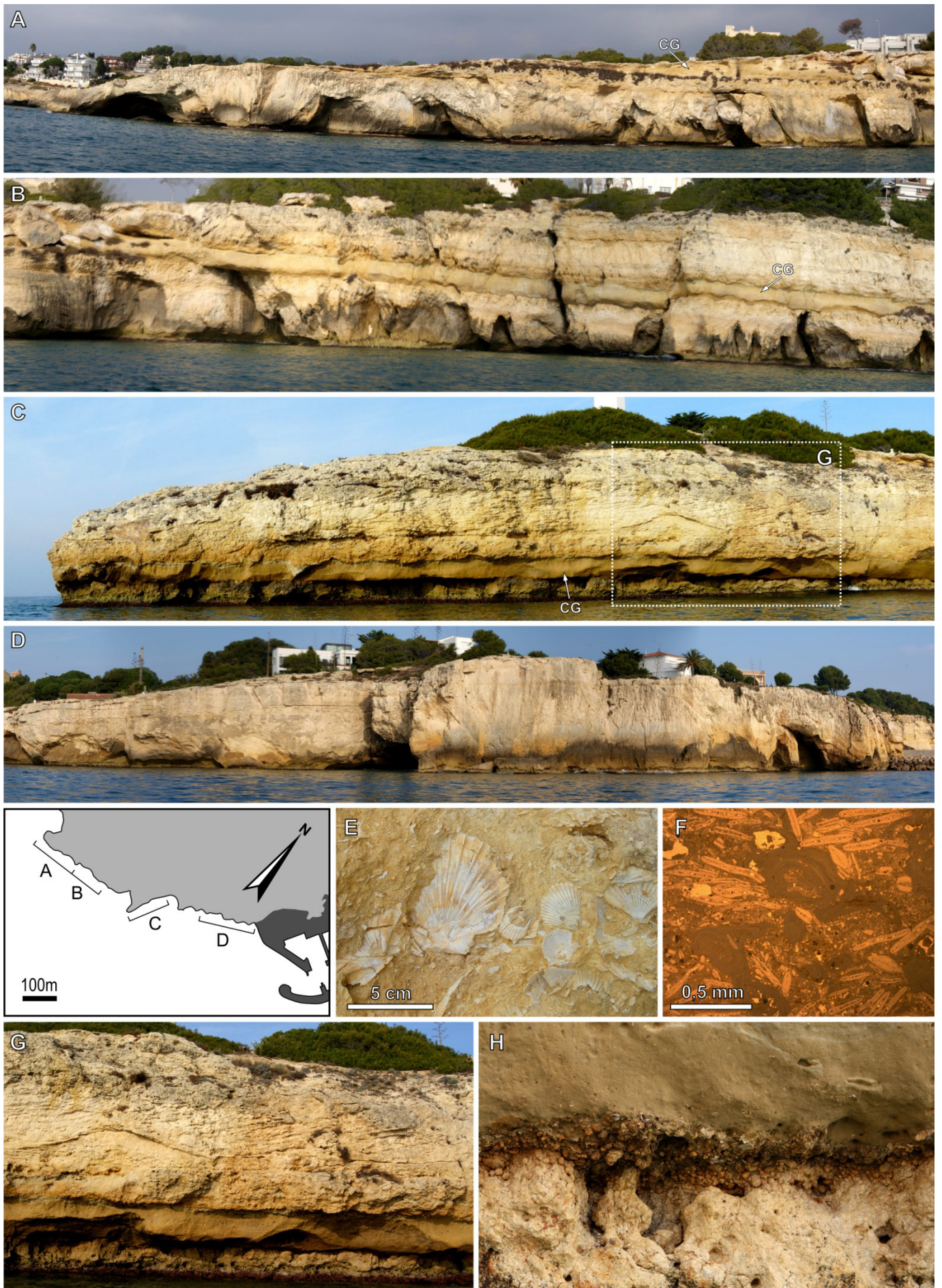


Fig. 35

Fig. 35. Sección de Torredembarra. **A, B, C y D**, Vista general del afloramiento y su posición en el mapa. **E**, Acumulación de pectínidos. **F**, Lumaquela de *Heterostegina* sp. y fragmentos de algas rodofíceas. **G**, Biocalcarenitas con estratificación cruzada de gran escala. **H**, Contacto entre una lumaquela de rodolitos y calcisititas glauconíticas.

Torredembarra section. A, B, C y D, Overview of the outcrop and its position on the map. E, Pectinid accumulation. F, Coquina of Heterostegina and fragments of rhodophycean. G, Large-scale, cross-bedded biocalcarenites. H, Contact between a rhodolith coquina and glauconitic calcisiltites.

5.2. Asociaciones de facies

Si bien es cierto que en algunas de las secciones estudiadas existen algunos niveles relacionados con una sedimentación terrígena (siliciclástica), como por ejemplo las areniscas situadas en el techo de L'Arrabassada o las margas grises de Waikiki, como se ha puesto de manifiesto en el apartado anterior, la mayor parte de los materiales estudiados en esta tesis son carbonatos.

En la multitud de unidades carbonatadas descritas, las asociaciones fósiles más comunes son aquellas dominadas por moluscos (pectínidos, glycyméridos, ostreidos y gasterópodos), equinodermos (clypeasteroideos y espatangoideos), algas rojas, briozoos, cirrípedos y foraminíferos bentónicos. Componentes que para muchos autores serían típicos de condiciones paleoclimáticas templadas o “no tropicales”. De hecho, CABRERA *ET AL.* (1991) y CABRERA & CALVET (1996) pusieron de manifiesto este hecho, y señalaron que los carbonatos depositados en la cuenca de El Camp de Tarragona durante el Serravalliense medio (el objeto de esta tesis), lo habrían hecho bajo unas condiciones climáticas más templadas o menos cálidas que aquellos depositados durante el Langhiense en esta misma área, cuando se dio un importante desarrollo de arrecifes coralinos. Cambio de temperatura que ha sido identificado por varios autores (p.e. DEMARCQ & POUYET, 1990; MILLER *ET AL.*, 1991; CALVO *ET AL.*, 1993; JIMÉNEZ-MORENO & SUC, 2007; BOSELLINI & PERRIN, 2008).

De hecho, en las últimas décadas, a través del estudio de estos carbonatos templados, se han propuesto diversas litofacies en función de los componentes fósiles. Así pues, algunos pueden ser comentados. LEES & BULLER (1972) usan el concepto “*foramol*” para referirse a plataformas carbonatadas someras, sin corales hermatípicos y/o algas verdes, y caracterizadas por la presencia de abundantes algas coralinas incrustantes, restos de briozoos, equínidos, moluscos y foraminíferos bentónicos. Posteriormente, NELSON *ET AL.* (1988) proponen una agrupación más específica, “*bryomol*”, para limitarse a los carbonatos con predominio de briozoos y bivalvos, pero con acumulaciones locales de equinodermos, foraminíferos, cirrípedos y algas rojas. Sin embargo, CARANNANTE *ET AL.* (1988) opinan que los depósitos foramol incluyen una variedad de facies y condiciones deposicionales demasiado amplias, por lo que basándose en depósitos carbonatados del Mioceno de la región mediterránea, sugieren tres nuevas litofacies, “*chloralgal*”, “*rhodalgal*” y “*molechfor*”, caracterizadas por el predominio de algas verdes, algas coralinas incrustantes y una asociación de equínidos, moluscos, briozoos, cirrípedos y foraminíferos bentónicos, respectivamente. Y más recientemente, a partir de las calizas cenozoicas de Nueva Zelanda, HAYTON *ET AL.* (1995) identifican siete asociaciones esqueléticas principales como subdivisiones de los depósitos foramol: “*barnamol*” (cirrípedos y bivalvos), “*bimol*” (bivalvos), “*bryomol*” (briozoos y bivalvos), “*echinofor*” (equinodermos y foraminíferos bentónicos), “*nannofor*” (nanofósiles y foraminíferos planctónicos), “*rhodalgal*” (algas rojas) y “*rhodechfor*” (algas rojas, equinodermos y foraminíferos bentónicos).

En definitiva, todas estas litofacies nos están hablando de la enorme diversidad de asociaciones esqueléticas que pueden ser reconocidas en ambientes carbonáticos bajo condiciones templadas, y en consecuencia de lo difícil que resulta su clasificación. No obstante, probablemente la descripción de las litofacies foramol propuesta por LEES & BULLER (1972), sería la que mejor encaja en el caso de los depósitos estudiados en esta tesis.

Sin embargo, no hay clasificaciones perfectas. De manera puntual (principalmente en L'Arrabassada), en los niveles basales de las secciones miocenas que se depositan directamente sobre el sustrato mesozoico, se ha observado la presencia de pequeños corales coloniales dispersos, así como moluscos de grandes dimensiones y con espesores considerables en sus conchas (p.e. *Glycymeris* sp. o *Strombus* sp.), que indicarían ambientes típicamente más cálidos o tropicales (p.e. DODD & STANTON, 1990). Con lo cual, puesto que estos fósiles, no han sido observados en el resto de secciones, podría plantearse la existencia de una zona de transición entre ambientes más cálidos o tropicales y menos cálidos o templados en este área.

Por último, en base a todas las observaciones sedimentológicas, taxonómicas, tafonómicas e icnológicas realizadas, y con el fin de englobar los diferentes materiales que componen las secciones estudiadas en esta tesis, se proponen cuatro asociaciones de facies principales:

A) Facies relacionadas con paleoacantilados

Estas facies consisten en conglomerados heterométricos caracterizados por la presencia dispersa de grandes ostreidos, que suelen exhibir valvas bastante completas, articuladas o desarticuladas; la bioerosión es abundante tanto en los litoclastos como en los fósiles; en la mayor parte de los casos, estos depósitos yacen sobre un sustrato premioceno (dolomías jurásicas), cuyo techo también aparece intensamente perforado (SB0) (GIBERT *ET AL.*, 1996; DOMÈNECH *ET AL.*, 2001); y el conjunto de trazas fósiles puede ser tipificado como una icnoasociación de *Gastrochaenolites/Entobia* (explicada detalladamente en el capítulo 7 de icnología).

Así pues, las características litológicas, tafonómicas e icnológicas, permiten interpretar que estas facies se corresponden con un ambiente de deposición muy litoral (marcarían la línea de la paleocosta), ligado a un contexto de paleoacantilado y por lo tanto sometido a condiciones de alta energía y baja o nula sedimentación (BROMLEY & ASGAARD, 1993b; MARTINELL & DOMÈNECH, 1995; GIBERT *ET AL.*, 1998). Además la presencia de ostreidos con dimensiones tan grandes en estas facies, también nos señala que las condiciones paleoecológicas fueron lo suficientemente estables para permitir ese gran desarrollo en sus conchas.

Este tipo de facies puede ser observada en la base de las secciones del Fortí de la Reina (Fig.15E, F), L'Arrabassada (Fig. 16J), Sanatori (Fig. 19F), La Savinosa (Fig. 22G, H) y Cala Romana (Fig. 22I, J).

B) Facies de plataforma interna

Estas facies incluyen tres tipos de depósitos carbonáticos:

- Biocalcarenitas con estratificación cruzada de gran escala, que se interpretan como el resultado de la acción del oleaje en zonas litorales o sublitorales. En este tipo de facies aunque los macrofósiles suelen aparecer bastante dispersos, es común encontrar estructuras de bioturbación de tipo *Ophiomorpha* generalmente aisladas y en posición vertical, lo que también nos estarían hablando de ambientes litorales energéticos (ambientes de foreshore a shoreface superior). Los ejemplos mejor expuestos y más fácilmente observables se encuentran en las secciones de Punta de la Móra (Fig. 28G), Tamarit (Fig. 29A; 30A, D) y Torredembarra (Fig. 35C, G).
- Biocalcarenitas con dominancia de algas rodofíceas (rodolitos o fragmentos), de bivalvos (principalmente pectínidos y ostreidos) o de equinodermos (clypeasteroideos), interpretadas como facies factoría en diferentes ambientes deposicionales. De hecho, en el caso concreto de los niveles ricos en clypeasteroideos (los más estudiados), la mayor parte de acumulaciones se han interpretado como acumulaciones autóctonas o parautóctonas depositadas en ambientes someros de energía moderada (shoreface). Condiciones que en general han permitido que gran cantidad de información acerca de estas poblaciones de equínidos haya quedado registrada (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012b y 2013).
- Lumaquelas de moluscos (frecuentemente pectínidos, ostreidos o gasterópodos) o equinodermos (clypeasteroideos), que en general se interpretan como el registro de eventos energéticos, generados ya sea por oleaje, tormentas o incluso tsunamis. Un ejemplo puede ser la lumaquela de clypeasteroideos situada en el techo de la sección de Punta de la Móra. Esta ha sido interpretada o como una acumulación alóctona o como el depósito producido por una tormenta (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012b).

En general, la presencia de estructuras de bioturbación en estos depósitos está muy limitada, aunque localmente pueden encontrarse algunos horizontes intensamente bioturbados dominados por los icnogéneros *Ophiomorpha* y *Thalassinoides* que indicarían momentos con una velocidad de sedimentación suficientemente lenta e incluso una disminución de la misma (para más detalles ver el capítulo 7 de icnología).

Puesto que este tipo de facies fueron depositadas en ambientes someros (litoral y sublitoral) bajo condiciones más o menos energéticas, generalmente la mayor parte de los restos esqueléticos presentan una alta fragmentación y abrasión, aunque también pueden encontrarse macrofósiles completos y bien preservados (p.e. clypeasteroideos).

Este tipo de facies son las más frecuentes, por lo que pueden encontrarse a lo largo de todas las secciones estudiadas.

C) Facies de plataforma externa

Estas facies están constituidas por calcisiltitas con gran abundancia de glauconita en los ambientes interpretados como más distales. Normalmente, estas calcisiltitas aparecen intensamente bioturbadas. Mientras que los niveles glauconíticos se caracterizan por la presencia de una icnofábrica dominada por la icnoespecie '*Cylindrichnus concentricus*' y relacionada con la actividad de poliquetos (BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013), los tramos no glauconíticos presentan una icnofábrica formada mayoritariamente por madrigueras de tipo *Thalassinoides* generalmente atribuidas a crustáceos decápodos. Entre los fósiles observables, predominan los pectínidos, sobre todo la especie *Amusium cristatum* de los niveles con glauconita, y espatangoideos aislados. También son abundantes las colonias de briozoos (*Metrarabdotos tarraconensis*), que pueden aparecer aisladas o localmente generando potentes biostromos, como puede observarse en la sección de Punta de la Móra (Fig. 28D).

El grano fino de estos materiales registra una sedimentación en condiciones de baja energía, en medios de offshore por debajo del nivel de base de oleaje y con poca o nula influencia de las tormentas. La presencia de abundante glauconita en ciertas secciones es asimismo indicativa de tasas de sedimentación bajas en ambientes de plataforma media o externa (CHAFETZ & REID, 2000). La baja tasa de sedimentación también queda reflejada por la intensa bioturbación presente en estos niveles, la cual dominada por la presencia de estructuras de bioturbación horizontales producidas por organismos detritívoros a su vez nos señala un ambiente lo suficientemente oxigenado y con una tasa de sedimentación lo suficientemente baja como para permitir una colonización duradera por parte de esta fauna endobentónica. También es destacable la abundancia del pectínido *Amusium cristatum* en los niveles con glauconita, ya que este pectínido es muy característico de substratos de grano fino en ambientes de offshore tanto en otras cuencas neógenas como en medios actuales (AGUIRRE ET AL., 1996).

Por lo tanto, se interpreta que estos materiales fueron depositados en un ambiente de plataforma media a externa bajo unas condiciones poco energéticas, por debajo del nivel de base de oleaje y tormentas, y con una tasa de sedimentación baja.

Este tipo de facies están presentes en las secciones de Waikiki, Altafulla y Torredembarra.

D) Facies siliciclásticas

Este tipo de facies pueden estar constituidas por areniscas o margas. Aunque las areniscas aparecen en el techo de las secciones del Sanatori y L'Arrabassada, la mayor parte de las características propuestas para definir las se referen a las de esta última, ya que en la sección del Sanatori el

afloramiento es muy reducido. Así pues, estas areniscas se caracterizan por presentar estratificación cruzada y abundantes estructuras de bioturbación, principalmente la icnoespecie *Haentzschelinia ottoi* (Fig. 16B, C). GIBERT *ET AL.* (1995, 1996) interpretaron estos materiales como dunas submarinas, depositas en ambientes someros y energéticos, muy probablemente ligados a un ambiente estuarino.

En este tramo de areniscas la intensidad de la bioturbación decrece hacia techo, pasando de niveles con gran cantidad de complejas estructuras de tipo *Thalassinoides* (cf. *T. paradoxicus sensu* GIBERT *ET AL.*, 1996) en la base a niveles dominados por la presencia de madrigueras verticales y aisladas de tipo *Ophiomorpha* en el techo. Variación que indicaría una mayor actividad dunar hacia techo. Sin embargo, como ya señalaron GIBERT *ET AL.* (1996), la presencia de niveles con abundantes ejemplares de *Haentzschelinia ottoi* indicaría la existencia de determinados momentos con una menor actividad sedimentaria, ya que la complejidad de estas estructuras de bioturbación necesitan de una cierta estabilidad.

Los niveles margosos, se limitan a la parte alta de la sección de Waikiki y a la sección de Tamarit. Ambos se caracterizan por la abundancia de foraminíferos planctónicos y bentónicos, y se interpretan como depósitos relacionados con un medio marino abierto y una plataforma media bastante somera, respectivamente.

6. TAFONOMÍA

An individual animal may die accidentally, of old age, as a victim of parasites or other enemies, from lack of food or as a consequence of external forces. Of the many causes of death one may be predominant for a certain species in a given environment. The observation that certain animal remnants are especially frequent in certain facies, or that certain remnants are concentrated in certain localities becomes geologically meaningful only if it is possible to associate these accumulations of animal remnants with specific causes of death.

*Wilhelm Schäfer
Ecology and Palaeoecology of Marine Environments (1972)*

6. TAFONOMÍA

6.1. Introducción

Desde que EFREMOV (1940) propusiera la Tafonomía como una nueva rama de la Paleontología, definiéndola como 'la ciencia de las leyes del enterramiento', muchos han sido los trabajos que se han realizado, tanto teóricos como prácticos, y muchas las diferentes técnicas propuestas para el análisis tafonómico. De esta manera la tafonomía ha terminado convirtiéndose en una herramienta esencial para obtener un mejor entendimiento de la multitud de restos de origen biológico que se conservan en el registro fósil, por lo que actualmente su uso es generalizado e imprescindible.

Actualmente la tafonomía se puede definir como la ciencia que estudia todos los procesos relacionados con la transferencia de materia y/o información paleobiológica desde la biosfera hasta la litosfera (MARTINELL, 2001). Los procesos tafonómicos puede agruparse en tres grandes fases: necrobiótica, bioestratinómica y fosildiagenética. En concreto, la necrobiosis estudia los procesos de agonía y muerte de los organismos, la bioestratinomía estudia todos los procesos que pueden afectar a un resto desde el momento de la muerte hasta que es enterrado, y la fosildiagénesis estudia los procesos que experimentan las entidades conservadas desde su enterramiento inicial hasta su descubrimiento en el yacimiento.

En el Mioceno de la cuenca de El Camp de Tarragona, en general no se han observado evidencias específicas de procesos necrobióticos, ya que generalmente en el registro fósil este tipo de evidencias van ligadas a yacimientos de conservación excepcional (o *lagerstätten*) o a casos muy puntuales (p.e. evidencias de depredación o de paleopatologías). De igual manera, los procesos fosildiagenéticos tampoco son reseñables, consistiendo principalmente en procesos de disolución, recristalización o reemplazamiento de los restos esqueléticos de invertebrados, principalmente moluscos. Por lo tanto, en esta tesis el análisis tafonómico se ha basado principalmente en el estudio bioestratinómico de diversas acumulaciones fósiles, tanto de vertebrados como de invertebrados, con el objeto de obtener información que permita caracterizar las condiciones paleoambientales de su depósito, partiendo de la premisa de que cuanto menor haya sido la alteración tafonómica sufrida por esos restos más datos podrán ser inferidos.

6.2. Casos estudiados

En este apartado se explican los dos casos en los que se ha realizado un análisis tafonómico de detalle. En concreto, se ha realizado el análisis tafonómico de las acumulaciones de clypeasteroideos presentes en la cuenca de El Camp, y de los restos óseos de un cetáceo. Puesto que ambos estudios, se corresponden con cuatro de los artículos que conforman esta tesis (BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2011; 2012a; 2012b; 2013), en este apartado sólo se explicarán sucintamente.

A) Acumulaciones de clypeasteroideos

(BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2012b)

En concreto, para este análisis tafonómico se han estudiado cuatro acumulaciones de clypeasteroideos localizadas en las secciones de El Miracle, L'Arrabassada, Punta de la Móra y Torredembarra. Los clypeasteroideos son un grupo de equínidos irregulares que presentan un esqueleto con una serie de características morfológicas y anatómicas, únicas dentro de los equinodermos, que favorecen su preservación, acumulación y fosilización. Esto hace que las acumulaciones de clypeasteroideos sean muy comunes en sedimentos marinos someros tanto en el registro fósil, especialmente en el Neógeno, como en la actualidad. En la cuenca de El Camp de Tarragona se han reconocido tres géneros *Clypeaster*, *Parascutella* y *Amphiope*. Dos de las acumulaciones están dominadas por ejemplares del género *Parascutella* (El Miracle y Punta de la Móra) y las otras dos sólo por ejemplares del género *Clypeaster* (L'Arrabassada y Torredembarra). En todos los casos, para caracterizar las acumulaciones, se han tenido en cuenta los siguientes atributos tafonómicos: a) abundancia, b) distribución de tamaños, c) fragmentación, d) abrasión, e) interacciones biológicas (incrustación y bioerosión), y f) orientación.

Los datos obtenidos a partir de ese análisis tafonómico se han combinado tanto con la información paleoecológica y tafonómica obtenida a partir del resto de los fósiles presentes en esas acumulaciones, como con los datos referentes a su contexto estratigráfico y sedimentológico. De esta forma se ha podido interpretar que tres de ellas (El Miracle, L'Arrabassada y Torredembarra) son acumulaciones autóctonas o parautóctonas depositadas en ambientes de energía moderada por un proceso de retrabajamiento *in situ*, lo que significa que los equínidos, una vez muertos, prácticamente no fueron desplazados del área que habitaban. Por el contrario, en la acumulación de la sección de Punta de la Móra, se han observado evidencias que permiten inferir que ésta fue depositada por un evento de alta energía, probablemente una tormenta.

Además, en el caso de la acumulación de *Clypeaster* de la sección de L'Arrabassada, se ha realizado un estudio icnológico/tafonómico que completa a este (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2013). En concreto, en base a la bioerosión observada en estos equínidos, se discute sobre la idea de cómo los esqueletos de estos organismos, en fondos marinos no consolidados, actuarían como "islas bentónicas" para organismos endoesqueletobiontes, que de cualquier otra manera serían incapaces de colonizar dicho ambiente .

B) Restos óseos de cetáceo

(BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2011)

En este caso, el análisis tafonómico se ha centrado en los restos óseos pertenecientes a lo que ha sido interpretado como un individuo juvenil de cetáceo. Se han cartografiado 85 restos óseos distribuidos en un área de aproximadamente 60 m². Aunque la mayor parte de estos restos son fragmentos menores de 13 cm y bastante desarticulados, se han podido

distinguir huesos pertenecientes a los esqueletos craneal y postcraneal. En concreto, un conjunto de huesos articulados del cráneo, un fragmento de hemimandíbula, varias vértebras y una escápula. Puesto que no se han identificado más de dos huesos pares, no se puede descartar que todos los restos pertenecieran a un único individuo. La atribución al Orden Cetacea, se ha basado principalmente en los huesos del cráneo, ya que son característicos en este grupo, y en el caso de Tarragona son los mejor conservados. Por último, su identificación como un individuo juvenil se ha basado en la ausencia de epífisis intervertebrales, ya que en este tipo de mamíferos es muy común que en edades tempranas las epífisis no aparezcan fusionadas al cuerpo vertebral y tiendan a desprenderse del mismo después de la muerte del animal.

La combinación de la información obtenida a partir de las características tafonómicas de los propios restos óseos, de los datos obtenidos a partir de la fauna asociada a ellos y del estudio icnológico y sedimentológico del nivel donde están englobados, ha permitido interpretar el contexto paleoambiental en el que se depositó y enterró dicho cetáceo. En concreto, los restos aparecen depositados inmediatamente por encima de una superficie de transgresión e incluidos en un nivel de calcisiltitas glauconíticas que marcan el comienzo de una secuencia somerizante, lo cual permite inferir que estos restos se depositaron en un ambiente de plataforma media a externa, poco energético y con una tasa de sedimentación baja. Estas condiciones favorecieron una exposición prolongada de los restos y el consecuente aumento de la duración de la fase bioestratigráfica de los mismos. Ésto facilitó tanto la descomposición y desarticulación natural del cadáver, como el carroñeo por parte de diferentes tipos de organismos.

Finalmente, como estudio complementario a este, se ha prestado especial atención en una serie de estructuras de bioerosión reconocidas en los huesos del cráneo de este cetáceo (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012a). En concreto, consisten en tres estructuras de tipo *Gastrochaenolites* que aparecen afectando a la bulla timpánica, uno de los huesos reconocidos en el cráneo del cetáceo. La presencia de estas perforaciones, atribuidas a la actividad de bivalvos pholadidos, indica que los restos tuvieron que estar expuestos en el fondo marino durante un periodo considerable de tiempo, y bajo condiciones de baja energía y baja tasa de sedimentación, ya que este tipo de bivalvos necesitan un sustrato estable y aguas limpias para vivir. Con lo cual, esta interpretación viene a consolidar la ya expuesta en el anterior estudio.

7. ICNOLOGÍA

Trace fossils comprise the tangible geologic record of fossil behavior.

*Tony Ekdale and Jordi M. de Gibert
PALAIOS (2010) 25, 540–545*

*Understanding the paleobiology of trace fossils is a clue and fundamental aspect of ichnology.
There are three main questions to be answered in such an analysis: who?, how? and why?
In other words, we need to learn about the tracemaker,
the fabricational (constructional) aspects and
the function (purpose) of the trace fossil.*

*Jordi M. de Gibert and Tony Ekdale
Acta Palaeontologica Polonica (2010) 55, 733–740*

7. ICNOLOGÍA

7.1. Introducción

En el estudio de las rocas sedimentarias, para llegar a comprender cuáles fueron los diferentes procesos que intervinieron durante su formación a lo largo de su historia deposicional y geológica, además de toda la información que se pueda obtener a partir de su análisis litológico y sedimentológico *s.l.*, es muy importante prestar una especial atención a los posibles agentes biológicos que pudieran actuar. Ya que, más allá de los restos fósiles conservados (alterados o no por procesos tafonómicos) que pueden ser más o menos útiles a la hora de interpretar el posible ambiente deposicional de la roca en la que aparecen englobados, se ha de tener muy en consideración el registro fósil de aquellas interacciones y/o modificaciones (estructuras de bioturbación y bioerosión) que diferentes animales y plantas hayan podido dejar o ejercer en un determinado sustrato. Y de esto precisamente se encarga la icnología.

Como apuntaban EKDALE & GIBERT (2010), las trazas fósiles constituyen el registro geológico tangible del comportamiento fósil. Y ese es uno de los factores en los que radica la importancia de la icnología, ya que en muchos casos, las trazas son el único registro de determinados organismos (p.e. de cuerpo blando) que por poseer unas características corporales determinadas presentan unas posibilidades de fosilización casi inexistentes. Y puesto que en la mayor parte de los casos las trazas fósiles aparecen *in situ*, suelen ser buenos indicadores paleoambientales del sustrato en el que se generaron (BROMLEY, 1990; GIBERT, 1996).

Por lo tanto, la icnología al abordar aspectos paleobiológicos, paleoecológicos, sedimentológicos, estratigráficos e incluso geoquímicos, se presenta como una herramienta indispensable para cualquier paleontólogo y/o sedimentólogo (EKDALE, BROMLEY & PEMBERTON, 1984; SEILACHER, 2007; BUATOIS & MÁNGANO, 2011).

7.2. Icnología sistemática

En este apartado se desarrolla la sistemática (icnotaxonomía) tanto de las estructuras de bioturbación como de bioerosión. Puesto que no es el objetivo principal de esta tesis, no se pretende llevar a cabo una sistemática exhaustiva, sino presentar una síntesis de las trazas fósiles reconocidas en la cuenca de El Camp de Tarragona y destacar en cada una de ellas aquellos aspectos que han sido considerados más característicos y/o relevantes. A pesar de que la Comisión Internacional de Nomenclatura Zoológica (ICZN) reconoce las categorías de icnofamilia, icnogénero e icnoespecie para denominar a un icnotaxón, en la práctica, muy rara vez es utilizada la categoría de icnofamilia. Esto se debe principalmente al hecho de que si, por ejemplo, se crea una icnofamilia basándose exclusivamente en caracteres morfológicos, muy probablemente a su vez se estén agrupando dentro de esa icnofamilia icnotaxones producidos por organismos completamente distintos, y esto podría llegar a ser contraproducente. Por lo tanto, respetando esta premisa, es más

común observar como algunos autores crean categorías que aunque no son oficialmente icnofamilias, sí son equivalentes a ellas. Un ejemplo pueden ser los *Ophiomórfidos* propuestos por SEILACHER (2007).

En el caso concreto de esta tesis, sólo han sido reconocidos icnotaxones al nivel sistemático de icnogénero e icnoespecie. Para simplificar su clasificación, los diferentes icnotaxones identificados, tanto estructuras de bioturbación como de bioerosión, han sido agrupados principalmente según parámetros morfológicos y en cierta medida, también etológicos. Clasificaciones similares a la empleada aquí, han sido usadas anteriormente por otros autores como UCHMAN (1995) o GIBERT (1996). Si bien es cierto que el estudio icnotaxonómico de las estructuras de bioerosión suele estar más ligado al organismo productor (p.e. BROMLEY, 2004), para mantener la uniformidad de este apartado, aquí también se han agrupado según parámetros morfológicos comunes.

Sólo para algunos icnotaxones, debido a su especial interés y/o a la existencia de algún tipo de problemática en torno a su sistemática, se ha desarrollado esta parte.

7.2.1. Estructuras de bioturbación

7.2.1.1. Sistemas de galerías

En este grupo se incluyen las madrigueras, horizontales y/o verticales, que constituyen sistemas más o menos complejos, con frecuentes ramificaciones en forma de 'Y' o 'T', y generalmente atribuidas a la actividad de crustáceos. En concreto, se incluyen los icnogéneros *Gyrolithes*, *Ophiomorpha*, *Sinusichnus* y *Thalassinoides*. Aunque el caso concreto de las estructuras de tipo *Gyrolithes*, con su característica morfología helicoidal y su ausencia de ramificaciones, difiere un poco del resto de icnotaxones incluidos en este grupo, al haberse encontrado directamente asociadas a algunos de ellos, se ha decidido incluirlas en este grupo.

***Gyrolithes* DE SAPORTA, 1884 *Gyrolithes cf. nodosus* MAYORAL & MUÑIZ, 1998**

(Figs. 30E, F, G; 36A)

DIAGNOSIS: Madrigueras verticales con un enrollamiento helicoidal, tanto dextrógiro como levógiro. Presentan un revestimiento caracterizado por la presencia de pellets aglutinados y dispuestos de forma homogénea a lo largo de toda la estructura. La relación entre el diámetro espiral y el espaciado entre vueltas tiende a decrecer en profundidad (MAYORAL & MUÑIZ, 1998).

DESCRIPCIÓN: Madrigueras verticales con forma de sacacorchos, de unos 18 mm de diámetro, y grueso revestimiento (6 mm). En ocasiones el diámetro espiral y la distancia entre vueltas pueden ser constantes y homogéneos, sin

embargo, al igual que ocurre en el material tipo, éstos suelen decrecer con la profundidad. Preservadas como relieves completos, la parte expuesta del revestimiento suele aparecer disuelta y erosionada, impidiendo distinguir con claridad la morfología y disposición de los pellets, de ahí el uso de cf. *nodosa*.

OBSERVACIONES: Estas trazas fósiles son poco comunes en el Mioceno de Tarragona. Pueden encontrarse totalmente aisladas o asociadas a madrigueras verticales de tipo *Ophiomorpha* en icnofábricas dominadas por este icnogénero. Aunque en general, *Gyrolithes* se relaciona con la actividad excavadora de crustáceos decápodos (p.e. WETZEL ET AL., 2010), MAYORAL & MUÑIZ (1998) asociaron la icnoespecie *G. nodosus* a un comportamiento mixto de domichnion-fodinichnion de callianásidos. De hecho, DWORSCHAK & RODRIGUES (1997) observaron como actualmente, en las costa de Praia do Araça (Brasil), el thalassínido *Axianassa australis* genera complejos entramados de madrigueras verticales y helicoidales realmente similares a las descritas en el registro fósil como pertenecientes al icnogénero *Gyrolithes*.

LOCALIZACIÓN: es posible observarlos en las secciones de L'Arrabassada y Tamarit.

***Ophiomorpha* LUNDGREN, 1891**
***Ophiomorpha* cf. *nodosa* LUNDGREN, 1891**

(Figs. 15C; 16D; 36B, C, D, E)

DIAGNOSIS: Sistemas de madrigueras, simples o complejas, con un revestimiento denso y homogéneo de pellets discoidales, ovoidales o con morfologías poligonales irregulares (UCHMAN, 1995 después de FREY ET AL., 1978).

DESCRIPCIÓN: Madrigueras con revestimiento pelletoidal, con frecuentes ramificaciones en forma de 'Y' o 'T', y conservadas como relieves completos. Los diámetros pueden variar entre 10 y 15 mm. Al igual que ocurre con algunos especímenes de *Gyrolithes* cf. *nodosus*, sobre todo en aquellos casos preservados en biocalcarenitas, la parte más superficial del revestimiento pelletoidal suele estar disuelta. A pesar de que en algunas ocasiones muy puntuales se pueden llegar a diferenciar pellets ovales e incluso triangulares, en la mayor parte de los casos, esta situación impide reconocer claramente su morfología y disposición, de ahí que finalmente se haya usado cf. *nodosa* para los dos icnotaxones.

OBSERVACIONES: Hoy en día, está totalmente aceptado que las madrigueras con revestimiento pelletoidal son producidas por thalassínidos, grupo en el que se incluyen callianásidos y upogébidos (GIBERT ET AL. 2006, y referencias citadas en este artículo), y a los que generalmente se les atribuye un comportamiento de tipo domichnia. En el Mioceno de El Camp de Tarragona, esta icnoespecie aparece en una gran variedad de facies. Aunque es poco común en calcisiltitas y biocalcarenitas de grano grueso, puede ser muy abundante en biocalcarenitas de grano fino a medio, llegando a constituir

horizontes intensamente bioturbados (índice de icnofábrica, ii, 3 de DROSER & BOTTJER, 1986) como en particular ocurre en la sección de L'Arrabassada.

LOCALIZACIÓN: Probablemente es la traza más común en la cuenca de El Camp, aunque predominan aquellos niveles con especímenes generalmente verticales y más o menos aislados (como en las secciones de El Miracle, Fortí de la Reina, Sanatori, La Savinosa y Waikiki), también pueden encontrarse formando horizontes constituidos por una gran densidad de especímenes conectados entre sí y formando sistemas más o menos complejos (sección de L'Arrabassada).

***Sinusichnus* GIBERT, 1996**
***Sinusichnus sinuosus* GIBERT, 1996**

(Fig. 36F)

DIAGNOSIS: Sistemas de madrigueras horizontales con elementos sinusoidales y múltiples ramificaciones (GIBERT, 1996).

DESCRIPCIÓN: Redes complejas, horizontales y predominantemente bidimensionales, constituidas por túneles sinusoidales muy regulares, con típica ramificación en forma de 'Y' o 'H', con *spreiten* vertical y retrusivo y frecuentemente preservadas como epirelieves o relieves completos (BELAÚSTEGUI ET AL., *en revisión*).

OBSERVACIONES: A pesar del hecho de que la morfología abierta de las madrigueras de tipo *Sinusichnus* posee una serie de características que apuntan a los crustáceos decápodos como sus productores más probables, el significado de la típica regularidad que presentan sus túneles sinuosos no está tan clara, ya que podría deberse a una combinación de comportamientos de tipo fodinichnia-agrichnia e incluso de defensa frente a posibles intrusos (BELAÚSTEGUI ET AL., *en revisión*).

LOCALIZACIÓN: este icnotaxón sólo se ha reconocido en la parte superior de la sección de Waikiki.

***Thalassinoides* EHRENBERG, 1944**
***Thalassinoides suevicus* (RIETH, 1932)**

(Figs. 34D; 36G)

DIAGNOSIS: Sistemas de madrigueras predominantemente horizontales y de sección cilíndrica, con ramificaciones más o menos frecuentes, donde las bifurcaciones dicotómicas son más comunes que las ramificaciones en forma de 'T' (UCHMAN, 1995 después de HOWARD & FREY, 1984).

DESCRIPCIÓN: Madrigueras horizontales, de sección cilíndrica y pared lisa, que pueden formar sistemas más o menos complejos. Las ramificaciones son

típicamente en forma de 'Y' y 'T', y presentan diámetros que varían entre los 20 y los 30 mm. Aparecen preservados como relieves completos. En algunas ocasiones, debido a la gran cantidad de especímenes o a su pobre preservación su identificación no es tan clara y se ha preferido usar *Thalassinoides* isp.

OBSERVACIONES: En la cuenca de El Camp de Tarragona es frecuente encontrar este icnotaxón formando icnofábricas más o menos intensas tanto en calcisiltitas (índice de icnofábrica, ii, 4/5 de DROSER & BOTTJER, 1986), como asociados a niveles de biocalcarenitas con estratificación cruzada (ii, 4). Gracias a estudios neoicnológicos, se ha observado que diferentes grupos de crustáceos decápodos (principalmente los thalassínidos), junto con algunos grupos de estomatópodos y anfípodos generan sistemas de madrigueras con rasgos muy similares a este icnotaxón (BROMLEY, 1990). Por lo que en general, se trata de madrigueras generadas por organismos detritívoros, que o bien conseguirían su alimento a partir del sedimento excavado o bien mediante el cultivo bacteriano en túneles ciegos (BROMLEY, 1990).

LOCALIZACIÓN: aunque es más o menos común encontrarlo de forma aislada, como por ejemplo en las secciones de La Savinosa, las icnofábricas dominadas por este icnotaxón sólo están presentes en Waikiki, Punta de la Móra y Altafulla.

7.2.1.2. Estructuras con *spreiten*

Este grupo incluye *Haentzschelinia* y *Teichichnus*. En ambos casos, uno de los rasgos que caracteriza a estas madrigueras es la presencia de *spreite*, ya sea protrusivo o retrusivo. El término *spreite* (en plural, *spreiten*) hace referencia a un determinado tipo de laminación asociada al túnel principal de una madriguera, donde dicha laminación constituye el registro de antiguas posiciones de dicha madriguera, debido al desplazamiento lateral de la misma.

***Haentzschelinia* VYALOV, 1964** ***Haentzschelinia ottoi* (GEINITZ, 1849)**

(Figs. 16C; 37A, B, C)

DIAGNOSIS: Traza en forma de estrella y centro elevado de unos 50 mm de diámetro; generalmente con 6 a 10 acanaladuras radiales, más bien irregulares y a menudo sólo desarrollados unilateralmente (HÄNTZSCHEL, 1975).

DESCRIPCIÓN: Estructuras superpuestas en forma de roseta (normalmente tres) constituidas por elementos elongados y subhorizontales, de 50 a 70 mm de longitud, dispuestos radialmente y en forma de abanico, y conectados a la superficie mediante un túnel central y vertical. Cada elemento radial presenta un fino revestimiento, y consiste en un tubo cilíndrico inferior (con diámetros de 6 a 10 mm) por encima del cual aparece un *spreite* protrusivo de hasta 150 mm de longitud (GIBERT ET AL., 1995).

DISCUSIÓN TAXONÓMICA: En 1930, HÄNTZSCHEL identifica la especie de esponja *Spongia ottoi* GEINITZ, 1849 como una traza fósil. A raíz de ahí, este mismo autor propone en su lugar la icnoespecie *Haentzschelinia ottoi* (HÄNTZSCHEL, 1970; 1975). Posteriormente, FÜRSICH & BROMLEY (1985) consideran a los icnogéneros *Haentzschelinia* VYALOV, 1964, *Brooksella* WALCOTT, 1896 y *Dactyloidites* HALL, 1886 como sinónimos. Para estos autores los tres icnogéneros comparten un mismo patrón de comportamiento, ya que los tres son estructuras con forma de roseta y *spreiten* verticales. Así pues, proponen el icnogénero *Dactyloidites* como prioritario sobre los demás, y consideran tres icnoespecies: *D. canyonensis* (BASSLER, 1941), *D. asteroides* (FITCH, 1850) y *D. ottoi* (GEINITZ, 1849) (con las icnoespecies *H. kolymensis* y *H. pygmaea* descritas por VYALOV (1964), como posibles sinónimos de *D. ottoi*). Con posterioridad, RUNNEGAR & FEDONKIN (1992) reinterpretan *D. canyonensis* como un pseudofósil, y dos icnoespecies más son descritas: *D. peniculus* D'ALESSANDRO & BROMLEY, 1986 y *D. cabanasi* (MELÉNDEZ en CABANÁS, 1966), esta última redefinida por GÁMEZ VINTANED ET AL. (2006). Sin embargo, a pesar de esta multitud de icnoespecies de *Dactyloidites*, otros autores como el propio VYALOV (1989) o SCHWEIGERT (1998) consideran *Haentzschelinia* como un nombre válido distinto de *Dactyloidites*. VYALOV (1989) se basa para ello en tres aspectos principales: la diferencia de tamaño entre los icnogéneros, mucho mayor en *Dactyloidites*; en que los elementos radiales de *Haentzschelinia*, a diferencia de los de *Dactyloidites*, son numerosos y presentan un ancho constante; y que el material tipo de *Dactyloidites* es Cámbrico. Por su lado, SCHWEIGERT (1998) argumenta que mientras que *Dactyloidites* es una traza con forma de estrella donde los elementos que la componen radian en los 360°, las formas de *Haentzschelinia* generalmente sólo radian 180° o 270°. Posteriormente, al describir ejemplares de *D. peniculus* del Plioceno de Italia, UCHMAN & PERVESLER (2007) también ponen de manifiesto este problema icnotaxonómico, y tampoco descartan que se pudiera usar *Haentzschelinia* en lugar de *Dactyloidites*. Por lo tanto, puesto que la propuesta de FÜRSICH & BROMLEY (1985) se basa en gran parte en un artículo que nunca llegó a publicarse (KAUFFMAN & FÜRSICH, in prep.), y las morfologías de *Dactyloidites* y *Brooksella* difieren mucho de las de *Haentzschelinia*, a esperas de que se lleve a cabo una revisión sistemática del material tipo involucrado que pueda solventar el problema icnotaxonómico, en esta tesis se mantiene la icnoespecie *Haentzschelinia ottoi* propuesta por HÄNTZSCHEL (1970).

OBSERVACIONES: A lo largo de todos los afloramientos estudiados, esta icnoespecie sólo está presente en los niveles de areniscas siliciclásticas del techo de la sección de L'Arrabassada. En concreto aparecen formando parte de dos icnofábricas distintas (GIBERT ET AL., 1996): una inferior constituida principalmente por complejos sistemas de madrigueras tridimensionales atribuibles al icnogénero *Thalassinoides* (ii 3-4, sensu DROSER & BOTTJER, 1986), y donde también es posible observar escasos especímenes de *Haentzschelinia ottoi* y estructuras meniscadas probablemente producidas por espatangoideos; y una icnofábrica superior (ii 2-3) constituida por madrigueras verticales de tipo *Ophiomorpha* y abundantes ejemplares de *H. ottoi*. En cuanto a la autoría de esta traza, se han barajado anélidos poliquetos y cangrejos como posibles productores (HÄNTZSCHEL, 1930; FÜRSICH & BROMLEY, 1985). Sin

embargo, RIJKEN (1979) al estudiar los mecanismos de alimentación que actualmente lleva a cabo el poliqueto *Arenicola marina*, observó que mostraban un comportamiento muy similar al que ha sido propuesto para la generación de *H. ottoi* (ver Fig. 3 de GIBERT ET AL., 1995, y Fig. 1D de RIJKEN, 1979). Como señalaron GIBERT ET AL. (1995), *Arenicola marina* vive actualmente en ambientes marinos someros que podrían ser comparables a aquellos en los que se generaron los especímenes de *H. ottoi* del Mioceno tarraconense.

LOCALIZACIÓN: este icnotaxón sólo está presente en la sección de L'Arrabassada.

***Teichichnus* SEILACHER, 1955**
***Teichichnus rectus* SEILACHER, 1955**

(Fig. 37D, E)

DIAGNOSIS: *Teichichnus* (largas estructuras tabicadas en forma de pared o muro, consistentes en un apilamiento de láminas con forma de canal) rectos y sin ramificaciones, con *spreiten* exclusivamente retrusivos (FILLION & PICKERILL, 1990 después de SEILACHER, 1955).

DESCRIPCIÓN: Madrigueras horizontales, de aproximadamente 17 mm de diámetro, con *spreiten* retrusivos de hasta 60 mm. Aunque estas trazas pueden ser observadas de manera esporádica en biocalcarenitas de grano fino a medio (facies de plataforma interna), son relativamente abundantes formando parte de las icnofábricas de *Cylindrichnus* típicas de las facies que han sido relacionadas con ambientes deposicionales de plataforma externa. En este último caso, cabe destacar que los especímenes identificados no muestran segregación de granos de glauconita en las paredes.

OBSERVACIONES: Esta traza ha sido interpretada como una estructura de alimentación (fodinichnia) producida por un organismo sedimentívoro (FÜRSICH, 1974; HÄNTZSCHEL, 1975; HOWARD & FREY, 1984), donde el desarrollo del *spreite* estaría relacionado con un mejor aprovechamiento de los nutrientes. Otros autores también han propuesto que ese sucesivo desplazamiento en la vertical podría ser la respuesta del organismo productor frente a fluctuaciones del fondo marino (BROMLEY, 1990; CORNER & FJALSTAD, 1993). Probablemente, como propuso GIBERT (1995), ambos comportamientos ocurrieron a la vez. En cuanto al organismo productor, se ha propuesto a organismos vermiformes o crustáceos como los más probables (p.e. GIBERT, 1995). Posteriormente, basándose en el tamaño de las madrigueras, SEILACHER (2007) propone a los crustáceos como autores más probables que los gusanos.

LOCALIZACIÓN: reconocibles en las secciones de Waikiki y Altafulla.

7.2.1.3. Excavaciones simples

En este grupo sólo se incluye al icnogénero *Planolites*.

***Planolites* NICHOLSON, 1873**

DIAGNOSIS: Madrigueras rectas a tortuosas de dimensiones y configuraciones variables, con pared suave a irregular, o anilladas, generalmente sin revestimiento, y raramente ramificadas. Las secciones transversales varían de circulares a elípticas, y el relleno, esencialmente sin estructura, difiere en litología de la roca encajante (UCHMAN, 1995 después de PEMBERTON & FREY, 1982 y FILLION & PICKERILL, 1984).

***Planolites* isp.**

(ver Fig. 5F, G de BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013)

DESCRIPCIÓN: Madrigueras rectas sin revestimiento ni ramificaciones, con diámetros de 6,5 mm, y preservadas como relieves completos.

OBSERVACIONES: Las estructuras de tipo *Planolites* sólo han sido observadas en la facies de plataforma externa, concretamente como un componente más de las icnofábricas de *Cylindrichnus* que aparecen en las calcisiltitas glauconíticas. De hecho, estas trazas solamente son observables cuando cortan el revestimiento de las trazas de tipo *Cylindrichnus*. Debido a la simplicidad morfológica de este icnotaxón, probablemente diferentes organismos podrían ser sus productores, de hecho PEMBERTON & FREY (1982) enumeran una serie de organismos que en la actualidad generan madrigueras que en parte podrían ser equiparables a *Planolites*. Pero entre todas estas posibilidades, parece que los poliquetos u otro tipo de organismos vermiformes, sedimentívoros y vágiles, son los productores más probables (PEMBERTON & FREY, 1982; UCHMAN, 1995). Finalmente comentar que este icnotaxón no es un buen marcador paleoambiental, ya que puede aparecer en multitud de facies distintas, y no sólo marinas sino también continentales.

LOCALIZACIÓN: observables en las secciones de Waikiki y Altafulla.

7.2.1.4. Pistas meniscadas (Grupo de *Scolicia*)

Dentro de este grupo se incluyen todas las trazas que son atribuibles de forma más o menos clara a la actividad de un grupo determinado de erizos irregulares, los espatangoideos (Fig. 38). En la mayoría de los casos, las trazas que han sido reconocidas en la cuenca de El Camp como posibles integrantes de este grupo, presentan unas condiciones de preservación muy pobres. Esto ha impedido identificarlas incluso a nivel de icnogénero.

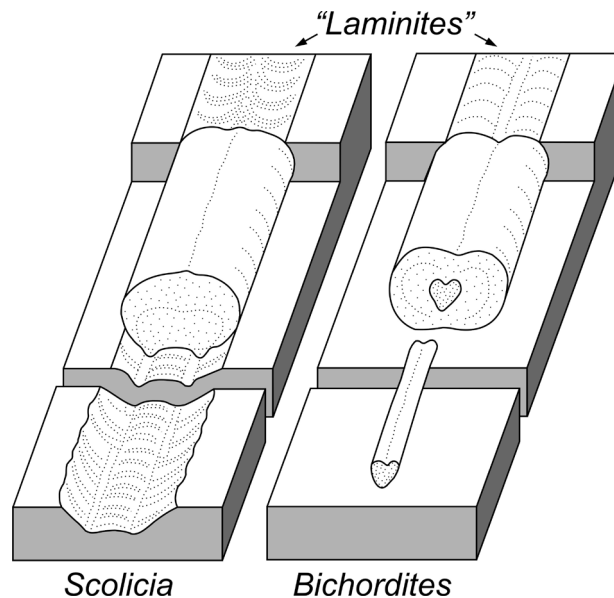


Fig. 38. Principales tipos de madrigueras de equínidos y sus variantes preservacionales.
(modificada de Text-Fig. 11 de UCHMAN, 1995)
Main types of echinoid burrows and their preservational variants.

cf. *Scolicia* / *Bichordites* / *Laminites*

(Fig. 37F, G)

OBSERVACIONES: A lo largo de todas las secciones estudiadas, la presencia de este tipo de trazas es bastante poco frecuente, y cuando aparecen su deficiente estado de preservación impide distinguir los diferentes parámetros que caracterizan a los distintos icnogéneros que pueden englobarse en este 'grupo de *Scolicia*'. Normalmente consisten en madrigueras horizontales, de trayectoria casi recta a sinuosa, de sección elíptica aplanada en la horizontal, con diámetros de hasta 5 cm, rellenas por sedimento que en ocasiones se puede ver que está meniscado, y siempre aparecen como relieves completos. De hecho GIBERT *ET AL.* (1996) observó este tipo de trazas en los niveles de areniscas de la sección de L'Arabassada y los denominó como cf. *Laminites*.

LOCALIZACIÓN: son visibles en las secciones de L'Arrabassada, Punta de la Móra y Tamarit.

7.2.1.5. Madrigueras con forma de arco o U laxa.

En este grupo se incluyen las madrigueras cilíndricas, de sección transversal circular o ligeramente oval, con un revestimiento más o menos grueso formado por una o múltiples láminas, y con una arquitectura general en forma de arco o U laxa. Se incluyen los icnogéneros *Cylindrichnus* y *Schaubcylindrichnus*.

***Cylindrichnus* TOOTS, 1962**
'*Cylindrichnus concentricus*' TOOTS, 1962

(Fig. 37H)

DIAGNOSIS: Madrigueras laminadas concéntricamente, casi horizontales a verticales, con un núcleo central y una sección transversal circular a oval (después de HOWARD, 1966).

DESCRIPCIÓN: Madrigueras con forma de arco o U laxa sin ramificaciones, y con un grueso revestimiento consistente en una laminación concéntrica. Estas estructuras en forma de arco presentan una longitud y una profundidad estimadas de hasta 600 mm y 300 mm respectivamente. Los diámetros externos pueden variar de 14 a 16 mm y el espesor del revestimiento de 2,5 a 9 mm. En ocasiones es posible observar aberturas con morfología en forma de embudo, y cómo las diferentes láminas que componen el revestimiento están a su vez formadas por pequeñas parcelas de sedimento y morfología fusiforme. Apareciendo como relieves completos (BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013).

DISCUSIÓN TAXONÓMICA: ver BELAÚSTEGUI & GIBERT (2013).

OBSERVACIONES: En el Camp de Tarragona, *Cilindrichnus concentricus* sólo aparece como el componente principal de las icnofábricas existentes en los niveles de calcisiltitas glauconíticas. En cuanto al posible productor, ALLER & YINGST (1978) observaron como actualmente el poliqueto terebélido *Amphitrite ornata* construye unas madrigueras de características constructivas idénticas a las descritas para *C. concentricus* (ver BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013).

LOCALIZACIÓN: presente en las secciones de Waikiki, Altafulla y Torredembarra.

***Schaubcylindrichnus* FREY & HOWARD, 1981**
***Schaubcylindrichnus coronus* FREY & HOWARD, 1981**

(Fig. 37I)

DIAGNOSIS: *Schaubcylindrichnus* (tubos cilíndricos aislados o agrupados con revestimiento grueso y doble) con forma de arco, apareciendo principalmente como agregados de tubos. Una estructura en forma de embudo (rellena de sedimento) o un montículo de sedimento pueden estar asociados a las extremos superiores (NARA, 2006).

DESCRIPCIÓN: Agregados de madrigueras tubulares, horizontales y ligeramente curvadas, con un revestimiento grueso y sin ramificaciones. En particular, el único espécimen encontrado en El Camp de Tarragona, consiste en una agrupación de al menos cuatro madrigueras, de 10 mm de diámetro. La orientación y disposición de este ejemplar sugiere que su morfología completa podría tener forma de arco como las descritas por NARA (2006) en materiales del Mioceno y Pleistoceno de Japón.

DISCUSIÓN TAXONÓMICA: *Schaubcylindrichnus* fue originalmente descrito por FREY & HOWARD (1981) como un agregado de múltiples madrigueras tubulares en forma de J. Posteriormente, de forma paralela y sin conocimiento mutuo, LÖWEMARK & HONG (2006) describían una nueva icnoespecie con forma de arco, *S. formosus*, en el Mioceno de Taiwan, y NARA (2006) a partir de materiales del Mioceno y Pleistoceno de Japón, redescribía el icnogénero como un agregado de madrigueras con revestimiento y forma de arco, y proponía la otra icnoespecie existente *S. freyi* MILLER, 1995 como un sinónimo junior de *S. coronus*. Finalmente, comparando sus respectivos trabajos, LÖWEMARK & NARA (2010) aclararon todos los aspectos relacionados con este icnogénero, adoptaron la enmendación hecha por NARA (2006) como correcta, y también consideraron *S. formosus* como un sinónimo junior de *S. coronus*.

OBSERVACIONES: Inicialmente, las madrigueras de este icnogénero fueron interpretadas como estructuras de vivienda formadas por organismos gregarios, con hábitos suspensívoros o sedimentívoros (FREY & HOWARD, 1981; 1990). De hecho, estos autores propusieron como posible organismo productor, al actual poliqueto maldánido *Clymenella torquata*. Sin embargo, gracias a los detallados estudios de NARA (2006), se ha podido observar que *Schaubcylindrichnus*, consiste en un único túnel abierto en forma de U, con una de las aberturas en forma de embudo, que actuaría como una trampa de detritos orgánicos, y la otra con forma de montículo, que probablemente se debería a la acumulación de excrementos. Este autor, en base a la morfología cilíndrica del túnel y a la ausencia de cualquier tipo de marcas en los mismos, propone que estaría ocupado permanentemente por su productor. Probablemente un gusano o un organismo de cuerpo blando que usaría la técnica del doble anclaje para excavar, como demuestran tanto la deformación concéntrica alrededor del tubo, como una compleja laminación “cono en cono” en el revestimiento de los túneles. Para NARA (2006), el resto de túneles que caracterizan este tipo de madrigueras, se corresponderían con tubos abandonados, desarrollados durante la vida de un único organismo productor. Basa esta afirmación en la presencia de relaciones transversales y ramificación radial entre los diferentes tubos, y en que puede ser observada una gradación en el diámetro de los mismos. Esto permite descartar la idea original que atribuía a organismos gregarios la autoría de este tipo de madrigueras. Por último, NARA (2006) propone cuatro taxones actuales como posibles candidatos para generar este tipo de trazas: enteropneustos, poliquetos maldánidos y arenicólidos, y holoturoideos synáptidos.

LOCALIZACIÓN: este icnotaxón sólo ha sido observado en la sección de Waikiki.

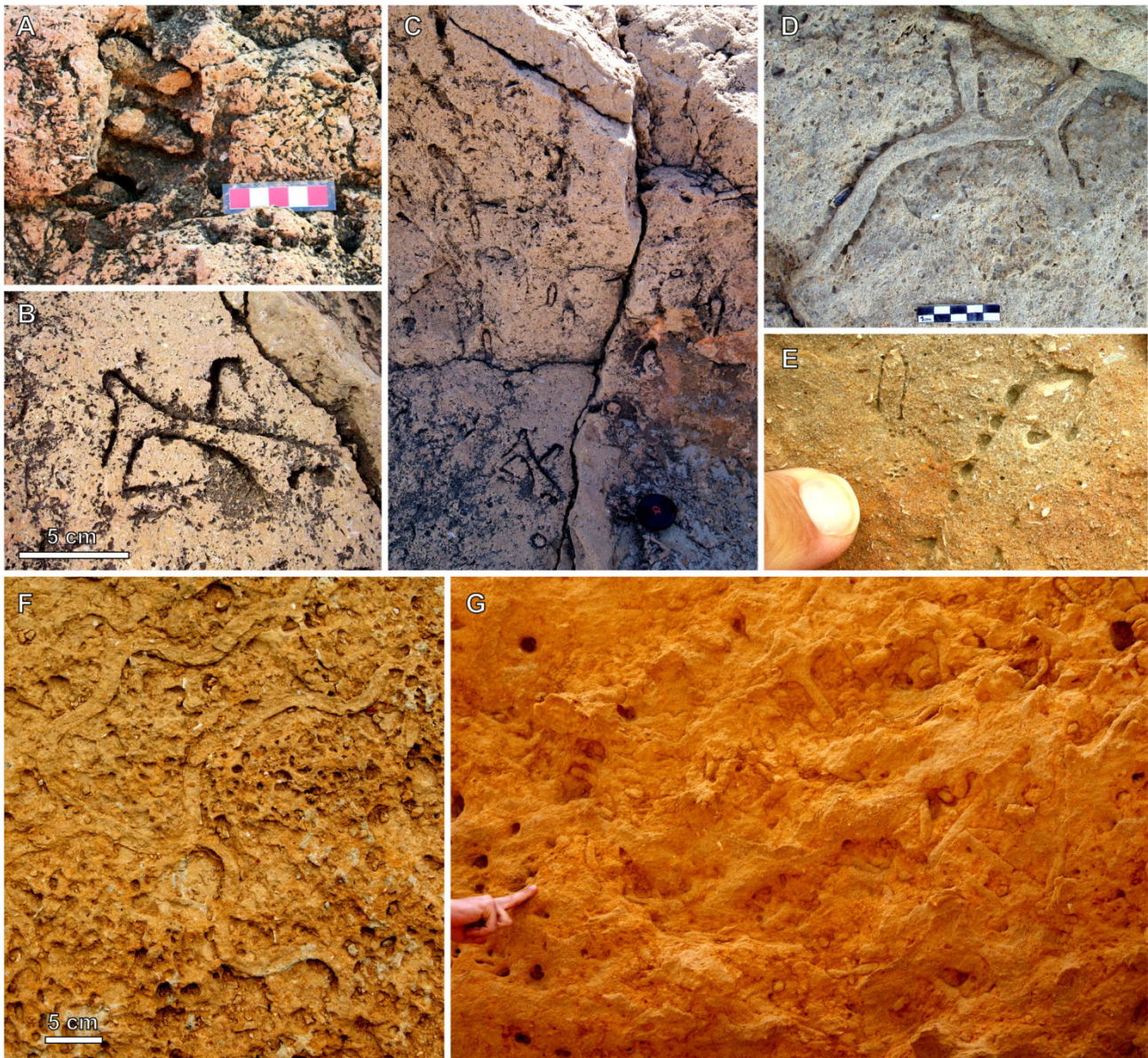


Fig. 36. Estructuras de bioturbación I.

Sistemas de galerías: **A**, *Gyrolithes cf. nodosus* (sección de L'Arrabassada); **B**, **C** y **D**, *Ophiomorpha cf. nodosa* (tramo superior de la sección de L'Arrabassada); **C**, Ichnoasociación de *Ophiomorpha*, pozos verticales conectados en profundidad a sistemas horizontales con abundantes ramificaciones en forma de Y o T; **E**, *O. cf. nodosa* (sección de Waikiki). **F**, *Sinusichnus sinuosus* (sección de Waikiki); **G**, Ichnoasociación de *Thalassinoides* (superficie horizontal, sección de Punta de la Móra).

Bioturbation structures I.

Systems of galleries: A, Gyrolithes cf. nodosus (L'Arrabassada section); B, C y D, Ophiomorpha cf. nodosa (upper sector of L'Arrabassada section); C, Ophiomorpha ichnoassemblage, vertical shafts connected to horizontal Y- and T-branched mazes; E, O. cf. nodosa (Waikiki section); F, Sinusichnus sinuosus (Waikiki section); G, Thalassinoides ichnoassemblage (horizontal surface, Punta de la Móra section)

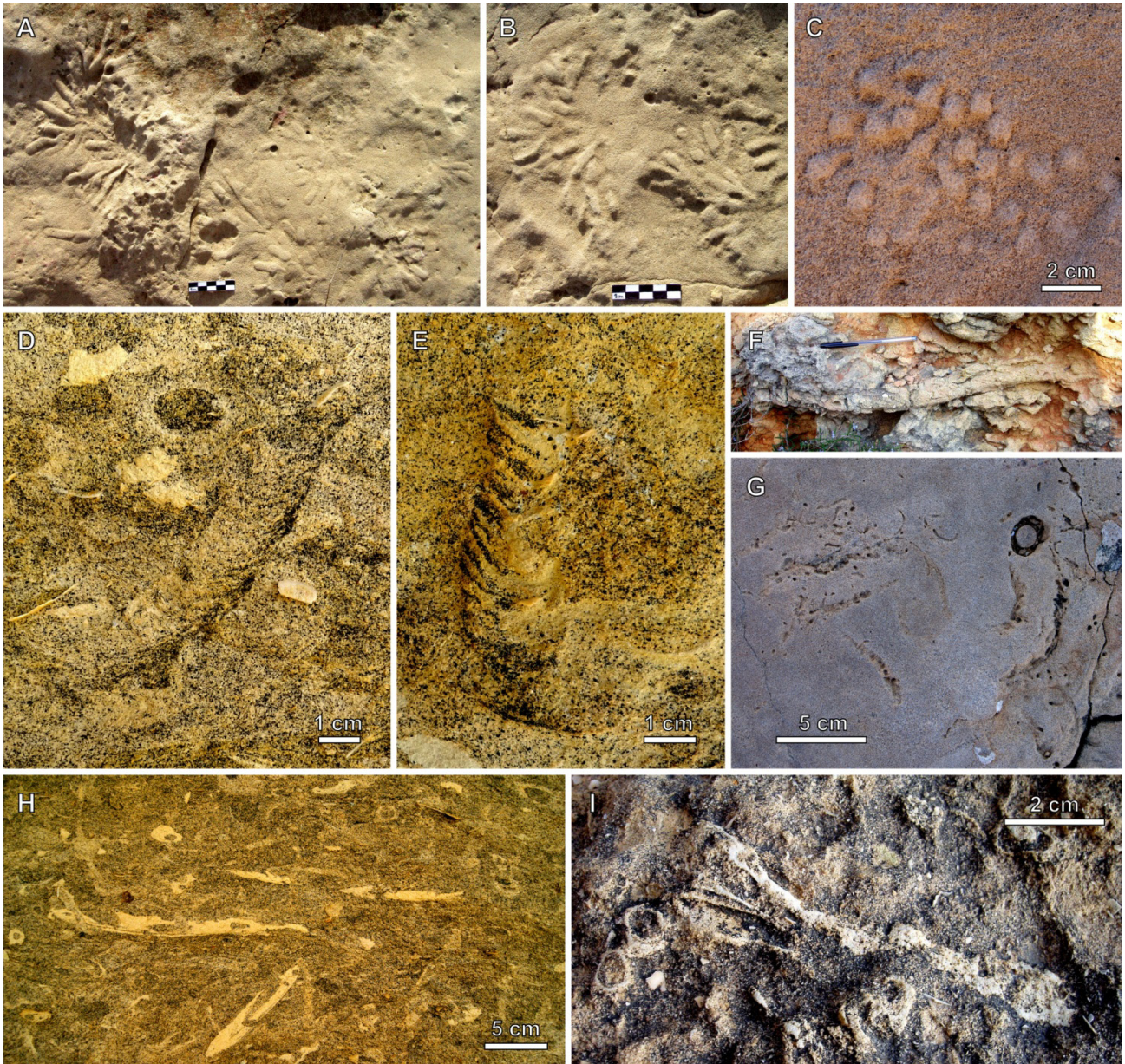


Fig. 37. Estructuras de bioturbación II.

Estructuras con *spreiten*: **A, B y C**, *Haentzschelina ottoi* (sección de L'Arrabassada);

D y E, *Teichichnus rectus* (sección de Waikiki).

Pistas meniscadas: **F**, estructura de tipo *Scolicia/Bichordites* (sección de Tamarit);

G, cf. *Laminites* (sección de L'Arrabassada).

Madrigueras con forma de arco o U-laxa: **H**, icnofábrica de '*Cylindrichnus concentricus*' (sección de

Waikiki); **I**, *Schaubcylindrichnus coronus* (sección de Waikiki).

Bioturbation structures II.

Spreiten structures: **A, B and C**, *Haentzschelina ottoi* (*L'Arrabassada section*);

D and E, *Teichichnus rectus* (*Waikiki section*).

Meniscate structures: **F**, *Scolicia/Bichordites-like structure* (*Tamarit section*);

G, cf. *Laminites* (*L'Arrabassada section*).

U- or bow-shaped burrows: **H**, '*Cylindrichnus concentricus*' *ichnofabric* (*Waikiki section*);

I, *Schaubcylindrichnus coronus* (*Waikiki section*).

7.2.2. Estructuras de bioerosión

7.2.2.1. Claviformes (*Clavate borings*)

En este grupo se incluyen todas aquellas perforaciones que presentan una morfología claviforme (*clavate borings*) o en forma de porra (Fig. 39), y que generalmente se atribuyen a la actividad de bivalvos perforadores (ver discusión al respecto en BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012a). En concreto se incluyen los icnogéneros *Gastrochaenolites* y *Phrixichnus*.

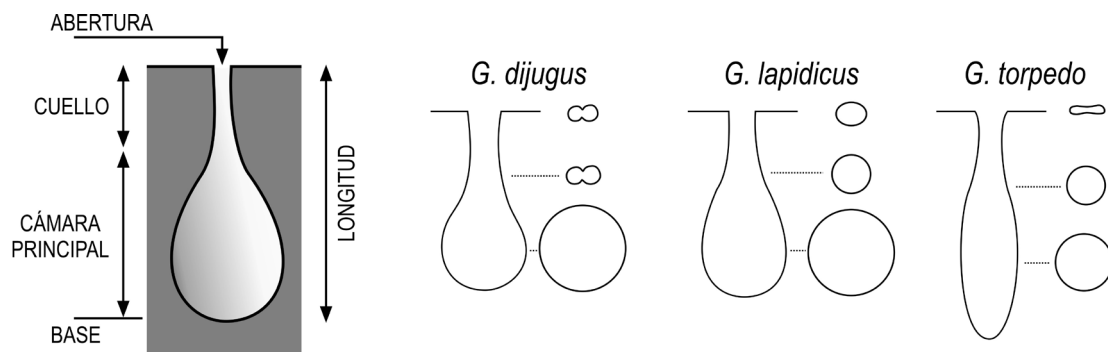


Fig. 39. Terminología para perforaciones claviformes, y el esquema morfológico de las especies de *Gastrochaenolites* presentes en el Mioceno de Tarragona. (modificada de Text-Fig. 1 y 3 de KELLY & BROMLEY, 1984).

Terminology of clavate borings, and the morphological schemes for the species of *Gastrochaenolites* identified in the Miocene of Tarragona.

***Gastrochaenolites* LEYMERIE, 1842**

(Figs. 15D, E, F; 16E, F, J; 19B, C; 22E, F, I, J; 28E; 34E; 40B, C)

DIAGNOSIS: Perforaciones claviformes en sustratos líticos. La zona de la abertura es más estrecha que la cámara principal y puede ser circular, oval o en forma de mancuerna. La abertura puede estar separada de la cámara principal por un cuello que en ocasiones puede estar muy acampanado. La cámara principal puede variar de subsférica a alargada, y presenta una base parabólica a redondeada de sección transversal circular a oval. En ocasiones la cámara principal puede presentar un reborde longitudinal o hendiduras que producen secciones en forma de almendra o de corazón (KELLY & BROMLEY, 1984).

OBSERVACIONES: En esta diagnosis, KELLY & BROMLEY (1984) incluyen en 'sustratos líticos', todos los tipos de rocas endurecidas con independencia de la litología, así como los restos esqueléticos (coral, conchas y hueso). Sin embargo, en esta tesis se sigue la propuesta de GIBERT *ET AL.* (2004) donde se incluye como 'sustratos minerales duros', tanto los 'sustratos minerales biogénicos' (esqueletos de vertebrados e invertebrados) como los 'sustratos minerales inorgánicos' (*hardgrounds* cementados, clastos y *rockgrounds*) (ver discusión en BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012a).

***Gastrochaenolites dijugus* KELLY & BROMLEY, 1984**

DIAGNOSIS: *Gastrochaenolites* de pared lisa, donde la región del cuello está constreñida y con una sección en forma de “8” por la presencia de dos rebordes enfrentados (KELLY & BROMLEY, 1984).

DESCRIPCIÓN: Perforaciones claviformes o con forma de matraz, con una sección transversal circular o ligeramente oval, y aberturas en forma de ‘8’. En ocasiones pueden presentar un revestimiento calcáreo (más detalles en BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2013).

OBSERVACIONES: Este icnotaxón sólo ha sido observado en el nivel bioalcarenítico más basal de la sección de L'Arrabassada, concretamente afectando a las tecas de los clypeasteroideos (*Clypeaster* sp.) presentes en ese nivel. El estudio de estas perforaciones ha permitido distinguir dos modos de aparición: a) Perforaciones claviformes intraesteroma, y b) Perforaciones (*dwelings*) semi-endoesqueléticas (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2013).

LOCALIZACIÓN: sección de L'Arrabassada.

***Gastrochaenolites lapidicus* KELLY & BROMLEY, 1984**

DIAGNOSIS: Perforaciones claviformes de pared lisa con morfologías alargadas y ovals. La sección transversal es circular a lo largo de toda la longitud de la perforación (incluyendo la región del cuello), exceptuando el área intermedia de la abertura que también puede ser oval. La base presenta una sección longitudinal paraboloide muy abierta, y el mayor diámetro se sitúa aproximadamente en el centro de la cámara principal (KELLY & BROMLEY, 1984).

***Gastrochaenolites torpedo* KELLY & BROMLEY, 1984**

DIAGNOSIS: Perforaciones claviformes alargadas y con pared lisa. El punto más ancho de la perforación se sitúa en la parte media y la base es agudamente parabólica. La región del cuello aparece fuertemente comprimida y la abertura en sí puede ser oval o aproximarse a una forma de “8” (KELLY & BROMLEY, 1984).

DESCRIPCIÓN (para *G. lapidicus* y *G. torpedo*): Tanto *Gastrochaenolites lapidicus* como *G. torpedo* están presentes en la superficie de bioerosión denominada SB0. Estas estructuras aparecen truncadas, por lo que en la mayor parte de los casos, sólo es posible observar la parte basal de la perforación. Pueden presentar densidades de más de 1500 especímenes por m², y sus diámetros pueden variar de 4 a 36 mm (GIBERT *ET AL.*, 1996). Los ejemplares de *G. torpedo*, mucho menos abundantes que *G. lapidicus*, se caracterizan por presentar una base mucho más puntiaguda o paraboloide. Como ya se ha comentado anteriormente, a día de hoy no hay duda de que este tipo de estructuras son el resultado de la actividad de bivalvos perforadores. Entre todas las especies de bivalvos que actualmente son capaces de perforar en sustratos duros, KELLY & BROMLEY (1984) señalaron que ciertas especies de *Lithophaga*, *Hiatella* y *Gastrochaena* generan estructuras muy similares a *G.*

lapidicus y *G. torpedo*. Concretando más, BROMLEY & ASGAARD (1993a) proponen al bivalvo *Lithophaga lithophaga* como posible productor de *G. torpedo*.

LOCALIZACIÓN (para *G. lapidicus* y *G. torpedo*): estas estructuras son observables en las secciones de El Fortí de la Reina, L'Arrabassada, Cala Romana y La Savinosa.

***Gastrochaenolites* isp.**

OBSERVACIONES: En todas las secciones estudiadas en esta tesis, la existencia de estructuras de tipo *Gastrochaenolites* afectando la concha de diferentes tipos de organismos (comúnmente ostreidos) está muy generalizada. En estos casos, ya que sólo una parte de la perforación suele estar expuesta su asignación a nivel de icnoespecie es muy complicada. Pero además de aparecer en restos de invertebrados, estas trazas también han sido reconocidas en los restos óseos de cetáceo de la sección de Waikiki. Sin embargo, al no presentar un estado de conservación lo suficientemente bueno tampoco se ha podido precisar la icnoespecie (BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2012a).

***Phrixichnus* BROMLEY & ASGAARD, 1993a**

DIAGNOSIS: Grandes perforaciones en forma de bolsa, con simetría bilateral y sección rectangular/oval. Presentan dos áreas en la pared ligeramente cóncavas o planas, que se juntan a lo largo de un extremo de la perforación. Tienen ornamentaciones muy marcadas que consisten en ranuras concéntricas y arqueadas. La parte restante de la pared y el extremo distal son lisas y cóncavas (BROMLEY & ASGAARD, 1993a).

***Phrixichnus* isp.**

(Fig. 40C)

DESCRIPCIÓN: Perforaciones claviformes muy similares a las del icnogénero *Gastrochaenolites*, salvo porque presentan una determinada ornamentación en las paredes que consiste en surcos arqueados o concéntricos y localizados en dos áreas ligeramente cóncavas o planas que se unen a lo largo de un extremo de la perforación (DOMÈNECH *ET AL.*, 2001). La sección es circular a oval y presentan diámetros de hasta 4 mm.

OBSERVACIONES: Este icnogénero es muy poco común en Tarragona, DOMÈNECH *ET AL.* (2001) realizaron moldes de estas trazas que permiten un mejor estudio de su morfología.

LOCALIZACIÓN: se ha identificado en las secciones de El Fortí de la Reina, La Savinosa y Cala Romana.

7.2.2.2. Cameradas

En este grupo, atribuido a la actividad perforadora de esponjas, se incluyen todas aquellas perforaciones de escala milimétrica que generalmente consisten en cámaras más o menos redondeadas, conectadas entre sí mediante conductos cilíndricos y rectilíneos. En concreto, el icnogénero *Entobia*.

***Entobia* BRONN, 1838**

DIAGNOSIS: Perforaciones en sustratos carbonáticos, que pueden consistir en una cámara simple o una red de galerías conectadas a la superficie por numerosas aberturas. La morfología cambia marcadamente con la ontogenia. Las galerías muestran un aumento progresivo del diámetro durante el crecimiento; en algunas formas, la abundancia excesiva de cámaras a distancias más o menos regulares produce un sistema estrechamente interconectado; en otras formas, el desarrollo de las cámaras está restringido a un breve periodo durante la ontogenia; e incluso en otras formas, no se desarrollan cámaras. La superficie de la perforación presenta una microestructura en forma de cúspide que puede ser perdida en los ejemplares de más edad. Finas apófisis surgen de casi todas las superficies del sistema (BROMLEY & D'ALESSANDRO, 1984).

***Entobia* isp.**

(Figs. 15E, F; 16J; 19F; 22I, J; 40D, E)

OBSERVACIONES: Este tipo de estructuras de bioerosión, aunque comúnmente aparecen en las conchas de ostreidos, bivalvos y gasterópodos, también pueden ser reconocidas en la superficie de bioerosión SB0. Generalmente son observables directamente en el sustrato al que afectan (biogénico u inorgánico), o también como moldes positivos o negativos cuando la concha o el sustrato mineral sobre el que se formaron se ha disuelto o erosionado, respectivamente. Probablemente, cuando estas perforaciones afectan a conchas, se rellenan de sedimento, éste se cementa y posteriormente la concha se disuelve, es cuando su delicada estructura queda parcialmente expuesta y sus detalles pueden ser observados mejor. En esos casos, se pueden observar sistemas tridimensionales de cámaras subcirculares, normalmente inferiores a 1 mm de diámetro y unidas entre sí mediante pequeños tubos rectilíneos. Entre las diversas familias de esponjas endolíticas que en la actualidad generan perforaciones comparables al icnogénero *Entobia*, dominan las de la familia Clionidae, aunque también existen otras especies como las del género *Aka* (Familia Adociidae) (BROMLEY, 2004).

LOCALIZACIÓN: su presencia es generalizada en todas las secciones estudiadas, tanto en sustratos minerales biogénicos como inorgánicos.

7.2.2.3. Galerías meandriformes

Se incluyen todas aquellas galerías simples de sección circular a oval que, más o menos meandriformes y con menor o mayor longitud, podrían atribuirse a la actividad perforadora de organismos vermiformes (principalmente gusanos). En este caso, los icnogéneros *Caulostrepsis* y *Maeandropolydora*.

***Caulostrepsis* CLARKE, 1908**

DIAGNOSIS: Perforaciones de una sola entrada o estructuras de empotramiento (*embedding structures*) con forma de bolsa u oreja, producidas por una galería doblada en forma de U. Las estructuras más complejas pueden ser producidas por el desarrollo de múltiples lóbulos con ese mismo diseño básico en U. Los miembros longitudinales de esa U, pueden ser claramente visibles a lo largo de su longitud y estar conectados por un tabique, o pueden estar fusionados (sin tabique) produciendo una estructura oval o aplanada con forma de bolsa. Todos los estadios intermedios implican la presencia de una depresión axial. En el extremo distal, la anchura es al menos el doble del espesor; y aquí la sección transversal presenta una forma que varía de oval aplanada, elíptica o constreñida a una morfología de mancuerna. La zona de la abertura suele ser notablemente menor que en el extremo distal, pero la forma de la sección puede ser más o menos la misma, o subcircular. En algunos casos, pueden desarrollarse filas simétricas de cavidades hacia la zona de la abertura. La propia abertura puede tener la misma forma que la sección transversal proximal, o puede estar modificada por el desarrollo de ramas o surcos superficiales, normalmente de 2 a 4, que irradian hacia fuera de la abertura (BROMLEY & D'ALESSANDRO, 1984).

***Caulostrepsis* isp.**

(Fig. 40F)

OBSERVACIONES: En la cuenca de El Camp, este icnotaxón sólo ha sido observado sobre restos esqueléticos de invertebrados, principalmente ostreidos y clypeasteroideos. La mayor parte de las perforaciones aparecen en la parte externa de las valvas o tecas y consisten en unas galerías cuya sección transversal presenta una morfología de '8', y una anchura media de aproximadamente 2,5 mm, aunque puede llegar a los 4 mm. El icnogénero *Caulostrepsis* está comúnmente asociado a la actividad de poliquetos espionidos, como sucede por ejemplo en moluscos marinos del Cuaternario de Colombia (DOMÈNECH *ET AL.*, 2008), donde se puede observar cómo estos organismos, al infestar las conchas calcáreas, al igual que sucede en Tarragona, generan una serie de galerías o túneles.

LOCALIZACIÓN: sección de L'Arrabassada, Waikiki o Punta de la Móra.

***Maeandropolydora* VOIGT, 1965**
***Maeandropolydora sulcans* VOIGT, 1965**

(Fig. 40B)

DIAGNOSIS: Galerías cilíndricas con al menos dos aberturas. Están irregularmente contorsionadas, comúnmente dobladas en bucles y aunque las paredes de una misma galería estén en contacto debido a su recorrido, nunca se fusionan (BROMLEY & D'ALESSANDRO, 1983).

DESCRIPCIÓN: Galerías simples de sección circular a oval y con un trazado más o menos sinuoso y diámetros de 1 o 2 mm. Aunque la presencia de este icnotaxón es muy reducida y se limita principalmente a la superficie de bioerosión SB0 de la sección de El Fortí de la Reina (DOMÈNECH *ET AL.*, 2001), también ha sido reconocido sobre la teca de clypeasteroideos (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012b).

LOCALIZACIÓN: sección del El Fortí de la Reina.

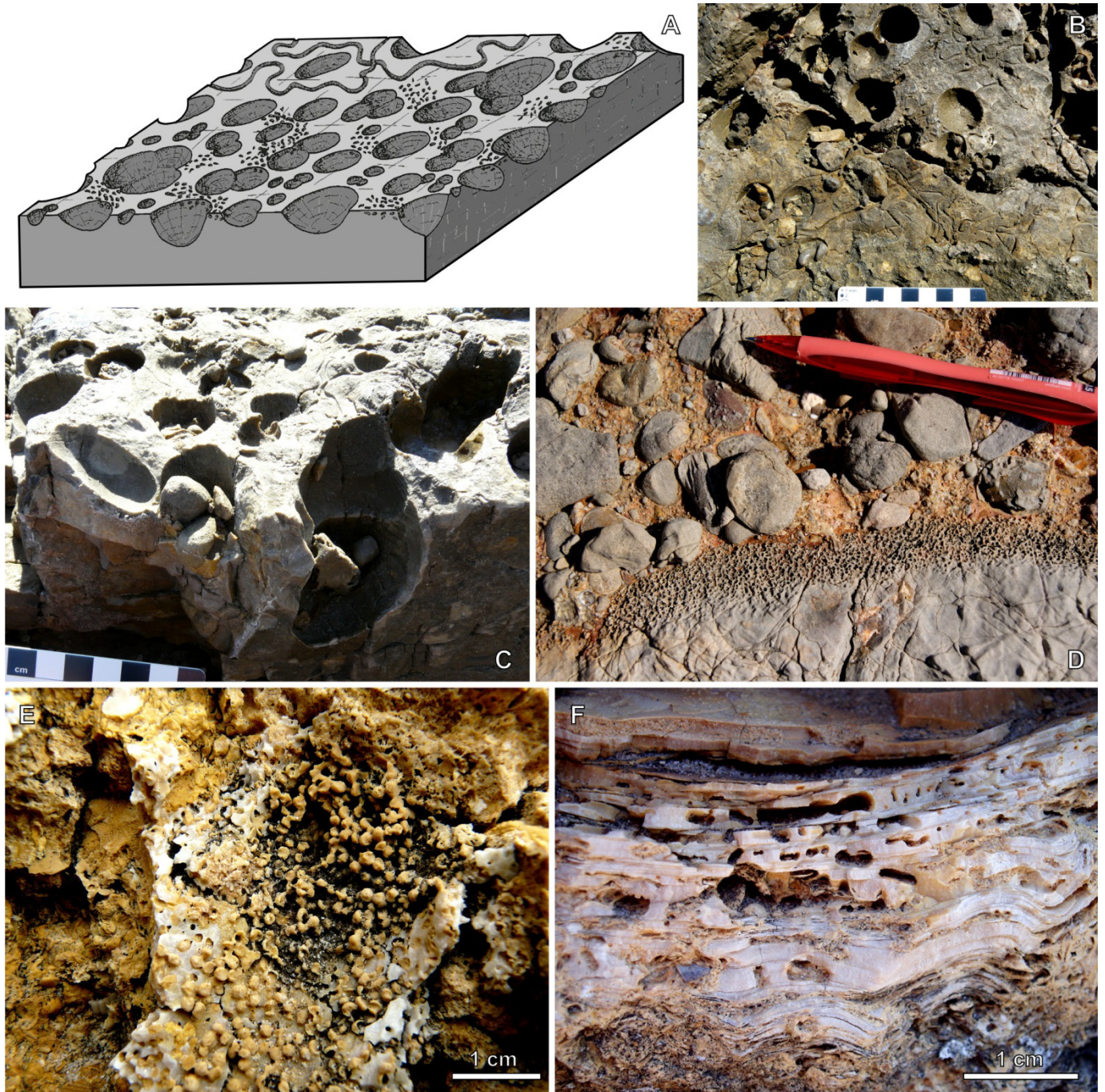


Fig. 40. Estructuras de bioerosión.

A, Icnosociación de *Gastrochaenolites/Entobia* en la superficie de bioerosión SB0 (modificada de GIBERT ET AL., 1996). **B**, *Gastrochaenolites*, *Entobia* y *Maeandropolydora sulcans* (SB0, sección del Fortí de la Reina). **C**, *Phrixichnus* isp. (SB0, sección del Fortí de la Reina). **D**, *Entobia* isp. (SB0, sección de L'Arrabassada). **E**, moldes internos de estructuras de tipo *Entobia* preservados en la concha de un ostreido (sección de Waikiki). **F**, *Caulostrepsis* preservados en la concha de un ostreido (sección de Waikiki).

Bioerosion structures.

A, *Gastrochaenolites/Entobia* ichnoassemblage in the bioerosion surface SB0 (after GIBERT ET AL., 1996). **B**, *Gastrochaenolites*, *Entobia* and *Maeandropolydora sulcans* (SB0, Fortí de la Reina section). **C**, *Phrixichnus* isp. (SB0, Fortí de la Reina section). **D**, *Entobia* isp. (SB0, L'Arrabassada section). **E**, positive casts of *Entobia* borings on oyster shell (Waikiki section). **F**, *Caulostrepsis* preserved on oyster shell (Waikiki section).

7.3. Distribución de las trazas fósiles e icnoasociaciones

Como se ha observado en el apartado anterior, una gran variedad de trazas fósiles han sido reconocidas en la cuenca de El Camp de Tarragona (Fig. 41). En algunos casos pueden encontrarse icnotaxones aislados o por el contrario formando parte de una icnoasociación, entendiéndose icnoasociación (*ichnoassemblage*) como el grupo de trazas fósiles preservadas en una unidad rocosa o en unas facies sedimentarias, sin supuestos en lo que se refiere a edad de emplazamiento o recurrencia en el registro estratigráfico (BUATOIS & MÁNGANO, 2011).

En algunos casos, debido a su especial interés o a su singularidad, también se han definido diferentes icnofábricas. Una icnofábrica hace referencia a todos los aspectos de la textura y estructura de un sedimento que resulten de la bioturbación que este ha experimentado (GIBERT, 1995). Tanto los icnotaxones como las icnoasociaciones e icnofábricas pueden englobarse en los cuatro tipos principales de facies propuestas en la parte referente a la estratigrafía de la zona (capítulo 5; Fig. 41). Así pues, siguiendo un orden alfabético, las icnoasociaciones establecidas son las siguientes:

Icnoasociación de *Cylindrichnus*

Esta icnoasociación aparece en las calcisiltas glauconíticas de las secciones de Waikiki y Altafulla, y quedan englobadas dentro de las '*facies de plataforma externa*'. La icnofábrica resultante se caracteriza por una bioturbación abundante (ii, 4/5 de DROSER & BOTTJER, 1986) que impide la preservación de estructuras sedimentarias primarias. En esta icnofábrica, descrita en detalle por BELAÚSTEGUI & GIBERT (2013), además de *Cylindrichnus* también se puede observar la presencia de *Teichichnus* y madrigueras cilíndricas con (cf. *Ophiomorpha*) o sin revestimiento (cf. *Thalassinoides*).

La icnofábrica generada por esta icnoasociación, sería principalmente el resultado de la intensa actividad bioturbadora de poliquetos suspensívoros sedentarios. Estos organismos habitarían en un medio de plataforma marina abierta, con baja energía y baja tasa de sedimentación, y lo suficientemente oxigenado para permitir una colonización continuada (BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013).

Icnoasociación de *Gastrochaenolites/Entobia*

Esta icnoasociación puede encontrarse tanto en las '*facies relacionadas con paleoacantilados*' como en las '*facies de plataforma interna*'.

- A) En las '*facies relacionadas con paleoacantilados*', esta icnoasociación es observable en la superficie de bioerosión (SB0) y sobre los cantos y bloques que constituyen los conglomerados que se depositan justo por encima. En concreto, las trazas fósiles dominantes en esta superficie son las correspondientes a los icnogéneros *Gastrochaenolites* (*G. lapidicus* y *G. torpedo*) y *Entobia*, asociados a la actividad de bivalvos y esponjas respectivamente (Fig. 40A). De hecho, GIBERT ET AL. (1996)

registraron la presencia de más de 1500 ejemplares de *G. lapidicus* por m². En el resto de la superficie dominan las estructuras de tipo *Entobia*, y en menor medida *Maeandropolydora* (*M. sulcans*) y *Phrixichnus*. Además de estos icnotaxones, en los cantos y bloques de los conglomerados que cubren esta superficie, también se ha identificado la presencia de *M. decipiens* y *Trypanites* (DOMÈNECH ET AL., 2001).

En general, las perforaciones de tipo *Gastrochaenolites*, además de ser las más numerosas y presentar las mayores dimensiones, siempre aparecen truncadas y conservando sólo su base. DOMÈNECH ET AL. (2001) interpretaron este hecho como el resultado de un evento transgresivo a lo largo del cual diferentes icnocenosis se superpusieron, pasando gradualmente de una comunidad inicial dominada por bivalvos a una dominada por esponjas. Estos autores señalaron que a medida que la transgresión progresaba, la profundidad se incrementaba y las condiciones se hacían más favorables para las esponjas en detrimento de los bivalvos. Respecto a esto, varios autores han señalado como los bivalvos perforadores son predominantes en ambientes más someros que en aquellos en los que dominan las estructuras de tipo *Entobia* (BROMLEY & ASGAARD 1993a; MARTINELL & DOMÈNECH, 1995; GIBERT ET AL., 1998). En consecuencia, debido a la intensa colonización de las esponjas y a la propia erosión física, las estructuras previas de tipo *Gastrochaenolites* se fueron debilitando y erosionando hasta alcanzar el estado que presentan actualmente.

En cuanto a las trazas fósiles presentes en los cantos y bloques que constituyen los conglomerados depositados por encima de esta superficie (SB0), DOMÈNECH ET AL. (2001) señalaron como los bloques de mayor tamaño presentan mayor cantidad de perforaciones que los cantos más pequeños, dominando el icnogénero *Entobia* sobre *Gastrochaenolites*. Estos autores atribuyeron este hecho a que estos bloques y cantos, debido a la elevada energía del medio, se comportaban como sustratos poco estables que impedían el desarrollo normal y continuado de las comunidades endolíticas.

En conclusión, y como ya señalaron GIBERT ET AL. (1996) y DOMÈNECH ET AL. (2001), esta icnoasociación, dominada por icnotaxones atribuidos a la actividad perforadora de bivalvos y esponjas (ambos muy dependientes de la presencia de aguas limpias y sin turbidez), se interpreta como típica de costas rocosas, afectadas por el oleaje y con nula o baja tasa de sedimentación.

- B) En las 'facies de plataforma interna', esta icnoasociación es principalmente visible sobre sustratos esqueléticos, principalmente en las valvas de ostreidos, aunque también está presente en otros grupos como pectínidos, equínidos y gasterópodos. En la mayor parte de los casos, es decir, en los ostreidos, se caracteriza por la presencia de una enorme cantidad de estructuras de tipo *Entobia*, acompañadas en menor medida por *Gastrochaenolites* aislados. Cabe destacar que de manera mucho más local, esta icnoasociación también es notoria sobre las tecas

de clypeasteroideos. Pero por el contrario, en este caso el icnogénero dominante es *Gastrochaenolites*, y la presencia de *Entobia* es minoritaria y mucho más rara (BELAÚSTEGUI ET AL., 2013). En ambos casos, aunque menos frecuentemente, también pueden reconocerse otros icnotaxones formando parte de esta icnoasociación como *Caulostrepsis*, *Maeandropolydora* o *Trypanites* (BELAÚSTEGUI ET AL., 2012b).

Este tipo de asociaciones, aunque suelen ir ligadas a ambientes muy energéticos, también pueden aparecer en zonas más tranquilas. Lo que sí es común en cualquiera de los casos, es que los organismos que generan este tipo de estructuras, principalmente bivalvos y esponjas, necesitan aguas muy limpias para desarrollarse, y en consecuencia, tasas de sedimentación bajas o nulas (BROMLEY & D'ALESSANDRO, 1984).

Icnoasociación de *Haentzschelinia/Ophiomorpha*

Esta icnoasociación sólo está presente en el nivel superior de las areniscas que constituyen el techo de la sección de L'Arrabassada, dentro de las denominadas '*facies siliciclásticas*'. En concreto, está formada por abundantes ejemplares de *Haentzschelinia* y no tan abundantes madrigueras verticales de tipo *Ophiomorpha*, que constituyen una icnofábrica de intensidad media (ii, 2).

Esta icnoasociación, probablemente generada por la actividad de anélidos y decápodos, fue interpretada por GIBERT ET AL. (1995) como relacionada a un ambiente marino somero, probablemente bajo condiciones estuarinas. Sin embargo, las reducidas dimensiones de este afloramiento hacen difícil proponer una interpretación más precisa.

Icnoasociación de *Ophiomorpha*

El icnogénero *Ophiomorpha* es probablemente el más común en la cuenca de El Camp, e icnoasociaciones dominadas por este icnogénero también son frecuentes y siempre se encuentran englobadas en las '*facies de plataforma interna*'. Además de *Ophiomorpha*, de forma aislada también se puede distinguir *Gyrolithes* como componentes de esta icnoasociación. Sin embargo, sólo en los niveles biocalcareníticos de la parte alta de la sección de L'Arrabassada esta icnoasociación da lugar a una icnofábrica caracterizada por una intensa bioturbación (ii, 3) dominada por sistemas de *Ophiomorpha*. Estos sistemas consisten en pozos verticales de hasta 1 m de profundidad conectados en profundidad a sistemas horizontales con abundantes ramificaciones en forma de Y o T (GIBERT ET AL., 1996). En ocasiones los pozos verticales pueden pasar gradualmente a estructuras helicoidales de tipo *Gyrolithes cf. nodosus*. En ocasiones, estos pozos verticales aparecen truncados en su parte alta por madrigueras horizontales que aunque presentan una preservación muy mala, podrían ser atribuidas a la actividad de equínidos irregulares.

En general, la formación de una icnoasociación de este tipo está indicando un descenso en la tasa de sedimentación. Pero como propusieron GIBERT ET AL. (1996), un horizonte tan intensamente bioturbado como el de

L'Arrabassada seguramente representaría una parada sedimentaria mayor que la sufrida en otros niveles similares pero con menor actividad endobentónica. En este nivel se pueden diferenciar dos fases de bioturbación sucesivas: una primera dominada por la actividad de decápodos (muy probablemente thalassínidos) y que daría lugar a los sistemas de *Ophiomorpha*, y una posterior en la que muy probablemente la actividad de espatangoideos homogenizaría los primeros decímetros de sedimento.

En estos casos, estas icnofábricas constituirían un escenario muy similar al de los complejos sistemas que actualmente genera *Callianassa major* en las costas de Florida (FREY ET AL., 1978; WEIMER & HOYT, 1964), o a los que se pueden encontrar, también generados por callianásidos, en el archipiélago de las Bahamas (CURRAN, 2007). Por lo tanto, esta icnoasociación suele estar ligado a ambientes marinos someros litorales y sublitorales, con energía moderada.

Icnoasociación de *Thalassinoides*

Las icnoasociaciones dominadas por este icnotaxón se pueden encontrar en facies de plataforma interna o externa y en las facies siliciclásticas.

- A) En las '*facies de plataforma interna*', el icnogénero *Thalassinoides* puede aparecer en mayor o menor abundancia. Aquellas icnoasociaciones con mayor densidad de ejemplares suelen aparecer asociadas a niveles biocalcareníicos con estratificación cruzada, como por ejemplo los de la parte media de la sección de Punta de la Móra. En estos horizontes intensamente bioturbados (de aprox. 1 m de espesor), suelen estar formados por una densa red de sistemas de tipo *Thalassinoides* (ii, 4). Estas icnofábricas, serían el resultado de la actividad de decápodos infáuticos, muy probablemente thalassínidos, excavando en sustratos de grano medio a grueso bajo condiciones energéticas moderadas en ambientes sublitorales. De hecho, se sabe que actualmente y también durante el Cuaternario, los thalassínidos son uno de los principales agentes bioturbadores en ambientes marinos someros y de deposición carbonática (CURRAN, 2007). Las variaciones en la intensidad de bioturbación observadas en los afloramientos de Tarragona podrían estar relacionadas con la duración de las diferentes ventanas de colonización disponibles.
- B) En las '*facies de plataforma externa*', esta icnoasociación se desarrollada en los niveles de calcisiltitas (no glauconíticas) de secciones como la de Waikiki, Punta de la Móra o Altafulla, y está dominada por la presencia de sistemas laberínticos de madrigueras horizontales de tipo *Thalassinoides*, las cuales por cementación diferencial aparecen comúnmente expuestas en tres dimensiones por meteorización actual. Localmente, en las icnofábricas resultantes (ii, 4/5), *Ophiomorpha* y *Teichichnus* pueden llegar a ser componentes significativos, mientras que la presencia de ejemplares identificables como *Schaubcylindrichnus* son mucho más raros.

- C) En las 'facies siliciclásticas', y sólo presente en la sección de L'Arrabassada, esta icnoasociación consiste en un denso y complejo sistema tridimensional de madrigueras de tipo *Thalassinoides* (ii, 3/4). A pesar de que Gibert et al. (1996) identificaron estas trazas como pertenecientes a la icnoespecie *T. paradoxicus*, en esta tesis se prefiere dejar en *Thalassinoides* isp. Junto a estas estructuras también se ha reconocido la presencia de algunos ejemplares de *Haentzschelinia* y unas estructuras horizontales más o menos sinuosas y sin ramificaciones que podrían atribuirse a la actividad de espatangoideos.

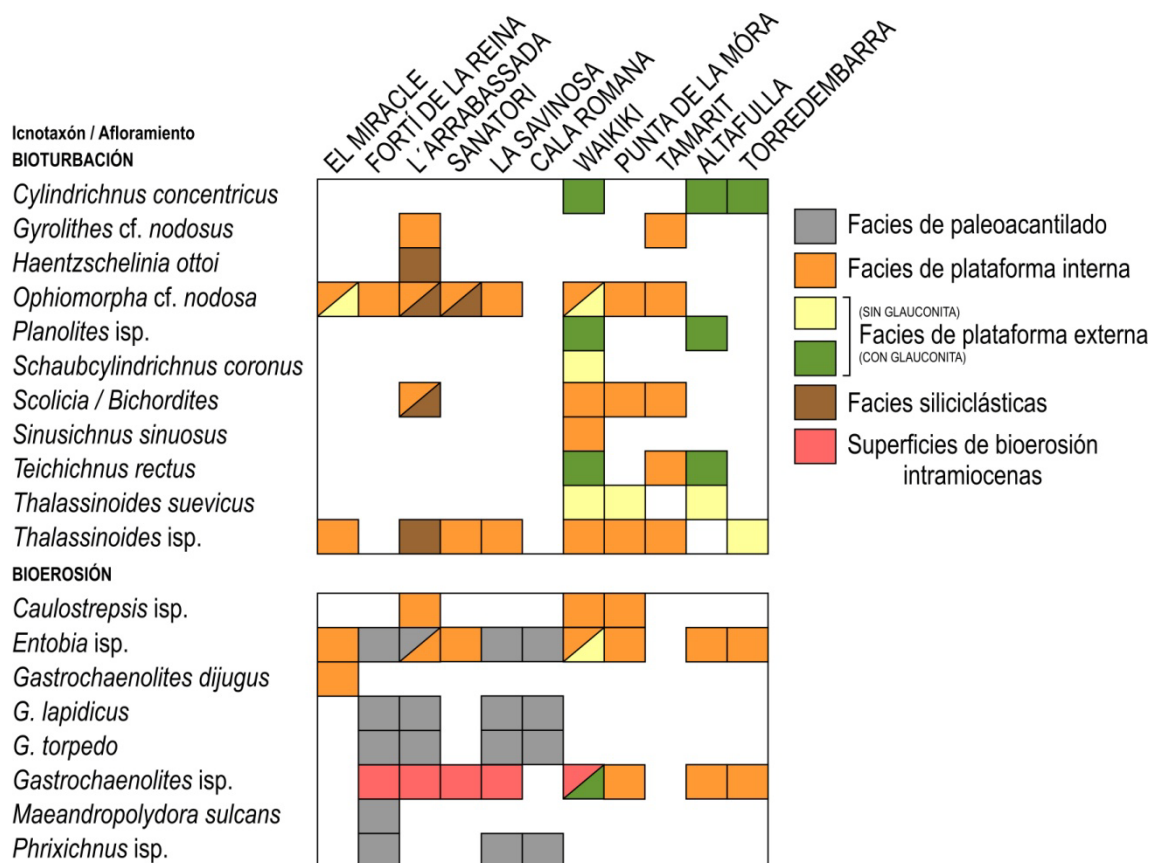


Fig. 41. Trazas fósiles reconocidas en la cuenca de El Camp de Tarragona y el tipo de facies en las que aparecen. Los icnotaxones están colocados en orden alfabético, su disposición en la vertical no tiene ningún significado. Los afloramientos están orientados de SO a NE, tal cual aparecen en la realidad.

Trace fossils recognized in El Camp de Tarragona Basin and the facies where they are included. Ichnotaxa are alphabetically disposed, their vertical arrangement has no significance. Outcrops present their real orientation, SW to NE. (Colors: Grey – Facies related to paleocliffs; Orange – Inner-platform facies; Yellow – Outer-platform facies (without glaucony); Green – Outer-platform facies (with glaucony); Brown – Siliciclastic facies; Pink – Intramiocene bioerosion surfaces).

8. MODELO GENERAL TAFO-ICNOLÓGICO

El fet que hi hagi fòssils en uns llocs concrets ve condicionat per una sèrie de factors més o menys accidentals que se sumen a les característiques litològiques de la roca on els trobem. No, perquè allí en un moment donat hi visquessin organismes necessàriament s'hi conservaran, i el fet que originàriament hi habitessin tampoc implica que no els hi podem trobar com a fòssils.

*Jordi Martinell i Rosa Domènech
Els fòssils: són on eren? (1989)*

Being unrewokable (except for rare and easily recognizable fragments of washed-out tube walls) and reflecting the response to the environment on the spot, trace fossils are ideal facies indicators. This relationship can be studied at different levels, from the global scale, independent of age, to the regional analysis of a particular formation and to the vertical or lateral variations within single beds.

*Adolf Seilacher
Trace Fossil Analysis (2007)*

8. Modelo general Tafo-Icnológico

Las diferentes secciones estudiadas podrían ser divididas en dos dominios principales en base a sus características litológicas, sedimentarias, tafonómicas e icnológicas, y en relación a su localización geográfica y geológica. Así, se distinguen aquellas que aparecen asociadas al alto o umbral de materiales mesozoicos situado más al suroeste (unidad Salou-Tarragona de GUIMERA, 1988) y las que no lo están. Las primeras constituirían el 'dominio periumbral' y las segundas, el 'dominio distal' (Fig. 42).

Dominio periumbral

A él pertenecen las secciones de El Miracle, Fortí de la Reina, L'Arrabassada, Sanatori, La Savinosa y Cala Romana (Fig. 9). Este dominio se caracteriza por varios aspectos principales:

- a) El afloramiento del sustrato mesozoico en la base de la mayoría de las secciones que lo constituyen, y en consecuencia también por la presencia de la superficie de bioerosión SB0, y de las facies de paleoacantilado asociadas.
- b) El dominio de facies de plataforma interna, que o bien pueden estar dominadas por biocalcarenitas con acumulaciones de microfósiles autóctonas o parautóctonas, o por biocalcarenitas dominadas por icnoasociaciones de *Ophiomorpha* y menor contenido fosilífero.
- c) La presencia de facies siliciclásticas caracterizadas por la icnoasociación *Haentschelina/Ophiomorpha*, así como de niveles de microconglomerados de idéntica composición a la del sustrato mesozoico.

Por lo tanto, se observa como la sedimentación de este dominio está muy influenciada por la presencia de ese alto o *horst* de materiales mesozoicos, el cual probablemente constituía una pequeña isla durante el Mioceno medio, como algunos autores ya figuraron en sus reconstrucciones (Fig. 4 de BARNOLES *ET AL.*, 1983; Fig. 8 de CABRERA *ET AL.*, 1991). Así pues, las secciones que conforman este dominio se localizan en el límite meridional de este alto, es decir, el área expuesta a condiciones de mar abierto. Esta ubicación provocó la predominancia de dos tipos de facies principales, las de paleoacantilado y las de plataforma interna.

En aquellas áreas en las que afloraba el sustrato mesozoico, como respuesta a un evento transgresivo, se desarrollaron abruptas costas rocosas (acantilados o *rocky shores*) asociadas a plataformas de abrasión horizontales que fueron intensamente colonizadas por endolitobiontes, y posteriormente cubiertas por los cantos y bloques procedentes de la erosión del propio acantilado en forma de depósitos granodecrecientes. Esto quiere decir que la presencia de este paleorelieve costero está indicando de forma muy exacta la posición de la línea de costa durante el Mioceno medio. A su vez, tanto las facies como la icnoasociación descritas para esta área encajan perfectamente con las icnofacies de *Entobia* (BROMLEY & ASGAARD, 1993b; GIBERT *ET AL.*, 1998).

En general para este dominio, a medida que el evento transgresivo continuó y en consecuencia la profundidad se fue incrementando, se dio un paso gradual de esas facies ligadas a paleoacantilados a unas facies biocalcarentíficas relacionadas con ambientes litorales a sublitorales. En algunos casos, el análisis tafonómico de las acumulaciones esqueléticas (GIBERT *ET AL.*, 1996; BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012b y 2013) ha indicado que se trataría de fósiles autóctonos o parautóctonos que no habrían sido transportados grandes distancias, aunque habrían podido sufrir cierta removilización.

Por otro lado, cuando los macrofósiles son escasos, en estas facies biocalcarentíficas predominan las estructuras de bioturbación de tipo *Ophiomorpha* que en algunos casos pueden llegar a formar horizontes intensamente bioturbados (ii, 3). Estos niveles corresponderían a un medio sublitoral, probablemente más profundo que aquellos en los que dominan los restos esqueléticos, sometidos a mayores tasas de sedimentación y afectados también por un hidrodinamismo moderado. Aunque la presencia de un nivel tan intensamente bioturbado como el de la sección de L'Arrabassada (icnofábrica de *Ophiomorpha*) también hablaría de la intercalación de momentos más estables y con menor aporte de sedimentos.

Finalmente las facies siliciclásticas en forma de niveles de arenisca o margas que aparecen a techo de las secciones de El Miracle, L'Arrabassada y Sanatori indicarían una mayor influencia continental y un aporte de materiales terrígenos a los ambientes marinos que interrumpirían la sedimentación carbonática, probablemente favorecido por algún cambio paleogeográfico.

Es destacable que, además de la superficie de bioerosión desarrollada sobre el sustrato mesozoico (SB0) y presente en casi todas las secciones, se pueden distinguir cuatro superficies de bioerosión más, pero en este caso intramiocenas (SB1, 2, 3 y 4). La SB1 desarrollada sobre los conglomerados basales de la sección de El Fortí de la Reina fue correlacionada por GIBERT *ET AL.* (1996) con el *firmground* presente en la base de la sección de El Miracle, e interpretaron ambas superficies como un paro en la sedimentación que representaría una superficie de omisión (*sensu* HEIM, 1924 y BROMLEY, 1975). Sin embargo, aunque este evento parece que no quedó registrado en el resto de secciones, se propone ahora la existencia de dos eventos más, muy similares a aquél. En concreto, las superficies SB2 y SB3 observadas en las secciones de L'Arrabassada y Sanatori se interpretan como un mismo evento, en el que de nuevo se produjo un paro en la sedimentación y se generó un *hardground*. Y la superficie SB4 observable en la sección de La Savinosa probablemente sería correlacionable con el brusco cambio de sedimentación producido en la sección del Sanatori (Fig. 43).

Dominio distal

En este dominio se encuentran las secciones de Waikiki, Punta de la Móra, Tamarit, Altafulla y Torredembarra (Fig. 9). En general, este dominio se caracteriza por los siguientes aspectos:

- a) La presencia de niveles calcisiltíticos en todas las secciones, correspondientes a facies de plataforma externa.
- b) La gran abundancia de biocalcarenitas con estratificación cruzada de gran escala e icnoasociaciones de *Ophiomorpha* y de *Thalassinoides*.
- c) La presencia de gran cantidad de niveles con algas rodofíceas, sobretodo de rodolitos.

Por lo tanto, la influencia de aportes terrígenos en este dominio es mucho menor que en el anterior, y predominan las secuencias somerizantes y granocrecientes en las que se observa el paso de ambientes de plataforma externa (*offshore*) a ambientes de plataforma interna (*shoreface*). Como ya se ha explicado en los apartados referentes a las facies y a las icnoasociaciones, los niveles de calcisiltitas con glauconita se habrían depositado bajo condiciones de baja tasa de sedimentación y baja energía, en ambientes de plataforma media o externa (*offshore*). En los tres casos en que los niveles son observables (secciones de Waikiki, Altafulla y Torredembarra), estos materiales se depositan de forma abrupta sobre unidades biocalcareníticas. El techo de estas unidades biocalcareníticas ha sido interpretado como superficies de transgresión, de manera que estos niveles de calcisiltitas glauconíticas coincidirían con la base de la secuencia y se corresponderían con los depósitos más distales depositados muy probablemente durante el intervalo de máxima inundación. En el caso concreto de la sección de Waikiki (la más completa de las tres), en esa superficie de transgresión se observa el desarrollo de una nueva superficie de bioerosión intramiocena (SB5), y como sobre ella se deposita lo que se ha interpretado como una secuencia progradante y somerizante (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2011). Aunque en las secciones de Altafulla y Torredembarra esta superficie es correlacionable y achacable a un mismo evento transgresivo, no hay datos suficientes para relacionarlo con la SB5 de Waikiki.

Estos niveles glauconíticos siempre aparecen intensamente bioturbados, especialmente en Waikiki y Altafulla, donde se desarrolla una icnofábrica dominada por la icnoespecie '*Cylindrichnus concentricus*'. Salvo en Torredembarra, por encima de estos niveles glauconíticos se depositan unas calcisiltitas amarillas sin este mineral y también con intensa bioturbación, pero en este caso dominada por la icnoespecie *Thalassinoides suevicus*. Mientras que en la sección de Waikiki este paso se produce de forma gradual, en la de Altafulla la sedimentación calcisiltítica se ve interrumpida por un nivel rodolítico y granodecreciente que ha sido interpretado como un depósito de alta energía, probablemente una tormenta o incluso un tsunami. En cualquier caso, en este tipo de materiales de grano fino, este paso gradual de una icnoasociación generada por la intensa actividad de poliquetos suspensívoros y detritívoros a otra generada por crustáceos decápodos, parece que no es exclusivo del

Mioceno de la cuenca de El Camp, ya que GIBERT *ET AL.* (2012) describieron este mismo tipo de transición para materiales muy similares del Mioceno de Mallorca. Estos autores denominaron a esta transición como una icnofábrica 'gusano a camarón' ('*worm-to-shrimp*') y la interpretaron como el registro de un proceso progradante y somerizante en una plataforma media a externa sometida a condiciones de baja energía, es decir, idénticas condiciones a las inferidas en El Camp.

Aunque en la sección de Punta de la Móra no existen las calcisiltitas con glauconita, sí están presentes los niveles calcisiltíticos con una intensa bioturbación de tipo *Thalassinoides*. Pero a diferencia del resto de secciones de este dominio, en Punta de la Móra el tramo calcisiltítico presenta intercalada una lumaquela de briozoos (predominantemente de la especie *Metrarabdotos tarraconensis*). En ella, cabe destacar que el estado de preservación de los briozoos es muy bueno y sin apenas fragmentación. Por lo tanto, puesto que la resistencia a la fracturación de los esqueletos de estos organismos es mínima CHAVE (1964), este nivel se interpreta como una acumulación *in situ* (autóctona) resultado del desarrollo de un potente biostromo de briozoos en un ambiente con baja tasa de sedimentación y baja o nula energía.

Por encima de estos niveles calcisiltíticos es común que se depositen de forma abrupta y mediante un contacto erosivo, niveles biocalcareníicos (o incluso lumaquéllicos) con gran cantidad de fósiles (secciones de Punta de la Móra, Altafulla y Torredembarra). De manera tentativa, puesto que los afloramientos son reducidos y su continuidad lateral muy limitada, estos contactos erosivos podrían ser relacionados con superficies regresivas de erosión marina generadas por un proceso de regresión forzada durante un marcado descenso del nivel de mar. Este tipo de superficie también puede ser observado en la sección de la Savinosa del dominio periumbral, donde además también aparece asociado un *firmground*.

Por otro lado, en cuanto a las facies relacionadas con ambientes de plataforma interna de este dominio, son comunes los niveles constituidos por biocalcarenitas con estratificación cruzada de gran escala. Estos depósitos aparecen mejor representados en las secciones de Punta de la Móra y Torredembarra, y adicionalmente (aunque no forme parte de este estudio) también en la cantera romana de El Mèdol (Boada, 2002), que dada su situación geográfica también podría ser incluida en este dominio distal. Aunque en estos niveles suelen ser escasos los macrofósiles, las icnoasociaciones dominadas por los icnogéneros *Thalassinoides* y *Ophiomorpha* son comunes. Estas estructuras de bioturbación o bien aparecen como madrigueras aisladas y predominantemente en posición vertical, o como horizontes intensamente bioturbados y comúnmente interrumpidos por la presencia de depósitos con estratificación cruzada, lo cual indicaría la existencia de periodos con mayor o menor actividad sedimentaria. Por lo tanto, estos niveles podrían interpretarse como campos de dunas sublitorales. De hecho, en términos similares, CABRERA *ET AL.* (1991) interpretaron estos niveles como 'sand waves' o 'sand bars' desarrollados durante condiciones de oleaje en zonas de *nearshore*.

Por último, en este dominio son comunes las facies constituidas principalmente por algas rodofíceas, ya sean fragmentos ramosos, rodolitos o asociaciones de rodolitos y grandes foraminíferos (p.e. *Heterostegina*). Las algas coralinas son importantes productoras de carbonato durante el Cenozoico y especialmente durante el Mioceno (AGUIRRE *ET AL.*, 2000). Actualmente se pueden encontrar en una gran variedad de hábitats distintos, ya que pueden vivir desde zonas muy someras (intermareales) hasta grandes profundidades (>250 m), así como de los trópicos al Ártico. Además se ha observado que las características morfológicas, dimensionales, taxonómicas, tafonómicas e incluso el tipo de crecimiento que presentan las diferentes asociaciones de este tipo de algas se corresponden a determinados parámetros ambientales, lo cual es muy útil en el estudio de las asociaciones fósiles (p.e. BOSENCE, 1983a, b; NEBELSICK & BASSI, 2000; BRAGA & AGUIRRE, 2001; BASSI *ET AL.* 2009; NEBELSICK *ET AL.* 2012). Actualmente estas facies están en estudio y aún no se han obtenido datos suficientes para interpretar su ambiente deposicional. Aunque en algunos casos, concretamente el nivel rodolítico de Altafulla, podría haber sido transportado por eventos de alta energía.

8. MODELO TAFO-ICNOLÓGICO

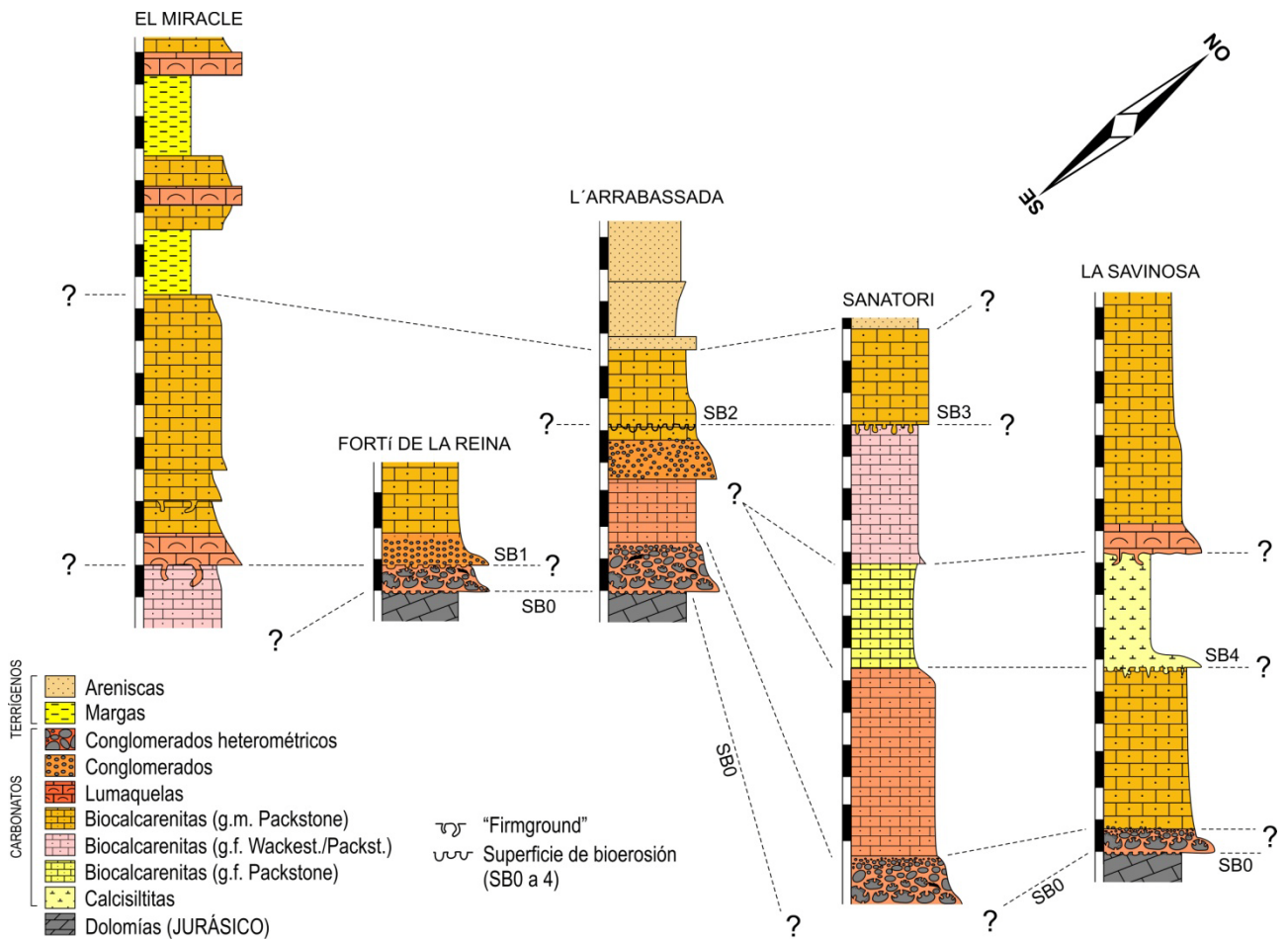


Fig. 43. Correlación propuesta para las secciones que componen el "Dominio periumbra".
Proposed correlation for the sections that compose the "Perihorst domain".

9. CONCLUSIONES

*The Road goes ever on and on
Down from the door where it began
Now far ahead the Road has gone,
And I must follow, if I can,
Pursuing it with eager feet,
Until it joins some larger way
Where many paths and errands meet.
And whither then? I cannot say.*

*J.R.R. Tolkien
The Lord of the Rings (1954)*

9. CONCLUSIONES

A) Estudio estratigráfico

- Se presenta por primera vez una estratigrafía y una cartografía geológica de detalle de la mayor parte de los depósitos marinos miocenos situados a lo largo de la actual franja costera de la Cuenca de El Camp de Tarragona. En concreto de las secciones de El Miracle, Fortí de la Reina, L'Arrabassada, Sanatori, La Savinosa, Cala Romana, Waikiki, Punta de la Móra, Tamarit, Altafulla y Torredembarra.
- Se describen 4 nuevas superficies de bioerosión intramiocenas (SB1 a 4, secciones de L'Arrabassada, Sanatori, La Savinosa y Waikiki respectivamente).

B) Análisis tafonómico

- En la cuenca de El Camp de Tarragona, el análisis tafonómico (centrado principalmente en los procesos bioestratinómicos) de los fósiles de vertebrados y sobretodo de invertebrados se ha mostrado como una herramienta muy útil a la hora de interpretar el ambiente deposicional de esos fósiles, complementando la información inferida a través de la litología, sedimentología y taxonomía.
- A partir del análisis tafonómico de los restos óseos de un individuo juvenil de cetáceo se propone un posible contexto paleoambiental para el momento de su depósito. En concreto, estos restos se depositaron y enterraron en un ambiente de plataforma media a externa, poco energético, por debajo del nivel de base de oleaje y tormentas, y con una tasa de sedimentación baja. En este contexto el cadáver sufrió una etapa bioestratinómica prolongada durante la cual se produjo la desarticulación del esqueleto debido principalmente al intenso carroñeo por parte de seláceos. El modo de conservación del cetáceo, desarticulado y con elementos asociados, es similar al de otros fósiles de cetáceos enterrados en medios offshore con baja sedimentación y contrasta con los esqueletos mejor conservados propios de medios donde se pueden producir enterramientos rápidos. Puesto que esta interpretación se ha basado en los datos sedimentológicos, icnológicos, tafonómicos y faunísticos del nivel donde se engloban estos restos óseos, los datos obtenidos son extrapolables para niveles similares.
- Mediante su análisis tafonómico se ha observado que las acumulaciones de clypeasteroideos de la cuenca de El Camp de Tarragona, se originaron por una combinación de factores biológicos y sedimentológicos, y su formación fue favorecida tanto por el modo de vida de estos equínidos como por sus singulares características anatómicas. En concreto, se ha diferenciado entre acumulaciones dominadas por el género *Parascutella* o por el género *Clypeaster*. Salvo en Punta de la Móra donde la acumulación de escutélidos ha sido

interpretada como una acumulación alóctona depositada por un proceso de alta energía (probablemente una tormenta), el resto de casos estudiados han sido interpretados como acumulaciones autóctonas o para autóctonas generadas por procesos de retrabajado *in situ* en medios con energía moderada.

C) Estudio icnológico

Bioturbación

- Se han reconocido 10 icnogéneros correspondientes a estructuras de bioturbación, de los cuales 8 han sido clasificadas a nivel icnoespecífico.
- Todas las trazas fósiles reconocidas se atribuyen a la actividad de invertebrados marinos, principalmente crustáceos y anélidos.
- A lo largo de las diferentes secciones estudiadas, las estructuras de bioturbación más abundantes son *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*.
- Se han descrito 4 icnoasociaciones principales:
 - a) Icnoasoc. de *Cylindrichnus*, ligada a ambientes de plataforma externa con baja energía y baja sedimentación (probablemente los más distales en la cuenca de El Camp).
 - b) Icnoasoc. de *Haentzschelinia/Ophiomorpha*, ligada a facies terrígenas posiblemente depositadas en ambientes estuarinos.
 - c) Icnoasoc. de *Ophiomorpha*, ligadas a ambientes de plataforma interna sometidos a condiciones energéticas variables, y a mayor o menor tasa de sedimentación.
 - d) Icnoasoc. de *Thalassinoides*, presentes en ambientes de plataforma interna y externa.
- A través del estudio detallado de las icnofábricas dominadas por la icnoespecie '*Cylindrichnus concentricus*' presentes en la cuenca de El Camp se pone de manifiesto que, a pesar de la cierta controversia icnotaxonomica que existe en torno a esta icnoespecie, la arquitectura general de esta madriguera presenta una forma de arco o "U" laxa. Señalando además como este tipo de icnofábricas suelen ser indicativas de ambientes de plataforma externa a media durante el Neógeno
- Se describe por primera vez la existencia de la icnoespecie *Sinusichnus sinuosus* en el Mioceno medio de la cuenca de El Camp, en el Mioceno superior de la cuenca del Guadalquivir y en el Eoceno de la cuenca del Ebro. Lo cual completa el registro fósil de esta traza (Cretácico superior al Plioceno inferior).

Bioerosión

- Se han reconocido 5 icnogéneros referentes a estructuras de bioerosión, de los cuales 2 han sido clasificados a nivel icnoespecífico.
- La mayor parte de las perforaciones reconocidas se atribuyen a la actividad de bivalvos, anélidos y esponjas.
- Los icnogéneros dominantes son *Gastrochaenolites* y *Entobia*.
- Se ha descrito la icnoasociación de *Gastrochaenolites/Entobia*. Aunque esta aparece principalmente asociada a facies de paleoacantilado, también es común en sustratos minerales biogénicos.
- A partir del estudio de la bioerosión presente en los *Clypeaster* de la sección de L'Arrabassada, se evidencia la intensa colonización de las tecas de clypeasteroideos muertos por parte de bivalvos gastrochaénidos, y de cómo estas tecas, en fondos marinos no consolidados, actuarían como islas bentónicas para estos bivalvos, que de cualquier otra manera serían incapaces de colonizar dicho ambiente.
- La perforaciones claviformes (*Gastrochaenolites* isp.) descritas en los huesos del cráneo de un cetáceo, constituyen la primera evidencia de la actividad bioerosiva de bivalvos pholádidos en un esqueleto autóctono de un mamífero marino.

D) Conclusiones generales

- Para englobar los diferentes materiales diferenciados en esas secciones, se proponen cuatro asociaciones de facies principales:
 - a) *Facies relacionadas a paleoacantilados*. Estas consisten en conglomerados heterométricos en los que cabe destacar la presencia de grandes ostreidos. La bioerosión es abundante tanto en los litoclastos como en los fósiles. Y siempre aparecen depositadas sobre un sustrato pre-Mioceno, cuyo techo está intensamente perforado (SB0).
 - b) *Facies de plataforma interna*. En ellas se incluye una gran variedad de facies carbonáticas. Principalmente, o niveles biocalcareníticos con mayor o menor contenido en macrofósiles (comúnmente moluscos, equínidos, briozoos y algas coralinas), o facies con predominancia de trazas fósiles y estratificación cruzada de gran escala.

- c) *Facies de plataforma externa*. Constituidas por niveles calcisiltíticos intensamente bioturbados. En ocasiones estos niveles pueden ser ricos en glauconita, en cuyo caso se caracterizan por una icnofábrica de *Cylindrichnus* y por la abundancia del pectínido *Amussium cristatum*, o no presentar este mineral y caracterizarse por una icnofábrica de *Thalassinoides* y abundantes briozoos.
 - d) *Facies siliciclásticas*. Pueden consistir en areniscas bioturbadas con estratificación cruzada asociadas a depósitos marinos someros (probablemente asociados a un ambiente estuarino), o por niveles de margas relacionados a ambientes de plataforma media o mar abierto.
- En función de las facies que presentan y de su localización geológica/geográfica, se propone agrupar las secciones estudiadas en dos dominios principales:
 - a) *Dominio periumbra*, influenciado por el paleorelieve y el alto estructural existente (unidad Salou-Tarragona), y constituido por facies de paleoacantilado, de plataforma interna y siliciclásticas (secciones de El Miracle, Fortí de la Reina, L'Arrabassada, Sanatori, La Savinosa y Cala Romana).
 - b) *Dominio distal*, dominado por una sedimentación carbonática en ambientes de plataforma interna a externa, y sin influencia de altos estructurales cercanos (secciones de Waikiki, Punta de la Móra, Tamarit, Altafulla y Torredembarra).
 - A partir de estos dominios, se plantea una posible correlación estratigráfica para las secciones estudiadas en esta tesis.
 - Se propone un posible modelo sedimentario para el área estudiada de la cuenca de El Camp de Tarragona.

10. BIBLIOGRAFÍA

No me cansaré de repetir, que conforme va pasando el tiempo, cada vez me siento más fascinado por las vidas de los personajes que voy descubriendo en mis investigaciones. Ahora que la humanidad tiene un gran problema al haberse materializado y perdido la ilusión, o quizá la capacidad de soñar, de llorar y de sentir amor por sus semejantes, contaminando a nuestra sociedad a la que parece que hubiera cubierto una tela de araña que no deja ver lo que sucede a su alrededor (...) creo que ha llegado el momento en el que tenemos la obligación de luchar, para que la sociedad despierte de su letargo, e intentar que se recuperen los valores perdidos.

*Alejandro Belaústegui
La lucha contra el olvido III (2008)*

A

- AGUIRRE, J. 1995. *Tafonomía y evolución sedimentaria del Plioceno marino en el litoral sur de España entre Cádiz y Almería*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 442pp.
- AGUIRRE, J., RIDING, R. & BRAGA, J.C. 2000. Diversity of coralline red algae: origination and extinction patterns from the Early Cretaceous to the Pleistocene. *Paleobiology* 26, 651–667.
- AGUIRRE, J., BRAGA, J.C., JIMÉNEZ, A.P. & RIVAS, P. 1996. Substrate-related changes in pectinid fossil assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 126, 291–308.
- AGUSTÌ, J., DOMÈMECH, R., JULIÀ, R. & MARTINELL, J. 1990. Evolution of the Neogene Basin of Empordà (NE Spain). *Paleontologia i Evolució, Memòria especial* 2, 251–268.
- ALLER, R.C. & YINGST, J.Y. 1978. Biogeochemistry of tube-dwellings: a study of the sedentary polychaete *Amphitrite ornata* (Leidy). *Journal of Marine Research* 36, 201–254.
- ALMERA, J. 1896a. Reconocimiento de la presencia del primer piso mediterráneo en el Panadés. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, 3ª época*, vol.1, 349–394.
- ALMERA, J. 1896b. Sobre la serie de mamíferos fósiles descubiertos en Cataluña. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona* 2, 351–357.
- ANADÓN, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. & SOLÉ SUGRAÑES, L. 1979. Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica* 14, 242–270.

B

- BARNOLES, A., CALVET, F., MARZO, M. & TORRENT, J. 1983. Sedimentología de las secuencias deposicionales del Mioceno del Camp de Tarragona. *X Congrés Nacional de Sedimentologia, Menorca*, 7.28–7.31
- BARTRINA, M.T., CABRERA, L., JURADO, M.J., GUIMERA, J. & ROCA, E. 1992. Evolution of the central margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 219–247.
- BASSI, D., NEBELSICK, J.H., CHECCONI, A., HOHENEGGER, J. & IRYU, Y. 2009. Present-day and fossil rhodolith pavements compared: Their potential for analyzing shallow-water carbonate deposits. *Sedimentary Geology* 214, 74–84.
- BASSLER, R. S. 1941. A supposed jelly fish from the Precambrian of the Grand Canyon. *Proceedings of the United States National Museum* 89, 519–522.
- BATALLER, J.R. 1932a. Noves troballes d'*Amphiope* al miocènic tarragoní. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural* 32, p. 22.
- BATALLER, J.R. 1932b. Nous jaciments de *Clypeaster* miocènics al Gaià. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural* 32, p. 50.
- BEHRENSMEYER, A.K., 1991. Terrestrial vertebrate accumulations. En: ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E.G. (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record. Topics in Geobiology*, 9. Plenum Press, New York, 291–335.

- BELAÚSTEGUI, Z. 2009. Estudio icnológico y tafonómico del Mioceno marino entre la platja Llarga y Roca Plana (Tarragona). Proyecto de Máster. Universidad de Barcelona (inédito).
- BELAÚSTEGUI, Z. & GIBERT, J.M. DE (2013). Bow-shaped concentrically-laminated polychaete burrows: A *Cylindrichnus concentricus* ichnofabric from the Miocene of Tarragona, NE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 381–382, 119–127.
- BELAÚSTEGUI, Z., GIBERT, J.M. DE, LÓPEZ-BLANCO, M. & BAJO, I. (*en revisión*). *Sinusichnus sinuosus*, a not-so-uncommon crustacean burrow: new occurrences from the Paleogene and Neogene of Spain. *Acta Palaeontologica Polonica*.
- BELAÚSTEGUI, Z., GIBERT, J.M. DE, DOMÈNECH, R., MUÑIZ, F. & MARTINELL, J. 2011. Tafonomía y contexto paleoambiental de los restos de un cetáceo del Mioceno medio de Tarragona (NE España). *Geobios* 44, 19–31.
- BELAÚSTEGUI, Z., GIBERT, J.M. DE, DOMÈNECH, R., MUÑIZ, F. & MARTINELL, J. 2012a. Clavate borings in a Miocene cetacean skeleton from Tarragona (NE Spain) and the fossil record of marine bone bioerosion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 323–325, 68–74.
- BELAÚSTEGUI, Z., NEBELSICK, J. H., GIBERT, J. M. DE, DOMÈNECH, R. & MARTINELL, J. 2012b. A taphonomic approach to the genetic interpretation of clypeasteroid accumulations from Tarragona (Miocene, NE Spain). *Lethaia* 45, 548–565.
- BELAÚSTEGUI, Z., GIBERT, J. M. DE, NEBELSICK, J. H., DOMÈNECH, R. & MARTINELL, J. 2013. Clypeasteroid echinoid tests as benthic islands for gastrochaenid bivalve colonization: evidence from the Middle Miocene of Tarragona, north-east Spain. *Palaeontology*, doi: 10.1111/pala.12015.
- BOADA, M. 2002?. *El Mèdol*. Institut de ciència i tecnologia ambientals, Univesitat Autònoma de Barcelona. Fundació Abertis, Barcelona, 189 pp.
- BOSELLINI, F.R. & PERRIN, C. 2008. Estimating Mediterranean Oligocene–Miocene sea-surface temperatures: An approach based on coral taxonomic richness. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 258, 71–88.
- BOSENCE, D.W.J. 1983a. Description and classification of rhodoliths (rhodoids, rhodolites). En: PERYT, T.M. (Ed.), *Coated grains*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 217–224.
- BOSENCE, D.W.J. 1983b. The occurrence and ecology of recent rhodoliths – A review. En: PERYT, T.M. (Ed.), *Coated grains*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 225–242.
- BRAGA, J.C. & AGUIRRE, J. 2001. Coralline algal assemblages in upper Neogene reef and temperate carbonates in Southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, 27–41.
- BRETT, C.E. & BAIRD, G.C. 1986. Comparative Taphonomy: A Key to Paleoenvironmental Interpretation Based on Fossil Preservation. *Palaos* 1, 207–227.
- BROMLEY, R.G. 1975. Trace fossils at omission surfaces. En: FREY, R.W. (Ed.), *The study of trace fossils*. Springer-Verlag, New York, 399–428.
- BROMLEY, R.G. 1990. *Trace Fossils, Biology and Taphonomy*. Unwin Hyman, London, 280 pp.

- BROMLEY, R.G. 2004. A stratigraphy of marine bioerosion. En: MCLROY, D. (Ed.), *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*, The Geological Society, London, 455–479.
- BROMLEY, R.G. & ASGAARD, U. 1993a. Endolithic community replacement on a Pliocene rocky coast. *Ichnos* 2, 93–116.
- BROMLEY, R.G. & ASGAARD, U. 1993b. Two bioerosion ichnofacies produced by early and late burial associated with sea-level change. *Geologische Rundschau* 82, 276–280.
- BROMLEY, R.G. & D'ALESSANDRO, A. 1983. Bioerosion in the Pleistocene of southern Italy: ichnogenera *Caulostrepsis* and *Maeandropolydora*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 89, 283–309.
- BROMLEY, R. G. & D'ALESSANDRO, A. 1984. The ichnogenus *Entobia* from the Miocene, Pliocene and Pleistocene of Southern Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 90, 227–296.
- BRONN, H.G. 1837-1838. *Lethaia geognostica oder Abbildungen und Beschreibungen der für die Gebirgs-Formationen bezeichnendsten Versteinerungen*. Schweizerbart, Stuttgart, 1350 pp.
- BUATOIS, L. & MÁNGANO, M.G. 2011. *Ichnology. Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press, New York, 358 pp.

C

- CABANÁS, G. 1966. Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba. Con una nota sobre un nuevo fósil del Cambriano por Bermudo Meléndez. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 90, 77–84.
- CABRERA, L. & CALVET, F. 1990. Sequential arrangement of the Neogene sedimentary record in the Vallés-Penedés and Valls-Reus half grabens, Iberian Margins, NE Spain. En: *The Valencia Trough: Geology and Geophysics, Terra Abstracts* 2, p. 110.
- CABRERA, L. & CALVET, F. 1996. Onshore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and El Camp half-grabens (NW Mediterranean). En: FRIEND, P. & DABRIO, C.J. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge University Press, 97–105.
- CABRERA, L., CALVET, F., GUIMERÀ, J. & PERMANYER, A. 1991. El registro sedimentario miocénico en los semigrabens del Vallés-Penedés y de El Camp: organización secuencial y relaciones tectónica sedimentación. *Libro-Guía Excursión nº4, I Congreso del grupo español del Terciario, Vic*, 132 pp.
- CABRERA, L., ROCA, E., GARCÉS, M. & de PORTA, J. 2004. Estratigrafía y evolución tectonosedimentaria oligocena superiorneógena del sector central del margen catalán (Cadena Costero-Catalana). En: VERA, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, 569–572.
- CALVO, J.P., DAAMS, R., MORALES, J., LÓPEZ-MARTINEZ, N., AGUSTÍ, J., ANADÓN, P., ARMENTEROS, I., CABRERA, L., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DÍAZ-MOLINA, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTÍN-SUÁREZ, E., MARTÍNEZ, J., MOISENENT, E., MUÑOZ, A., PÉREZ-GARCÍA, A., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., PORTERO, J.M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C., TORRES, T., VAN DER MEULEN, A.J., VERA, J.A. & MEIN, P. 1993. Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 6, 29–40.

- CARANNANTE, G., ESTEBAN, M., MILLIMAN, J.D. & SIMONE, L. 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology* 60, 333–346.
- CHAFETZ, H.S. & REID, A. 2000. Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology* 136, 29–42.
- CHAVE, K.E. 1964. Skeletal durability and preservation. En: IMBRIE, J. & NEWELL, N.D. (Eds.), *Approaches to Paleoecology*. New York, Wiley, 377–387.
- CIVIS, J., GONZÁLEZ DONOSO, M. & PORTA, J. DE 1985a. Aportaciones a la paleontología del Mioceno de Tarragona. Bio y Cronoestratigrafía de la sección de Casas Virgili (La Riera). *Estudios geológicos* 41, 77–83.
- CIVIS, J., SIERRA, F.J. & PORTA, J. DE 1985b. Aspectos bio y cronoestratigráficos del Mioceno de Berá (Tarragona). *Estudios geológicos* 41, 413–417.
- CIVIS, J., PORTA, J. DE & MACPHERSON, I. 1986-1987. La relación foraminíferos - sedimento en los niveles finos del Mioceno medio de la depresión prelitoral catalana (noreste de España). *Acta Geologica Hispanica* 21-22, 535–540.
- CLARKE, J.M. 1908. The beginnings of dependent life. *New York State Museum Bulletin* 121, 146–169.
- CLARKE, G.L. 1963. *Elementos de Ecología*. Ediciones Omega, 637 pp.
- CLAUZON, G., SUC, J.P., GAUTIER, F., BERGER, A. & LOUTRE, M.F. 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology* 24, 363–366.
- CORNER, G. D. & FJALSTAD, A. 1993. Sperite trace fossils (*Teichichnus*) in a raised Holocene fjord-delta, Breidvikeidet, Norway. *Ichnos* 2, 155–164.
- CURRAN, H.A. 2007. Ichnofacies, ichnocoenoses, and ichnofabrics of Quaternary shallow-marine to dunal tropical carbonates: a model and implications. En: MILLER III, W. (Ed.), *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, 232–247.

D

- D'ALESSANDRO, A. & BROMLEY, R.G. 1986. Trace fossils in Pleistocene sandy deposits from Gravina area, southern Italy. *Rivista Italiana de Palaeontologia e Stratigrafia* 92, 67–102.
- DAVIES, D.J., STAFF, G.M., CALLENDER W.R. & POWELL, E.N. 1990. Description of a quantitative approach to taphonomy and taphofacies analysis: all dead things are not created equal. En: MILLER, W. III. (Ed.), *Paleocommunity temporal dynamics: the long-term development of multiespecies assemblages*. *Paleontology Society Special Publications* 5, 328–350.
- DEMARCO, G. & POUYET, S. 1990. Un exemple de paleontology appliqué: les enchaînements biostratigraphiques et paléobiologiques au Tertiaire. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, H.S.* 9, 45–60.
- DODD, J.R. & STANTON, R.J. 1990. *Paleoecology. Concepts and applications*. John Wiley & Sons, New York, 502 pp.
- DOMÈNECH, R., GIBERT, J.M. DE & MARTINELL, J. 2001. Ichnological features of a marine transgression: middle Miocene rocky shores of Tarragona, Spain. *Geobios* 34, 99–107.
- DOMÈNECH, R., MARTINELL, J. & DE PORTA, J. 2008. Bioerosión por poliquetos espionidos (Polycaheta, Spionidae) en moluscos marinos del

- Cuaternario Caribeño de Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 32, 411–419.
- DROSER, M.L. & BOTTJER, D.J. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabrics. *Journal of Sedimentary Research* 56, 558–559.
- DROSER, M.L. & BOTTJER, D.J. 1989. Ichnofabric of sandstones deposited in high-energy nearshore environments: Measurements and utilization. *Palaios* 4, 598–604.
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 1, 108–121.
- DWORSCHAK, P.C. & RODRIGUES, S. DE A. 1997. A modern analogue for the trace fossil *Gyrolithes*: burrows of the thalassinidean shrimp *Axianassa australis*. *Lethaia* 30, 41–52.

E

- EHRENBERG, K. 1944. Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Kresbe. *Paläontologische Zeitschrift* 23, 345–359.
- EFREMOV, J.A. 1940. Taphonomy: a new branch of paleontology. *Pan-American Geologist* 74, 81–93.
- EKDALE, A.A. & GIBERT, J.M. DE 2010. Paleoethologic significance of bioglyphs: fingerprints of the subterranean. *Palaios* 25, 540–545.
- EKDALE, A.A., BROMLEY, R.G. & PEMBERTON, S.G. 1984. Ichnology. The use of trace fossils in Sedimentology and Stratigraphy. *SEPM Short Course* 15, 317 pp.
- ESCUTIA, C. & MALDONADO, A. 1992. Palaeogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia trough, northwestern Mediterranean Sea. *Tectonophysics* 203, 263–284.

F

- FILLION, D. & PICKERILL, R.K. 1984. Systematic Ichnology of the Middle Ordovician Trenton Group, St. Lawrence Lowland, eastern Canada. *Maritime Sediments and Atlantic Geology* 20, 1–41.
- FILLION, D. & PICKERILL, R.K. 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? To Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* 7, 1–119.
- FITCH, A. 1850. A historical, topographical and agricultural survey of the County of Washington. *Transactions of the New York State Agricultural Society* 9, 753–944.
- FONTBOTÉ, J.M., GUIMERÀ, J., ROCA, E., SÀBAT, F., SANTANACH, P. & FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, F. 1990. The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 3, 249–259.
- FRENEIX, S., CALZADA, S. & FATTON, E. 1982. *Amussiopecten barenensis* (Almera & Bofill, 1897) = *Amussiopecten destefanii* (Ugoli, 1903), bivalve du Miocène de Catalogne: remarques sur le genre *Amussiopecten*. *Geobios* 15, 181–205.
- FREY, R.W. & HOWARD, J.D. 1981. *Conichnus* and *Schaubcylindrichnus*: redefined trace fossils from the Upper Cretaceous of the Western Interior. *Journal of Paleontology* 55, 800–804.

- FREY, R.W. & HOWARD, J.D. 1990. Trace fossils and depositional sequences in a clastic shelf setting, Upper Cretaceous of Utah. *Journal of Paleontology* 64, 803–820.
- FREY, R.W. & SEILACHER, A. 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethalia* 13, 183–207.
- FREY, R.W., HOWARD, J.D. & PRYOR, W.A. 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 23, 199–229.
- FÜRSICH, F.T. 1974. Corallian (Upper Jurassic) trace fossils from England and Normandy. *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde B* 13, 1–52.
- FÜRSICH, F.T. & BROMLEY, R.G. 1985. Behavioural interpretation of a rosette spreite trace fossil: *Dactyloidites otto* (Geinitz). *Lethalia* 18, 199–207.
- FÜRSICH, F.T. & OSCHMANN W. 1993. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. *Journal of the Geological Society* 150, 169–185.

G

- GÁMEZ VINTANED, J. A., LIÑÁN, E., MAYORAL, E., DIES, M.E. DE, GOZALO, R. & MUÑIZ, F. 2006. Trace and soft body fossils from the Pedroche Formation (Ovetian, Lower Cambrian of the Sierra de Córdoba, S Spain) and their relation to the Pedroche event. *Geobios* 39, 443–468.
- GASPAR-ESCRIBANO, J., GARCIA-CASTELLANOS, D., ROCA, E. & CLOETINGH, S. 2003. Cenozoic vertical motions of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): The role of tectonics, isostasy, and surface transport. *Tectonics*, 23, TC1004, doi: 10.1029/2003TC001511.
- GEINITZ, H.B. 1849–1850. Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. Graz and Gerlach, Freiberg, 292 pp.
- GIBERT, J.M. DE 1996. A new decapod burrow system from the NW Mediterranean Pliocene. *Revista Española de Paleontología* 11, 251–254.
- GIBERT, J.M. DE & CASANOVAS-VILAR, I. 2011. Contexto geológico del Mioceno de la cuenca del Vallès-Penedès. En: PÉREZ DE LOS RÍOS, M., MARIGÓ, J., MINWER-BARAKAT, R., BOLET, A. & DEMIGUEL, D. (Eds.), Guía de campo XXVII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, *Paleontologia i Evolució, Memòria Especial* 6, 39–45.
- GIBERT, J.M. DE & GOLDRING, R., 2008. Spatangoidproduced ichnofabrics (Bateig Limestone, Miocene, Spain) and the preservation of spatangoid trace fossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 270, 299–310.
- GIBERT, J.M. DE & MARTINELL, J. 1996. Trace fossil assemblages and their palaeoenvironmental significance in the Pliocene marginal marine deposits of the Baix Ebre (Catalonia, NE Spain). *Géologie Méditerranéenne* 23, 211–225.
- GIBERT, J.M. DE, DOMÈNECH, R. & MARTINELL, J. 2004. An ethological framework for animal bioerosion trace fossils upon mineral substrates with proposal of a new class, fixichnia. *Lethalia* 37, 429–437.
- GIBERT, J.M. DE, MARTINELL, J. & DOMÈNECH, R. 1995. The rosetted feeding trace fossil *Dactyloidites otto* (Geinitz) from the Miocene of Catalonia. *Geobios* 28, 769–776.

- GIBERT, J.M. DE, MARTINELL, J. & DOMÈNECH, R. 1996. El Mioceno marino entre las playas de L'Arrabassada y El Miracle (Tarragona): aspectos paleontológicos e implicaciones sedimentológicas. *Acta Geológica Hispánica* 29, 133–148.
- GIBERT, J.M. DE, MARTINELL, J., & DOMENECH, R. 1998. *Entobia* ichnofacies in fossil rocky shores, Lower Pliocene, Northwestern Mediterranean. *Palaios* 13, 476–487.
- GIBERT, J.M. DE, MAS, G., & EKDALE, A.A. 2012. Architectural complexity of marine crustacean burrows: unusual helical trace fossils from the Miocene of Mallorca, Spain. *Lethaia* 45, 574–585.
- GIBERT, J.M. DE, NETTO, R.G., TOGNOLI, F.M.W. & 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.
- GOLDRING, R. 1991. *Fossils in the field. Information potential and analysis*. Essex: Longman Sc. & Tech., 218 pp.
- GUIMERÀ, J. 1988. Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 600 pp.

H

- HALL, J. 1886. Note on some obscure organisms in the roofing slate of Washington County, New York. Albany. *New York State Museum of Natural History, Annual Report* 39, 1–160.
- HÄNTZSCHEL, W. 1930. *Spongia ottoi* Geinitz, ein sternförmiges Problematum aus dem sächsischen Cenoman. *Senckenbergiana* 12, 261–274.
- HÄNTZSCHEL, W. 1970. Star-like trace fossils. En: CRIMES, T.P. & HARPER, J.C. (Eds.), *Trace Fossils*. Geological Journal Special Issue No. 3, Seel House Press, Liverpool, 201–214.
- HÄNTZSCHEL, W. 1975. Trace Fossils and Problematica. En: TEICHERT, C. (Ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea, Supplement I*, W1–W269. The Geological Society of America and the University of Kansas, Lawrence.
- HAYTON, S., NELSON, C.S. & 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.
- HEIM, A. 1924. Über submarine denudation und chemische sedimente. *Geologische Rundschau* 15, 1–47.
- HOWARD, J.D. 1966. Characteristic trace fossils in Upper Cretaceous sandstones of the Book Cliffs and Wasatch Plateau. *Bulletin of the Utah Geological and Mineralogical Survey* 80, 35–53.
- HOWARD, J.D. & FREY, R.W. 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences* 21, 200–219.

J

- JIMÉNEZ-MORENO, G. & SUC, J.P. 2007. Middle Miocene latitudinal climatic gradient in Western Europe: Evidence from pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 253, 208–225.

JONES, E.G., COLLINS, M.A., BAGLEY, P.M., ADDISON, S. & PRIEDE, I.G. 1998. The fate of cetacean carcasses in the deep sea: observations on consumption rates and succession of scavenging species in the abyssal north-east Atlantic Ocean. *Proceedings of the Royal Society of London B* 265, 1119–1127.

K

KELLY, S.R.A. & BROMLEY, R.G. 1984. Ichnological nomenclature of clavate borings. *Palaeontology* 27, 793–807.

KIDWELL, S.M. 1991. The Stratigraphy of Shell Concentrations. En: ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E.G. (Eds.), *Taphonomy: Releasing the data Locked in the Fossil Record. Topics in Geobiology* 9, 211–290.

KIDWELL, S.M. & HOLLAND, S.M. 1991. Field Description of Coarse Bioclastic Fabrics. *Palaios* 6, 426–434.

KIDWELL, S.M., FÜRSICH, F.T. & AIGNER, T. 1986. Conceptual Framework for the Analysis and Classification of Fossil Concentrations. *Palaios* 1, 228–238.

L

LAMBERT, J. 1927. Revision des échinides fossiles de la Catalogne. *Memorias del Museo de Ciencias Naturales de Barcelona. Serie Geológica* 1 (1), 72pp.

LAWRENCE, D.R. 1971. The nature and structure of paleoecology. *Journal of Paleontology* 45, 593–607.

LEES, A. & BULLER, A.T. 1972. Modern temperate water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology* 13, M67–M73.

LEYMERIE, M.A. 1842. Mémoire sur le terrain Crétacé du département de l'Aube contenant des considerations générales sur le terrain Néocomien. *Mémoires de la Société Géologique de France* 4, 291–364.

LÖWEMARK, L. & HONG, E. 2006. *Schaubcylindrichnus formosus* isp. nov. in Miocene Sandstones from Northeastern Taiwan. *Ichnos* 13, 267–276.

LÖWEMARK, L. & NARA, M. 2010. Morphology, ethology and taxonomy of the ichnogenus *Schaubcylindrichnus*: Notes for clarification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 184–187.

LUNDGREN, B. 1891. Studier öfver fossilförande lösa block. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 13, 111–121.

M

MARTINELL, J. 1989. Interacción organismos/sustrato duro: la bioerosión y sus implicaciones. En: Aguirre, E. (Ed.), *Paleontología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 205–222.

MARTINELL, J. 2001. *Temas de teoria de Paleontologia*. Textos Docents 236. Edicions de la Universitat de Barcelona, Barcelona, 152 pp.

MARTINELL, J. 2012. Bioerosion: A first order taphonomic agent. En: Rosso, A. & SANFILIPPO, R. (Eds.), *Giornate di Paleontologia XII Edizione, Volume dei Riassunti. Catania* 24–26, p. 9.

MARTINELL, J. & DOMENECH, R. 1995. Bioerosive structures on the Pliocene rocky shores of Catalonia (Spain). *Revista Española de Paleontologia* 10, 37–44.

MARTISSON, A. 1965. Aspects of a Middle Cambrian thanatope on Öland. *Geol Fören Stockholm Förhandl* 87, 181–230.

- MARTISSON, A. 1970. Toponymy of trace fossils. En: CRIMES T.P. & HARPER J.C. (Eds.), *Trace fossils*, Geological Journal, Special Sique 3. Seel House Press, Liverpool, 323–330.
- MAYORAL, E. & MUÑIZ, F. 1998. Nuevos datos icnotaxonómicos sobre *Gyrolithes* del Plioceno Inferior de la cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España). *Revista Española Paleontología* 13, 61–69.
- MILLER, K.G., FEIGENSON, M.D., WRIGHT, J.D. & CLEMENT, B.M. 1991. Miocene isotope reference section, DSDP Site 608: an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution. *Paleoceanography* 6, 33–52.
- MILLER III, W. 1995. “*Terebellina*” (= *Schaubcylindrichnus freyi* ichnosp. nov.) in Pleistocene outer-shelf mudrocks of Northern California. *Ichnos* 4, 141–149.

N

- NARA, M. 2006. Reappraisal of *Schaubcylindrichnus*: A probable dwelling/feeding structure of a solitary funnel feeder. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240, 439–452.
- NEBELSICK, J.H. & BASSI, D. 2000. Diversity, growth forms and taphonomy: key factors controlling the fabric of coralline algal dominated shelf carbonates. En: INSALACO, E., SKELTON, P. & PALMER, T. (Eds.), *Carbonate platform systems: components and interactions*. Geological Society London Special Publications 178, 89–107.
- NEBELSICK, J.H. & KROH, A. 2002. The stormy path from life to death assemblages: the formation and preservation of mass accumulations of fossil sand dollars. *Palaios* 17, 378–393.
- NEBELSICK, J.H., BASSI, D. & LEMPP, J. 2012. Tracking paleoenvironmental changes in coralline algal-dominated carbonates of the Lower Oligocene Calcareniti di Castelgomberto formation (Monti Berici, Italy). *Facies*, doi 10.1007/s10347-012-0349-6.
- NELSON, C.S., KEANE, S.L. & HEAD, P.S. 1988. Non-tropical carbonate deposits on the modern New Zealand shelf. *Sedimentary Geology* 60, 71–94.
- NICHOLSON, H.A. 1873. Contributions to the study of the errant annelids of the older Palaeozoic rock. *Proceedings of the Royal Society of London* 21, 288–290.

P

- PEMBERTON, G.S. and FREY, R.W. 1982. Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology* 56, 843–881.
- PILLERI, G. 1990. Miocene cetacean remains from Mediterranean Spain. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona* 1, 43–76.
- PORTA, J. 1969. Catálogo sistemático y estratigráfico de los pectínidos del neógeno del NE de España (excepto Baleares). *Acta Geológica Hispánica* IV, 135–142.
- PORTA, J. 1971. La estratigrafía del Mioceno entre Altafulla y Torredembarra (Provincia de Tarragona). *Acta Geológica Hispánica* VI, 61–64.
- PORTA, J. & CIVIS, J. 1990. Events and correlation in the Neogene of Prelitoral Catalanian depression. *Terra abstracts* 2, 116–117.
- PORTA, J. & CIVIS, J. 1996. La sucesión bioestratigráfica del Mioceno marino en el Penedès y en el Horst de Tarragona-Bonastre (Neógeno del Sistema Mediterráneo). *Geogaceta* 19, 97–100.

PORTA, J., CIVIS, J. & GONZÁLEZ DONOSO, J.M. 1985. Aportaciones a la Paleontología del Mioceno de Tarragona. Bio y Cronoestratigrafía de la sección de Casas Virgili (La Riera). *Estudios geológicos* 41, 77–83.

R

RABADÀ, D. 1994. La platja de Waikiki fa 16 milions d'anys. Un testimoni de l'antiga Mediterrània. *Quaderns de Vilaniu* 26, 3-45.

RABADA, D. 1995. Taurons i rajades fòssils al terme del Catllar. Anàlisi d'un mostreig paleontològic. *Quaderns de Vilaniu* 27, 3-27.

REGUANT, S. 1960. Nota sobre los Briozoos del Mioceno de la provincia de Tarragona. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 57, 127–134.

REGUANT, S. 1961. Los Briozoos del Neógeno Español. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 62, 215–244.

RIETH, A. 1932. Neue Funde spongeliomorpher Fucoiden aus dem Jura Schwabens. *Geologische und palaeontologische Abhandlungen, new ser.* 19, 257–294.

RIJKEN, M. 1979. Food and food uptake in *Arenicola marina*. *Netherlands Journal of Sea Research* 13, 406–421.

ROCA, E. 1992. *L'estructura de la Conca Catalano-Balear: Paper de la compresió en la seva gènesi*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 329 pp.

ROCA, E. 2001. The northwest Mediterranean (Valencia Trough, Gulf of Lyons and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution. En: ZIEGLER, P.A., CAVAZZA, W., ROBERTSON, A.H.F. & CRASQUIN-SOLEAU, S. (Eds.), *Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle Paris* 186, 671–706.

ROCA, E. & GUIMERÀ, J. 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 203–218.

ROCA, E., SANS, M., CABRERA, L. & MARZO, M. 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315, 209–229.

RUNNEGAR, B. & FEDONKIN, M. A., 1992. Proterozoic metazoan body fossils. En: SCHOPF, J.W. & KLEIN, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere. A multidisciplinary study*. Cambridge: Cambridge University Press, pp. 369–388.

S

SAPORTA, L.C.J.G. de 1884. *Les organismes problematiques des anciennes mers*. Masson, Paris, 100 pp.

SCHWEIGERT, G. 1998. Die Spurenfauna des Nusplinger Plattenkalks (Oberjura, Schwäbische Alb). *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde Serie B (Geologie und Paläontologie)* 262, 1–47.

SEILACHER, A. 1953. Studien zur Palächnologie, I Über die Methoden der Palächnologie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 98, 87–124.

SEILACHER, A. 1955. Spuren und Fazies im Unterkambrium. En: SCHINDEWOLF, O.H. & SEILACHER, A. (Eds.), *Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der*

Salt Range (Pakistan). *Akademie der Wissenschaften und der Literatur in Mainz, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse, Abhandlungen* 10, 373–399.

SEILACHER, A. 1964a. Biogenic sedimentary structures. En: IMBRIE J. & NEWELL, N. (Eds.) *Approaches to paleoecology*. Wiley, New York, 296–316.

SEILACHER, A. 1964b. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology* 3, 253–256.

SEILACHER, A. 2007. *Trace Fossil Analysis*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, 226 pp.

SMITH, C.R. & BACO, A.R. 2003. Ecology of whale falls at the deep-sea floor. *Oceanography and Marine Biology Annual Review* 41, 311–354.

T

TOOTS, H. 1962. *Paleoecological studies on the Mesaverde Formation in the Laramie Basin*. Unpub. M.Sc Thesis, University of Wyoming, Laramie, 112 pp.

U

UCHMAN, A. 1995. Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: The Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria* 15, 1–115.

UCHMAN, A. & PERVESLER, P. 2007. Palaeobiological and palaeoenvironmental significance of the Pliocene trace fossil *Dactyloidites peniculus*. *Acta Palaeontologica Polonica* 52, 799–808.

V

VOIGT, E. 1965. Über parasitische Polychaeten in Kreide-Austern sowie einige andere in Muschelschalen bohrende Wurmer. *Paläontologische Zeitschrift* 39, 193–211.

VYALOV, O.S. 1964. Zvezdchatye ieroglify iz Triasa severovostoka Sibiri (Star-shaped hieroglyphs from the Triassic of northeastern Siberia). *Akademiâ Nauk SSSR, Sibirskoe Otdielenie, Institut Geologii i Geofiziki* 5: 112–115. (en ruso, con resumen en inglés)

VYALOV, O.S. 1989. Paleoichnological studies. *Paleontologičeskij Sbornik* 26, 72–78. (en ruso, con resumen en inglés)

W

WALCOTT, C.D. 1896. Fossil jelly fishes from the Middle Cambrian terrane. *Proceedings of the US National Museum* 18, 611–614.

WEIMER, R.J. & HOYT, J.H. 1964. Burrows of *Callianassa major* Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments. *Journal of Paleontology* 38, 761–767.

WETZEL, A., TJALLINGII, R. & STATTEGGER, K. 2010. *Gyrolithes* in Holocene estuarine incised-valley fill deposits, offshore Southern Vietnam. *Palaaios* 25, 239–246.

Y

YESARES-GARCÍA, J. & AGUIRRE, J. 2004. Quantitative taphonomic analysis and taphofacies in lower Pliocene temperate carbonatesiliciclastic mixed

platform deposits (Almería-Níjar basin, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 207, 83–103.

ANEXOS

ANEXO I

Publicaciones relativas al presente Proyecto de Tesis

BELAÚSTEGUI *ET AL.* (2011)
BELAÚSTEGUI *ET AL.* (2012a)
BELAÚSTEGUI *ET AL.* (2012b)
BELAÚSTEGUI *ET AL.* (2013)
BELAÚSTEGUI & GIBERT (2013)
BELAÚSTEGUI *ET AL.* (*en revisión*)

BELAÚSTEGUI, Z., GIBERT, J.M. DE, DOMÈNECH, R., MUÑIZ, F. & MARTINELL, J. 2011. Tafonomía y contexto paleoambiental de los restos de un cetáceo del Mioceno medio de Tarragona (NE España). *Geobios* 44, 19–31.

ABSTRACT

A new finding of a marine mammal is documented from the middle Miocene of El Camp basin in Tarragona (NE Spain). The incomplete and disarticulated bone remains belong to the skeleton of a juvenile cetacean. These remains appear deposited above a transgression surface and included within a glauconitic calcisiltite layer. This unit constitutes the beginning of a shallowing-upwards sequence and was deposited under lowenergy conditions and low sedimentation rates in a middle-outer platform setting. This context was responsible for the long exposure of the remains and, consequently, an extension of the biostratigraphic stage. These conditions favored the natural decomposition and disarticulation of the carcass, allowing the action of different types of scavenging organisms. The interpretation of the paleoenvironmental setting is based in the combination of different datasets: taphonomic data of the bone remains, paleoecologic and taphonomic information provided by the fauna associated to the bones, and ichnologic and sedimentologic interpretation of the sediments where the fossils are included. Combination of such different proxies enables a very good characterization of the paleoenvironmental context of the studied fossils.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016699510001105>

BELAÚSTEGUI, Z., GIBERT, J.M. DE, DOMÈNECH, R., MUÑIZ, F. & MARTINELL, J. 2012a. Clavate borings in a Miocene cetacean skeleton from Tarragona (NE Spain) and the fossil record of marine bone bioerosion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 323–325, 68–74.

RESUMEN

Las perforaciones claviformes localizadas en la bulla timpánica de un cetáceo del Mioceno de la cuenca de El Camp de Tarragona constituyen la primera evidencia del icnogénero *Gastrochaenolites* en los huesos de un esqueleto de cetáceo depositado *in situ* (autóctono). Hasta el momento, el registro previo de trazas fósiles similares producidas en huesos depositados en ambientes marinos, sólo hacía referencia a restos transportados o re TRABAJADOS. En base a su morfología e icnotaxonomía, las perforaciones han sido asignadas a la actividad de bivalvos pholádidos. Estos bivalvos habrían colonizado el esqueleto del cadáver, una vez que éste se hubiera depositado en el lecho marino y los tejidos blandos que lo recubren hubieran desaparecido. Los datos sedimentológicos y paleontológicos indican que los restos óseos se habrían depositado en un ambiente con baja energía y baja tasa de sedimentación, que habría proporcionado el tiempo suficiente para que se diera la colonización de este tipo de bivalvos. Por lo tanto, este nuevo hallazgo contribuye a ampliar nuestro conocimiento acerca de los procesos de bioerosión en esqueletos de vertebrados depositados en ambientes marinos.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018212000557>

BELAÚSTEGUI, Z., NEBELSICK, J. H., GIBERT, J. M. DE, DOMÈNECH, R. & MARTINELL, J. 2012b. A taphonomic approach to the genetic interpretation of clypeasteroid accumulations from Tarragona (Miocene, NE Spain). *Lethaia* 45, 548–565.

RESUMEN

Las acumulaciones de clypeasteroideos, ya sea durante el Cenozoico (especialmente en el Neógeno) como a día de hoy, son comunes en sedimentos marinos someros. En este artículo se presenta el estudio de cuatro acumulaciones dominadas por este tipo de equínidos. Éstas aparecen englobadas en sedimentos carbonáticos que fueron depositados durante el Mioceno (Serravaliense) en ambientes marinos someros de la cuenca de El Camp de Tarragona (NE de España). Dos de ellas están dominadas por ejemplares pertenecientes al género de morfología aplanada *Parascutella*, y las otras dos están constituidas únicamente por el género de morfología acampanada *Clypeaster*. La combinación del análisis tafonómico de las tecas, con la información paleoecológica y tafonómica inferida a partir de los fósiles asociados, y el contexto estratigráfico y sedimentológico de cada una de las acumulaciones, ha permitido interpretar a tres de ellas como acumulaciones autóctonas/parautóctonas resultantes de un proceso de retrabajamiento *in situ* en ambientes de energía moderada. La acumulación restante constituye una lumaquela depositada por un proceso de alta energía, probablemente una tormenta. Por lo tanto, esta contribución explora el potencial del análisis tafonómico exhaustivo de concentraciones esqueléticas de invertebrados marinos y corrobora la importancia de los equínidos clypeasteroideos como productores de 'concheros' (*shell beds*) durante el Neógeno.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1502-3931.2012.00314.x/abstract>

BELAÚSTEGUI, Z., GIBERT, J. M. DE, NEBELSICK, J. H., DOMÈNECH, R. & MARTINELL, J. (2013). Clypeasteroid echinoid tests as benthic islands for gastrochaenid bivalve colonization: evidence from the Middle Miocene of Tarragona, north-east Spain. *Palaeontology*, doi: 10.1111/pala.12015.

RESUMEN

Las tecas de equínidos del género *Clypeaster* del Mioceno medio de L'Arrabassada (Tarragona, NE de España) muestran evidencias de una intensa colonización por parte de organismos endoesqueletobiontes. Éstas consisten en perforaciones y secreciones carbonáticas que permiten identificar como posible colonizadores a los bivalvos pertenecientes a la superfamilia Gastrochaenoidea. Dos tipos de cavidades han sido reconocidas: 'perforaciones claviformes intraestereoma' restringidas al estereoma del equínido; y 'perforaciones (*dwelling*s) semi-endoesqueléticas' que atraviesan la pared de la teca y se extienden como criptas carbónicas en el sedimento que rellena el interior de dichas tecas. El tamaño, densidad y posición de estas perforaciones permite descartar que una relación *syn-vivo* entre equínidos y bivalvos tuviera lugar y demuestra que la colonización fue *post-mortem*. Por lo tanto, gracias a la resistencia y a la morfología acampanada del género *Clypeaster*, las tecas muertas de estos equínidos proporcionaron, en un fondo marino arenoso, el sustrato más adecuado para esos colonizadores endolíticos. De esta manera, el escenario inferido para Tarragona puede ser válido para otros estratos neógenos y cuaternarios, ya que existen multitud de evidencias (tanto actuales como fósiles) del uso de tecas de *Clypeaster* por parte de bivalvos gastrochaénidos en ambientes litorales.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/pala.12015/abstract>

BELAÚSTEGUI, Z. & GIBERT, J.M. DE (2013). Bow-shaped concentrically-laminated polychaete burrows: a '*Cylindrichnus concentricus*' ichnofabric from the Miocene of Tarragona, NE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 381–382, 119–127

RESUMEN

Se describen madrigueras con forma de arco y revestimiento concéntrico en el Mioceno de la cuenca de El Camp de Tarragona (NE de España). A pesar de que la asignación icnotaxonomica de estas trazas genera cierta controversia, en esta contribución se han designado como '*Cylindrichnus concentricus*'. El análisis detallado de la arquitectura general de estas madrigueras y de las características de su particular revestimiento permite su comparación directa con las madrigueras producidas actualmente por poliquetos terebélidos. Trazas fósiles similares a las estudiadas aquí han sido descritas en la literatura para ambientes marinos someros depositados al menos desde el Jurásico. Esto destaca la recurrencia de este icnotaxón en el registro fósil y su importancia en este tipo de ambientes. En Tarragona, '*C. concentricus*' aparece como la traza dominante de icnofábricas intensamente bioturbadas y generadas en ambientes de plataforma externa con bajas tasas de sedimentación, lo cual es comparable al ambiente deposicional de icnofábricas neógenas similares.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018213002010>

BELAÚSTEGUI, Z., GIBERT, J.M. DE, LÓPEZ-BLANCO, M. & BAJO, I. (*en revisión*).
Sinusichnus sinuosus, a not-so-uncommon crustacean burrow: new occurrences from the Paleogene and Neogene of Spain. *Acta Palaeontologica Polonica*.

RESUMEN

Nuevos hallazgos de la icnoespecie *Sinusichnus sinuosus* GIBERT, 1996 descritos en el Cenozoico de España, evidencian que su registro fósil es casi continuo desde el Cretácico superior al Plioceno inferior. Al estudiar el tamaño, las características morfológicas y la elevada regularidad de estas madrigueras se ha observado que muestran un patrón en su construcción muy recurrente a lo largo del tiempo. Dichas características son también constantes a lo largo de la ontogenia del productor. El elevado número de similitudes que este icnogénero comparte con otros sistemas de madrigueras de tipo fodinichnia, como *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* o *Spongeliomorpha*, apuntan a los crustáceos como posibles autores. Sin embargo, puesto que la arquitectura sinusoidal es también frecuente entre algunos grafoglíptidos, se discuten otras estrategias de comportamiento. En cuanto al ambiente deposicional en el que suele ser encontrado el icnogénero *Sinusichnus*, predominan los marinos someros, en especial los depósitos deltaicos.

***Sinusichnus sinuosus*, a not-so-uncommon crustacean burrow: new occurrences from the Paleogene and Neogene of Spain**

ZAIN BELAÚSTEGUI, JORDI M. DE GIBERT, MIGUEL LÓPEZ-BLANCO
and ILDEFONSO BAJO

New occurrences of *Sinusichnus sinuosus* Gibert 1996 described in the Cenozoic of Spain, evidence the almost continuous fossil record of this ichnospecies from the Upper Cretaceous to the Lower Pliocene. Morphological and size features of these high regular sinusoidal burrows have been analyzed, showing a very recurrent constructional pattern through time. Such features are also constant along the ontogeny of the producer. The large number of similarities that this ichnogenus shares with fodinichnial burrow systems, such as *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* or *Spongeliomorpha*, point to a crustacean authorship. Since this sinusoidal architecture is also frequent among some graphoglyptids, other behavioral strategies are discussed. The ichnogenus *Sinusichnus* occurs frequently associated to shallow marine environments, in particular to deltaic depositional settings.

Key words: *Sinusichnus sinuosus*, Bioturbation, Decapoda, Eocene, Miocene, Pliocene

Zain Belaústegui [zbelaustegui@ub.edu] and Miguel López-Blanco [m.lopezblanco@ub.edu], Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain; Ildelfonso Bajo [ildebajo@gmail.com], Sección de Paleontología, Museo de la Ciudad, Juez Pérez Díaz, s/n, 41500 Alcalá de Guadaíra, Spain.

Introduction

Decapods are among the most common burrowers in Mesozoic and Cenozoic shallow marine depositional settings as they are in modern environments. Their burrows include a variety of architectures, the most common being branching tunnel networks preserved in the fossil record as ichnofossils of the *Ophiomorpha-Thalassinoides-Spongeliomorpha* group (Bromley 1996), also referred to as 'Ophiomorphids' (Seilacher 2007). Gibert (1996) added a fourth ichnogenus to this group, *Sinusichnus*, which was characterized by the sinuous geometry of the tunnels, which often exhibit high regularity (Gibert et al. 1999). This trace fossil was originally described from the Lower Pliocene of the NW Mediterranean, but later new occurrences were reported from the Upper Cretaceous of Germany (Kappel 2003) and Antarctica (Buatois et al. 2009), and the Oligo-Miocene of Venezuela (Buatois et al. 2009). In the present contribution, four new records are described from the Middle-Upper Eocene of the Ebro Basin (NE Spain), the Middle Miocene of the Camp de Tarragona Basin (NE Spain), and the Upper Miocene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). These new occurrences allow having a more complete picture of the paleoenvironmental and stratigraphic record of the ichnogenus and demonstrate that it was more frequent than previously thought. Previous paleobiologic interpretations of the sophisticated behavioral program that produced such regularly complex burrow networks are revisited under the light of the new material.

Geological setting

Eocene of the Ebro Basin (NE Spain)

The Ebro Basin is a triangular-shaped foreland basin bounded by the Pyrenees to the North, the Iberian chain to the SW and the Catalan Coastal ranges to the SE (Fig. 1A) representing the non-deformed part of the South-Pyrenean foreland basin. The South-Pyrenean foreland evolved from Late Cretaceous to Miocene times in response to flexural subsidence related to the growth of the mentioned thrust-and-fold belts driven by convergence and continental collision between the Iberian and European Plates (Zoetemeijer *et al.* 1990; Vergés *et al.* 2002). The sedimentary infill of the basin can be subdivided in a lower stage (Ilerdian to Priabonian) including marine sedimentation and an upper endorheic stage (Priabonian to Miocene) with no marine connection. The studied section in the Santa Creu valley near El Pont de Vilomara corresponds to delta front and prodelta-slope facies belts of the Sant Llorenç del Munt fan-delta complex (López-Blanco 1993), developed on the SE Ebro Basin margin, attached to the Catalan Coastal ranges, during Bartonian to Priabonian times (Gómez-Paccard *et al.* 2012). The studied sections belong to the Vilomara T-R composite sequence in the regressive sequence set of the Milany megasequence (López-Blanco 1993; López-Blanco *et al.* 2000b). Paleoclimatic conditions deduced from pollen remains (Cavagnetto and Anadón 1996) were wet and warm related to tropical and subtropical conditions (López Blanco *et al.* 2000a).

Sinusichnus sinuosus occurs in different delta front to prodelta horizons along the Vilomara sequence. Specifically, the ichnospecies is abundant in siltstone to fine-grained sandstone units located on the upper part of the sequence.

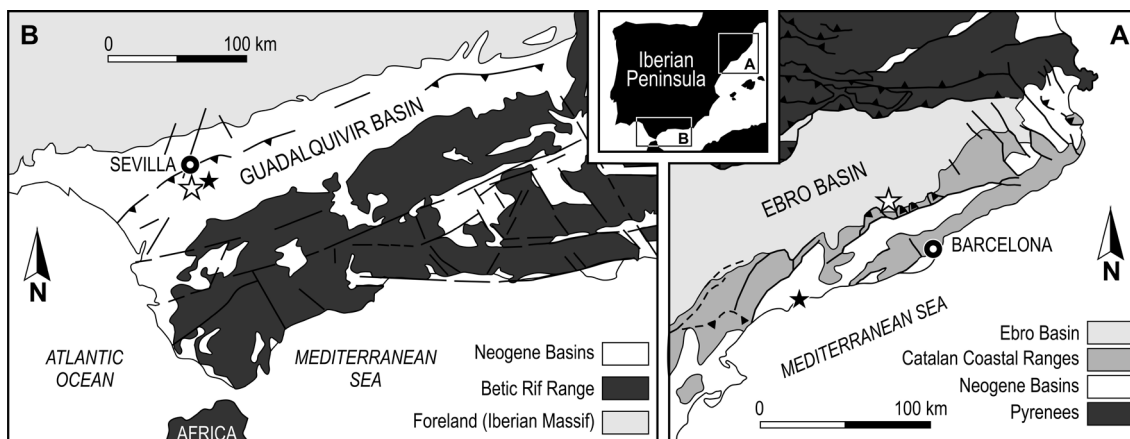


Fig. 1. Geographic and geological setting. A. Synthetic geological map of Catalonia (NE Spain). The white star shows the location of the Vilomara outcrop in the Ebro Basin, and the black star that of the Waikiki Beach locality in the El Camp de Tarragona Basin. B. Synthetic geological map of the Guadalquivir Basin and surrounding areas. The black star shows the location of the Alcalá de Guadaíra outcrop, and the white star that of the Dos Hermanas locality. Inset map in between, displays the position of both areas in the Iberian Peninsula.

Middle Miocene of the El Camp de Tarragona Basin (NE Spain)

The El Camp de Tarragona Basin constitutes a tectonic depression located in the emerged sector of the Valencia Trough, an extensional system of grabens and horsts developed during the latest Oligocene and Miocene between the eastern part of the Iberian Peninsula and the Balearic promontory (Fontboté et al. 1990; Roca et al. 1999; Cabrera et al. 2004). The sedimentary infill of the El Camp Basin is constituted by Middle Miocene deposits belonging to the Garraf (Langhian) and Tarragona (Serravalian) Depositional Sequences (Cabrera et al. 1991). The best exposures are located along the coast and correspond to the Tarragona Sequence, which was deposited under shallow marine conditions in a mixed siliciclastic-carbonate platform. Facies include a variety of calcisiltites, biocalcarenites, coquinas and more rarely terrigenous sandstones. The fossil assemblage is characteristic of temperate (non-tropical) carbonates (Belaústegui and Gibert 2011).

Sinusichnus sinuosus has been found only in one locality at Waikiki beach, east of the city of Tarragona (Fig. 1A). The outcrop exposes a well-developed coarsening-upward sequence consisting of calcisiltites and calcarenites (Belaústegui and Gibert 2009, Belaústegui et al. 2011, 2012). *S. sinuosus* occurs right on top of this sequence within a fine-to-medium-grained quartzitic biocalcarenite overlain by 2 m of grey marls with rare sandstone intercalations.

Upper Miocene of the Guadalquivir Basin (SW Spain)

The Guadalquivir Basin is a WSW-ENE depression extending from the Atlantic coast of Huelva to the surroundings of Jaén in south-western Spain. It constitutes a foreland basin located between the Betic Cordillera to the south and its passive margin of the Iberian Massif to the north (Sanz de Galdeano and Vera 1992; Vera 2000) (Fig. 1B). The upper Neogene sedimentary infill of the Guadalquivir Basin consists of five sequences (A to E) ranging from the early Tortonian to the Quaternary (Sierro et al. 1990, 1996; González-Delgado et al. 2004). In the southern sector of the basin, upper Tortonian(?)–Messinian to Pliocene deposits lie on top of olistostromic units derived from the front of the Subbetic External Zones (Riaza and Martínez del Olmo 1996; Braga et al. 2002).

The studied outcrops are located in the vicinity of the city of Sevilla, in the localities of Alcalá de Guadaíra and Dos Hermanas (Fig. 1B). At Alcalá de Guadaíra, *Sinusichnus sinuosus* occurs in the base of the calcarenites of the Guadaíra Formation (*sensu* Verdenius 1970), also known as ‘Caliza Tosca’ (*sensu* Perconig 1966). This unit is constituted by cross-bedded, fine- to medium-grained calcarenites with thin interbedded clay beds, containing abundant pectinid and oyster shells. The second locality, at Dos Hermanas, consists of a succession of interbedded greenish clays and sands with fossils of pectinids, oysters, gastropods, and plant remains. They are deposited through an erosive unconformity above a calcarenitic unit (‘Caliza Tosca’) and are referred to as ‘Formación Amarilla’ in the local geologic map (Torres et al. 1977). Strata from both localities are dated as Messinian (upper Miocene) based on their foraminiferal content (Rico-García et al. 2008 and unpublished data).

Description of the trace fossils

The burrow systems studied herein from the four new localities bear the diagnostic features of *Sinusichnus sinuosus* as originally described by Gibert (1996). They constitute complex, predominantly bidimensional networks consisting of sinusoidal tunnels (Figs. 2–5). The tunnels are horizontal or only gently oblique (rarely more than 15°) and display elliptical sections with constant width along the systems. They bear common branching. Tunnel junctions are typically Y-shaped (Figs. 2A, 3B, 4A, 5B), and often two adjacent branching points generate a characteristic H-shaped morphology (Fig. 2B), which was noted as a characteristic feature by Gibert (1996) and Gibert et al. (1999). Other forms of branching are much less common. Only in the Eocene specimens from Vilomara we observed multiple convergent tunnels, similar to those figured by Gibert et al. (1999: fig. 2G) and referred to as *Phycodes*-like branching by Buatois et al. (2009: fig. 2C). It is not clear how the burrow system was connected to the seafloor. We recognized neither a vertical shaft originating in a tunnel junction as the one described and figured by Gibert et al. (1999: fig. 2H) from a Pliocene specimen nor any other element that might have served as a burrow opening. Spreiten were not considered a diagnostic feature but a very common architectural element of *Sinusichnus sinuosus* by Gibert (1996). Nevertheless, such feature is present in all specimens studied herein from Paleogene and Neogene localities (Figs. 2C; 4B-D). They are vertical retractive spreiten (not oblique as some from Pliocene examples, Gibert 1996) and although they are generally around 3.5-4 cm high, some specimens at Dos Hermanas may reach up to 9 cm. Spreiten consist of sediment of the same composition than the enclosing substrate and they may be topped by a string of sediment of different nature corresponding to the passive infill of the actual tunnel (Fig. 4D). This may be coarser- or finer-grained than the host rock, but generally better sorted.



Fig. 2. *Sinusichnus sinuosus* from the Eocene Vilomara outcrop in the Ebro Basin. A. System displaying the characteristic sinuous tunnels and Y-shaped branching. Upper part of the burrow is concave as only spreiten are preserved and the final passive infill of the tunnel is lacking. B. Two intersecting burrows. The one on the lower part of the picture displays a typical H-shaped geometry. C. Sinuous tunnel showing retractive spreiten.

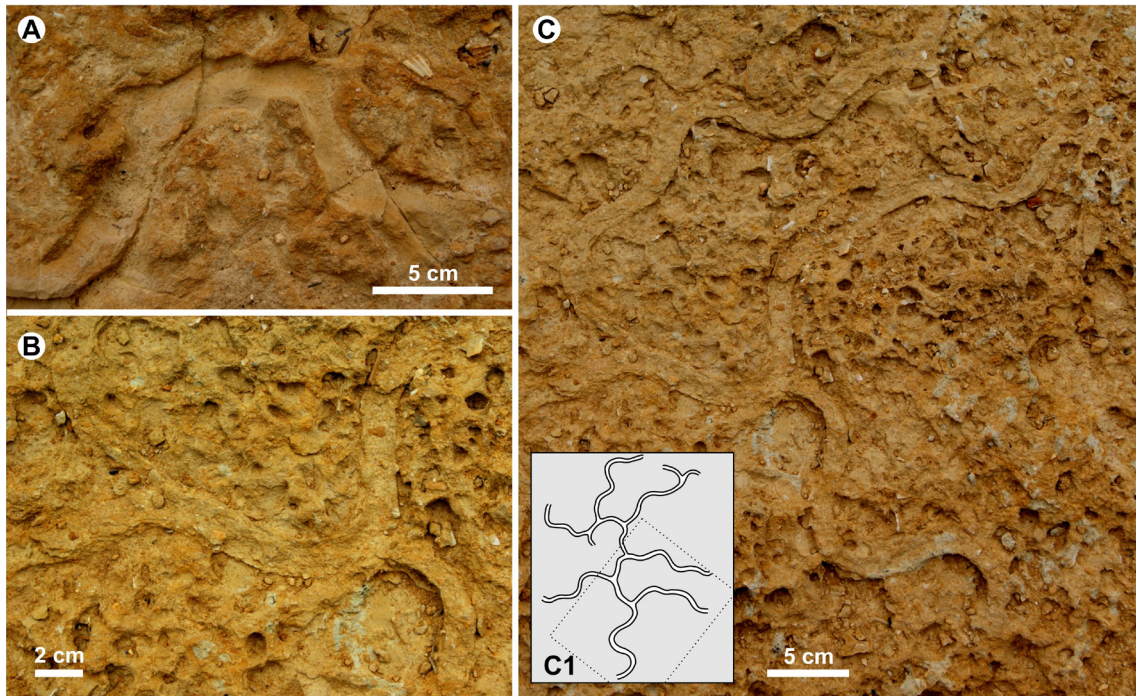


Fig. 3. *Sinusichnus sinuosus* from the Middle Miocene of the Waikiki Beach outcrop in the El Camp de Tarragona Basin. A. Detail of a burrow partially filled by fine-grained sediment from the overlying marly unit. B. Detail of a Y-shaped branching point. C. Partial view of a more extensive network (C1) showing variations in the sinuosity of tunnels and Y-shaped branching points.

The most striking characteristic of *Sinusichnus sinuosus* is the sinusoidal regularity of the path of the tunnels. Each one of the branches generally displays more or less consistent amplitude and wavelength values, although irregularities are also seen along tunnels. Additionally, different elements in the same burrow systems may have different sinuosity. In order to characterize the geometry of the tunnels (Fig. 6), we measured amplitude (A), wavelength (λ) and diameter (\emptyset) of burrows from Vilomara (21 measurements), Tarragona (11), Dos Hermanas (19), and Alcalá de Guadaíra (18). Additionally, available material from the Pliocene localities of the Baix Ebre (23) and Baix Llobregat (17), previously studied by Gibert et al. (1999) were also measured for comparison. Diameter and amplitude are comparable in all 6 trace fossil sites. Average diameter varies from 0.95 to 1.9 cm among localities. Nevertheless, the Vilomara specimens display a wide size distribution comparable to that seen in the Baix Ebre, because of the presence of very small specimens (less than 1 cm wide) coexisting with the most usual size of around 1.5 cm. Amplitude displays a wide dispersion of values in most localities with averages ranging from 1.4 to 2.4 cm and absolute values between 0.45 and 4.35 cm. Average wavelength varies between 11.4 and 16.2 cm except in the Baix Ebre where the abundance of smaller specimens lowers down the value to 8 cm. An interesting parameter to characterize the sinuosity of the tunnels is the relation between wavelength (λ) and amplitude (A). This has been represented for each locality in a bivariate diagram (Fig. 7A) and also a λ/A ratio has been calculated. Although the Eocene and Pliocene specimens exhibit good correlation between both parameters ('R' coefficient between 0.7 and 0.88), *Sinusichnus* from the three Miocene localities exhibit much lower correlation coefficients. These differences might be pointing to a lesser regularity of the Miocene burrow networks or to a

deficient database due to limited available material. When plotting specimens from all 6 localities together, correlation coefficient 'R' is 0.75. A/λ ratio is very constant among all localities, ranging from 0.13 to 0.17 in average with relatively limited dispersion (Fig. 6). This ratio, that determines the geometry of the sinusoid, is not dependant on burrow size (i.e. ontogeny) as shown by the low correlation coefficients between both (Fig. 7B).

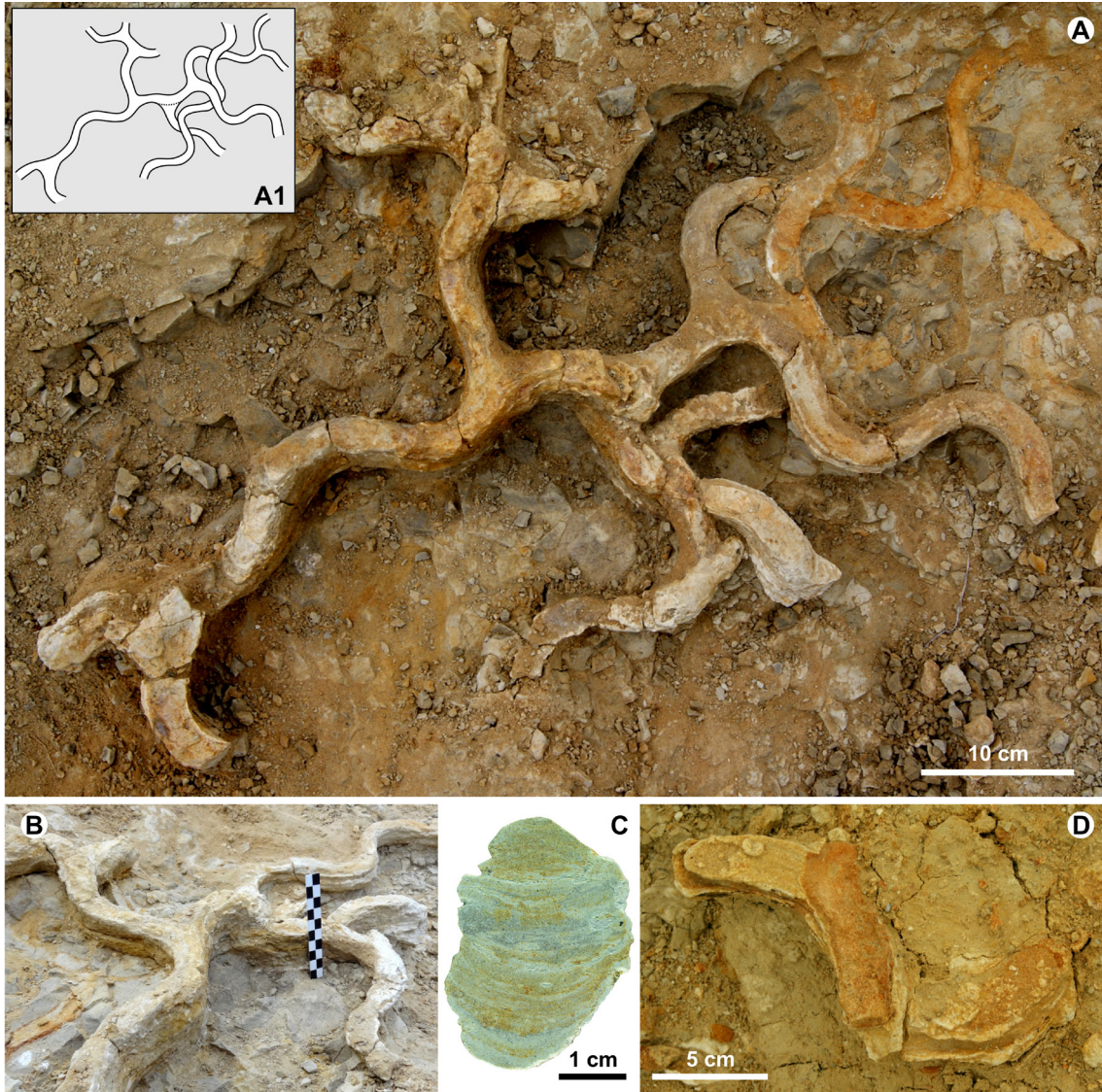


Fig. 4. *Sinusichnus sinuosus* from the Upper Miocene Dos Hermanas outcrop in the Guadalquivir Basin. A. Plan view of two intersecting burrow systems (preserved as full-relieves) and schematic drawing (A1). B. Semi-lateral view of the same systems, where it is possible to observe the thick spreiten (scale in centimeters). C. Transverse burrow section, showing the heterolithic composition of the spreiten. D. Detail showing the spreiten and the coarser-grained passive infill of the tunnel.

Two of the four localities with *Sinusichnus* studied herein correspond to detritic siliciclastic facies (Vilomara and Dos Hermanas), while in the other two, facies are dominantly carbonate (Alcalá de Guadaíra) or mixed terrigenous-carbonate (Tarragona). Eocene *Sinusichnus* from Vilomara occur preserved as semirelieves and full-relieves in silt to fine-grained sandstone layers. Tunnels generally have a coarser infill (medium- to coarse-grained sandstone) than the host substrate, while spreiten may be heterolithic as the host sediment

substrate. *Sinusichnus* may be very abundant in some levels. It occurs together with other trace fossils such as frequent *Planolites* and less common *Asterosoma* and *Thalassinoides*. The Messinian occurrence at Dos Hermanas shows some similarities with that of Vilomara. *Sinusichnus* abound all along a succession of interbedded silty clays and silty fine-grained sands, generally preserved as full reliefs below sand layers. Tunnels are filled by the overlying sediment, while spreiten consist of various grain sizes. Other trace fossils in this locality are common *Thalassinoides*, *Teichichnus*, spatangoid burrows (cf. *Bichordites*) and rarer *Planolites*, as well as frequent straight and robust (more than 10 cm in diameter), unbranched burrows.

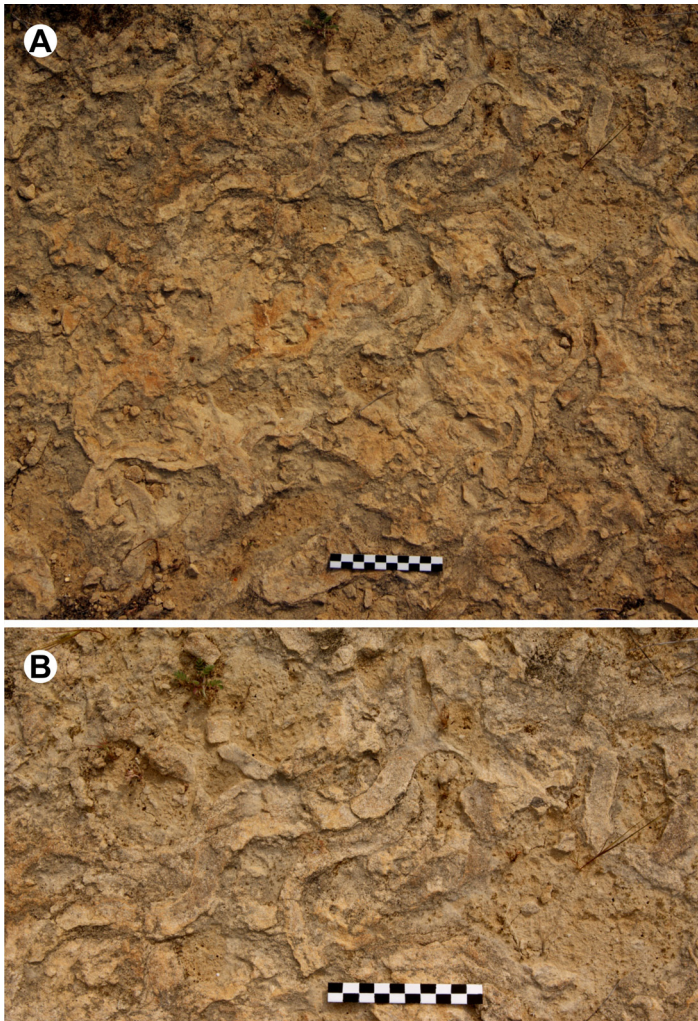


Fig. 5. *Sinusichnus sinuosus* from the Upper Miocene Alcalá de Guadaíra outcrop in the Guadalquivir Basin. A. General view of an intensely bioturbated horizon, mostly consisting numerous intersecting *Sinusichnus* networks. B. Detail of a Y-shaped branching point. Scales in centimeters.

Meanwhile, at Alcalá de Guadaíra *Sinusichnus* occurs in a skeletal biocalcarenic unit, mainly localized associated to thin clay-silt intervals. Bioturbation intensity due to *Sinusichnus* burrows is higher than in any other locality, reaching ichnofabric indices of 4 or 5 (scale of Droser and Bottjer 1986). Tunnel infill and spreiten usually bear the same sediment composition as that of the surrounding rock. A few *Thalassinoides* and spatangoid burrows (cf. *Bichordites*) are the only other trace fossils in this locality. Finally, the Tarragona occurrence is limited to a single bioturbated horizon located on top of a bioclastic calcarenite unit overlain by an interval of terrigenous clays. Traces are preserved as negative epirelieves as tunnel infills are in most cases eroded

away. Only occasionally, it has been recognized that they are constituted by clays of the overlying unit indicating that *Sinusichnus* colonization is genetically related to the terrigenous unit. This is the only locality where *Sinusichnus* does not occur associated to other trace fossils.

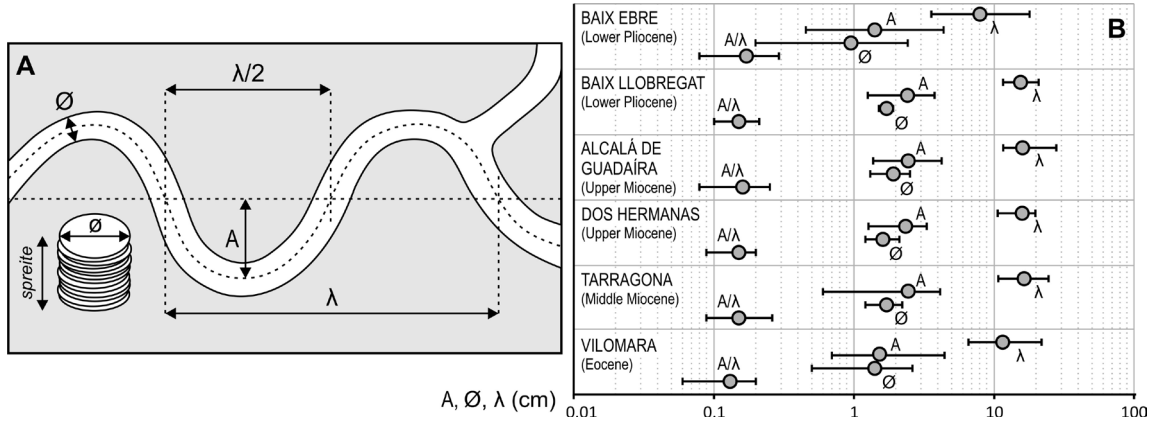


Fig. 6. Geometric parameters of *Sinusichnus sinuosus*. A. Schematic drawing showing the parameters that have been measured. B. Diagram comparing the amplitude (A), wavelength (λ), diameter (\varnothing) and A/ λ ratio for the four occurrences studied herein and from two of the Lower Pliocene localities in NE Spain described by Gibert et al. (1999). Circle indicates average and bar expresses dispersion of values.

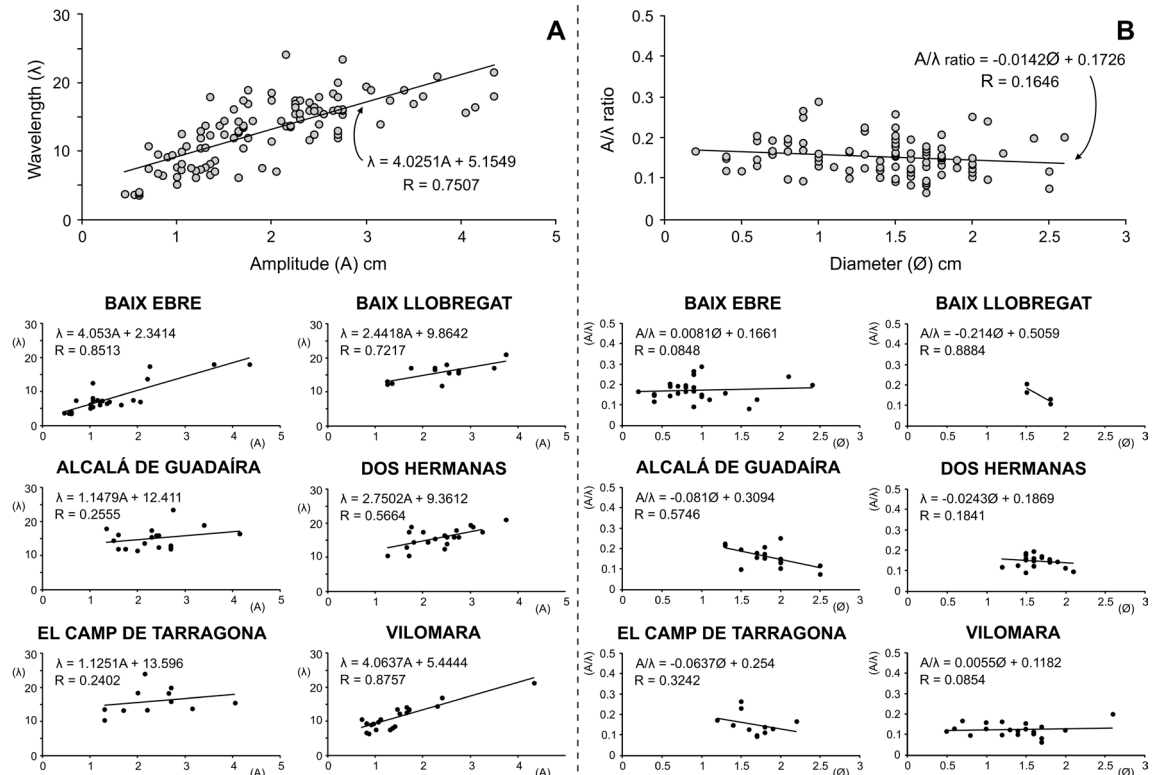


Fig. 7. Graphics illustrating the relation between some measured parameters of *Sinusichnus sinuosus*. A. Above, correlation plot of amplitude (A) versus wavelength (λ) for all the specimens measured in the six localities. Below, same diagram for each one of the six localities individually. B. Above, correlation plot of diameter (\varnothing) versus A/ λ ratio for all the specimens measured in the six localities. Below, same diagram for each one of the six localities individually.

Discussion

Tracemaker, construction and function

Some of the architectural features of *Sinusichnus sinuosus* are comparable to those of common Mesozoic and Cenozoic trace fossils attributed to crustaceans and also to their modern counterparts. Thus, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha* (the 'Ophiomorphids' of Seilacher 2007) correspond to large tunnel networks with characteristic Y-shaped branching points, which are often horizontally-developed and not so uncommonly may bear retrusive spreiten (e.g., Bromley and Frey 1974; Ekdale 1992; Gibert and Ekdale 2010) (Fig. 8). Such general burrow architectures are well known in modern crustaceans, particularly among thalassinidean and alpheid decapods (e.g. Atkinson and Taylor 1988; Bromley 1996). Nevertheless, none of the crustacean burrow systems reported in the literature as produced by modern decapods exhibit any geometry comparable to the sinusoidal regularity of *Sinusichnus*. The closest resemblance is that found in some burrow networks of the varunid brachyuran *Eriocheir sinensis* (Chinese mitten crab), which were casted and figured by Rudnick et al. (2005). In their figure 3, they show a complex maze with multiple branching and sinuous tunnels. Nevertheless, this architecture does not display the regularity seen in *Sinusichnus* (Fig. 8). Additionally, the authors underlined the large morphological variability of the dwellings of the Chinese mitten crab from simple to complex burrows, while the geometric pattern of *Sinusichnus* is very consistent among specimens. The absence of modern analogues for *Sinusichnus* burrows may be due to the fact that casting of modern burrows have been mostly limited to intertidal or very shallow subtidal environments (e.g., Belaústegui et al. 2010; Pemberton et al. 1976; Pervesler and Dworschak 1985). Recent recovery of burrow casts in the deep sea (Seike et al. 2012), although expensive, may offer a future opportunity to have a better picture of the architectural diversity of decapod crustaceans as well as other organisms.

Gibert et al. (1999) also contemplated the possibility of other invertebrates as possible *Sinusichnus* tracemakers. Some worm species construct open branched networks with irregularly sinuous tunnels (Fig. 8). Such is the case of the polychaete *Nereis virens* (Hertweck 1986), or the enteropneust *Stereobalanus canadensis* (Romero-Wetzel 1989; Bromley 1996). Nevertheless, this option seems less likely as worm burrows are generally smaller than those produced by decapods. Bioglyphs (Ekdale and Gibert, 2010) are a common feature in crustacean burrows useful for tracemaker identification (Gibert and Ekdale, 2010). Although no evidence of scratching on the walls of *Sinusichnus sinuosus* has been recognized, Kappel (2003) erected a second ichnospecies, *S. priesti*, from the Upper Cretaceous of Germany with the same architecture than *S. sinuosus* but characterized by the presence of bioglyphs. Although his figures are not very clear, this author describes the bioglyphs as forming a crisscrossed pattern of scratches, similar to that of the crustacean burrow *Spongeliomorpha iberica*. The absence of scratches in *S. sinuosus* could be related with taphonomic processes that would prevent its preservation.

Once established the crustacean nature of the *Sinusichnus* tracemaker, it is worth comparing the architecture of this trace fossil with that of other well-

known ichnogenera and ichnospecies. Thus, *Thalassinoides suevicus* (Rieth 1932) consists of horizontal burrow systems with frequent Y-shaped branches as *Sinusichnus*, but the tunnels are always straight or only gently curved (Ekdale 1992) (Fig. 8). Greater sinuosity is seen in the tunnels of *Ophiomorpha irregulaire* Frey, Howard and Prior 1978 although they are meandering rather than regularly sinuous as in *Sinusichnus* (Frey et al. 1978; Bromley and Ekdale 1998) (Fig. 8). Irregular sinuous spreiten burrows characterize *Teichichnus flexuosus* Schneider 1962 (Fillion and Pickerill 1990; Gibert and Ekdale 1999) but they show no branching. A geometric regularity comparable to that of *Sinusichnus* can only be found among crustacean trace fossils in *Gyrolithes* Saporta 1884. This vertically helicoidal ichnogenus (Fig. 8) is often connected to complex burrow systems and has a perfect modern analogue in the burrows of the thalassinidean shrimp *Axianassa australis* (Dworschak and Rodrigues 1997). Although the spiral morphology of *Gyrolithes* is constructionally very different to the sinusoids of *Sinusichnus*, it shows the capability of decapods to develop sophisticated behavioral programs resulting in regularly curved architectures.

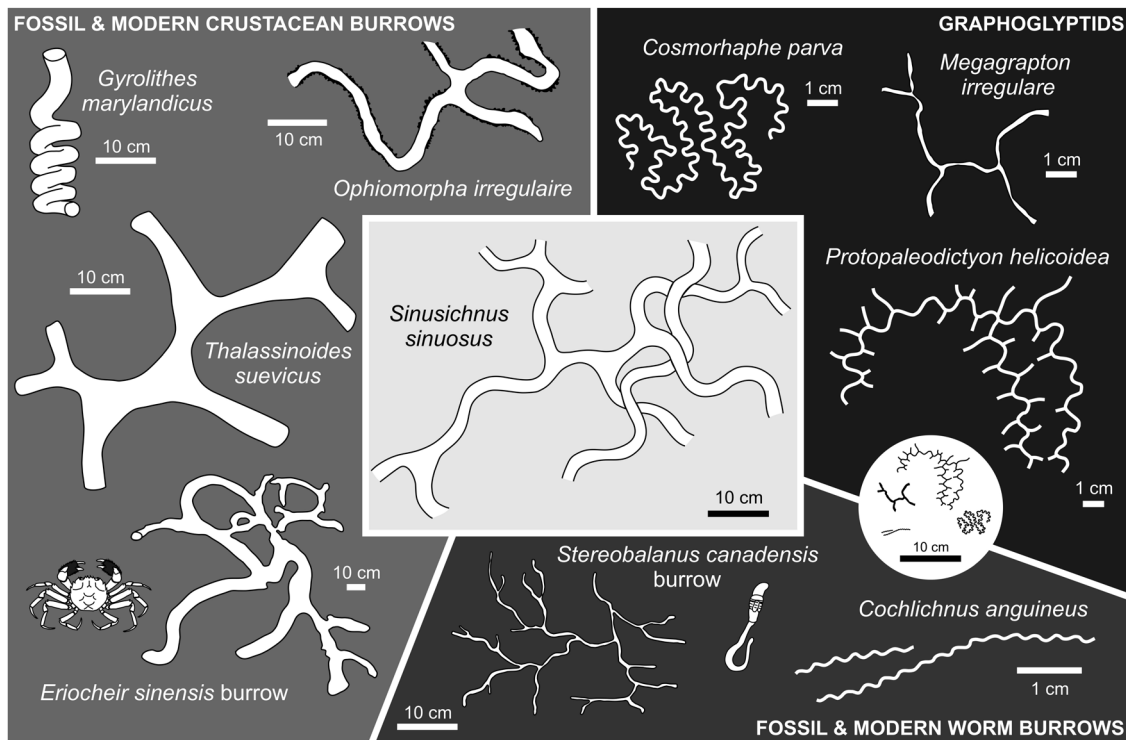


Fig. 8. Trace fossil species and modern burrows that render some similarities to *Sinusichnus* networks. Circle on the right shows grapholglyptids and *Cochlichnus* at the same scale than the rest, except for the burrows of the Chinese mitten crab, *Eriocheir sinensis*. Likewise, all drawings are plan views, except for *Gyrolithes*.

Regular sinuous morphologies are found in other trace fossils. The best known is probably the ichnogenus *Cochlichnus* Hitchcock 1858, which is an unbranched sinusoidal trace (Fig. 8). Such morphology results from the locomotory movement of the tracemaker, probably a nematode worm (Gibert and Sáez, 2009). *Cochlichnus* is not an open burrow but rather a trail, and thus the result of a very different constructional behavior than *Sinusichnus*. Gibert et al. (1999) compared the sinuosity of both ichnogenera to conclude that they

were different as a result of these different behavioral strategies. In the trace fossil record, the geometrical regularity of *Sinusichnus* can only be compared with that of graphoglyptids (Fig. 8). Graphoglyptids are open burrow networks, interpreted to be produced for farming purposes in deep sea settings (Agrichnia, Ekdale et al. 1984). They bear a variety of regularly patterned architectures, (Seilacher 1977, 2007). Some of them consist of regularly sinuous tunnels, including from simple unbranched forms such as *Cosmorhapse* Fuchs 1895 to more complex branched systems such as *Belorhapse* Fuchs 1895, *Megagraption* Ksiazkiewicz 1968 or *Protopaleodictyon* Ksiazkiewicz 1970. These burrows, and in particular the latter, exhibit some remarkable resemblances with *Sinusichnus*, although they are one order of magnitude smaller and characteristic of deep sea turbidites. This similarity was already noted by Gibert (1996) and Gibert et al. (1999), who suggested a possible agrichnial function for, at least, the smaller *Sinusichnus* burrows. Although graphoglyptids have been recognized in modern deep sea floor (Ekdale and Berger 1978; Ekdale 1980), the tracemaker remains unknown despite huge efforts to find out its identity (Rona et al., 2009).

Thus, *Sinusichnus* has remarkable affinities with other crustacean burrow networks such as *Thalassinoides* and *Ophiomorpha*, often considered as fodinichnial burrows (Ekdale 1992). On the other hand, the highly regular constructional pattern of *Sinusichnus* is only comparable to that of graphoglyptids, interpreted as agrichnial burrow systems (Seilacher 1977), which are always much smaller than *Sinusichnus* and found in very different paleoenvironmental settings. On this basis, Gibert et al. (1999) functional interpretation of *Sinusichnus* combined the two scenarios: deposit-feeding and farming. Deposit-feeding was also supported by the presence of spreiten. They discussed that in most cases retrusive spreiten were not perfectly vertical but rather oblique and thus pointing to sediment exploitation rather than simple vertical adjustment to sedimentation. In the cases we studied herein, such lateral displacement has not been observed. On the other hand, some material from the Baix Llobregat described by Gibert et al. (1999) lacks spreiten. Thus, the fodinichnial nature of those spreiten is unclear. Although it is likely that the animal processed sediment for feeding purposes when shifting upwards the tunnel, it seems more straightforward that spreiten resulted from reorganization of sediment entering the burrow and adjustment to sedimentation. The slight obliquity of spreiten in some Baix Ebre material must have been an unintentional consequence of the variation in the sinuosity of the tunnel through time. *Phycodes*-like structures described by Buatois et al. (2009) and observed by the authors in Vilomara may support deposit-feeding activity of the tracemaker. Modern burrowing thalassinideans exhibit a variety of trophic modes, mainly deposit-feeding, suspension-feeding and farming in chambers, either equally combined or with one dominant over others (e.g., Griffis and Suchanek 1991). Nevertheless, graphoglyptid-like agrichnial behavior (i.e. growing of microbes on mucus-lined walls, Seilacher 1977) is unknown among modern thalassinideans or other crustaceans. The farming interpretation of graphoglyptids has not been fully demonstrated yet but it has become the most accepted hypothesis for explaining their complex geometry as an adaptation to environments low in resources. Although *Sinusichnus* occurs in shallow marine settings, presumably rich in food resources, the similarity in the architectural

patterns points out to a similar functionality. Gibert et al. (1999) suggested that the agrichnial behavior could have been only effective for the smaller (younger) individuals as food necessities would have increase faster with size than burrow surface and juveniles of some deposit-feeding species are constrained to eat more labile food (Jumars et al. 1990). Small networks, of comparable diameter to graphoglyptids, occur associated to large burrows in Vilomara (Eocene) and Baix Ebre (Pliocene), indicating that juveniles did burrow networks with the same architecture as adults.

The agrichnial hypothesis was also supported by Buatois et al. (2009) who established a comparison with the farming interpretation of *Gyrolithes* proposed by Seilacher (2007). Significance of crustacean spiral burrows (mainly *Gyrolithes*) has been widely discussed (e.g. Toots 1963; Linsenmair 1967; Farrow 1971; Beynon and Pemberton 1992; Schober and Christy 1993; Dworschak and Rodrigues 1997; Felder, 2001; Clayton, 2005; Netto et al. 2007; Gibert et al. in press). In an attempt to understand the meaning of modern and fossil spiral burrows, different possibilities have been suggested: a) deterrence and/or protection against predation, b) courtship, c) adaptation to salinity changes, d) facilitation of in-burrow locomotion, e) microbial farming, f) exploitation of food resources, g) providing porewater exchange, and h) symmetric or asymmetric producers (unequal handedness). This plethora of hypothesis evinces that, as Atkinson and Taylor (1988) pointed out, despite the good knowledge of the architectural diversity of crustacean burrows, at least in intertidal and shallow subtidal settings, much further information about their physiological ecology is needed.

The fact that *Gyrolithes* and *Sinusichnus* are both geometrically regular, curved crustacean burrows does not necessarily imply that they must share a similar functionality but rather may be a consequence of the anatomical and navigational capabilities of decapods to develop such sophisticated constructional behaviors. Thus, helicoidal burrows generally constitute only a part of a more complex burrow system and they may represent a strategy to exploit a localized resource and thus, a facultative behavior. On the contrary, the sinuous regularity of *Sinusichnus* constitutes the obligatory architectural behavior of the tracemaker. Among the hypotheses mentioned above to explain the functionality of *Gyrolithes*, only two seem to be adequate for *Sinusichnus*: microbial farming and predator deterrence. The first has been discussed above. The second option is linked with the 'housekey' analogy proposed by Seilacher (2007; see also Rona et al., 2009), who suggested that the different geometric complexity of graphoglyptids could perhaps have evolved as a mechanism to allow access into the burrow only to the tracemakers of each particular architecture, and to dissuade, mislead or warn possible intruders.

Paleoenvironmental significance

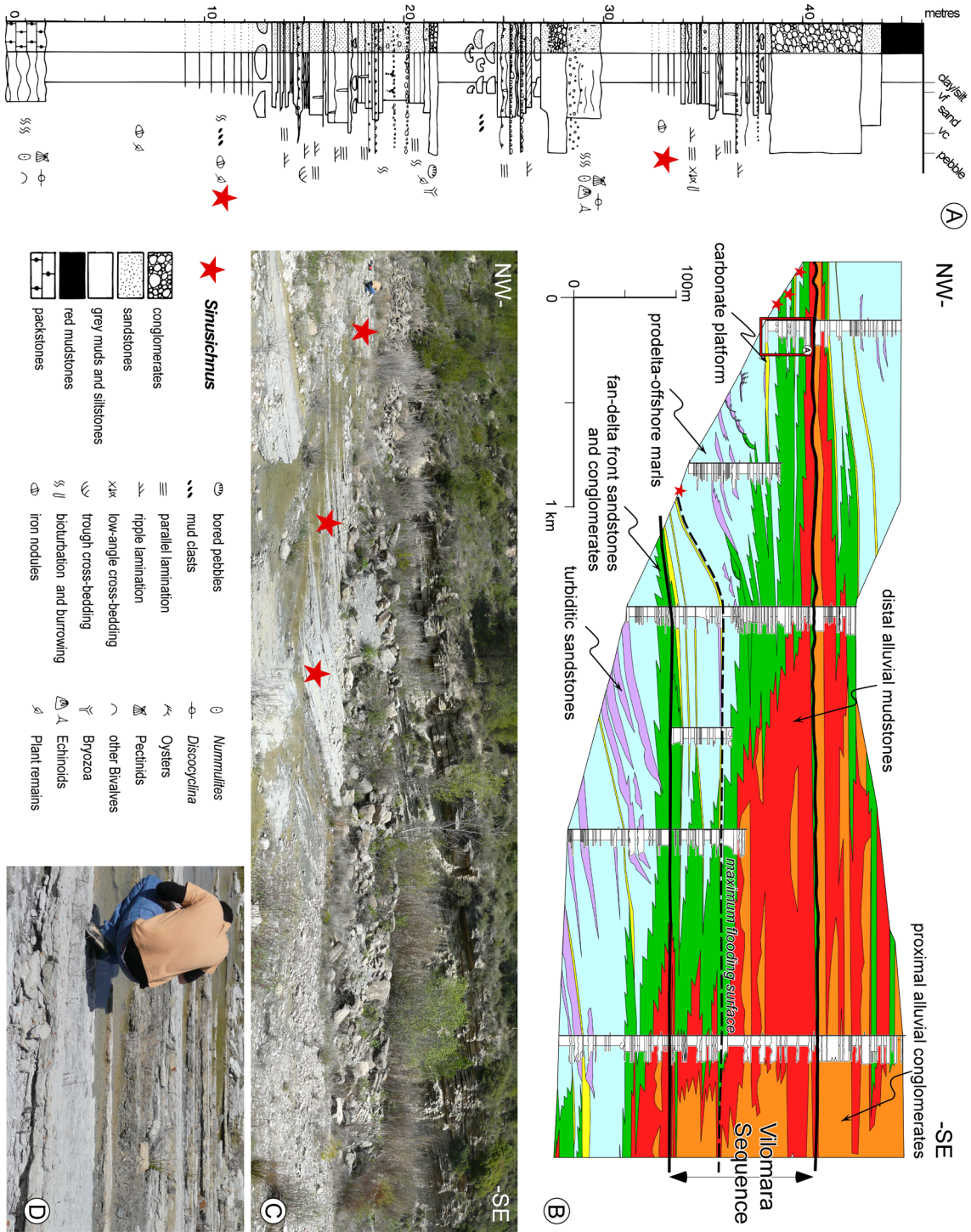
The four new occurrences of *Sinusichnus sinuosus* described herein come from strata deposited in shallow marine settings. Among them, the Eocene locality at El Pont de Vilomara has the best sedimentological and stratigraphic control thanks to previous detail study of extensive outcrops of the Sant Llorenç de Munt fan delta complex along the Santa Creu valley and neighboring areas

(López-Blanco 1993, 1996; López-Blanco et al. 2000a, b &c; Cabello et al. 2010, 2011). *Sinusichnus* is particularly abundant in several outcrops in the upper regressive sequence set of the Vilomara composite sequence (Fig 9A, B). These outcrops correspond to thin (centimetric) alternation of siltstones and fine-grained sandstones (Fig. 9C, D) deposited below mean fair-weather wave base, at the distal parts of the sandy delta front in transition to offshore-prodelta mudstones. *Sinusichnus* traces are preserved in the interface between sand and silt. The well-exposed outcrops allows estimating a horizontal distance of less than 1 km from the paleocoastline and a paleodepth not higher than few tens of meters (Fig. 9B) indicating the nearshore habitat preference of the tracemakers. Occurrences in deeper prodelta muddy facies associated to sandy turbidites are much less common. In this more distal setting, *Sinusichnus* is a secondary constituent of an *Asterosoma*-dominated ichnofabric.

The locality of Dos Hermanas constitutes an isolated Messinian outcrop, which has not been yet studied in detail. The succession is constituted by interbedded silty clays and silty sandstones. *Sinusichnus* is abundant all along the section. Macrofauna and microfauna are indicative of shallow-marine nearshore conditions, which is consistent with the ichnological assemblage accompanying *Sinusichnus* (*Thalassinoides*, *Teichichnus*, cf. *Bichordites*). The nearly 20-m section does not show any particular organization of sedimentary facies, what together with the absence of a more detail knowledge of other neighboring localities, only allow to interpret the depositional setting as a coastal terrigenous system. In contrast, *Sinusichnus* from the other Messinian locality in the Guadalquivir Basin at Alcalá de Guadaíra occurs in bioclastic calcarenites (Fm. Guadaíra). These facies, which contain pectinid, oysters, cirripeds, and echinoids, were studied by Clauss (1991) who concluded that they were deposited in a mixed siliciclastic-carbonate platform, under shallow, open marine conditions. Bajo et al. (2008) suggested a shallow marine infralittoral depositional environment characterized by coarse detritic bottoms with variable hydrodynamic energy. *Sinusichnus* is abundant in relation to thin muddy horizons in the lowermost part of the calcarenitic unit. Finally, *Sinusichnus* from the Serravalian of Tarragona also occurs in units interpreted as deposited in a mixed siliclastic-carbonate platform (Cabrera et al. 1991). Nevertheless, although they are found on top of a quartzitic biocalcarenite, the traces are genetically related to the overlaying unit of grey marls, as its infill is predominantly marly. Thus, in this locality *Sinusichnus* is linked to a surface indicative of a major depositional change due to the entry of terrigenous sediment during a regressive pulse. The poor outcropping conditions of the terrigenous unit prevent any further interpretation.

These new occurrences confirm the predominantly shallow-marine character of *Sinusichnus sinuosus* already indicated by most previous findings. Thus, Buatois et al. (2009) interpreted the strata containing *Sinusichnus* in the Upper Cretaceous of Antarctica and the Oligo-Miocene of Venezuela as deposited in fan delta or delta settings. On the other hand, Lower Pliocene occurrences described by Gibert (1996; Gibert et al. 1999) come from marginal marine embayments or 'rias' produced as a result of flooding of Messinian canyons in the NW Mediterranean. In two of them, the Baix Ebre and Baix Llobregat Basins (NE Spain), deposition took place in shallow marine coastal

Fig. 9. Depositional setting of *Sinusichnus sinuosus* bearing outcrops in the El Pont de Vilomara area. A. Stratigraphic log showing the location of *Sinusichnus* (indicated by stars) (vf: very fine sand; vc: very coarse sand). B. Correlation panel (from López-Blanco et al. 2000b) showing *Sinusichnus* occurrences in relation to facies belts on the Sant Llorenç del Munt fan-delta complex and within the regressive sequence set of the Vilomara Composite sequence. Location of figure A log is indicated. C. Panoramic view of the transition from delta front (sandstones on the SE) to prodelta (siltstones and mudstones on the NW) including *Sinusichnus* location. D. Detail of the tabular alternation of sandstones and siltstones on the transition from delta front to prodelta.



systems with occasional salinity stressed conditions (Gibert and Martinell 1993, 1996). In contrast, *Sinusichnus* from the Var Basin (SE France) was related to distal facies of a deep Gilbert-type-like delta at depths estimated between 100 and 200 m (Gibert and Martinell 1998). Gibert et al. (1999) tried to explain this unusual occurrence by speculating that the producing organisms may have been displaced alive by turbiditic flows from their original shallow habitats to deeper environments, a scenario previously proposed as 'doomed pioneering' by Grimm and Föllmi (1994) for deep-sea occurrences of *Thalassinoides* and *Gyrolithes* in the Oligo-Miocene of Mexico. Occurrence of *Sinusichnus* in Campanian deep sea deposits from the Münster Basin could also be explained by a similar mechanism (Kappel 2003).

Temporal distribution

Gibert (1996) considered feasible that *Sinusichnus sinuosus* was the trace fossil of a single decapod taxon inhabiting the western Mediterranean during the Pliocene after taking into consideration its limited geographic and temporal distribution. Later publications have greatly expanded both (Fig. 10). The presence of the ichnospecies in the Neogene is well established with undisputable occurrences in the Upper Oligocene-Lower Miocene of Venezuela (Buatois et al. 2009), Middle Miocene of Venezuela (Buatois et al. 2009) and Spain, and Upper Miocene of Spain. The new occurrence described herein from the Ebro Basin clearly extends the range of *Sinusichnus* to the Eocene. Older records of the ichnogenus are not so clear. Kappel (2003) recorded *Sinusichnus sinuosus* and a second ichnospecies, *S. priesti*, in the Upper Cretaceous (Campanian) of Germany. Although the specimen figured as *S. sinuosus* (fig. 11.5.4) is much less regular than typical for the ichnospecies and lacks any branching, pictures of *S. priesti* provided by the author (fig. 11.5.5; Table II, fig. 2; and Table III, fig. 1) display very similar architectural features (branching, regular sinuosity, spreiten) to those of *S. sinuosus*. The only difference between both ichnospecies is the presence of bioglyphs in *S. priesti*. Another Upper Cretaceous occurrence was reported by Buatois et al. (2009) from the Coniacian of Antarctica. The specimen of *S. sinuosus* figured by these authors (fig. 2A) displays some branches but renders some doubts because of its irregular sinuosidal pattern and low amplitude/wavelength ratio compared to other occurrences. Only one older possible occurrence is known to the authors. Gibert and Ekdale (1999) described one single burrow network bearing sinuous tunnels from the Middle Jurassic of Utah, which showed some similarities with *Sinusichnus*. Nevertheless, without access to further material the authors preferred to describe it as *Thalassinoides* isp.?, an option that is followed herein.

Being the Jurassic record doubtful and clearly insufficient, we can avow that the ichnogenus *Sinusichnus* has a known stratigraphic record extending from the Upper Cretaceous to the Pliocene. The new occurrences demonstrate that this trace fossil is not so uncommon as previously thought and hopefully its adequate recognition should expand even more this database in the future. Nevertheless, the suggestion of Gibert (1996) that the ichnogenus could be produced by a single decapod taxon or, to put in different words, that it is a 'monophyletic' ichnogenus, may still hold. Gibert (2003) addressed the problem

of monophyly and polyphyly in trace fossils, and based on previous work done by modern ethologists proposed a series of criteria to recognize behavioral homology and homoplasy in the ichnological record. While the more or less continuous stratigraphic record supports monophyly ('stratigraphic criterion'), the consistent, complex, and highly patterned architecture of *Sinusichnus* complies with the 'ichnocomplexity criterion', which may be stated as 'the more complex is a behavior recorded by one or several ichnotaxa, the more likely the behavior is homologous'. Thus, the constructional and functional behavior recorded by *Sinusichnus* very likely records the work of a particular decapod taxon, which may still exist today and have yet to be recorded in modern settings. The evolution of this sophisticated behavior took place in the Upper Cretaceous, if not earlier, in the framework of the Mesozoic diversification of decapods, which was particularly important during the Cretaceous (Carmona et al. 2004). This diversification led to the increasing abundance and diversity of crustacean trace fossils as part of the evolution of new life strategies in the context of the Mesozoic Marine Revolution (Carmona et al. 2004; Buatois et al. 2009).

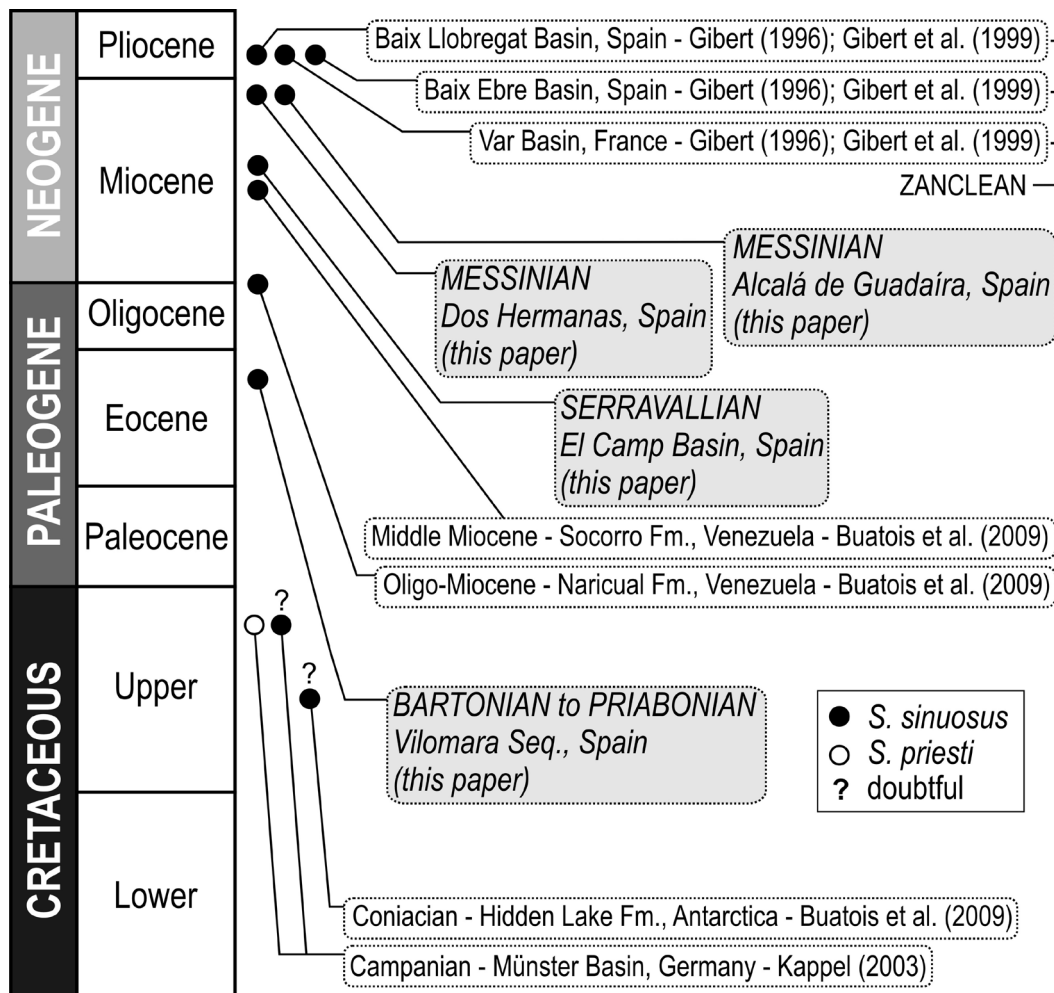


Fig. 10. Stratigraphic distribution of known fossil occurrences of the ichnogenus *Sinusichnus*.

Conclusions

- The new occurrences of the ichnogenus *Sinusichnus* described herein demonstrate that this trace fossil is not so uncommon as previously thought and complete its known record from the Upper Cretaceous until the Lower Pliocene.
- The architectural affinity of *Sinusichnus* burrow systems to modern and fossil decapod crustacean tunnel networks, point out to this kind of organisms as the most likely tracemakers.
- The sinusoidal regularity of *Sinusichnus* evidences a sophisticated behavior whose functional significance is not clear. A comparable complex architecture is only found in graphoglyptids what suggests a possible common functional purpose with them. Based on that, we interpret *Sinusichnus* as the result of a combination of fodinichnial and agrichnial behavior, where complex geometry may have been also evolved as a defensive mechanism to deter the entrance of intruders into the burrow.
- *Sinusichnus* is most characteristic of shallow marine, nearshore environments, particularly deltaic settings commonly affected by high sedimentation rates. Nevertheless, it may occur in deeper water settings.
- *Sinusichnus* records the work of an unknown group of decapod crustaceans, which developed a complex burrow architecture as a result of a successful highly-sophisticated behavioral program. The evolution of such behavior has to be framed within the Cretaceous diversification experimented by decapods.

Acknowledgements

This study is part of the activities of the research project CGL 2010-15047 of the Spanish Science and Innovation Ministry. Z. Belaústegui is supported by a F.P.I. doctoral fellowship of the same ministry. The authors acknowledge the help provided in the field of Dr. Carlos Cónsole, Manuel Vicente Maestre and Joaquin Cárdenas, and the technical assistance of Alejandro Gallardo in the preparation of some specimens. Diego García Ramos and Dr. Hugo Corbí assisted in the dating of outcrops in the Guadalquivir Basin.

References

- Atkinson, R.J.H. and Taylor, A.C. 1988. Physiological ecology of burrowing decapods. *Symposia of the Zoological Society of London* 59: 201–226.
- Bajo, I., Rico-García, A., Cárdenas-Carretero, J., Maestre, V. and Borghi, E. 2008. Asociación de equinoideos en las calcarenitas messinienses de Alcalá de Guadaíra (Sevilla, SO España). *Geogaceta* 45: 55–58.
- Belaústegui, Z. and Gibert, J.M. de 2009. Icnofábrica de *Cylindrichnus* en el Mioceno de la costa de Tarragona (Cataluña, España). *Paleolusitana* 1: 97–104.
- Belaústegui, Z. and Gibert, J.M. de 2011. Middle Miocene temperate carbonates from NE Spain: an ichnological and taphonomic approach to depositional interpretation. In Bádenas, B., Aurell, M. and Alonso-Zarza,

- A.M. (eds.): *Abstracts, 28th IAS Meeting of Sedimentology 2011*, Zaragoza, Spain, 371pp.
- Belaústegui, Z., Muñiz, F. and Gibert, J.M. de 2010. Madrigueras de *Uca tangeri* (Decapoda: Brachyura: Ocypodidae), ensayos de moldeo con resinas en el Estuario del río Piedras (Lepe, Huelva, SO España). *Cidaris* 30: 73–76.
- Belaústegui, Z., Gibert, J.M. de, Domènech, R., Muñiz, F. and Martinell, J. 2011. Tafonomía y contexto paleoambiental de los restos de un cetáceo del Mioceno medio de Tarragona (NE España). *Geobios* 44: 19–31.
- Belaústegui, Z., Gibert, J.M. de, Domènech, R., Muñiz, F. and Martinell, J. 2012. Clavate borings in a Miocene cetacean skeleton from Tarragona (NE Spain) and the fossil record of marine bone bioerosion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 323–325: 68–74.
- Beynon, B.M. and Pemberton, S.G. 1992. Ichnological signature of a brackish water deposit: an example from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake Oil Sands area, Alberta. In: S.G. Pemberton (org.) *Applications of Ichnology to petroleum exploration*, Society of Sedimentary Geologists, p. 199–221.
- Braga, J.C., Martín, J.M. and Aguirre, J. 2002. Southern Spain. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 320–327.
- Bromley, R.G. 1996. *Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications*. 361 pp. Chapman and Hall, London.
- Bromley R.G. and Ekdale, A.A. 1998. *Ophiomorpha irregulare* (trace fossil): Redescription of the ichnospecies from the Cretaceous of the Book Cliffs and Wasatch Plateau, Utah. *Journal of Paleontology* 72: 773–778.
- Bromley, R.G. and Frey, R.W. 1974. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 23: 311–335.
- Buatois, L.A., Macsotay, O. and Quiroz, L.I. 2009. *Sinusichnus*, a trace fossil from Antarctica and Venezuela: expanding the datasets of crustaceans burrows. *Lethaia* 42: 511–518.
- Cabello, P., Falivene, O., López-Blanco, M., Howell, J., Arbués, P. and Ramos, E. 2010. Modelling facies belt distribution in fan deltas coupling sequence stratigraphy and geostatistics: The Eocene Sant Llorenç del Munt example (Ebro foreland basin, NE Spain). *Marine and Petroleum Geology* 27: 254–272.
- Cabello, P., Falivene, O., López-Blanco, M., Howell, J., Arbués, P. and Ramos, E. 2011. An outcrop-based comparison of facies modelling strategies in fan-delta reservoir analogues from the Eocene Sant Llorenç del Munt fan-delta (NE Spain). *Petroleum Geoscience* 17: 65–90.
- Cabrera, L., Calvet, F., Guimerà, J. and Permanyer, A. 1991. El registro sedimentario miocénico en los semigrabens del Vallès-Penedès y de El Camp: organización secuencial y relaciones tectónica-sedimentación. *Libro-Guía Excursión 4, I Congreso del grupo español del Terciario*, Vic, 132 pp.
- Cabrera, L., Roca, E., Garcés, M. and de Porta, J. 2004. Estratigrafía y evolución tectonosedimentaria oligocena superior-neógena del sector

- central del margen catalán (Cadena Costero-Catalana). In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 569–572.
- Carmona, N.B., Buatois, L.A., and Mángano, M.G. 2004, The trace fossil record of burrowing decapod crustaceans: Evaluating evolutionary radiations and behavioural convergence. In Webby, B.D., Mángano, M.G., and Buatois, L.A. (Eds.) *Trace Fossils in Evolutionary Palaeoecology: Fossils and Strata* 51: 143–153.
- Cavagnetto, C. and Anadón, P. 1996. Preliminary palynological data on floristic and climatic changes during the Middle Eocene-Early Oligocene of the eastern Ebro Basin, northeast Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology* 92: 281–305.
- Clauss, F.L. 1991. Las microfácies carbonatadas neógenas en un sector occidental de la Depresión del Bajo Guadalquivir. *Estudios geológicos* 47: 183–192.
- Clayton, D. 2005. Substrate (acoustic/vibrational) communication and ecology of the ghost crab *Ocypode jousseaumei* (Brachyura: Ocypodidae). *Marine and Freshwater Behaviour and Physiology* 38: 53–70.
- Droser, M.L. and Bottjer, D.J. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabrics. *Journal of Sedimentary Research* 56: 558–559.
- Dworschak, P.C. and Rodrigues, S. de A. 1997. A modern analogue for the trace fossil *Gyrolithes*: burrows of the thalassinidean shrimp *Axianassa australis*. *Lethaia* 30: 41–52.
- Ekdale, A.A. 1980: Graphoglyptid burrows in modern deep-sea sediments. *Science* 207: 304–306.
- Ekdale, A.A. 1992. Muckraking and Mudslinging: the joys of deposits- feeding, pp. 145-171. In Maples, C.G. and West, R.W. (Eds.) *Trace Fossils, Short Courses in Paleontology*, 5. Paleontological Society, Knoxville.
- Ekdale, A.A. and Berger, W.H. 1978. Deep-sea ichnofacies: modern organism traces on and in pelagic carbonates of the western equatorial pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 23: 263–278.
- Ekdale, A.A. and Gibert, J.M. de 2010. Paleoethologic significance of bioglyphs: fingerprints of the subterraneans. *Palaaios* 25: 540–545.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., and Pemberton, S.G. 1984, *Ichnology, the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy*: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 15, 317 p.
- Farrow, G.E. 1971. Back-reef and lagoonal environments of Aldabra Atoll distinguished by their crustacean burrows. *Zoological Society of London, Symposium* 28: 455–500.
- Felder, D.L. 2001. Diversity and ecological significance of deep-burrowing macrocrustaceans in coastal tropical waters of the Americas (Decapoda: Thalassinidea). *Interciencia* 26: 440–449.
- Fillion, D. and R. K. Pickerill, R.K. 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Watana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* 7: 1–119.
- Frey, R.W., Howard, J.D. and Pryor, W.A. 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 23: 199–229.
- Fontboté, J.M., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P. and Fernández-Ortigosa, F. 1990. The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia

- Trough (Western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica España* 3: 249–259.
- Fuchs, T. 1895. Studien über Fucoiden and Hieroglyphen. *Akademie der Wissenschaften zu Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Denkschriften* 62: 369–448.
- Gibert, J.M. de 1996. A new decapod burrow system from the NW Mediterranean Pliocene. *Revista Española de Paleontología* 11: 251–254.
- Gibert, J.M. de 2003. Criterios icnológicos para reconocer comportamientos homólogos y homoplásticos en el registro fósil. *Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial* 9: 9–15.
- Gibert, J.M. de and Ekdale, A.A. 1999. Trace fossil assemblages reflecting stressed environments in the Middle Jurassic Carmel Seaway of central Utah. *Journal of Paleontology* 73: 711–720.
- Gibert, J.M. de and Ekdale, A.A. 2010. Paleobiology of the crustacean trace fossil *Spongeliomorpha iberica* in the Miocene of southeastern Spain. *Acta Palaeontologica Polonica* 55: 733–740.
- Gibert, J.M. de and Martinell, J. 1993. Controles paleoambientales sobre la distribución de las paleoicnocenosis en el estuario plioceno del Baix Llobregat (Barcelona, Catalunya). *Revista Española de Paleontología* 8: 140–146.
- Gibert, J.M. de and Martinell, J. 1996. Trace fossil assemblages and their palaeoenvironmental significance in the Pliocene marginal marine deposits of the Baix Ebre (Catalonia, NE Spain). *Géologie Méditerranéenne* 23: 211–225.
- Gibert, J.M. de and Martinell, J. 1998. Ichnofabric analysis of the Pliocene marine sediments of the Var Basin (Nice, NE France). *Geobios* 31: 271–281.
- Gibert, J.M. de and Sáez, A. 2009. Paleohydrological significance of trace fossil distribution in Oligocene fluvial-fan-to-lacustrine systems of the Ebro Basin, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 272: 162–175.
- Gibert, J.M. de, Jeong, K. and Martinell, J. 1999. Ethologic and ontogenic significance of the Pliocene trace fossil *Sinusichnus sinuosus* from the northwestern Mediterranean. *Lethaia* 32: 31–40.
- Gibert, J.M. de, Mas, G. and Ekdale, A.A. (in press). Architectural complexity of marine crustacean burrows: unusual helical trace fossils from the Miocene of Mallorca, Spain. *Lethaia*.
- Gómez-Paccard, M., López-Blanco, M., Costa, E., Garcés, M., Beamud, E. and Larrasoana, J.C. 2011. Tectonic and climatic controls on the sequential arrangement of an alluvial fan/fan-delta complex (Montserrat, Eocene, Ebro Basin, NE Spain). *Basin Research* 23: 1–19.
- González Delgado, J.A. (Coord.), Civis, J., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Ledesma, S., Pais, J., Sierro, F.J., Zazo, C. 2004. Cuenca del Guadalquivir. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, pp. 543–550.
- Griffis, R.B. and Suchanek, T.K. 1991. A model of burrow architecture and trophic modes in thalassinidean shrimps (Decapoda: Thalassinidea). *Marine Ecology Progress Series* 79: 171–183.
- Grimm, K.A. and Follmi, 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.

- Hertweck, G. 1986: Burrows of the polychaete *Nereis virens* SARS. *Senckenbergiana Maritima* 17: 319–331.
- Hitchcock, E. 1858. *Ichthyology of New England. A Report on the Sandstone of the Connecticut Valley, Especially Its Fossil Footmarks*. W. White, Boston.
- Jumars, P.A., Mayer, L.M., Deming, J.W., Baross, J.A. and Wheatcroft, R.A. 1990. Deep-sea deposit-feeding strategies suggested by environmental and feeding constraints. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London A* 331: 85–101.
- Kappel, O. 2003. Ichnofossilien im Campanium des SE-Münsterlanders. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie* 96: 1–195.
- Książkiewicz, M. 1968. O niektórych problematykach z fliszu Karpat Polskich (Czesc III). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 38: 3–17.
- Książkiewicz, M. 1970. Observations on the ichnofauna of the Polish Carpathians. In Crimes, T. P. and Harper, J. C. (Eds). *Trace fossils*. Geological Journal, Special Issue 3, 283–322.
- Linsenmair, K.E. 1967: Konstruktion und Signalfunktion der Sandpyramide der Reiterkrabbe *Ocypode saratan* Forsk. (Decapoda Brachyura Ocypodidae). *Zeitschrift für Tierpsychologie* 24: 403–456.
- López-Blanco, M. 1993. Stratigraphy and sedimentary development of the Sant Llorenç del Munt fan-delta complex (Eocene, southern Pyrenean foreland basin, northeast Spain). In: Frostick, L.E. and Steel, R. (eds) *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions. International Association of Sedimentologists, Special Publication* 20: 67–88.
- López-Blanco, M. 1996. Estratigrafía Secuencial de Sistemas Deltaicos de Cuencas de Antepaís: Ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, Cuenca de antepaís surpirenaica). Ph.D. thesis, University of Barcelona, 238 pp.
- López-Blanco, M., Marzo, M., Burbank, D., Vergés, J., Roca, E., Anadón, P. and Piña, J. 2000a. 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.
- López-Blanco, M., Piña, J. and Marzo, M. 2000b. Transgressive-regressive sequence hierarchy of foreland, fan delta clastic wedges (Montserrat and Sant Llorenç del Munt, Middle Eocene, Ebro basin, Spain). *Sedimentary Geology* 138: 41–69.
- López-Blanco, M., Piña, J. and Marzo, M. 2000c. Anatomy of regressive tracts in a regressive sequence set: Vilomara unit, Sant Llorenç del Munt, Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentary Geology* 138: 143–159.
- Netto, R.G., Buatois, L.A., Mángano, M.G. and Balistieri, P. 2007: *Gyrolithes* as a multipurpose burrow: An ethologic approach. *Revista Brasileira de Paleontologia* 10: 157–168.
- Pemberton, G.S., Risk, M.J. and Buckley, D.E. 1976. Supershrimp: Deep Bioturbation in the Strait of Canso, Nova Scotia. *Science* 192: 790–791.
- Perconig, E. 1966. Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico “Andaluciense” para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marina. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 91: 13–40.
- Pervesler, P. and Dworschak, P.C. 1985. Burrows of *Jaxea nocturna* Nardo in the Gulf of Trieste. *Senckenbergiana maritima* 17: 33–53.

- Riaza, C. and Martínez del Olmo, W. 1996. Depositional model of the Guadalquivir – Gulf of Cadiz Tertiary basin. In: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 330–338.
- Rico-García, A., Cárdenas, J., Bajo, I., Maestre, V. and Civis, J. 2008. La sección “Hacienda Clarevot” (Sevilla, SO España) y su registro paleontológico (Neógeno superior, Cuenca del Guadalquivir). In: González-Delgado, J.A. and Civis, J. (Eds.), *The Atlantic Neogene in the international year of the Earth Planet*, Abstractbook, Fourth Congress Buenos Aires (Argentina), p. 37.
- Rieth, A. 1932. Neue Funde spongiomorpher Fucoiden aus dem Jura Schwabens. *Geologische und palaeontologische Abhandlungen, new ser.* 19: 257–294.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L. and Marzo, M. 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315: 209–229.
- Romero-Wetzel, M.B. 1989. Branched burrow-systems of the enteropneust *Stereobalanus canadensis* (Spengel) in deep-sea sediments of the Vøring-plateau, Norwegian sea. *Sarsia* 74: 85–89.
- Rona P., Seilacher A., de Vargas C., Gooday, A.J., Bernhard J.M., Bowser, S., Vetriani, C., Wirsén, C.O., Mullineaux, L., Sherrell R., Grassle J.F., Low S. and Lutz R.A. 2009. *Paleodictyon nodosum*: A living fossil on the deep-sea floor. *Deep-Sea Research II* 56: 1700–1712.
- Rudnick, D.A., Chan, V. and Resh, V.H. 2005. Morphology and impacts of the burrows of the Chinese mitten crab, *Eriocheir sinensis* H. Milne Edwards (Decapoda, Grapsoidea), in South San Francisco Bay, California, U.S.A. *Crustaceana* 78: 787–807.
- Sanz de Galdeano, C. and Vera, J.A. 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research* 4: 21–36.
- Saporta, G. de. 1884. *Les organismes problématiques des anciennes mers*. Paris, Masson, 102 p.
- Schneider, W. 1962. Lebensspuren aus der Grafenthaler Senne (Ordovizium) am Schwarzbürger Sattel. *Geologie* 11: 954–960.
- Schober, U.M. and Christy, J.H. 1993. Sand disposal of the painted ghost crab *Ocypode gaudichaudii* (Decapoda: Ocypodidae): A possible role in courtship. *Marine Biology* 116: 53–60.
- Seike, K., Jenkins, R.G., Watanabe, H., Nomaki, H. and Sato, K. 2012. Novel use of burrow casting as a research tool in deep-sea ecology. *Biology Letters*, doi:10.1098/rsbl.2011.1111.
- Seilacher, A. 1977. Pattern analysis of *Paleodictyon* and related trace fossils. In Crimes, T.P. and Harper, J.C. (Eds.) *Trace fossils* 2. Geological Journal Special Issue No. 9, 289–334.
- Seilacher, A. 2007. *Trace Fossil Analysis*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, 226 pp.
- Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. and Civis, J. 1990. The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *Paleontología i evolució. Memòria especial* 2: 210–250.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. and Civis, J. 1996. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of

- Guadalquivir (SW Spain). In: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 339–345.
- Toots, H. 1963. Helical burrows as fossil movement patterns. *Contributions to Geology* 2: 129–134.
- Torres, T. de, Fernández, M.C., Leyva, F., Granados, L.F., Martínez, F., Borragán, J. and Antón, S. 1977. *Mapa Geológico de España escala 1:50.000 (MAGNA). Hoja de Dos Hermanas (1002)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Vera, J.A. 2000. El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 2: 345–373.
- Verdenius, J.G. 1970. Neogene stratigraphy of the western Guadalquivir Basin (southern Spain). *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 3: 7–109.
- Vergés, J., Fernández, M., Martínez, A. 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post- collisional evolution. In: Rousebaum, G., Lister, L.G. (Eds), *Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen: Journal of the Virtual Explorer*, 8: 55-74.

ANEXO II
English Summary

ICHOLOGIC AND TAPHONOMIC STUDY FROM THE MIDDLE MIOCENE OF EL CAMP DE TARRAGONA BASIN (NE SPAIN)

1. INTRODUCTION

Middle Miocene sequences of El Camp de Tarragona Basin are well known since the Nineteenth Century. Although several studies have focused on the geology, sedimentology, stratigraphy and/or paleontology for specific areas in the region, research encompassing all of the sections located along the modern coast of this basin did not exist.

The aim of the present research is to study the palaeoenvironments recorded in the marine Miocene sediments from El Camp de Tarragona Basin, through the taphonomic and ichnologic perspectives. In particular, it integrates the data obtained from the taphonomic analysis of the skeletal accumulations, both invertebrates and vertebrates, with the information provided by the study of the ichnoassemblages and the ichnofabrics identified along the studied sections, in order to propose a general model to interpret the sedimentary and paleoenvironmental evolution of these sections.

This report contains three main sections: a) Geology and stratigraphy (chapters 4 and 5); b) Taphonomy (chapter 6); and c) Ichnology (chapter 7). The remaining chapters (1, 2 and 3) include the introduction, objectives and methodology. Along with these three sections are enclosed the six papers that constitute this thesis. Despite the fact that these papers make reference to specific subjects, all of them incorporate a combination of these three main groups of data.

Chapters 4 and 5 (Geological Setting and Stratigraphy, respectively), include a general overview of the geology of El Camp de Tarragona Basin. Detailed geological cartography and stratigraphy of the coastal outcrops of this basin are presented for the first time.

Chapter 6 (Taphonomy) provides an introduction of general aspects and the employed methodology, and two particular cases have been studied in detail:

- a) BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2011. Taphonomy and paleoenvironmental setting of cetacean remains from the Middle Miocene of Tarragona (NE Spain). *Geobios* 44, 19–31.
- b) BELAÚSTEGUI *ET AL.* 2012b. A taphonomic approach to the genetic interpretation of clypeasteroid accumulations from the Miocene of Tarragona, NE Spain. *Lethaia* 45, 548–565.

It is relevant to point out that although those papers on bioerosion structures have been included in the chapter of Ichnology (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012a and

BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2013), they both also have a high taphonomic significance and would be complementary to the two papers included herein.

Chapter 7 (Ichnology) includes a systematic section for both bioerosion and bioturbation structures and descriptions of the main ichnoassemblages identified in the studied sections. In this chapter the remaining included papers are gathered:

- a) BELAÚSTEGUI & GIBERT (2013). Bow-shaped concentrically-laminated polychaete burrows: a '*Cylindrichnus concentricus*' ichnofabric from the Miocene of Tarragona, NE Spain. *Palaeo3*.
- b) BELAÚSTEGUI *ET AL.* (*under review*). *Sinusichnus sinuosus*, a not-so-uncommon crustacean burrow: new occurrences from the Paleogene and Neogene of Spain. *Acta Palaeontologica Polonica*.
- c) BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012a. Clavate borings in a Miocene cetacean skeleton from Tarragona (NE Spain) and the fossil record of marine bone bioerosion". *Palaeo3* 323–325, 68–74.
- d) BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2013. Clypeasteroid echinoid tests as benthic islands for gastrochaenid bivalve colonization: evidence from the Middle Miocene of Tarragona, north-east Spain. *Palaeontology*, doi: 10.1111/pala.12015.

Chapters 8 and 9 present a general Taphonomic-Ichnologic model and the major conclusions.

2. OBJECTIVES

The main goals set at the beginning of this research were four:

- a) To characterize the lithofacies present in El Camp Basin and to define their vertical and lateral relationships in order to interpret the depositional settings and their spatial and temporal distribution.
- b) From the taphonomic analysis of fossil accumulations, including both vertebrate and invertebrate remains, to characterize and interpret as far as possible their depositional conditions and the paleoecology of benthic communities.
- c) To characterize the trace fossil assemblages and their stratigraphic distribution in order to interpret the features of the endobenthic communities and their paleoecological and depositional implications.

- d) To combine all the paleontological and sedimentological data to propose an interpretation on the marine paleoenvironments prevailing in El Camp de Tarragona Basin during the Middle Miocene.

3. METHODOLOGY

Most of the work carried out for this research was accomplished in the field. The methodology used to collect sedimentologic, paleontologic and geologic data employed standard tools and field techniques (Figs. 1 to 5).

4. GEOLOGICAL SETTING

The study area is located in the northeastern part of the Iberian Peninsula, specifically in the municipality of Tarragona along part of the southern coast of Catalonia (Fig. 6, 7 and 9). In particular, from SW to NE, the studied outcrops are those named El Miracle, El Fortí de la Reina, L'Arrabassada, Sanatori, La Savinosa, Cala Romana, Waikiki, Punta de la Móra, Tamarit, Altafulla and Torredembarra (Fig. 9 and 11), all located along the coast. These outcrops belong to the Miocene infill of the El Camp de Tarragona Basin. This basin, also known as the Valls-Reus Depression (BARNOLES *ET AL.*, 1983), constitutes an extensional half-graben and it is part of the onshore sector of the Valencia Trough (Fig.6).

In the Valencia trough, a basin developed from the Late Oligocene until the Late Miocene in the western Mediterranean between the Balearic Islands and the coastline of the Iberian Peninsula, two domains (FONTBOTÉ *ET AL.*, 1990; ROCA, 1992) were differentiated: the *Catalán-Valenciano Domain*, extensive along the Neogene, and the *Bético-Balear Domain*, thrusting the previous. In this context, El Camp de Tarragona Basin is part of the *Catalán-Valenciano* domain (Fig. 6).

Two principal depositional sequences were recognized in the Miocene succession of the emerged sector of the Valencia Trough (CABRERA *ET AL.*, 1991): the Garraf and the Tarragona Sequences of Langhian and Serravallian (Middle Miocene) ages, respectively. Whereas the Garraf Sequence offers few outcrops in the El Camp Basin, the marine deposits of the Tarragona Sequence are well exposed. The Serravallian units correspond to the post-rift stage (CABRERA *ET AL.*, 2004) and consist of shallow marine sediments deposited in a mixed siliciclastic-carbonate platform (Fig. 8 and 10). These deposits, including a set of calcisiltites, calcarenites, coquinas and sandstones, were named by BARNOLES *ET AL.* (1983) as the Ardenya Unit, to which the sections studied herein belong.

The carbonates consist mostly of fossils of molluscs accompanied by common echinoids, bryozoans and coralline red algae. The whole assemblage of skeletal components is typical of foramol (LEES & BULLER, 1972) carbonates characteristic of temperate (non-tropical) settings.

5. STRATIGRAPHY

El Miracle section (Figs. 12, 13 and 14)

Although GIBERT *ET AL.* (1996) described an 18.5 m section of Miocene sedimentary rocks in this outcrop, only the lower 4 or 5 m are preserved today. The base of the sequence is a fine- to medium-grained, coralline red algal biocalcarenite. The abrupt boundary with the overlying sediments is marked by a firmground indicated by the presence of *Thalassinoides* within the biocalcarenites. The 8.5-m-thick unit above consists of a medium- to coarse-grained biocalcarenite with *Ophiomorpha* and disperse macrofossils (clypeasteroid echinoids, ostreid and pectinid bivalves, and branched and celleporiform bryozoans). In the lower part of this unit, a 0.7-m-thick level rich in clypeasteroids occurs (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012b). Finally, the upper 7 m of this section are formed by an intercalation of clay levels and biocalcarenites rich in celleporiform bryozoans and burrows.

Fortí de la Reina section (Figs. 12, 13 and 15)

This section, previously described by GIBERT *ET AL.* (1996), includes 4 m of Miocene sediments deposited just above a Mesozoic substrate consisting of Jurassic dolomites. The contact between these two materials is an angular unconformity, where the top of the Mesozoic strata is intensely bored. This surface is horizontal and lies parallel to the Miocene beds. It corresponds to a bioerosion surface (SB0), and although it is dominated by the bioerosion ichnogenera *Gastrochaenolites* and *Entobia*, other bioerosion ichnotaxa such as *Phrixichnus* or *Maeandropolydora* are also observable (DOMÈNECH *ET AL.*, 2001). The bored surface is overlain by a fining upward conglomeratic unit (0.8 m aprox.) consisting of angular boulders and cobbles, derived from the Jurassic dolomites, containing common *Entobia* and less abundant *Gastrochaenolites*. The top of these conglomerates also appears to be intensely bored (mainly *Gastrochaenolites* and *Entobia*). The bioerosion structures affect both the cobbles as the matrix, thus constituting another bioerosion surface (SB1). Overlying this surface, a biocalcarenite with rare shelly macrofossils but with prominent bioturbation in the form of *Ophiomorpha* burrows was deposited.

L'Arrabassada section (Figs. 12, 13 and 16)

The L'Arrabassada section, previously studied in detail by GIBERT *ET AL.* (1996, 2005), consists of 11.5 m of Miocene sediments. As in the section of El Fortí de la Reina, the Miocene sediments overlie a substrate formed by Jurassic dolomites, which are intensely bored at the boundary by bivalves and clionaid sponges (ichnogenera *Gastrochaenolites* and *Entobia*, respectively, DOMÈNECH *ET AL.*, 2001). The lower 3.5 m of the Miocene succession consist of a fining-upward sequence beginning with a conglomerate containing bioeroded dolomite clasts, followed by a biocalcarenite unit, rich in clypeasteroid echinoids and other fossils (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012b and 2013). This unit is overlain by a second fining, upward sequence composed of a dolomitic conglomerate at the base overlain by a

well-sorted, medium-grained biocalcarenite with abundant invertebrate macrofossils and intensely burrowed (*Ophiomorpha* cf. *nodosa*) at the top. Two meters above the bottom of this second sequence, numerous *Gastrochaenolites*-like structures are recognizable, which indicate a hardening of the substrate, and they constitute a subsequent bioerosion surface (SB2). The uppermost part of the L'Arrabassada section consists of a cross-bedded, fine- to medium-grained, 4-m-thick quartzitic sandstone unit, where the rosetted feeding trace fossil *Haentzschelinia otto*i occurs (GIBERT ET AL., 1995).

Sanatori section (Figs. 17, 18 and 19)

This 18.5-m-thick section is composed of a basal fining-upward sequence (10 m aprox.), which starts in the base with a dolomitic conglomerate (identical to those from El Fortí de la Reina and L'Arrabassada sections) that gradually changes to a fined-grained and cross-bedded biocalcarenite at the top. Overlying this sequence is a fine-to-medium grained biocalcarenite, rich in fragments of coralline red algae. The top of this unit consists of a karstic surface affected by abundant bioerosion structures (*Gastrochaenolites* isp.), i.e., a new bioerosion surface (SB3). Finally, over this surface a 0.5-m-thick sandstone unit, very similar in composition to those from L'Arrabassada section but sparsely bioturbated (isolated *Ophiomorpha* isp.) was deposited.

La Savinosa and Cala Romana sections (Figs. 20, 21 and 22)

La Savinosa section consists of 17.5 m of Miocene sedimentary rocks deposited over a bioerosion surface (SB0), which is developed on top of a Mesozoic substrate, exactly the same as in the El Fortí de la Reina and L'Arrabassada sections. Just as in those cases, the fining upward sequence (6 m aprox.) deposited just over the surface consists in the gradual transition from dolomitic conglomerate to medium-to-coarse grained biocalcarenites. At the top of this sequence, abundant clavate borings (*Gastrochaenolites* isp.) appear, and this indicates the presence of a new bioerosion surface (SB4). A calcisiltite unit (3.5 m), on whose top appear several *Thalassinoides*-like structures that could indicate the presence of a possible firmground, was deposited on this new bioerosion surface. Finally, above the calcisiltite unit, a new fining upward sequence (8 to 9 m) with sparse macrofossils and isolated bioturbation structures (*Thalassinoides* isp. and *Ophiomorpha* isp.) appears.

In the Cala Romana section, the contact between the Miocene and the Mesozoic (SB0) can be observed once again. This section has not been studied in detail. There, the typical lower dolomitic conglomerates are covered by biocalcarenites containing abundant turritelid gastropods and oysters.

Waikiki section (Figs. 23, 24 and 25)

This 27-m-thick section starts at the bottom with a coarsening upward sequence (12.5 m aprox.) deposited above a biocalcarenite unit, whose top exhibits an

irregular topography with abundant grooves and crevices, exhumed bioturbation structures (*Thalassinoides*-like), clavate borings (*Gastrochaenolites* isp.), and small bioerosion structures that probably were produced by worms. All these features suggest the presence of another bioerosion surface (SB5) (BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2009 and 2013; BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2011). The bottom of the overlying sequence consists of glauconitic calcisiltites characterized by a *Cylindrichnus concentricus* ichnofabric that gradually changes to non-glauconitic calcisiltites characterized by a *Thalassinoides suevicus* ichnofabric. The top of this sequence is a fine-grained biocalcarenite unit with isolated bioturbation structures (mainly *Ophiomorpha* isp.). Erosionally overlying this sequence is a second coarsening upward sequence with medium-to-coarse grained biocalcarenites at the bottom and a rhodolite coquina at the top.

The upper three units occur in a very limited and vegetated outcrop. Because of this, they have not been studied in detail. Nevertheless, it is possible to distinguish at the bottom a terrigenous biocalcarenite with abundant specimens of *Sinusichnus sinuosus*, covered by grey marls rich on benthic and planktonic foraminifera, and intensely bioturbated biocalcarenites at the top.

Punta de la Móra section (Figs. 26, 27 and 28)

This is a 27-m-thick section dominated by cross-bedded, pectinid-rich biocalcarenites and mollusk coquinas except for a calcisiltite unit occurring in the lower part of the section. In particular, the basal unit consists of a cross-bedded, medium-to-coarse grained biocalcarenite (7 m aprox.) with abundant macrofossils (pectinids, ostreids, clypeasteroids, mammal bones and sparid teeth) that gradually changes to a calcisiltite unit exhibiting intense bioturbation (*Thalassinoides* isp.) and an intercalation (1.7 m) of a bryozoan-rich (*Metrarabdotos tarraconensis*) coquina. Above it there are three fining upward biocalcarenite units rich in mollusks and echinoids, ostreids or fragments of coralline red algae. The uppermost unit, rich in rhodophycean algae, bears a karstic surface at the top, with their grooves and crevices infilled by thousands of clypeasteroids (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012b). This clypeasteroid accumulation constitutes the base of the upper unit of this section, which consists in a coquina-rich in barnacles, pectinids and ostreids.

Tamarit section (Figs. 29 and 30)

This section presents steep profiles and quite complicated accesses, either by topography or by private properties. Reason for which, the section has not been studied in detail. Nevertheless some results are presented.

This section is dominated by large-scale cross-bedded biocalcarenite units with common macrofossils and isolated burrows (mainly *Ophiomorpha*, *Thalassinoides* and *Gyrolithes*). Additionally, in the oriental part of this section there are several marly units with abundant planktonic foraminifera.

Altafulla section (Figs. 31 to 34)

This 9-m-thick section, previously described by PORTA (1971), begins with a fine-grained biocalcarenite (rich in fragments of coralline red algae) that is overlain by a glauconitic calcisiltite characterized by a *Cylindrichnus concentricus* ichnofabric identical to that of the Waikiki section. Above this unit is a fining-upward rhodolith coquina, above which is a calcisiltite (without glaucony). Finally, on the top of an erosive lag, a biocalcarenite unit is present.

Torredembarra section (Figs. 31, 32, 33 and 35)

The Torredembarra section, partially described by PORTA (1971), consists of 32 m of Miocene sediments. The first 17 m show three coarsening-upward sequences containing fine- to coarse-grained biocalcarenites, which commonly contain pectinids or coralline red algae. The top of the third sequence is a rhodolith coquina, which is overlain by intensely bioturbated glauconitic calcisiltites. Above them, as in the Altafulla section, a cross-bedded biocalcarenite unit was deposited. Isolated clypeasteroids are common in this unit. It is overlain by a bryozoan-rich (*Metrarabdotos tarraconensis*) biostrome followed by a calcisiltite unit containing abundant pectinids and isolated *Thalassinoides* burrows.

General conclusions

Four main facies associations are proposed:

- a) *Facies related to paleocliffs*. These facies consist of heterometric conglomerates containing large, complete oyster shells. Bioerosion in both lithoclasts and fossils is abundant. These deposits usually lie atop the pre-Miocene substrate, which also is intensely bored. The trace fossil assemblage exemplifies a *Gastrochaenolites-Entobia* assemblage, which is widespread in the Neogene rocky shores.
- b) *Inner-platform facies*, which include a variety of carbonate deposits. Large-scale, cross-bedded biocalcarenites record the presence of subtidal dune fields, while rhodophyte carbonates and bivalve and echinoid (clypeasteroid) coquinas constitute facies in different settings. In general, the evidence of burrowing in these deposits is very limited, although some horizons exhibit moderate to high bioturbation dominated by *Ophiomorpha* and *Thalassinoides*. Since these deposits were formed under shallow and energetic depositional conditions, most skeletal remains display a high degree of fragmentation and abrasion, although some macrofossils are complete and undamaged.
- c) *Outer-platform facies* are represented by calcisiltites, which are rich in glauconite in most distal settings. Normally, these calcisiltites display intense bioturbation. Glauconitic units bear an ichnofabric characterized mainly by the polychaete burrow *Cylindrichnus*, while non-glauconitic

calcsiltites display a *Thalassinoides*-dominated ichnofabric. Skeletal fossils occur in these fine-grained units. Very complete, concave-up valves of the pectinid *Amussium cristatum* in the glauconitic facies indicate offshore, low-energy conditions. Also, abundant delicate bryozoan colonies (*Metrarabdotos tarraconensis*) are found in these calcsiltite units, in some cases forming laterally continuous biostromes.

- d) *Siliciclastic facies* crop out locally, and they consist of well-sorted, fine- to medium-grained, quartzitic sandstones with large-scale cross-bedding and common bioturbation structures indicative of shallow marine conditions, or marly units related with open marine conditions.

6. TAPHONOMY – General conclusions

- In El Camp de Tarragona Basin, the taphonomic analysis (mainly focused on biostratinomic processes) of vertebrate and invertebrate fossils is shown as a very useful tool for interpreting the depositional environment of such fossils, completing the data inferred from the lithology, sedimentology and taxonomy.
- Two specific cases are presented:
 - a) From the taphonomic analysis of the skeletal remains of a juvenile cetacean skeleton, a possible paleoenvironmental context at the time of its placement is proposed. These cetacean remains were deposited and buried in a middle-outer platform setting under low energy conditions, below storm wave base. The sedimentation rate was low. The whale carcass suffered prolonged exposure on the sea floor, during which time the disarticulation of the skeleton was mainly due to intense scavenging. The state of preservation of the cetacean remains, disjointed and with associated elements, is similar to that of other cetacean fossils buried in offshore settings with low sedimentation rate, which contrasts with the best preservation of rapid buried skeletons. Since this interpretation is based on sedimentologic, ichnologic, taphonomic and faunal data from the level where these bones are included, the obtained information is applicable to similar levels (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2011).
 - b) The taphonomic analysis of the clypeasteroid concentrations studied in El Camp de Tarragona Basin indicates that they originated from a combination of biologic and sedimentologic factors, favored by the skeletal anatomy, lifestyle and preferred habit of these echinoids. Two of the concentrations are dominated by scutellid sand dollars (*Parascutella*), whereas the other two consist exclusively of *Clypeaster*. Such a low taxonomic diversity is a common feature in clypeasteroid concentrations in the Neogene of the Mediterranean

region. Whereas the *Parascutella* concentration at Punta de la Móra constitutes an example of a storm-induced skeletal concentration due to the transport and accumulation of dead tests, the remaining studied beds record autochthonous or parautochthonous accumulations resulting from *in situ* reworking in moderate energy settings (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012b).

7. ICHNOLOGY – General conclusions

Bioturbation

- Ten ichnotaxa of burrows have been recognized (Fig. 41). Eight are classified to ichnospecific level, and the two remaining ones are at the ichnogenic level. They have been grouped according to morphologic and ethologic parameters in:
 - a) Systems of galleries. *Gyrolithes* cf. *nodosus* (Figs. 30E, F, G; 36A), *Ophiomorpha* cf. *nodosa* (Figs. 15C; 16D; 36B, C, D, E), *Sinusichnus sinuosus* (Fig. 36F) and *Thalassinoides suevicus* (Figs. 34D; 36G).
 - b) *Spreiten* structures. *Haentzschelina otto* (Figs. 16C; 37A, B, C) and *Teichichnus rectus* (Fig. 37D, E).
 - c) Simple unlined, unornamented burrows. *Planolites* isp (see Fig. 5F, G from BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013).
 - d) Meniscate structures. cf. *Scolicia/Bichordites/Laminites* (Fig. 37F, G).
 - e) U- or bow-shaped burrows. *Cylindrichnus concentricus* (Fig. 37H) and *Schaubcylindrichnus coronus* (Fig. 37I).
- These trace fossils are attributed to the burrowing activity of marine invertebrates, mainly crustaceans and annelids. In the studied sections, the ichnogenera *Thalassinoides* and *Ophiomorpha* are the most common.
- Four principal ichnoassemblages are recognized:
 - a) *Cylindrichnus* ichnoassemblage occurs in the glauconitic calcisiltites of the Waikiki and Altafulla sections and is enclosed within the outer-platform facies. The resultant ichnofabric is characterized by intense bioturbation (ii, 4/5 *sensu* DROSER & BOTTJER, 1986), which has destroyed primary sedimentary structures. In this ichnofabric, described in detail by BELAÚSTEGUI & GIBERT (2013), other traces are also present in addition to *C. concentricus*, including abundant, gently inclined *spreiten* structures (*Teichichnus rectus*) and

uncommon lined (cf. *Ophiomorpha*) or unlined burrows (cf. *Thalassinoides*). This ichnofabric resulted from the intense bioturbation by polychaete suspension or surface-detritus feeders. The organisms inhabited an offshore setting under low-energy conditions with a low sedimentation rate and sufficient oxygen to allow continuous colonization (BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013).

- b) *Haentzschelinia/Ophiomorpha* ichnoassemblage is linked exclusively with the siliciclastic facies present in L'Arrabassada outcrop. It consists of a moderately bioturbated ichnofabric (ii, 2) composed of *Ophiomorpha* shafts and abundant *Haentzschelinia ottoj*, which probably were produced by decapods and annelids, respectively. These nearshore deposits have been tentatively interpreted as estuarine (GIBERT ET AL., 1995; 1996), and the absence of lateral facies continuity makes difficult a more precise interpretation.
- c) *Ophiomorpha* ichnoassemblage is associated with inner-platform facies under different energetic conditions and varying sedimentation rates. Isolated *Ophiomorpha* shafts and rare *Gyrolithes* burrows are common in finer-grained biocalcarenites. However, as in L'Arrabassada section, the biocalcarenites may display a more intense ichnofabric (ii, 3) dominated by *Ophiomorpha* systems constituted by numerous vertical shafts, about 1 m in length, which are connected to horizontal Y- and T-branched mazes (GIBERT ET AL., 1996). They are accompanied by uncommon *Gyrolithes* cf. *nodosus*, which could be parts of the same burrow systems, and some horizontal structures that are reminiscent of echinoid traces. Thus, ichnofabrics of inner shelf biocalcarenites are dominated by traces produced by infaunal decapods, probably thalassinidean shrimps, which were capable of colonizing the fine-grained skeletal sandy substrates under moderate-energy conditions in sublittoral settings. Thalassinidean shrimps are well known as major bioturbators in recent and modern shallow-marine carbonate environments (CURRAN, 2007). Variations in the intensity of bioturbation observed in the outcrops in Tarragona has to be related to the span of available colonization windows.
- d) *Thalassinoides* ichnoassemblages are present in inner- and outer-platform facies and in siliciclastic facies. The ichnofabric of the non-glaucopitic calcisiltites (Waikiki, Punta de la Móra and Altafulla sections) is characterized by horizontal crustacean mazes corresponding to *Thalassinoides suevicus*, which are differentially cemented and preferentially exposed by weathering. Locally, *Ophiomorpha* and *Teichichnus* are significant components of this ichnofabric, while rare occurrences of *Schaubcylindrichnus coronus* also have been observed.

Additionally, cross-bedded biocalcarenites seen in inaccessible cliff cuts and related to inner-platform facies exhibit bioturbated horizons formed by dense *Thalassinoides*-like burrows (ii, 4).

In the siliciclastic facies, this ichnoassemblage is mainly characterized by dense and complex 3-D burrow system (ii, 3/4), which are attributed to decapod burrowing activity and are comparable to *Thalassinoides*. Other trace fossils are unbranched horizontal structures, possibly produced by irregular echinoids, and a few specimens of *Haentzschelina otto*.

- Two specific cases are studied:
 - a) Despite the existing controversy around the ichnotaxonomy of the ichnospecies '*Cylindrichnus concentricus*', the detailed study of the ichnofabric dominated by this ichnospecies present in Tarragona, and the comparison of the Tarragonian specimens with the fossil record of this ichnotaxon, reveals that its general architecture consists in a broad U- or bow-shaped burrow. Although '*C. concentricus*' is a common constituent of offshore-to-shoreface diverse ichnofabrics in the Mesozoic and Cenozoic, this trace fossil also may be found as an elite trace fossil in *Cylindrichnus* ichnofabrics developed in outer-to-medium-platform settings during the Neogene (BELAÚSTEGUI & GIBERT, 2013).
 - b) The presence of the ichnospecies *Sinusichnus sinuosus* is described for the first time in the Middle Miocene of El Camp Basin, in the Late Miocene of the Guadalquivir Basin and in the Eocene of the Ebro basin. These new reports spread the fossil record of this trace (Late Cretaceous to Early Pliocene) (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, *under review*).

Bioerosion

- Five ichnotaxa of bioerosion structures are recognized (Fig. 41). Two of them are classified to ichnospecific level, whereas the other three are classified at the ichnogenetic level. They are grouped according to morphologic characteristics:
 - a) Clavate borings (Figs. 15D, E, F; 16E, F, J; 19B, C; 22E, F, I, J; 28E; 34E; 40B, C). *Gastrochaenolites dijugus*, *G. lapidicus*, *G. torpedo*, *Gastrochaenolites* isp. and *Phrixichnus* isp.
 - b) Camerate borings. *Entobia* isp. (Figs. 15E,F; 16J; 19F; 22I, J; 40D,E).

c) Meandering galleries. *Caulostrepsis* isp. (Fig. 40F) and *Maeandropolydora sulcans* (Fig. 40B).

- Most of the borings are attributed to the activity of bivalves, sponges and annelids. The dominant ichnogenera are *Gastrochaenolites* and *Entobia*.
- The *Gastrochaenolites/Entobia* ichnoassemblage has been described. Although it appears mainly associated to rocky shore depositional settings, it also is common in biogenic mineral substrates. In the paleocliff facies, this ichnoassemblage is observable in the bioerosion surface SB0 as in the boulders and cobbles that constitute the dolomitic conglomerate deposited just above this surface (GIBERT ET AL., 1996). *Gastrochaenolites* (*G. lapidicus* and *G. torpedo*) and *Entobia* isp. are the dominant ichnogenera on this surface, associated with the boring activity of bivalves and sponges, respectively. More rarely, other traces, such as *Maeandropolydora sulcans* and *Phrixichnus* isp., also are observable. *M. decipiens* and *Trypanites* are identified only in the clasts that constitute the conglomerates (DOMÈNECH ET AL., 2001).

Gastrochaenolites, besides being more numerous and larger borings than the other traces, are always truncated, preserving only the base of the structure. DOMÈNECH ET AL. (2001) interpreted it as the result of a transgression event, along which the succession of different ichnocoenoses occurred, that is, from a bivalve-dominated community (*Gastrochaenolites*) to a sponge-dominated community (*Entobia*). These authors noted that as the transgression progressed, water depth increased and the conditions became more favorable for the sponges and less favorable for the bivalves. Consequently, due to the intense sponge colonization and the physical erosion itself, previous *Gastrochaenolites* traces were eroded.

With regard to the borings in the cobbles and boulders that constitute the dolomitic conglomerates, DOMÈNECH ET AL. (2001) pointed out that larger blocks have more borings than smaller ones. The ichnogenus *Entobia* dominates over *Gastrochaenolites*. These authors attributed this observation to the fact that the larger blocks, due to higher energy, behaved as unstable substrates that prevented normal and continued development of endolithic communities.

In conclusion, this ichnoassemblage is dominated by the bioerosion activity of bivalves and sponges (both organisms highly dependent on the presence of clean water without turbidity), and it is interpreted as typical of rocky shores under high-energy conditions with no or low sedimentation rates.

Furthermore, this ichnoassemblage is linked to inner-platform facies, and it can be observed in Miocene bioerosion surfaces (SB2, SB3 and SB4)

and in skeletal substrates (mainly in oyster shells, pectinids, echinoids and gastropods). In such cases, the paleoenvironmental conditions probably were very similar to those inferred for rocky shores, i.e., clean waters and high energy.

- Two specific cases are developed:
 - a) Clavate borings (*Gastrochaenolites* isp.) are identified in the skull of a cetacean in the Miocene of Tarragona, and they constitute the first evidence of bioerosion by pholadid bivalves in an autochthonous marine mammal skeleton. The assignment of the traces to boring activity by pholadid bivalves is based on their morphology, and on the known capability of pholadid bivalves to bore mechanically in a variety of substrates, including bone. The borings were produced during a late taphonomic phase when the bone was exposed after removal of the soft tissue by microbial and scavenging activity. This scenario was favored by the low-energy conditions and low sedimentation rate of the offshore setting where the carcass was deposited (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012a).
 - b) Clavate borings are present in echinoid skeletons of L'Arrabassada section, providing evidence of the extensive use of dead *Clypeaster* tests by gastrochaenid bivalves. Borers greatly benefitted from the relative stability and endurance of the abundant and robust clypeasteroid skeletons in sandy shoreface settings, where settlement of endolithic invertebrate larvae was possible only on isolated hard substrates. The high-domed morphology of the *Clypeaster* tests offered an elevated, ideal spot for such colonization above shifting sand over the sea floor. The numerous examples emphasize the important role of *Clypeaster* tests as benthic islands in Neogene and Quaternary sandy shoreface settings (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2013).

8. TAPHONOMIC-ICHOLOGIC MODEL

According to the facies identified and their geologic and geographic location, the studied sections occur in two domains (Fig. 42):

Perihorst domain

This domain is represented by the sections of The Miracle, Fortí de la Reina, L'Arrabassada Sanatori, La Savinosa and Cala Romana. The domain is characterized by the following aspects:

- a) The presence of the Mesozoic substrate on the bottom of most of the sections, and therefore also by the presence of the bioerosion surface SB0 and the associated paleocliffs facies.
- b) The predominance of inner-platform facies, which can be dominated by biocalcarenites with autochthonous or parautochthonous accumulations of macrofossils, or by biocalcarenites dominated by the *Ophiomorpha* ichnoassemblage with fewer body fossils.
- c) The presence of siliciclastic facies characterized by the *Haentzschelinia* /*Ophiomorpha* ichnoassemblage, as well as microconglomeratic levels with identical composition to the Mesozoic substrate.

Therefore, the sedimentation of this domain is highly influenced by the presence of the Mesozoic high, or horst, which probably was a small island during the Middle Miocene, as some authors already have figured in their reconstructions (Fig. 4 from BARNOLES *ET AL.*, 1983; Fig. 8 from CABRERA *ET AL.*, 1991). The sections that typify this domain are located at the meridional limit of this high, i.e., in the area exposed to open sea conditions. This placement caused the predominance of two main types of facies, those related to paleocliffs and those related to inner-platform settings.

In those areas where the Mesozoic substrate cropped out during a transgressive event, rocky shores associated with horizontal wave-cut platforms were developed. These abrasion surfaces were intensely colonized by endolithozoans and covered by fining upward deposits composed by the boulders and blocks proceeding from the erosion of the cliff itself. This means that the presence of the coastal paleorelief accurately indicates the position of the shoreline during the Middle Miocene. In turn, both the facies and the ichnoassemblage described for this domain conforms perfectly with the *Entobia* ichnofacies (BROMLEY & ASGAARD, 1993b; GIBERT *ET AL.*, 1998).

For this domain, as the transgression continued and the water depth increased, there is a gradual transition from these facies linked to paleocliffs to biocalcarenite facies related to sublittoral and littoral environments. In some cases, the taphonomic analysis of the skeletal accumulations in these biocalcarenite facies indicates that they are composed by *in situ* reworked parautochthonous or autochthonous remains that were deposited under moderate energy conditions (GIBERT *ET AL.*, 1996; BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2012b and 2013).

Furthermore, where the fossiliferous content of these biocalcarenite facies is low, the *Ophiomorpha*-like structures are predominant, constituting intensely bioturbated horizons (ii, 3) (L'Arrabassada section). These strata correspond to sublittoral settings, probably in deeper water than those with abundant macrofossils, under higher sedimentation rates and also affected by a moderate hydrodynamic regime. Nevertheless, the presence of the intensely bioturbated

level observed in L'Arrabassada (*Ophiomorpha* ichnofabric) also indicates the intercalation of more stable time spans with a lesser sediment supply.

The siliciclastic facies (sandstone or marly units) at the top of The Miracle, L'Arrabassada and Sanatori sections indicates greater continental influence. The input of terrigenous materials to the marine environment interrupted the carbonate sedimentation and probably was caused by some paleogeographic change.

In addition to the bioerosion surface SB0 (developed on top of the Mesozoic substrate and present in almost all the sections of this domain), four Miocene bioerosion surfaces are distinguishable (SB1, 2, 3 and 4). The SB1 surface (Fortí de la Reina section) was correlated by GIBERT *ET AL.* (1996) with the firmground present in the bottom of El Miracle section, and both surfaces were interpreted as a non-sedimentation interval corresponding to an omission surface (*sensu* HEIM, 1924; and BROMLEY, 1975). Although this event apparently was not registered in the other sections, two events (very similar to SB1) are proposed in this research. In particular, the surfaces SB2 and SB3, observed in the Sanatori and L'Arrabassada sections, are interpreted as a single event, during which there was an interruption in the sedimentation that led to the generation of a hardground. Finally, the surface SB4 (La Savinosa section) was related to the abrupt sedimentation change observed in the Sanatori section (Fig. 43).

Distal domain

This domain is found in the Waikiki, Punta de la Móra, Tamarit, Altafulla and Torredembarra sections. In general, this domain is characterized by:

- a) The presence of calcisiltite levels in all sections related to outer-platform facies.
- b) The abundance of large scale, cross-bedded biocalcarenites with *Ophiomorpha* and *Thalassinoides* ichnoassemblages.
- c) The presence of several levels with fragments of coralline red algae, mainly in the form of rhodolites.

The influence of terrigenous inputs in this domain is much lower than in the previous one, and the shallowing- and coarsening-upward sequences, mainly related to gradual transitions from outer- to inner-platform settings, are dominant.

As already explained in the previous paragraphs concerning facies and ichnoassemblages, the glauconitic calcisiltite levels would have been deposited in an offshore setting under low sedimentation rate and low energy conditions. In the three cases in which these levels are observable (Waikiki, Altafulla and Torredembarra sections), these materials are deposited above biocalcarenite units. The tops of all these biocalcarenite units have been interpreted as transgression

surfaces. So, these glauconitic calcisiltites coincide with the base of its respective sequences and would correspond to the most distal sediments deposited during the maximum flooding interval. In the case of the Waikiki section (the most complete of all the sections), this transgression surface coincides with a bioerosion surface (SB5) (BELAÚSTEGUI *ET AL.*, 2011). Although in the Altafulla and Torredembarra sections these surfaces are correlative and attributable to the same transgressive event, there are not enough data to correlate it with the SB5 from Waikiki.

The glauconitic units always are intensely bioturbated, especially in the Waikiki and Altafulla sections, where a '*Cylindrichnus concentricus*' ichnofabric is developed. Except in the Torredembarra section, above these glauconitic levels, non-glauconitic calcisiltites are characterized by a *Thalassinoides suevicus* ichnofabric. In the Waikiki section, this change of lithology is gradual, whereas in Altafulla the calcisiltite unit is interrupted by a fining-upward, rhodolithic level that may be interpreted as a high-energy deposit (produced by a storm or tsunami). In any case, this gradual transition from an ichnoassemblage generated by polychaetes to one generated by decapod crustaceans is not found exclusively in Tarragona, since GIBERT *ET AL.* (2012) described the same transition in very similar sedimentary rocks to those from El Camp Basin in the Miocene of Mallorca. These authors referred this transition as a "worm-to-shrimp" ichnofabric sequence, and they interpreted it as the record of progradation and shallowing in a dominantly carbonate middle-to-outer platform under low-energy conditions, i.e., identical conditions to those inferred in El Camp de Tarragona Basin.

In the Punta de la Móra section the glauconitic calcisiltites do not exist, but it is possible to observe non-glauconitic calcisiltites characterized by the *Thalassinoides* ichnofabric. In Punta de la Móra, unlike the other sections of this domain, the calcisiltite interval displays an intercalated bryozoan coquina. In this coquina, the excellent preservation state of the bryozoans (with very low fragmentation rate) is remarkable. Therefore, since the fracture resistance of the skeletons of these organisms is minimal (CHAVE, 1964), this unit is interpreted as an *in situ* autochthonous accumulation resulting in the development of a thick bryozoan bioherm in an environment with low sedimentation rate and very low energy.

Above these calcisiltite levels, the deposition of biocalcarenite units through erosive lags (Punta de la Móra, Altafulla and Torredembarra) is common. Tentatively, since the outcrops are reduced and the lateral continuity of facies is limited, these erosive contacts could be related to a regressive surface of marine erosion generated by a pronounced sea level fall that occurred during a forced regression.

Furthermore, in the inner-platform facies present in this domain, large-scale, cross-bedded biocalcarenites are common. These deposits are better represented in the Punta de la Móra, Tamarit and Torredembarra sections. Although the fossiliferous content in these levels is usually sparse, the ichnoassemblages

dominated by *Thalassinoides* and *Ophiomorpha* are common. These bioturbation structures can occur as isolated vertical burrows or as intensely bioturbated horizons (mainly dominated by *Thalassinoides*-like structures) cut by cross-bedded deposits. These different modes of occurrences point to the existence of periods of time with more or less sedimentary activity. These units could be interpreted as representing sublittoral dune fields. In fact, in similar terms, CABRERA *ET AL.* (1991) interpreted them as sand waves or sand bars developed in nearshore settings.

Finally, the facies that are characterized mainly by coralline red algae (either fragments or rhodolites) are common in this domain. However, these levels are currently being studied, and there are not enough data for their interpretation at this time.



U



B

Universitat
de Barcelona