

Universidad de Huelva

Departamento de Ciencias de la Tierra



Microfauna y geoquímica como indicadores paleoambientales en el registro geológico Messiniense-Holoceno del suroeste de España

Memoria para optar al grado de doctora
presentada por:

Verónica Romero Aguilar

Fecha de lectura: 23 de febrero de 2024

Bajo la dirección de los doctores:

Francisco Ruiz Muñoz

Luis Miguel Cáceres Puro

Huelva, 2024



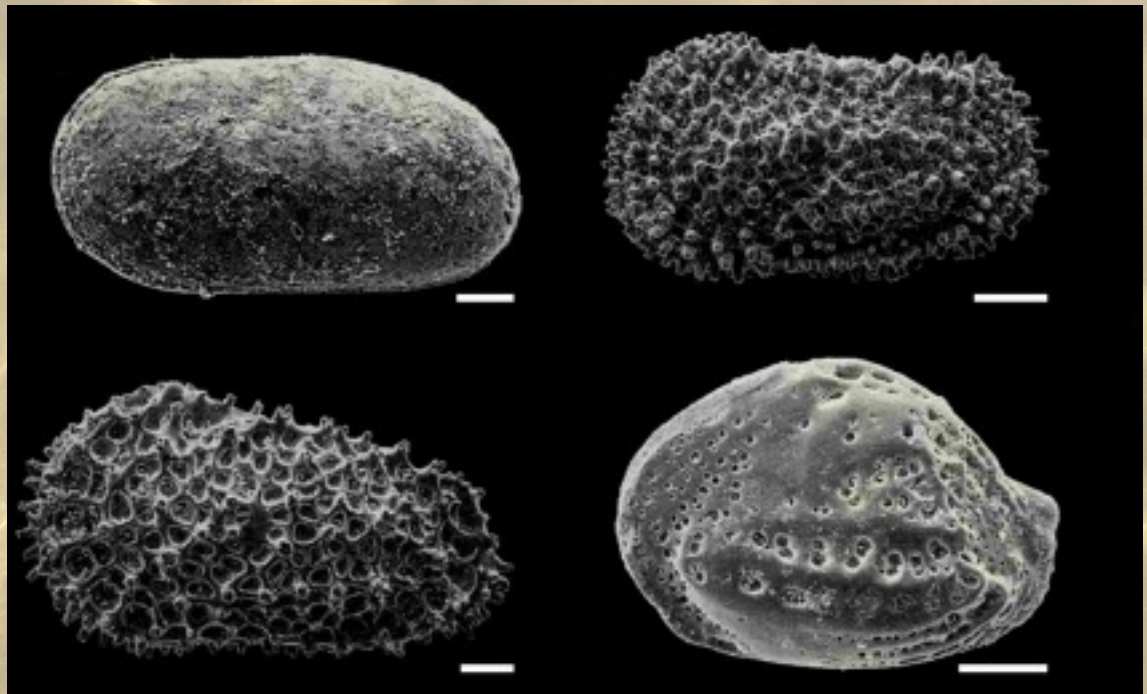


Universidad
de Huelva

UNIVERSIDAD DE HUELVA

FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES

**MICROFAUNA Y GEOQUÍMICA COMO
INDICADORES PALEOAMBIENTALES EN EL
REGISTRO GEOLÓGICO MESSINIENSE-
HOLOCENO DEL SUROESTE DE ESPAÑA**



Verónica Romero Aguilar

Directores de tesis

Francisco Ruiz Muñoz

Luis Miguel Cáceres Puro

PROGRAMA DE DOCTORADO EN CIENCIAS Y TECNOLOGÍA INDUSTRIAL Y
AMBIENTAL



2023

La doctoranda Verónica Romero Aguilar y los directores de la tesis, Francisco Ruiz Muñoz y Luis Miguel Cáceres Puro, garantizamos al firmar esta tesis doctoral que el trabajo ha sido realizado por la doctoranda bajo la dirección de los tutores de la tesis y hasta donde nuestro conocimiento alcanza, en la realización del trabajo, se han respetado los derechos de los autores a ser citados cuando se han utilizado sus resultados o publicaciones.

Huelva, 3 de Julio de 2023

Director de la Tesis

Director de la Tesis

Fdo.: Francisco Ruiz Muñoz

Fdo.: Luis Miguel Cáceres Puro

Doctorando

Fdo.: Verónica Romero Aguilar

*Una científica en su laboratorio no es sólo una técnica:
es también una niña colocada ante fenómenos naturales
que le impresionan como un cuento de hadas*

Marie Curie

*A Martín Alonso Pinzón, palermo, que codescubrió América,
que si no fuera por él ni hallaren ni descubrieran tierra.*

AGRADECIMIENTOS

A mi familia, directa y política, porque sólo ellos saben realmente todo lo que me ha costado este proceso de principio a fin. A mi pareja, por animarme en cada etapa, especialmente en las más complicadas, y confiar en mi trabajo cuando ni yo misma lo hacía, por apoyarme cuando caía y mantenerme cuando estaba en pie. A mi amigo Josemi, por estar siempre.

A mis directores de Tesis, Paco y Luis, por su rigurosa y gran labor en este trabajo, su paciencia infinita y por la transmisión de ese conocimiento que no cualquiera está dispuesto a dar. Gracias, por tenderme la mano siempre que ha sido necesario y acompañarme hasta el final.

A la profesora María Luz González-Regalado Montero, por su disposición siempre amable para el estudio de los foraminíferos del sondeo Huelva-1, así como por la financiación de los estudios de tierras raras de Cartaya y Trigueros por el grupo de investigación RNM-238 que ella dirige. A ella, le debo mi comienzo en el estudio de esta área.

Al profesor Juan Manuel Campos Carrasco, director de los proyectos de investigación que han conducido al descubrimiento del puerto histórico de Palos de la Frontera, y a todo su equipo de investigación, por permitirme utilizar los testigos obtenidos en dichos proyectos para poder precisar los picos de contaminación en la ensenada de La Fontanilla.

Al Excmo. Ayuntamiento de Palos de la Frontera, en la persona de su Excmo. alcalde, D. Carmelo Romero, por su decidida apuesta por el conocimiento de la Historia y Geología de nuestro pueblo, a través de la financiación de proyectos de investigación que han sido una de las bases de esta Tesis Doctoral.

Al profesor Juan Manuel Muñoz, del Departamento de Estadística e Investigación Operativa de la Universidad de Sevilla, por su ayuda en el análisis estadístico de la geoquímica de los sondeos de la ensenada de La Fontanilla.

A mis compañeros de fatigas Antonio, Paula, Gabriel, Marta...porque todos compartimos la misma pasión por esta ciencia gracias a la que hemos pasado mucho tiempo en la sala que ha sido nuestro segundo hogar.

RESUMEN

Los trabajos de carácter científico-técnico que abordan temas como la evolución paleoambiental de medios marinos y estuarinos se centran en el análisis multidisciplinar de secciones superficiales o testigos continuos de sedimentos, descripciones texturales y mineralógica, evolución del registro fósil y contenido geoquímico entre otros. El resultado final es la obtención de indicios relativos a las oscilaciones eustáticas, cambios climáticos, procesos geomorfológicos de modelado o incluso la actividad antrópica sufrida en la zona.

Esta tesis doctoral aborda el estudio de la evolución del sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir a través de diversos indicadores paleoambientales como son el análisis de grupos de foraminíferos y ostrácodos y la caracterización geoquímica. Por una parte, los foraminíferos y ostrácodos, microorganismos que destacan por su sensibilidad paleoambiental, se han aplicado para determinar los distintos parámetros ambientales como la salinidad, profundidad o temperaturas siendo finalmente de utilidad como marcadores bioestratigráficos a escala regional. Por otro lado, la geoquímica se ha centrado en el estudio de patrones de tierras raras presentes en las muestras, uno de los métodos ampliamente más usados para medir variaciones de concentración de elementos químicos en testigos de sedimento. Estos resultados, han sido de suma importancia para elaborar una reconstrucción de la evolución paleogeográfica del Estrecho Norbético desde el Mioceno a la actualidad así como describir los distintos episodios de contaminación en el registro holoceno del estuario de los ríos Tinto y Odiel.

Como punto de partida de la Tesis, se realizó una revisión bibliográfica relacionada con los estudios micropaleontológicos y geoquímicos del suroeste de la península ibérica en las distintas formaciones geológicas neógenas que componen el sector, centrándose en la llamada Formación Arcillas de Gibraleón. Posteriormente, se seleccionaron los yacimientos representativos de los que se hicieron levantamientos de perfiles estratigráficos y se llevó a cabo un análisis sistemático de los sedimentos obtenidos de muestreos de campo y testigos de sondeo.

Las zonas de estudio seleccionadas para estudiar la evolución del sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir fueron la Cañada de los Homos (Cartaya, Huelva), la Plaza de Toros de la ciudad de Huelva (Sondeo Huelva-1), el Cruce de los Cuatro Caminos

(Trigueros, Huelva) y la Ensenada de La Fontanilla (Palos de la Frontera, Huelva). En total, se tomaron más de 50 muestras para análisis de contenido micropaleontológico y unas 80 muestras para el estudio del comportamiento geoquímico de los sedimentos.

En el laboratorio del departamento de ciencias de la tierra, una parte de las muestras fueron tamizadas para separar las distintas fracciones de tamaño de grano mientras que otro porcentaje de éstas fueron destinadas al análisis geoquímico en los servicios centrales de la Universidad de Huelva. Una vez completado el levigado y secado en estufa, se extrajeron los microfósiles y se clasificaron para también ser fotografiados en microscopio electrónico de barrido.

En cuanto a los resultados obtenidos, en el contenido micropaleontológico destacan la sección de la Cañada de los Homos, el Sondeo Huelva-1 y el Cruce de los Cuatro Caminos en los que se contabilizaron casi 6300 individuos entre foraminíferos y ostrácodos mientras que el contenido geoquímico arrojó más información sobre episodios de contaminación en la Ensenada de la Fontanilla que en las muestras procedentes de Cartaya o Trigueros, con valores algo menores de enriquecimiento en tierras raras.

De los diversos estudios realizados en secciones superficiales y testigos continuos de la Fm. Arcillas de Gibraleón han permitido reconstruir la evolución paleoambiental del Estrecho Norbético desde el Tortoniense superior al Messiniense superior. Durante este periodo se registraron episodios de transición en zonas de playa y medios fluviales a medios de plataforma externa caracterizándose por una profundización del medio situándose en un talud continental hasta el Messiniense inferior. Durante esta época, se sucedieron dos periodos glaciales que dejaron su impronta en un cambio en las formas epifaunales e infaunales. Cuando se alcanza el Messiniense superior, se deposita la Unidad Arenas de Trigueros en un contexto de bajada notable del nivel del mar mientras que llegado el Pleistoceno se produce gran parte del relleno neógeno del sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir apareciendo así los sedimentos holocenos que se superponen a los messinienses en la ensenada de la Fontanilla y que registraron los picos de contaminación.

Finalmente, esta tesis doctoral pone de manifiesto la importancia de los estudios interdisciplinarios en la interpretación de la evolución de medios, así como en la distinción de episodios de polución.

ABSTRACT

The scientific-technical works that address topics such as the paleoenvironmental evolution of marine and estuarine environments focus on the multidisciplinary analysis of surface sections or continuous cores of sediments, textural and mineralogical descriptions, evolution of the fossil record and geochemical content, among others. The result is to obtain evidence related to eustatic oscillations, climatic changes, geomorphological modeling processes or even the anthropic activity suffered in the area.

This doctoral thesis deals with the study of the evolution of the western sector of the Guadalquivir Basin through various paleoenvironmental indicators such as the analysis of groups of foraminifera and ostracods and geochemical characterization. On the one hand, foraminifera and ostracods, microorganisms that stand out for their paleoenvironmental sensitivity, have been applied to determine the different environmental parameters such as salinity, depth or temperatures, finally being useful as biostratigraphic markers on a regional scale. Meanwhile, geochemistry has focused on the study of rare earth patterns present in samples, one of the most widely used methods to measure variations in the concentration of chemical elements in sediment cores. These results have been of utmost importance to develop a reconstruction of the paleogeographic evolution of the North Strait from the Miocene to the present day as well as to describe the different episodes of pollution in the Holocene record of the estuary of the rivers Tinto and Odiel.

As a starting point of the thesis, a bibliographic review was carried out related to the micropaleontological and geochemical studies of the southwest of the Iberian Peninsula in the different neogene geological formations that make up the sector, focusing on the so-called Gibraleón Clay Formation. Subsequently, the representative deposits were selected from which stratigraphic profiles were surveyed and a systematic analysis of the sediments obtained from field sampling and boreholes was carried out.

The study areas selected to study the evolution of the western sector of the Guadalquivir Basin were the Cañada de los Homos (Cartaya, Huelva), the Plaza de Toros of the city of Huelva (Huelva-1 Survey), the Cruce de los Cuatro Caminos (Trigueros, Huelva) and the Ensenada de La Fontanilla (Palos de la Frontera, Huelva). In total, more than 50 samples

were taken for analysis of micropaleontological content and about 80 samples for the study of the geochemical behavior of the sediments.

In the laboratory of the department of Earth sciences, a part of the samples were sieved to separate the different fractions of grain size while another percentage of these were destined for geochemical analysis in the central services of the University of Huelva. Once the levigado and drying in the oven was completed, the microfossils were extracted and classified to also be photographed in a scanning electron microscope.

According to the results obtained, in the micropaleontological content stand out the section of the Cañada de los Homos, the Huelva-1 Survey and the Cruce de los Cuatro Caminos in which almost 6300 individuals were counted between foraminifera and ostracods while the geochemical content yielded more information about pollution episodes in the Ensenada de la Fontanilla than in the samples from Cartaya or Trigueros, with somewhat lower values of enrichment in rare earths.

From the various studies carried out in superficial sections and continuous cores of the Gibrleón Clay Formation have allowed to reconstruct the paleoenvironmental evolution of the Norbetic Strait from the upper Tortonian to the upper Messinian. During this period there were episodes of transition in beach areas and fluvial means to external shelf means characterized by a deepening of the environment located on a continental slope to the lower Messinian. During this time, two glacial periods followed each other that left their mark on a change in epifaunal and infaunal forms. When the upper Messinian is reached, the Arenas de Trigueros Unit is deposited in a context of notable drop in sea level while the Pleistocene arrives a large part of the Neogene filling of the western sector of the Guadalquivir Basin, thus appearing the Holocene sediments that overlap the Messinian ones in the Fontanilla cove and that registered the pollution peaks.

Finally, this doctoral thesis highlights the importance of interdisciplinary studies in the interpretation of the evolution of media, as well as in the distinction of pollution episodes.

ÍNDICE GENERAL

CAPÍTULO 1. SÍNTESIS

1.1. INTRODUCCIÓN	1
1.1.1. Herramientas de reconstrucción paleoambiental	1
1.1.2. Los foraminíferos como indicadores paleoambientales	3
1.1.3. Los ostrácodos como indicadores paleoambientales	5
1.1.4. Tierras raras como indicadores paleoambientales	7
1.2. OBJETIVOS	10
1.2.1. Objetivos generales	10
1.2.2. Objetivos específicos	10
1.3. AREAS DE ESTUDIO	11
1.3.1. La Cuenca del Guadalquivir	11
1.3.1.1. Aspectos generales y evolución neógena	11
1.3.1.2. Principales formaciones geológicas	13
1.3.2. El estuario de los ríos Tinto y Odiel	16
1.3.2.1. Aspectos generales, geomorfología y contaminación	16
1.3.2.2. Evolución holocena sintética	17
1.3.2.3. La ensenada de La Fontanilla: facies y evolución	18
1.4. METODOLOGÍA	21
1.4.1. Sección de la Cañada de los Homos (Cartaya, Huelva)	21
1.4.2. Sondeo Huelva-1 (plaza de toros, ciudad de Huelva)	23
1.4.3. Cruce de los Cuatro Caminos (Trigueros, Huelva)	26
1.4.4. Ensenada de La Fontanilla (Palos de la Frontera, Huelva)	28
1.5. PRINCIPALES RESULTADOS	30
1.5.1. Sección de la Cañada de los Homos (Cartaya, Huelva)	30
1.5.2. Sondeo Huelva-1 (plaza de toros, ciudad de Huelva)	34
1.5.3. Cruce de los Cuatro Caminos (Trigueros, Huelva)	46
1.5.4. Ensenada de La Fontanilla (Palos de la Frontera, Huelva)	50
1.6. CONCLUSIONES	58
1.7. BIBLIOGRAFÍA	60

CAPÍTULO 2. Romero, V., González-Regalado, M.L., Ruiz, F. (2023). Ostrácodos messinienses del sector occidental del estrecho norbético. *Geogaceta*, 73, 83-86.

CAPÍTULO 3. González-Regalado, M.L., Romero, V., Abad, M., Tosquella, J., Izquierdo, T., Gómez, P., Clemente, M.J., Toscano, A., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Muñoz, J.M., Prudencio, M.I., Dias, M.I., Marques, R., García, E.X.M., Carretero, M.I., Ruiz, F., Monge, G. (2019). Late Tortonian–middle Messinian palaeoenvironmental changes in the western Betic Strait (SW Spain). *Ameghiniana*, 56, 336-360.

CAPÍTULO IV. Romero, V., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Tosquella, J., Abad, M., Izquierdo, T., Romero, A., Izquierdo, T., Toscano, A., Gómez, P. (2021). Messinian ostracodes from the western Betic Strait (SW Spain). *Carnets de Geologie*, 21, 181-192.

CAPÍTULO V. Romero, V., Toscano, A., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Abad, M., Izquierdo, T., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Marques, R., Prudencio, M.I., Dias, M.I., Russo, D., Gómez, P. (2023). *Estudios Geológicos*, 79(2), e154.

CAPÍTULO VI. Romero, V., Ruiz, F., Prudencio, M.I., Muñoz, J.M., Rodríguez Vidal, J., Gómez, P., Abad, M., Izquierdo, T., Dias, M.I., Marques, R., Rodrigues, A.L., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Pozo, M., Toscano, A., Arroyo, M. (2023). Rare earth elements as statistical sentinels of pollution and paleoenvironments?: Application to a highly polluted estuary in southwestern Spain. *Marine Pollution Bulletin*, 186, 114419.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Reconstrucción paleoambiental de un testigo situado en el estuario medio del río Tinto, en base a sus caracteres texturales, geoquímica, macrofauna, foraminíferos bentónicos y dataciones (modificado de Arroyo *et al.*, 2021b).

Figura 2. Ejemplos de foraminíferos neógenos del S.O. de España. A: *Nonion fabum*; B: *Ammonia beccarii*. Escala: 100 um.

Figura 3. Relación entre los foraminíferos bentónicos, las variables físico-químicas del agua y el tipo de sedimento en la desembocadura del río Guadalquivir (modificado de González-Regalado *et al.*, 2019).

Figura 4. Ejemplos de ostrácodos. A: *Loxoconcha elliptica*; B: *Acanthocythereis hystrix*. Escala: 100 um.

Figura 5. Reconstrucción paleoambiental del S.O. de la Cuenca del Guadalquivir durante el Plioceno en base a ostrácodos (modificado de Ruiz *et al.*, 2008).

Figura 6. Aplicación de las REE para la distinción de capas tsunamigénicas en el testigo PLN del Parque Nacional de Doñana, con normalización previa a condrito (modificada de Pozo *et al.*, 2020).

Figura 7. Mapa geológico sintético del sur de España.

Figura 8. Evolución paleogeográfica neógena del sur de la Península Ibérica (modificada de Martín *et al.*, 2009), con la situación de las secciones y testigos estudiados.

Figura 9. Principales formaciones geológicas del suroeste de la Cuenca del Guadalquivir. En azul, los casos de estudio incluidos en esta Tesis Doctoral.

Figura 10. A-B: localización y geomorfología básica del estuario de los ríos Tinto y Odiel; C: situación de la ensenada de La Fontanilla, con el emplazamiento de los testigos estudiados (Google Earth).

Figura 11. Evolución holocena del estuario de los ríos Tinto y Odiel. Modificada de Dabrio *et al.* (1998).

Figura 12. Vistas parciales de la antigua ensenada de La Fontanilla.

Figura 13. A-B: situación de la cantera de la Cañada de los Homos y de los casos de estudio de esta Tesis Doctoral; C: cantera de la Cañada de los Homos; D: columna litoestratigráfica estudiada.

Figura 14. Sección de la Cañada de los Homos. A: secado de las muestras; B: vista en lupa binocular de un ejemplar depredado de *Cytherella vulgata*; C: MEB de la Universidad de Huelva.

Figura 15. Sondeo Huelva-1. A-B: localización (Google Earth). C: vista parcial de la calle Pérez Galdos, con el lugar de extracción del sondeo Huelva-1; D: Log del sondeo Huelva-1, con las formaciones geológicas, su edad magnetobioestratigráfica (Larrasoña *et al.*, 2008) y la situación de las muestras estudiadas.

Figura 16. A: localización de la sección de los Cuatro Caminos (Trigueros, Huelva) (Google Earth); B: vista parcial de la sección; C: Log de la sección, con la situación de las muestras estudiadas, así como las principales características litológicas y paleontológicas.

Figura 17. Ensenada de La Fontanilla. A: localización de los testigos estudiados (Google Earth); B: columnas litoestratigráficas de los testigos, con la situación de las muestras analizadas y la interpretación paleoambiental de las facies diferenciadas (modificado de Arroyo *et al.*, 2021a,b; Abad *et al.*, 2022).

Figura 18. Vistas parciales de la sección de la Cañada de los Homos. A: arcillas gris-azuladas basales (nivel i); B: limos muy bioturbados con costras ferruginosas (nivel ii); C: limos con acumulaciones de pectínidos (nivel iv)

Figura 19. Sondeo Huelva-1. Foraminíferos bentónicos. Densidad, diversidad y diferentes índices paleoecológicos. En rojo, valores mínimos de algunos índices.

Figura 20. Sondeo Huelva-1. Distribución de los siete taxones más abundantes y los uvigerínidos. En rojo, algunos valores mínimos y en verde, algún valor máximo.

Figura 21. Sondeo Huelva-1. Distribución vertical de las cuatro asociaciones de foraminíferos bentónicos diferenciadas en base al análisis estadístico de los resultados.

Figure 22. Estimación de la profundidad del agua y del contenido en oxígeno en el sondeo Huelva-1, a partir de las funciones de transferencia de Van der Zwaan *et al.* (1990 y Van Hinsbergen *et al.* (2005), así como aplicación de un índice cualitativo del contenido en oxígeno.

Figura 23. Densidad (línea negra discontinua), diversidad (línea azul) y abundancia de las principales especies (en %) en el sondeo Huelva-1. Eje horizontal: muestras. Abreviaturas. A hy: *Acanthocythereis hystrix*; Bd cp: *Bairdoppilata conformis*; Bosq: *Bosquetina carinella*; Bnt mul: *Buntonia multicosata*; Bnt der: *Buntonia dertonensis*; Bct scb: *Retibythere scaberrima*; Btc obt: *Bythocypris obtusata*; Co tri: *Costa tricostata*; Cll gb: *Cytherella gibba*; Cll vul: *Cytherella vulgata*; Hhw: *Henryhowella partenopea*; K.A: *Krithe* gr. *K. iniqua*; Xesto: *Xestoleberis prognata*; Austr.: otras especies.

Figura 24. Principales especies de ostrácodos del sondeo Huelva-1. Superior izquierda: *Cytherella vulgata* RUGGIERI, 1962 (muestra HU126.7); superior derecha: *Henryhowella partenopea* BONADUCE *et al.*, 1999 (muestra HU145.8); inferior izquierda: *Acanthocythereis hystrix* (REUSS, 1850) (muestra HU136.8); inferior derecha: *Buntonia multicosata* RUGGIERI, 1962 (muestra HU134.3). Escala: 100 µm.

Figura 25. Comparación entre las condiciones paleoambientales deducidas de los foraminíferos bentónicos y las faunas de ostrácodos del sondeo Huelva-1.

Figura 26. Evolución del sector occidental del Estrecho Norbético desde el Tortoniese al Messiniense medio. Los tonos claros y oscuros de azul indican medios de plataforma y talud, respectivamente.

Figura 27. Sección Cuatro Caminos. Evolución textural de la sección estudiada, con la situación de las secuencias diferenciadas (S1 a S4). Verde: limos arenosos; Amarillo: arenas limosas.

Figura 28. Diagramas normalizados de tierras raras según el estándar PAAS en la unidad Arenas de Trigueros.

Figura 29. Reconstrucción geológica sintética de la Unidad Arenas de Trigueros.

Figura 30. Ensenada de la Fontanilla. Testigo A. Distribución vertical de Cu y tierras raras, con la identificación de los picos de contaminación y las anomalías positivas normalizadas según PAAS.

Figura 31. Ensenada de la Fontanilla. Testigos B y C. Distribución vertical de Cu y tierras raras, con la identificación de los picos de contaminación y las anomalías positivas normalizadas según PAAS.

Figura 32. Ensenada de la Fontanilla. Análisis multivariante. A: Análisis clúster (distancia transformada); B: otros análisis clúster; C: Análisis de Componentes principales: componente principal y correlación con los valores de tierras raras; D: comparación entre el análisis de componentes principales y el análisis clúster; E: análisis discriminante.

Figura 33. Ensenada de la Fontanilla. Distribución de los grupos definidos estadísticamente en los tres testigos analizados.

Figura 34. Ensenada de la Fontanilla. Diagrama PC1-PC2 vs paleoambientes.

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Valores de REE (en ppm) en dos referencias utilizadas para su normalización. PAAS: Post Archaean Australian Shale; NASC: North American Shale Composite.

Tabla 2. Contenido en tierras raras de muestras seleccionadas de la Cañada de los Homos.

Tabla 3. Distribución de los ostrácodos en la sección de la Cañada de los Homos.

Tabla 4. Distribución de los ostrácodos en la sección “Cuatro Caminos”.

CAPÍTULO 1. SÍNTESIS

1.1. INTRODUCCIÓN

1.1.1. Herramientas de reconstrucción paleoambiental

En las últimas décadas, se han multiplicado los trabajos científicos sobre la evolución paleoambiental de medios marinos y estuarinos a lo largo de todo el mundo (Espinosa *et al.*, 2003; Allison y Niemi, 2010; Székely *et al.*, 2017; Pereira *et al.*, 2022). Estas investigaciones se han basado en gran medida en el análisis multidisciplinar de secciones superficiales o testigos continuos de sedimento, con la inclusión de estudios texturales y mineralógicos, la diferenciación de las facies sedimentarias, la definición de las estructuras geomorfológicas más significativas, la evolución vertical del registro fósil o subfósil, los cambios en los contenidos geoquímicos o los datos isotópicos, junto con el uso de dataciones radiométricas (Badejo *et al.*, 2014; González-Regalado *et al.*, 2019; Pelage *et al.*, 2021). El resultado final es el producto de la interacción de oscilaciones eustáticas y los consiguientes cambios del nivel del mar, fluctuaciones climáticas, la evolución tectonosedimentaria regional, las olas, las corrientes de deriva, los aportes fluviales o la actividad antrópica, entre otros factores (Flor-Blanco *et al.*, 2015; Costa *et al.*, 2022; Crow, 2023).

El conocimiento de la evolución geológica de una determinada zona es muy útil para obtener información, entre otras posibilidades, sobre: i) antiguas conexiones marinas; ii) el inicio, fin o impacto de intervenciones antrópicas; iii) cambios en las condiciones paleoambientales (Fig. 1); iv) el refinamiento de edades radiométricas; v) la detección de eventos de alta energía, como tormentas o tsunamis; o vi) la detección de cambios bióticos (Kristensen *et al.*, 1995; Angliano *et al.*, 2000; Ruiz *et al.*, 2004; Andrews y Helgadóttir, 2018; Tsujimoto *et al.*, 2020).

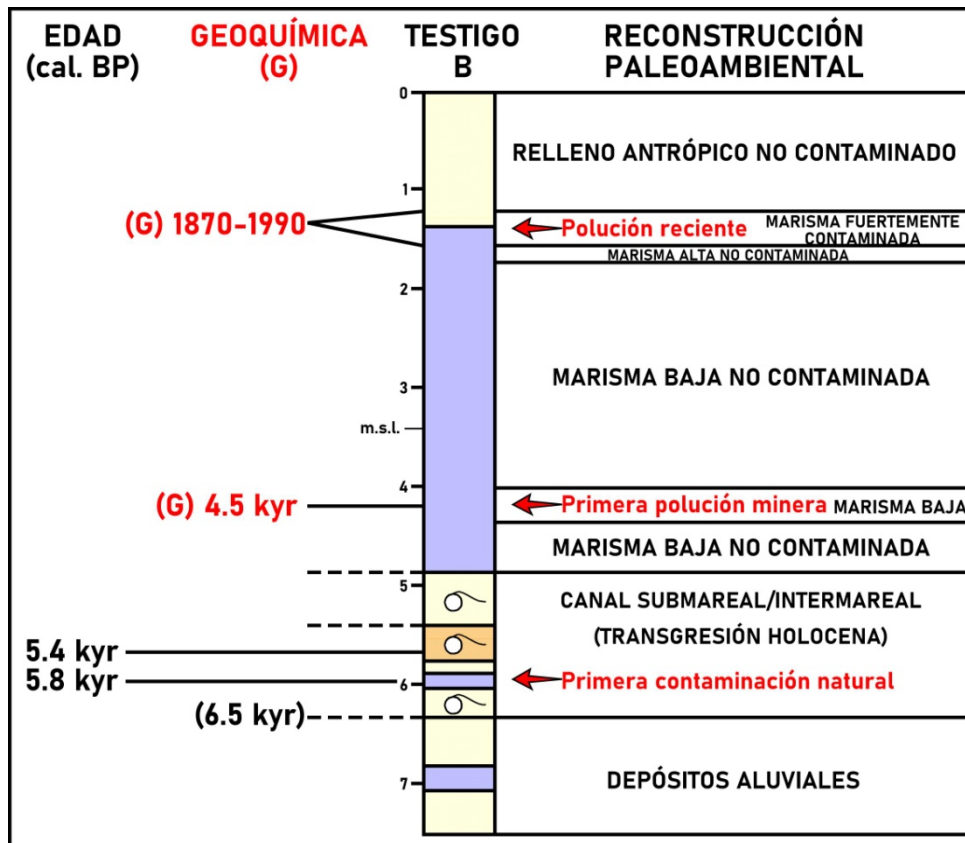


Figura 1. Reconstrucción paleoambiental de un testigo situado en el estuario medio del río Tinto, en base a sus caracteres texturales, geoquímica, macrofauna, foraminíferos bentónicos y dataciones (modificado de Arroyo et al., 2021b).

Dentro del registro faunístico, diversos grupos se ha utilizado como indicadores paleoambientales. Entre ellos, pueden destacarse los moluscos (West *et al.*, 2018; Al-Ameri y Briant, 2019), foraminíferos (Arroyo *et al.*, 2021b; Caratelli y Archuby, 2023), ostrácodos (Ruiz *et al.*, 2005; Sasaki *et al.*, 2023), nanoplancton calcáreo (Giunta *et al.*, 2007; Ion *et al.*, 2022), las diatomeas (Espinosa *et al.*, 2022; Avendaño *et al.*, 2023) o el contenido palinológico (Song *et al.*, 2001; Chevalier *et al.*, 2020).

1.1.2. Los foraminíferos como indicadores paleoambientales

Los foraminíferos son protozoos unicelulares que se encuentran en la mayoría de los medios marinos y salobres, desde la zona intermareal hasta las profundidades abisales. Estos organismos se caracterizan por un sistema de pseudópodos y un ciclo vital que incluye una alternancia de generaciones sexuales y asexuales. Su característica más peculiar es la presencia de una concha (ejemplos en Fig. 2) compuesta por una o varias cámaras que envuelve al citoplasma. Esta concha está formada por carbonato cálcico o por granos minerales unidos por un cemento orgánico. Esta concha suele ser la base de su clasificación taxonómica.

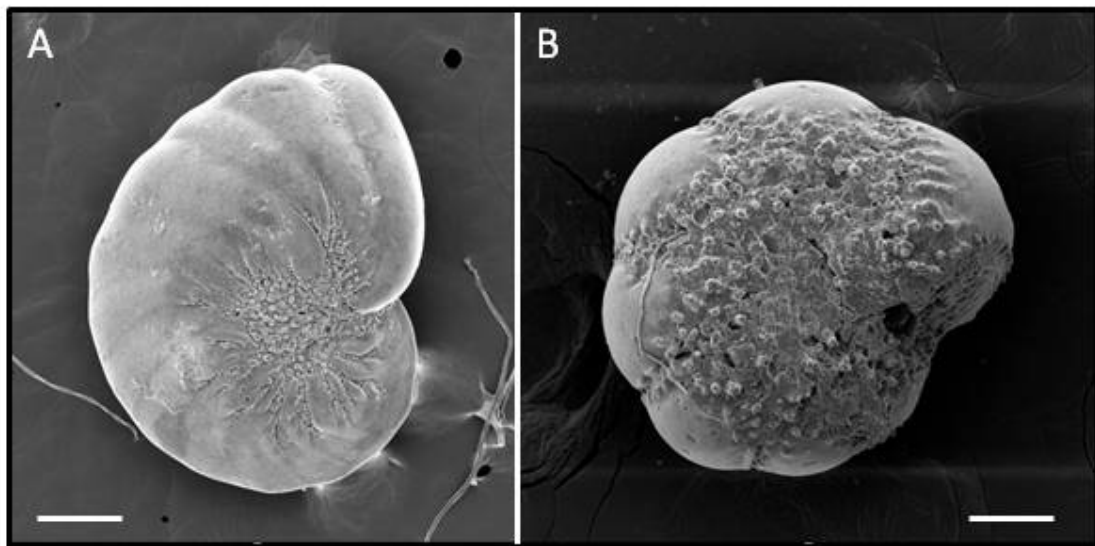


Figura 2. Ejemplos de foraminíferos neógenos del S.O. de España. A: *Nonion fabum*; B: *Ammonia beccarii*. Escala: 100 um

Desde 1950, los foraminíferos de medios costeros y marinos han sido estudiados extensivamente con diferentes objetivos. En medios estuarinos, numerosas investigaciones se han centrado en la zonación vertical de estos microorganismos en relación con distintos parámetros ambientales, tales como la salinidad, el tamaño de grano, la exposición subaérea, el contenido en metales pesados o los sustratos vegetales

(Fig. 3; Redois and Debenay, 1996; Cann *et al.*, 2002; Hart *et al.*, 2020; Fouet *et al.*, 2022).

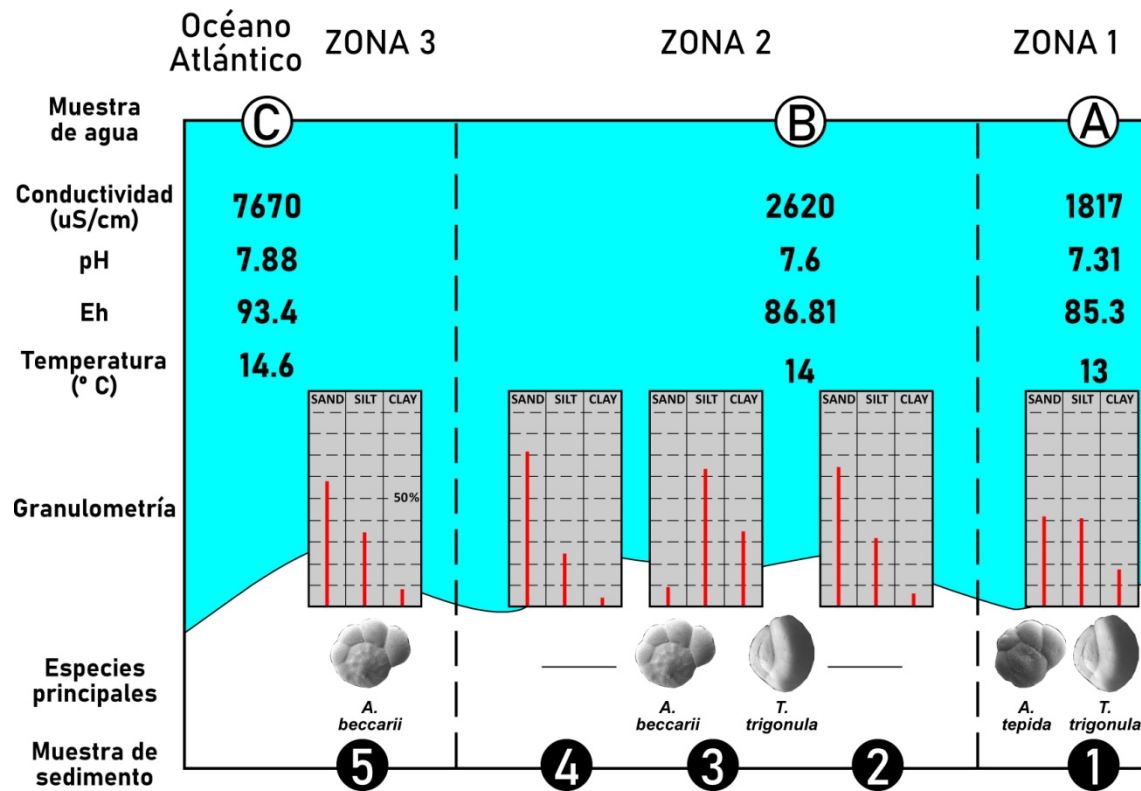


Figura 3. Relación entre los foraminíferos bentónicos, las variables físico-químicas del agua y el tipo de sedimento en la desembocadura del río Guadalquivir (modificado de González-Regalado *et al.*, 2019).

Las conclusiones han sido aplicadas al análisis de cambios del nivel del mar (Horton, 1999; Duan *et al.*, 2023), la reconstrucción de condiciones paleoambientales (Pascual *et al.*, 1998; Diz, 2004; Cavalieri *et al.*, 2023), la evolución paleogeográfica de un determinado sector (Capella *et al.*, 2018; Remmenlzwaal *et al.*, 2019), su uso como trazadores de contaminación (Debenay *et al.*, 2001; Geslin *et al.*, 2002), la diferenciación de capas tsunamigénicas e incluso la estimación de la subsidencia durante un terremoto (Guibault *et al.*, 1995).

1.1.3. Los ostrácodos como indicadores paleoambientales

Los ostrácodos son microcrustáceos con un caparazón bivalvo compuesto por calcita pobre en magnesio que engloba el cuerpo del organismo (Fig. 4). Estos microorganismos crecen por mudas (ocho en la mayoría de las especies), con una regeneración total del caparazón completo en un periodo que abarca desde unas horas a unos pocos días. Su registro fósil se clasifica en función de determinadas características morfológicas, como: i) la ornamentación exterior de la concha (fosetas, retículos, costillas, espinas, carenas, expansiones alares, puntuaciones, etc); ii) el tipo de charnela, o conjunto de dientes y fosetas que articulan las valvas en su zona dorsal; iii) las impresiones de los músculos aductores que sirven para abrir o cerrar las valvas; o iv) los tipos de márgenes (dorsal, ventral, anterior, posterior).

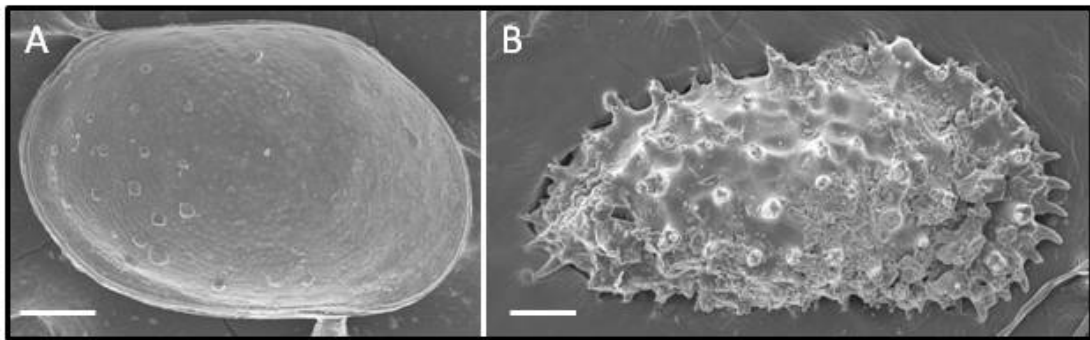


Figura 4. Ejemplos de ostrácodos. A: *Loxoconcha elliptica*; B: *Acanthocythereis hystrix*. Escala: 100 μm

Su composición faunística, densidad de población y diversidad son variables que dependen tanto espacial como temporalmente de diversos factores ambientales, tales como la temperatura del agua, contenido en oxígeno disuelto, concentración de nutrientes, salinidad, profundidad, tamaño de grano, contenido en metales pesados, impactos antrópicos e incluso cambios climáticos (Cronin y Vann, 2003; Ruiz *et al.*, 2005, 2012; Wang *et al.*, 2021; Chitnarin *et al.*, 2023).

En este grupo, la presencia/ausencia de diferentes especies puede ser de gran ayuda en la interpretación de los (paleo-)ambientes (Fig. 5). En consecuencia, tienen importantes aplicaciones tales como la paleobiología, paleoceanografía, paleolimnología, paleoclimatología y el análisis paleoambiental, además de servir como marcadores bioestratigráficos a escala regional (Rodríguez-Lázaro y Ruiz, 2012).

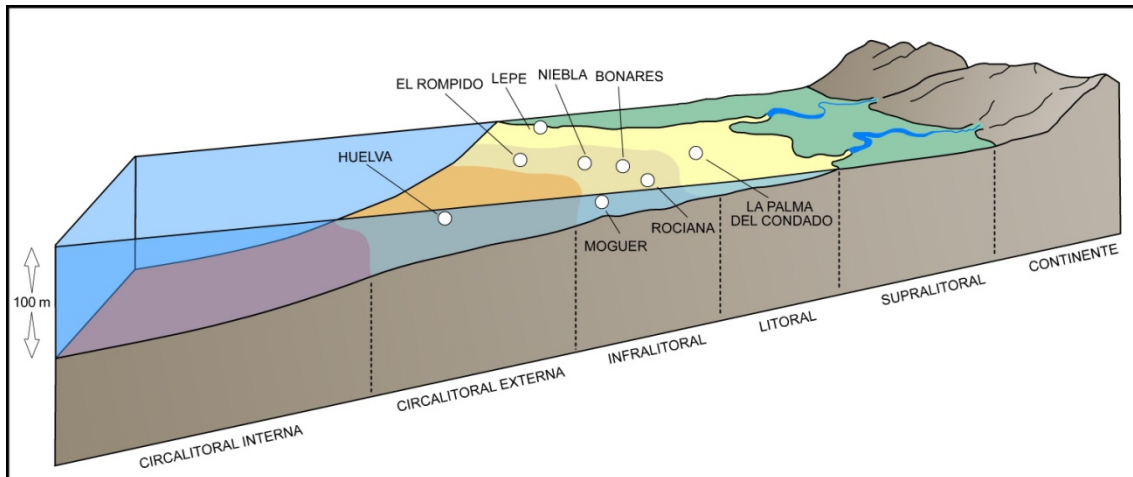


Figura 5. Reconstrucción paleoambiental del S.O. de la Cuenca del Guadalquivir durante el Plioceno en base a ostrácodos (modificado de Ruiz *et al.*, 2008).

De forma más precisa, estos microcrustáceos son muy útiles en medios marinos y estuarinos para el análisis de cambios del nivel del mar (Penney, 1987; Triantaphyllou *et al.*, 2021), oscilaciones de profundidad y de las corrientes marinas (Rodríguez-Lázaro *et al.*, 2018; Sasaki *et al.*, 2022), reconstrucciones paleogeográficas con incluso evidencias de actividad volcánica (Frenzel y Boomer, 2005; Salvi *et al.*, 2023) o detección de capas tsunamigénicas (Ruiz *et al.*, 2010; Yamada *et al.*, 2014), entre otras muchas aplicaciones.

1.1.4. Tierras raras como indicadores paleoambientales

Los cambios ambientales naturales o las actuaciones antrópicas se reflejan en los sedimentos de diversas formas, tales como cambios texturales, variaciones geoquímicas o alteraciones de las comunidades bióticas, entre otras. Uno de los métodos más ampliamente usados para estimar estas variaciones es la determinación de las concentraciones de determinados elementos químicos (p.e. metales o tierras raras) en testigos de sedimento, los cuáles pueden proporcionar información sobre episodios de contaminación por efluentes industriales, desechos urbanos, actividades mineras o vertidos agrícolas (Vane *et al.*, 2020; Dong *et al.*, 2021; Nishitha *et al.*, 2022). En numerosas investigaciones dedicadas a este campo, el grado de contaminación de una muestra se determina por comparación con un background regional o global, obtenido a partir de muestras impolutas.

Las tierras raras incluyen a los 15 lantánidos (REE: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) más Sc e Y. Estos elementos se dividen usualmente en tierras raras ligeras (LREE: La, Ce, Pr, Nd, Pm), tierras raras medias (MREE: Sm, Eu, Gd) y tierras raras pesadas (HREE: Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y), o bien en tierras raras ligeras (LREE: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm) y tierras raras pesadas (HREE: Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y).

Las REE han sido usadas frecuentemente como trazadoras de contaminación en la materia particulada aérea, suelos o sedimentos tanto marinos como terrestres (Wang *et al.*, 2014; Ramos *et al.*, 2016; Seo y Kim, 2020; Ushakova *et al.*, 2022; Wei *et al.*, 2022). Esta aplicación es particularmente interesante en algunos medios tales como los estuarios, donde los sedimentos son los recipientes de numerosos puntos de polución localizados en las cuencas de los ríos (Babu *et al.*, 2021; De Freitas *et al.*, 2021; Arienzo *et al.*, 2022).

En estos medios de transición, el análisis de estos elementos en testigos continuos de sedimento hace posible distinguir actuaciones antrópicas actuales o pretéritas mediante el estudio de las variaciones verticales y temporales de: i) sus concentraciones originales (Benmhanned *et al.*, 2021; Mejjad *et al.*, 2022); ii) sus valores normalizados y patrones globales (Tabla 1), usando el North American Shale Composite (NASC; Taylor y McLennan, 1985), el Post Archaean Australian Shale (PAAS; McLennan, 1989) o los valores de condritos como backgrounds (Pozo *et al.*, 2020; Liu *et al.*, 2021; Chi *et al.*, 2021); iii) diferentes relaciones entre los grupos de REE (p.e., LREE/HREE, HREE/LREE) o el fraccionamiento entre ellos usando otras relaciones [p.e., [(La/Yb)NASC, (Nd/Yb)NASC] (Rossetti *et al.*, 2012; Cesario *et al.*, 2018); o incluso iv) algunas anomalías adicionales, tales como las de Ce o Eu (Prajith y Kessarkar, 2015; Costa *et al.*, 2021).

REE	PAAS	NASC
La	38,2	32
Ce	79,6	73
Pr	8,83	7,9
Nd	33,9	33
Sm	5,55	5,7
Eu	1,08	1,24
Gd	4,66	5,2
Tb	0,774	0,85
Dy	4,68	5,2
Ho	0,991	1,04
Er	2,85	3,4
Tm	0,405	0,5
Yb	2,82	3,1
Lu	0,433	0,48

Tabla 1. Valores de REE (en ppm) en dos referencias utilizadas para su normalización. PAAS: Post Archaean Australian Shale; NASC: North American Shale Composite.

Aunque el número de trabajos dedicados a la distribución de REE en estuarios actuales es elevado, la aplicación de técnicas estadísticas para diferenciar grupos de elementos o muestras es relativamente escasa en comparación con el volumen total de

investigaciones. Algunas de estas técnicas (correlación lineal, análisis clúster, análisis de componentes principales, análisis discriminante) son muy útiles para:

i) diferenciar grupos geoquímicos (Rossetti *et al.*, 2012);

ii) identificar la contribución procedente de la meteorización continental y de otras fuentes de REE (Prasad and Ramanathan, 2008; Deepulal *et al.*, 2012); o incluso

iii) distinguir capas tsunamigénicas (Fig. 6; Pozo *et al.*, 2020).

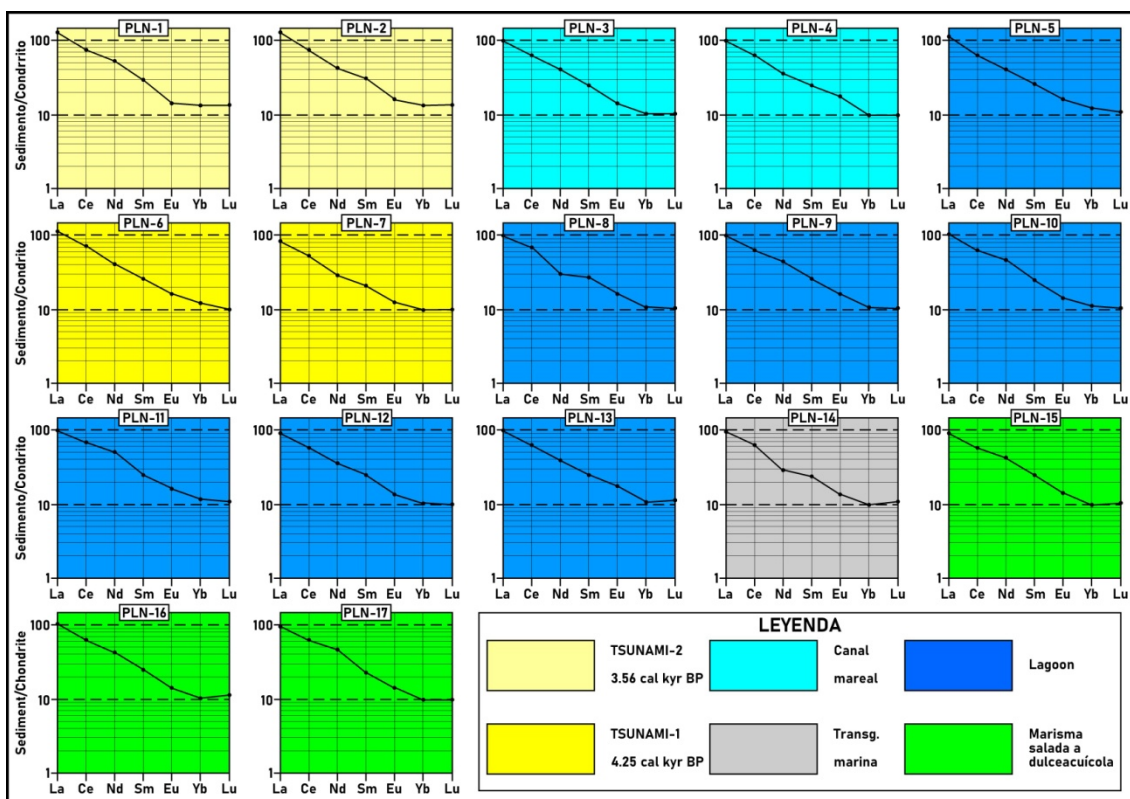


Figura 6. Aplicación de las REE para la distinción de capas tsunamigénicas en el testigo PLN del Parque Nacional de Doñana, con normalización previa a condrito (modificada de Pozo *et al.*, 2020)

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivos generales

1. Reconstruir la evolución geológica del sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir durante el intervalo Tortonense-Messiniense.
2. Diferenciar los distintos episodios de contaminación en el registro geológico holoceno del estuario de los ríos Tinto y Odiel.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Efectuar una reconstrucción paleoambiental del Estrecho Norbético desde el Tortonense superior al Messiniense superior en base a las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos y la geoquímica de los sedimentos.
2. Identificar los caracteres definatorios de la unidad Arenas de Trigueros en base a su estudio multidisciplinar.
3. Distinguir los picos de contaminación natural o antrópica en el relleno holoceno de la ensenada de La Fontanilla (estuario medio del río Tinto) a partir del estudio de tierras raras.

1.3. ÁREAS DE ESTUDIO

1.3.1. La Cuenca del Guadalquivir

1.3.1.1. Aspectos generales y evolución neógena

El río Guadalquivir es la principal corriente fluvial del sur de la Península Ibérica, con una longitud de 657 km desde su nacimiento en el Parque Natural de la Sierra de Cazorla, a unos 1350 m de altitud, hasta su desembocadura en el océano Atlántico. La cuenca de este río ocupa una amplia depresión limitada al norte por las estribaciones de Sierra Morena y al sur y al este por las Cordilleras Béticas.

Desde el punto de vista geológico, pueden diferenciarse: i) un margen septentrional pasivo casi recto en dirección SO-NE, constituido por sedimentos autóctonos cenozoicos en contacto con los materiales paleozoicos y mesozoicos del Macizo Ibérico; y ii) un margen meridional activo, mucho más irregular, en contacto con las zonas externas de la Cordillera Bética (Fig. 7).

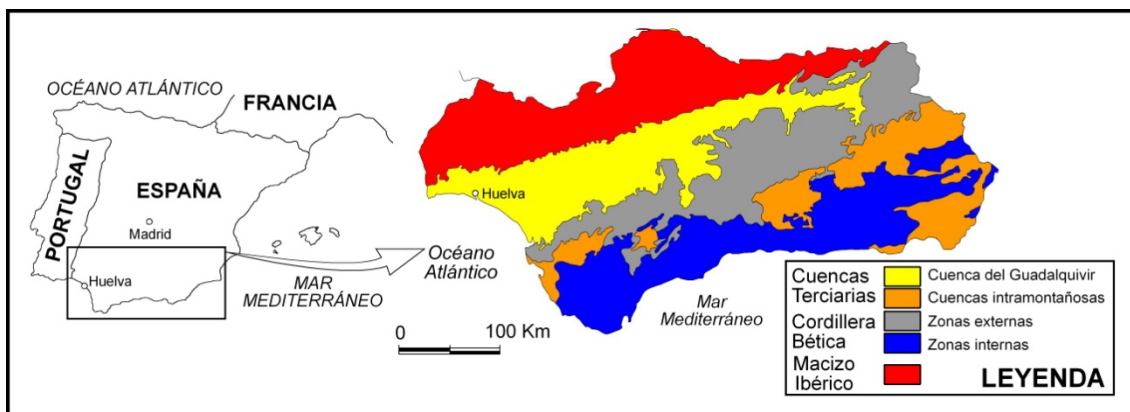


Figura 7. Mapa geológico sintético del sur de España

Numerosos estudios han puesto de manifiesto la importancia de esta cuenca en la conexión entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo durante el Neógeno superior.

En el Tortonense superior, la conexión entre estas dos masas de agua se realizaba a través del Estrecho Norbético, al norte, y el Estrecho Rifeño, al sur (Fig. 8; Martín *et al.*, 2009; Flecker *et al.*, 2015). El cierre de estos estrechos ocasionó la denominada Crisis de Salinidad Messiniense (CSM en adelante; Hsü *et al.*, 1973, 1977). El inicio de la CSM se ha datado en 5,97 Ma, con un aislamiento parcial del mar Mediterráneo entre 5,59 Ma y 5,33 Ma (Krijgsman *et al.*, 1999). Este aislamiento ha sido atribuido a la tectónica neógena, eventos glaciares, bajadas globales del nivel del mar e incluso a una reorganización cinemática global (Weijermans, 1988; Duggen *et al.*, 2003; Leroux *et al.*, 2018), aunque aún existe una importante controversia sobre este tema (Vai, 2016; Sternai *et al.*, 2017).

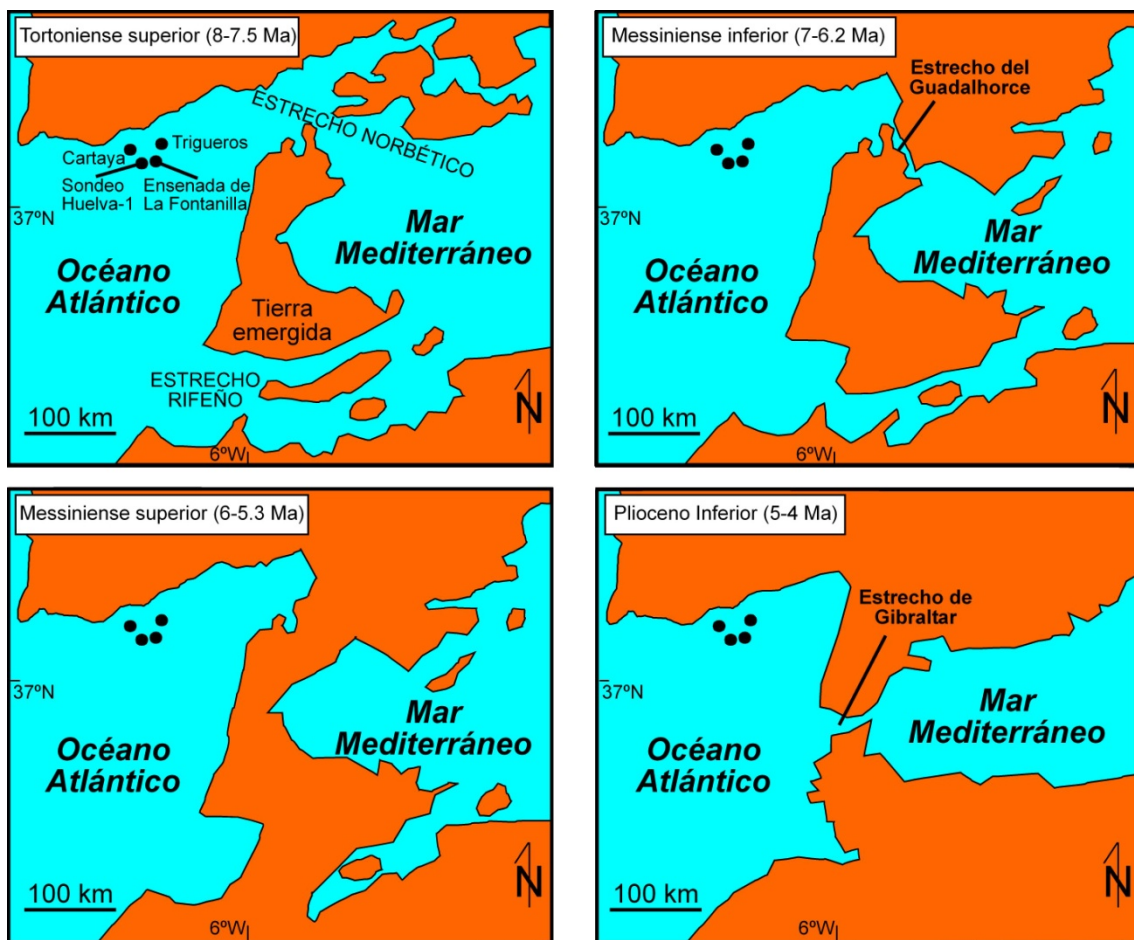


Figura 8. Evolución paleogeográfica neógena del sur de la Península Ibérica (modificada de Martín *et al.*, 2009), con la situación de las secciones y testigos estudiados.

El Corredor del Guadalhorce fue probablemente la última conexión del océano Atlántico con el mar Mediterráneo a través del Estrecho Norbético (Martín *et al.*, 2009). En las últimas décadas, la edad del cierre de este estrecho fue inicialmente establecida durante el Messiniense inferior (Martín *et al.*, 2001), con una mayor precisión en estudios posteriores (6,18 Ma; Pérez-Asensio *et al.*, 2012). Sin embargo, esta edad está aún sujeta a debate, ya que nuevos datos bioestratigráficos han concluido que este corredor se cerró durante el Tortoniense superior (Van der Schee *et al.*, 2018). Otras evidencias obtenidas en la Cuenca del Guadalquivir indican una importante restricción e incluso el cierre de este estrecho en el Messiniense inferior (7,16 Ma; Van den Berg *et al.*, 2018). Finalmente, nuevas investigaciones proponen que tanto el Estrecho Norbético como el Estrecho Rifeño se cerraron durante el Messiniense inferior y que el Estrecho de Gibraltar fue la única conexión entre estas dos grandes masas de agua durante el Messiniense (Krijgsman *et al.*, 2018).

En cualquier caso, el cierre total o parcial del Estrecho Norbético condujo a sustanciales cambios en las faunas marinas bentónicas de las áreas adyacentes, debido a la interrupción progresiva de los flujos profundos mediterráneos, más densos que las aguas superficiales atlánticas. Algunas consecuencias bióticas de esta evolución paleogeográfica en medios moderadamente profundos (100-500 m) han sido estudiados en los últimos años (Pérez-Asensio *et al.*, 2012, 2014; Van den Berg *et al.*, 2015, 2018).

1.3.1.2. Principales formaciones geológicas del suroeste de la Cuenca del Guadalquivir

En el sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir se han definido cinco formaciones neógenas y cuaternarias, que se disponen discordantemente sobre un sustrato paleozoico o mesozoico (Fig. 9):

i) Formación Niebla (Baceta y Pendón, 1999). Esta formación tortoniense tiene un espesor variable (< 25 m) y está constituida por conglomerados fluviales, arenas litorales y calcarenitas marinas someras con un rico registro fósil (rodofíceas, briozoos, bivalvos, equinodermos, nummulítidos);

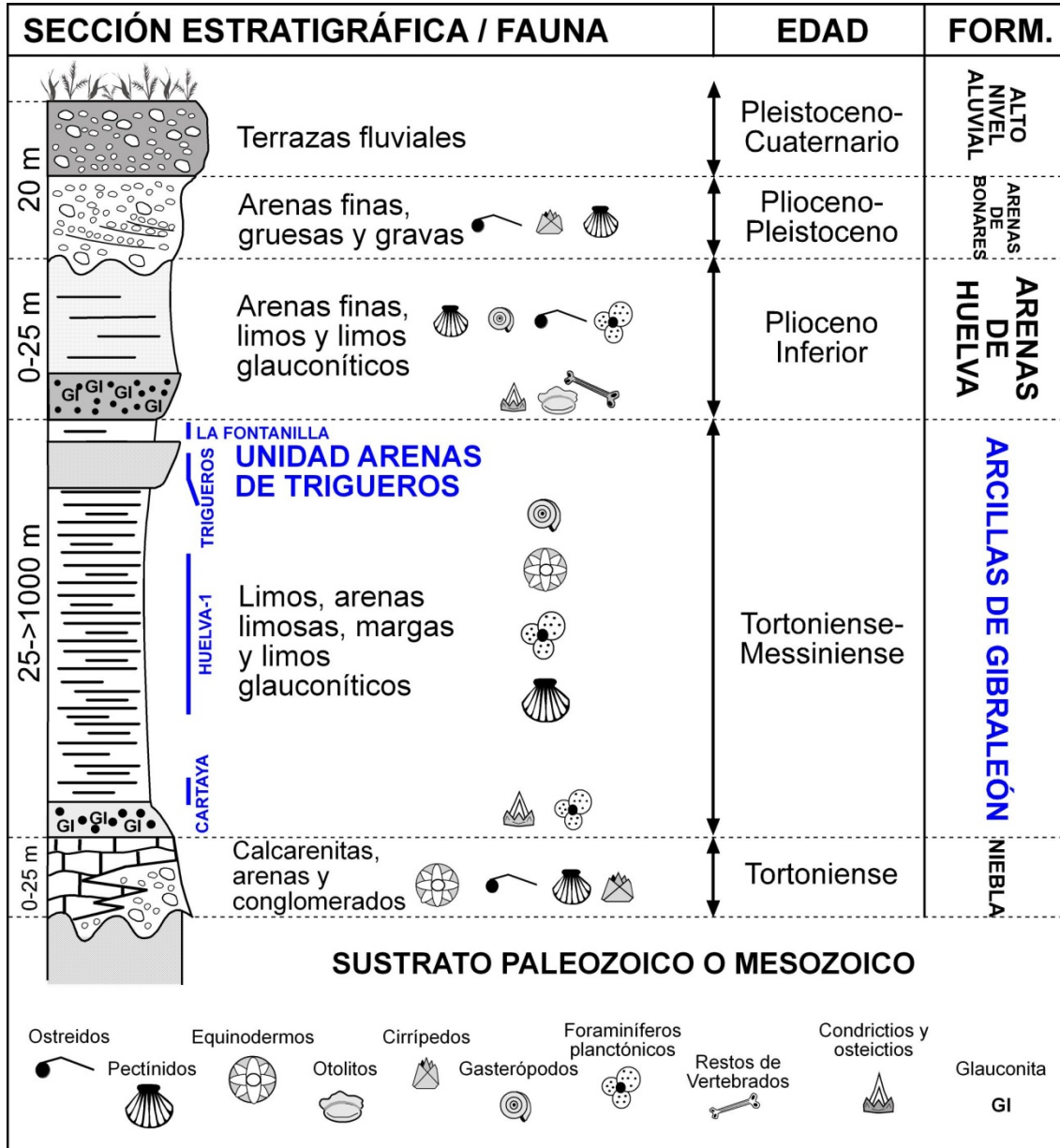


Figura 9. Principales formaciones geológicas del suroeste de la Cuenca del Guadalquivir. En azul, los casos de estudio incluidos en esta Tesis Doctoral.

ii) Formación Arcillas de Gibraleón (Civis *et al.*, 1987). Es una litofacies relativamente monótona de margas gris-azuladas, arcillas y limos arenosos, en la que se diferencia un nivel basal glauconítico limoso cerca de la base. La macrofauna es escasa

(bivalvos, equinodermos, seláceos) en contraste con la abundante microfauna (foraminíferos, nanoplancton calcáreo, ostrácodos). Los foraminíferos planctónicos presentes permiten asignar una edad Tortoniense superior-Messiniense a estos sedimentos (Sierro, 1985), con el límite Tortoniense-Messiniense situado unos metros por encima del nivel glauconítico. En su parte superior, Sierro *et al.* (1996) diferencian la unidad Arenas de Trigueros y le otorgan una edad Messiniense superior (~5,5-5,4 Ma), en tanto que Salazar *et al.* (2016) asignan una edad algo más antigua (6,2-5,9 Ma) a esta unidad. Ambas investigaciones, así como Toscano *et al.* (2013), la han identificado como turbiditas depositadas en zonas distales de sistemas deltaicos. En esta formación se incluyen la mayoría de los casos de estudio en esta Tesis Doctoral (Fig. 8): sección de Cartaya, sondeo Huelva-1, sección de los Cuatro Caminos (unidad Arenas de Trigueros, Trigueros) y parte inferior de los sondeos de la ensenada de La Fontanilla.

iii) Formación Arenas de Huelva (Civis *et al.*, 1987). Estos depósitos pliocenos consisten en arenas limosas y limos arenosos pliocenos dispuestos sobre un nuevo nivel glauconítico basal, caracterizado por una rica fauna de seláceos (Ruiz *et al.*, 1998a). En su parte superior, esta formación se caracteriza por niveles arenosos masivos, muy bioturbados, intercalados con capas lumaquéllicas lenticulares de moluscos, atribuidas a la acción de tormentas en una bahía abierta (González Delgado *et al.*, 1995; González-Regalado *et al.*, 2009).

iv) Formación Arenas de Bonares (Mayoral y Pendón, 1986-1987). Su base está constituida por arenas gruesas y medias muy bioturbadas que contienen algunos niveles de moluscos. Hacia su techo, esta facies es reemplazada por conglomerados fluviales. Esta formación representa la transición desde los medios marinos previos al continente.

1.3.2. El estuario de los ríos Tinto y Odiel

1.3.2.1. Aspectos generales, geomorfología y contaminación

Los ríos Tinto y Odiel son dos pequeñas corrientes fluviales que nacen en las estribaciones más meridionales del Macizo Ibérico, su cauce medio discurre por la parte occidental de la Cuenca del Guadalquivir y conforman un estuario alargado de unos 25 km de longitud en su desembocadura conjunta en el océano Atlántico (Fig. 10, A-B). Actualmente, este estuario presenta un alto grado de colmatación, con los procesos hidrodinámicos controlados principalmente por las mareas. El rango medio mareal es de 2,2 m en la boca del estuario y decrece aguas arriba. Las descargas fluviales son muy irregulares, con los mínimos caudales durante los años muy secos (<10 Hm³/año) y alcanzan los 350 Hm³/año en los periodos lluviosos (Davis *et al.*, 2000).

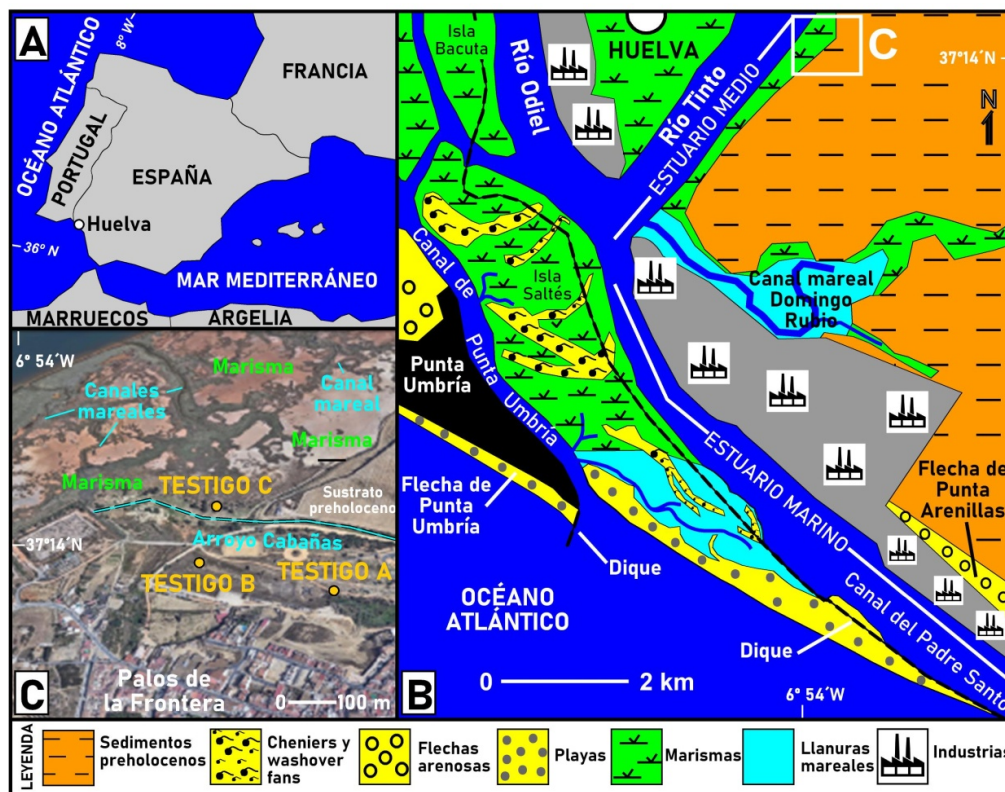


Figura 10. A-B: localización y geomorfología básica del estuario de los ríos Tinto y Odiel; C: situación de la ensenada de La Fontanilla, con el emplazamiento de los testigos estudiados (Google Earth).

Pueden diferenciarse tres zonas estuarinas (Borrego, 1992): i) estuario fluvial, constituido por una serie de canales trenzados; ii) estuario medio, conformado por un canal principal, numerosas islas pequeñas y marismas exteriores que están limitadas por las formaciones neógenas anteriormente descritas; y iii) estuario marino, con dos canales principales (Punta Umbría, Padre Santo), diversas islas barreras (Figura 10, B; Bacuta, Saltés) compuestas por marismas, cheniers o washover fans y dos flechas arenosas que protegen este sector estuarino (Punta Umbría, Punta Arenillas).

Estos ríos cruzan la Faja Pirítica ibérica, una de las provincias mineras más importantes del mundo (Sáez *et al.*, 1999). El estudio de los sedimentos tortonienses y messinienses adyacentes al estuario ya detectó una primera contaminación natural (Ruiz *et al.*, 2020). Además, sus depósitos de sulfuros masivos han sido explotados desde hace al menos 4.500 años, con dos periodos más intensos de extracción: i) el periodo romano (100 BCE-300 CE), con la extracción de más de 20 Mt (Tornos, 2008); y ii) una intensa actividad mineras desde 1850 hasta la actualidad. Las descargas de metales pesados procedentes del lavado de las escombreras generadas como resultado de estas actividades milenarias han ocasionado procesos de drenaje ácido de minas en sus aguas y una contaminación muy elevada en Cu, Zn, Pb o As en los sedimentos estuarinos (Ruiz, 2000).

1.3.2.2. Evolución holocena sintética del estuario de los ríos Tinto y Odiel

El análisis multidisciplinar de numerosos testigos obtenidos en este estuario ha permitido inferir su evolución holocena (Fig. 11; Dabrio *et al.*, 1998, 2000; Borrego *et al.*, 1999). Durante el tránsito Pleistoceno-Holoceno, el nivel del mar se situaba a unos 35 m por debajo del nivel actual (Siddall *et al.*, 2003) y esta zona se encontraba emergida, con predominio de la dinámica fluvial y una erosión intensa de las zonas

adyacentes a los actuales cauces de ambos ríos. Durante el Holoceno inferior y medio, se produjo una progresiva subida del nivel del mar, que culminó con la inundación completa del estuario durante el máximo transgresivo holoceno (~6500 años BP; Zazo *et al.*, 1999).

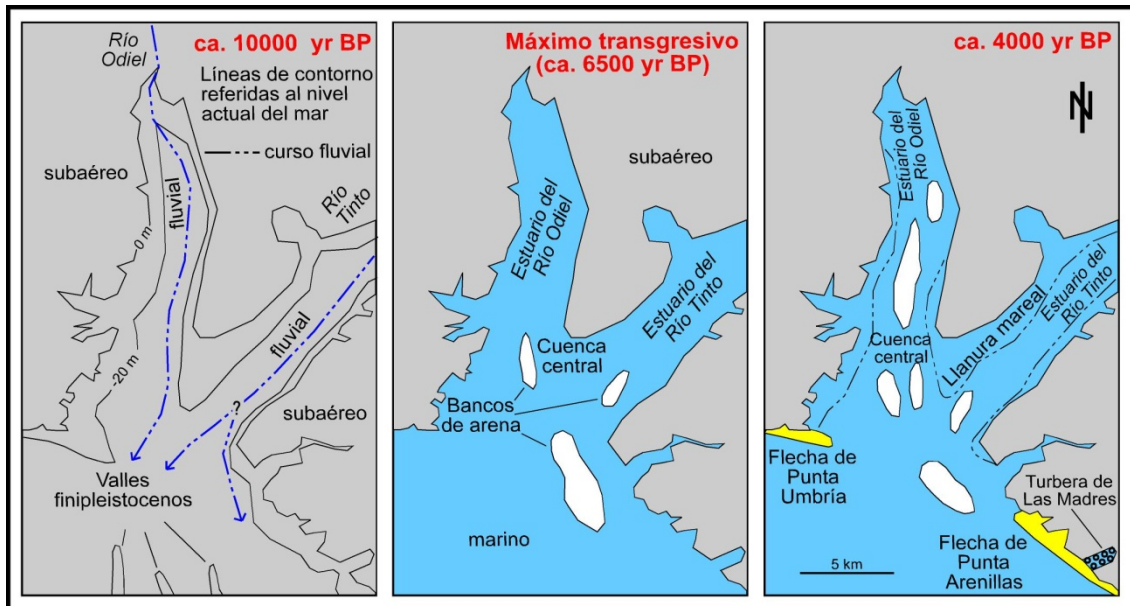


Figura 11. Evolución holocena del estuario de los ríos Tinto y Odiel. Modificada de Dabrio *et al.* (1998).

Desde entonces y hasta la actualidad, se ha producido un progresivo relleno del estuario, con el crecimiento progresivo de las flechas de Punta Umbría y Punta Arenillas, la emersión de grandes superficies de marismas y la creación de diversas islas-barrera, compuestas por cheniers y washovers fans entre los que se intercalan marismas y llanuras mareales.

1.3.2.3. La ensenada de La Fontanilla: facies sedimentarias y evolución holocena

La antigua ensenada de La Fontanilla se localiza en el estuario medio del río Tinto (Fig. 10, B-C) y ocupa actualmente una pequeña llanura limitada por las formaciones neógenas mencionadas y por la población de Palos de la Frontera (Fig. 12). En su parte externa, está ocupada por amplias marismas drenadas por numerosos canales mareales que conectan con el canal principal del río Tinto.



Figura 12. Vistas parciales de la antigua ensenada de La Fontanilla

Diversos estudios multidisciplinares aplicados a testigos continuos de sedimentos han permitido identificar las principales facies sedimentarias que componen su relleno holoceno e inferir los medios sedimentarios que se han sucedido en ella durante los últimos 10.000 años (Arroyo *et al.*, 2021a,b; Rodríguez Vidal *et al.*, 2021). De forma sintética, son las siguientes: F1) Limos y arcillas miocenas de la Formación Arcillas de Gibrleón (Civis *et al.*, 1987), sobre las que se disponen el resto de facies; F2) arenas aluviales y gravas fluviales; F3) arenas limosas bioclásticas y gravas bioclásticas, que representan la inundación de esta ensenada durante el máximo de la transgresión holocena; F4) limos arenosos bioclásticos depositados en antiguos canales mareales; F5) limos arcillosos con frecuentes ostrácodos y foraminíferos salobres propios de bordes de canal; F6) limos con abundantes restos vegetales y numerosos fragmentos de carbón, que se depositaron en medios de marismas; y F7) limos arcillosos con numerosos ostrácodos

dulceacuícolas, característicos de zonas encharcadas sin conexión mareal. En la parte superior de los testigos suele aparecer un relleno antrópico efectuado durante el siglo XX, formado por arenas aluviales o limos arenosos de la Formación Arenas de Huelva.

1.4. METODOLOGÍA

1.4.1. Sección de la Cañada de los Homos (Cartaya, Huelva).

La primera zona de estudio se ubica en una cantera abandonada junto a la Cañada de los Homos, a pocos kilómetros al SE de la localidad de Cartaya (Huelva, España) (Fig. 13).

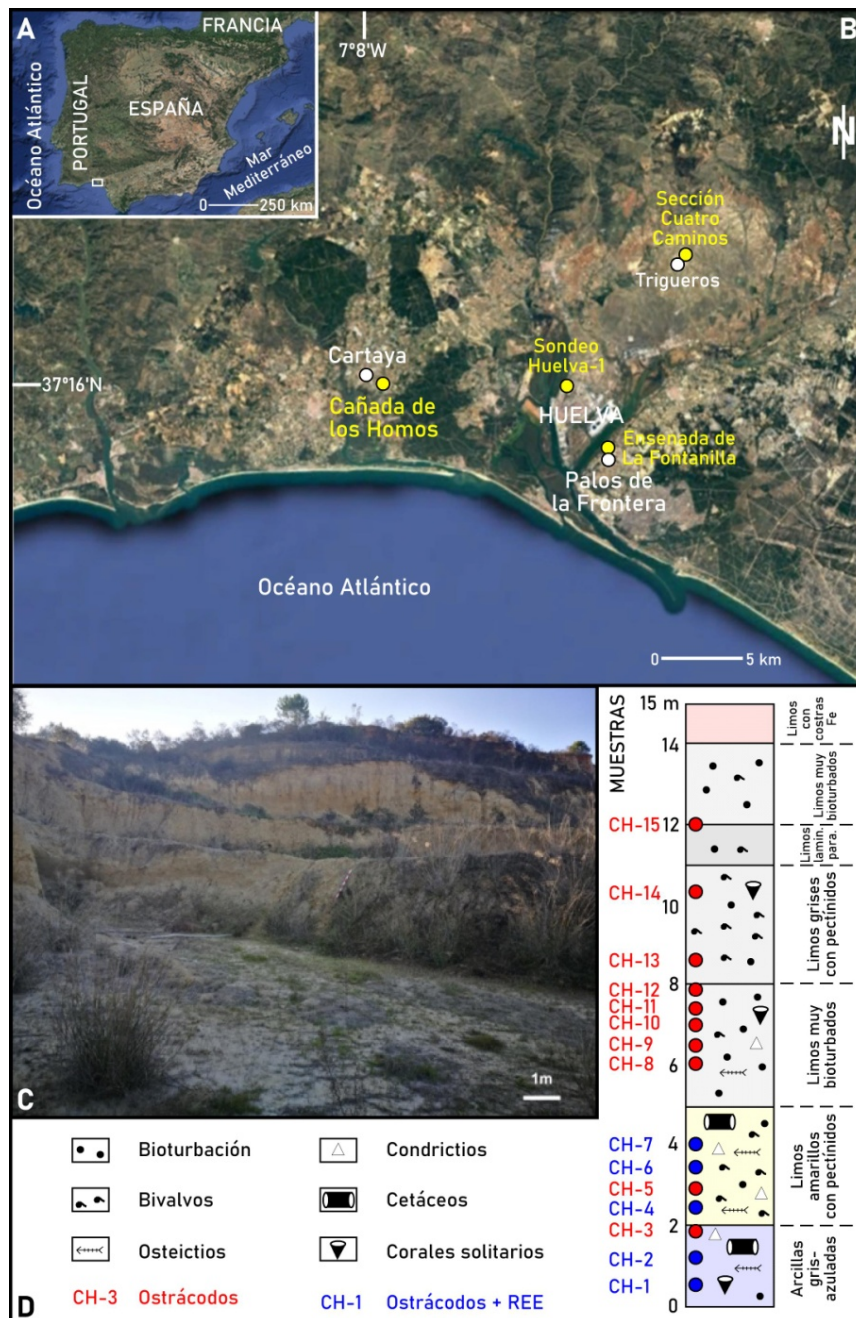


Figura 13. A-B: situación de la cantera de la Cañada de los Homos y de los casos de estudio de esta Tesis Doctoral; C: cantera de la Cañada de los Homos; D: columna litoestratigráfica estudiada.

Está constituida por materiales pertenecientes a la parte inferior de la Formación Arcillas de Gibraleón. En una primera fase, se ha efectuado un levantamiento del perfil estratigráfico de la sección, con la inclusión de los principales grupos presentes en el registro macrofaunístico y las características litoestratigráficas más destacadas.

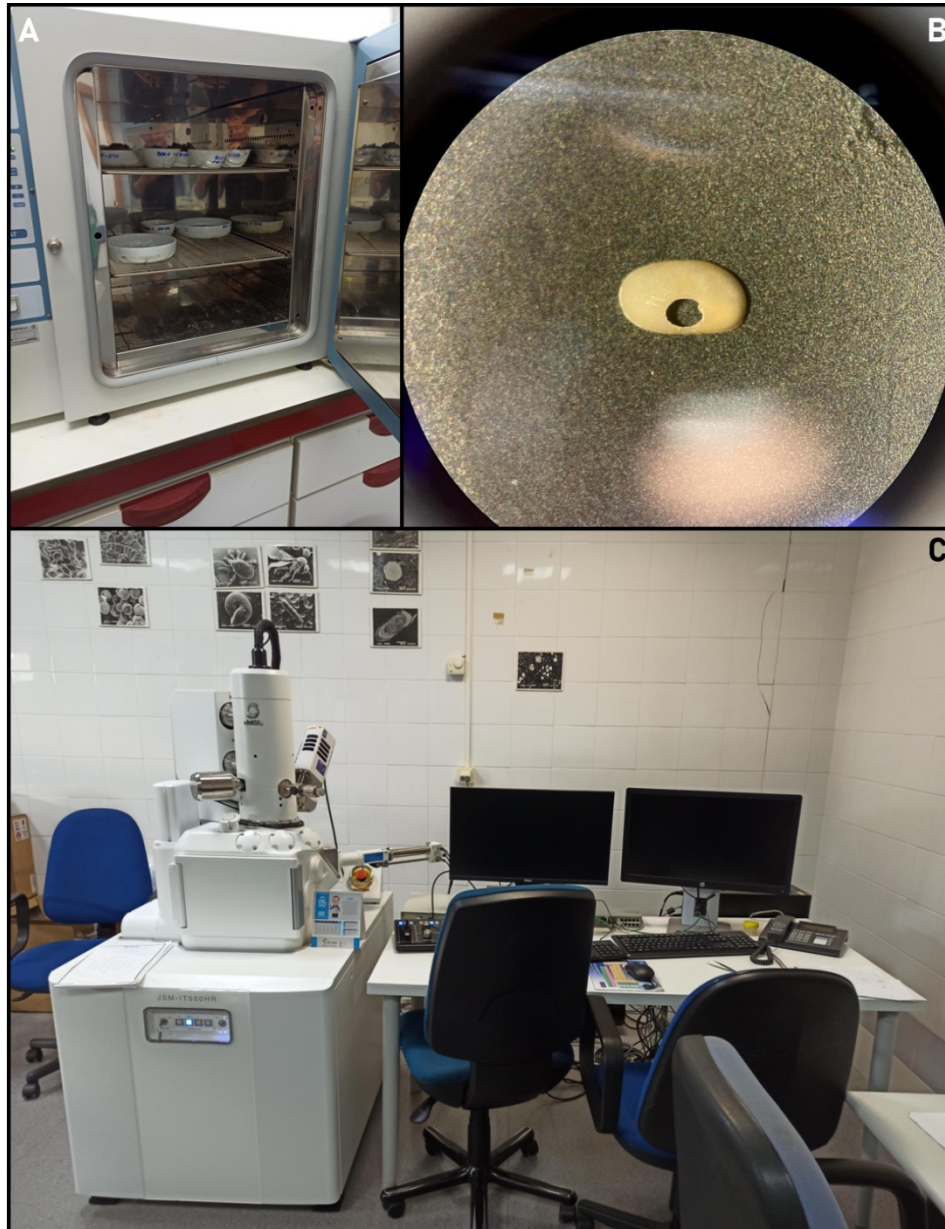


Figura 14. Sección de la Cañada de los Homos. A: secado de las muestras; B: vista en lupa binocular de un ejemplar depredado de *Cytherella vulgata*; C: MEB de la Universidad de Huelva

Para el estudio de los ostrácodos, se han analizado 15 muestras de 200 g cada una (Fig. 13: CH-1 a CH-15). En el laboratorio, cada muestra fue disgregada con peróxido de hidrógeno y pirofosfato sódico en agua durante 24 horas para eliminar la materia orgánica

presente. A continuación, las muestras se levigaron a través de un tamiz de 250 micras y el residuo se secó en estufa a 60°C (Fig. 14, A). Se extrajeron todos los ostrácodos presentes (p.e., Fig. 14, B), cuya determinación taxonómica fue realizada en base a la comparación de las valvas y caparazones extraídos con los ejemplares figurados por Aiello *et al.* (1996), Bonaduce *et al.* (1996) y la World Ostracoda Database, entre otros trabajos. Algunas de las especies más significativas fueron fotografiadas mediante Microscopio Electrónico de Barrido en los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva (Fig. 14, C).

Además, se efectuó el análisis del contenido en tierras raras de cinco muestras (Fig. 13: CH-1, CH-2, CH-4, CH-6 y CH-7). Una vez efectuada una molienda previa en mortero de ágata, estas muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Investigación y Control Alimentario de la Universidad de Huelva mediante ICP-Ms (siglas de laboratorio L21 13301 a L21 13305).

1.4.2. Sondeo Huelva-1 (plaza de Toros, ciudad de Huelva).

El sondeo Huelva-1 fue extraído por el Instituto Geológico y Minero de España en la calle Pérez Galdós de la ciudad de Huelva, situada entre la plaza de toros de esta localidad y el cabezo o colina próximo. Tiene una longitud de 180 m, de los cuáles los 4 m inferiores corresponden a la Formación Niebla y los 176 m superiores a la Formación Arcillas de Gibraleón. Su análisis magnetoestratigráfico y bioestratigráfico ha permitido datarlo entre el Tortoniense superior (~7.4 Ma) de su base y el límite Messiniense-Plioceno (~5,3 Ma) situado en su techo (Larrasoña *et al.*, 2008).

Se han estudiado 14 muestras de este sondeo, a una profundidad comprendida entre los 145,8 m y los 89,3 m, cuya edad se situaría entre los 6,83 Ma y los 6,01 Ma (Fig.

15), si se consideran estables las tasas de sedimentación en cada cron. De cada una de ellas se seleccionaron 25 g para su análisis micropaleontológico (foraminíferos y ostrácodos), que fueron levigadas a través de un tamiz de 63 μm de luz de malla. Se determinaron al menos 300 foraminíferos bentónicos en cada una de ellas y se obtuvieron el número de individuos por gramo, el número de especies bentónicas por muestra y el porcentaje de cada especie, así como el porcentaje de foraminíferos planctónicos. Además, se calcularon diversos índices de diversidad (equitabilidad, dominancia, Shannon) y se efectuó un análisis estadístico de los resultados, dividido en tres pasos: i) matriz de correlación de Pearson de las 22 especies más abundantes (72,66% del total); ii) análisis clúster en modo Q; y iii) análisis clúster en modo R.

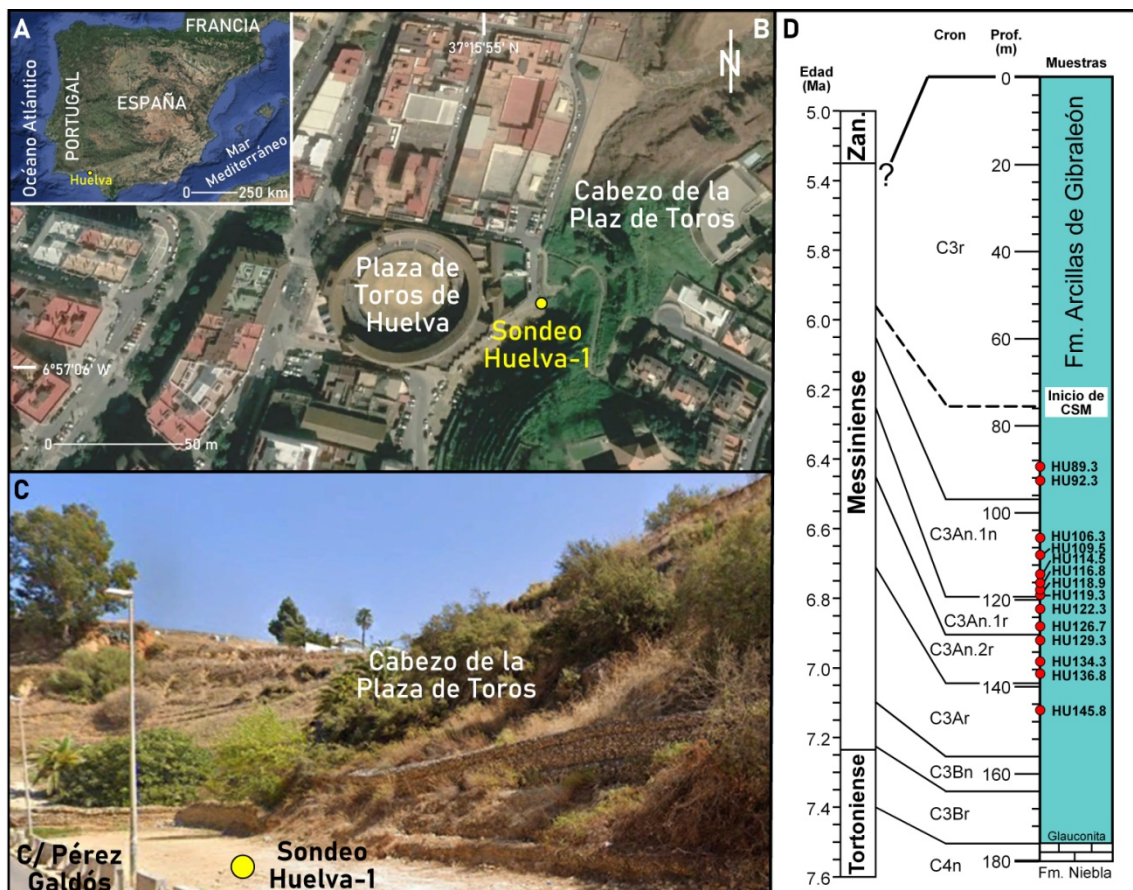


Figura 15. Sondeo Huelva-1. A-B: localización (Google Earth). C: vista parcial de la calle Pérez Galdós, con el lugar de extracción del sondeo Huelva-1; D: Log del sondeo Huelva-1, con las formaciones geológicas, su edad magnetobioestratigráfica (Larrasoña *et al.*, 2008) y la situación de las muestras estudiadas.

Se han distinguido cinco microhábitats (epifauna, epifauna-infauna somera, infauna somera, infauna intermedia e infauna profunda), de acuerdo con los datos Lutze y Thiel (1989), Schmiedl *et al.* (2000) y Pérez-Asensio *et al.* (2012). A continuación, se calcularon los porcentajes de estos grupos en cada muestra.

Para el cálculo de la paleoprofundidad se utilizó la ecuación propuesta por Van der Zwaan *et al.* (1990) y Van Hinsbergen *et al.* (2005):

$$P \text{ (en m)} = 100 * e^{(3.58718 + (0.03534 * \%P))}$$

donde $P=100*$ (número de foraminíferos planctónicos/número total de foraminíferos – números de especies típicas de estrés ambiental). Estas últimas especies han sido extraídas de los trabajos anteriores y de Corbí (2010). Finalmente, el contenido en oxígeno disuelto se ha obtenido a partir de la función de transferencia desarrollada por Kouwenhoven y Van der Zwaan (2006):

$$\text{Contenido en O}_2 \text{ (}\mu\text{mol/l)} = 7,9602 + 5,95 (\% \text{ especies oxifílicas})$$

Este grupo de especies oxifílicas fue establecido con los datos de Kouwenhoven (2000), con la omisión de las especies aglutinadas debido a su fragilidad y bajo potencial de preservación.

En relación con los ostrácodos, se seleccionaron las mismas 14 muestras y se levigaron 25 g de cada una a través de un tamiz de 63 μm de luz de malla. El residuo fue secado a 70°C en una estufa. En este caso de estudio, se extrajeron todos los ostrácodos presentes en estas muestras.

1.4.3. Cruce de los Cuatro Caminos (unidad Arenas de Trigueros, Trigueros)

La sección estudiada se sitúa en el cruce de “Los Cuatro Caminos”, ubicado al oeste de la localidad de Trigueros (S.O. de España), en la intersección entre la calle Pascuales y la carretera HU-3105 (Fig. 16, A-B). En una primera fase, se procedió al levantamiento de su perfil estratigráfico y al análisis “in situ” de su macrofauna y evidencias paleoicnológicas. Para la clasificación de los bivalvos observados, se han consultado los estudios de Andrés (1982), Lozano Francisco (1997) y Cárdenas *et al.* (2017), entre otros. Los vertebrados marinos (ictiofauna y cetáceos) se han clasificado de acuerdo con García (2008) y Toscano (2016).

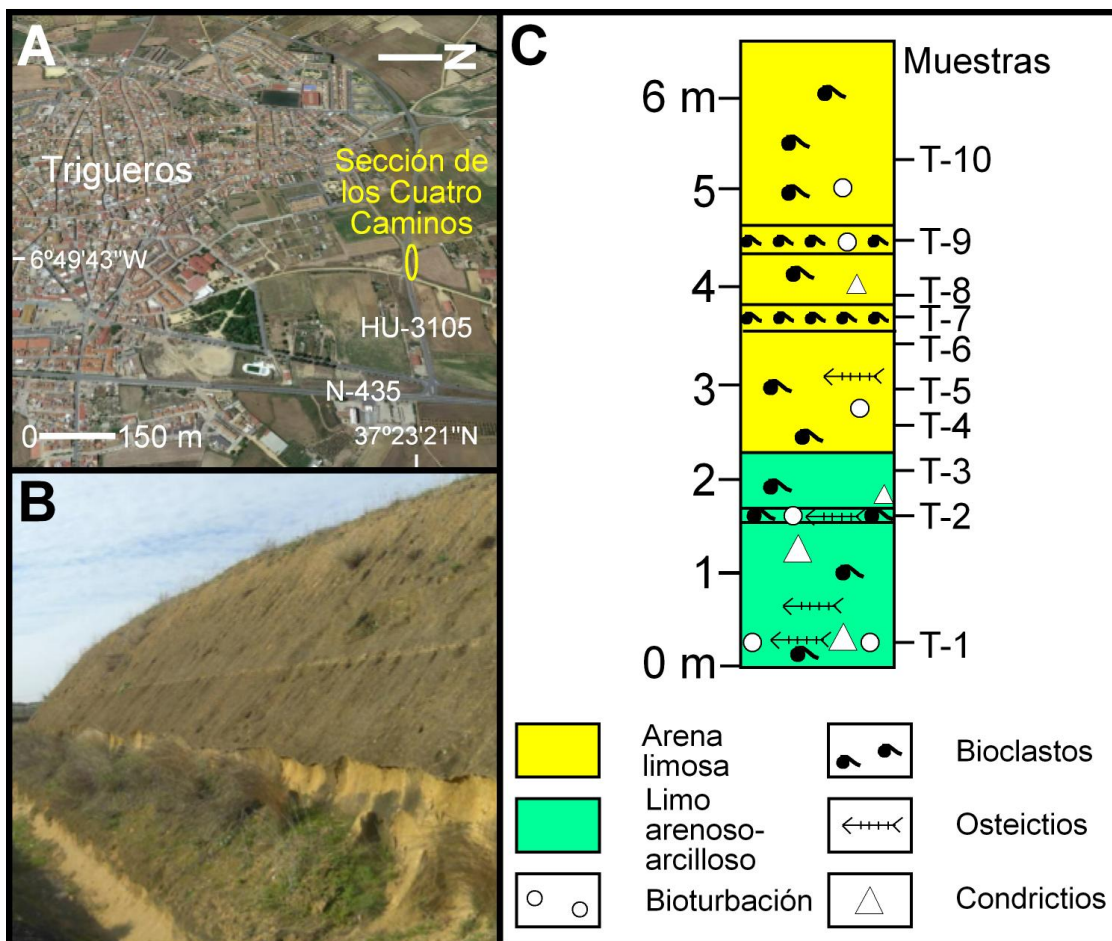


Figura 16. A: localización de la sección de los Cuatro Caminos (Trigueros, Huelva) (Google Earth); **B:** vista parcial de la sección; **C:** Log de la sección, con la situación de las muestras estudiadas, así como las principales características litológicas y paleontológicas.

En base a esta primera fase de estudio, se procedió a la toma de 10 muestras (Fig. 16, C: T-1 a T-10; 1 kg de sedimento por muestra) para su análisis geológico pluridisciplinar. Para determinar su distribución granulométrica, de estas muestras iniciales se extrajeron diez submuestras de 25 g cada una, que fueron tamizadas en húmedo a través de una columna de tamices de 2 mm a 63 μm de luz de malla en el laboratorio general del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Huelva.

Otras seis submuestras de 20 g cada una fueron seleccionadas para su análisis geoquímico mediante ICP-Ms (modelo Agilent 7700) en el Centro de Investigación y Desarrollo de Recursos y Tecnologías Agroalimentarias (CIDERTA) de la Universidad de Huelva. Estas muestras fueron molidas previamente en mortero de ágata para su posterior procesado. Se seleccionaron 10 elementos traza para verificar su evolución vertical en la sección “Cuatro Caminos”, así como las tierras raras cuyos valores superaron el límite mínimo de detección (0,5 ppm). Los valores de las tierras raras se han normalizado con el estándar PAAS (Post Archean Australian Shale; Nance y Taylor, 1976; McLennan, 1989), un método usual en investigaciones que las utilizan como marcadores (paleo-)ambientales (Rao y Chakraborty, 2016; Brito *et al.*, 2016).

Diez submuestras de 200 g fueron levigadas a través de un tamiz de 63 μm para la extracción de todos los ostrácodos presentes. La determinación taxonómica de las especies fue realizada en base a la comparación de las valvas y caparazones extraídos con los ejemplares figurados por Aiello *et al.* (1996), Bonaduce *et al.* (1999) y la World Ostracoda Database, entre otros trabajos. Algunas de las especies más significativas fueron fotografiadas mediante Microscopio Electrónico de Barrido en los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva.

1.4.4. Ensenada de La Fontanilla (Palos de la Frontera).

Se han extraído tres testigos continuos en la antigua ensenada de La Fontanilla, situada al norte de la localidad de Palos de la Frontera (Fig. 17, A). Arroyo *et al.* (2021a,b) y Abad *et al.* (2022) efectuaron una interpretación paleoambiental de las facies presentes, en base a su estudio multidisciplinar (sedimentología, geoquímica, macrofauna, microfauna, datación). Además, Prudencio *et al.* (2022) realizaron un primer análisis de diferentes relaciones entre las tierras raras en estos testigos [p.e., (La_N/Yb_N) ; (La_N/Sm_N)].

Los contenidos en Cu y tierras raras de 69 muestras fueron obtenidos mediante ICP-MS y certificados por MS Analytical, Langley (Canadá). Los valores normalizados PAAS (Post Archaean Australian Shale; Nance y Taylor, 1976; McLennan, 1989) han sido utilizados para detectar cambios en los patrones de distribución de las tierras raras, un método usual en estudios que emplean las tierras raras como trazadores ambientales (Rao y Chakraborty, 2016; Brito *et al.*, 2016). Además, se utilizó un background regional de Cu (13 ppm; Ruiz *et al.*, 1998) para calcular el índice de geoacumulación (Muller, 1969).

El análisis estadístico de estas muestras fue dividido en cinco pasos: i) cálculo de la matriz de correlación entre el Cu y 14 tierras raras; ii) análisis clúster en modo R basado en el coeficiente de determinación (R^2) aplicado a las tierras raras para diferenciar grupos de variables; iii) análisis clúster en modo Q para distinguir grupos de muestras; iv) análisis discriminante para testar los grupos constituidos en el paso previo; y v) análisis de componentes principales, cuyo primer componente principal fue comparado con los grupos obtenidos previamente en el análisis clúster.

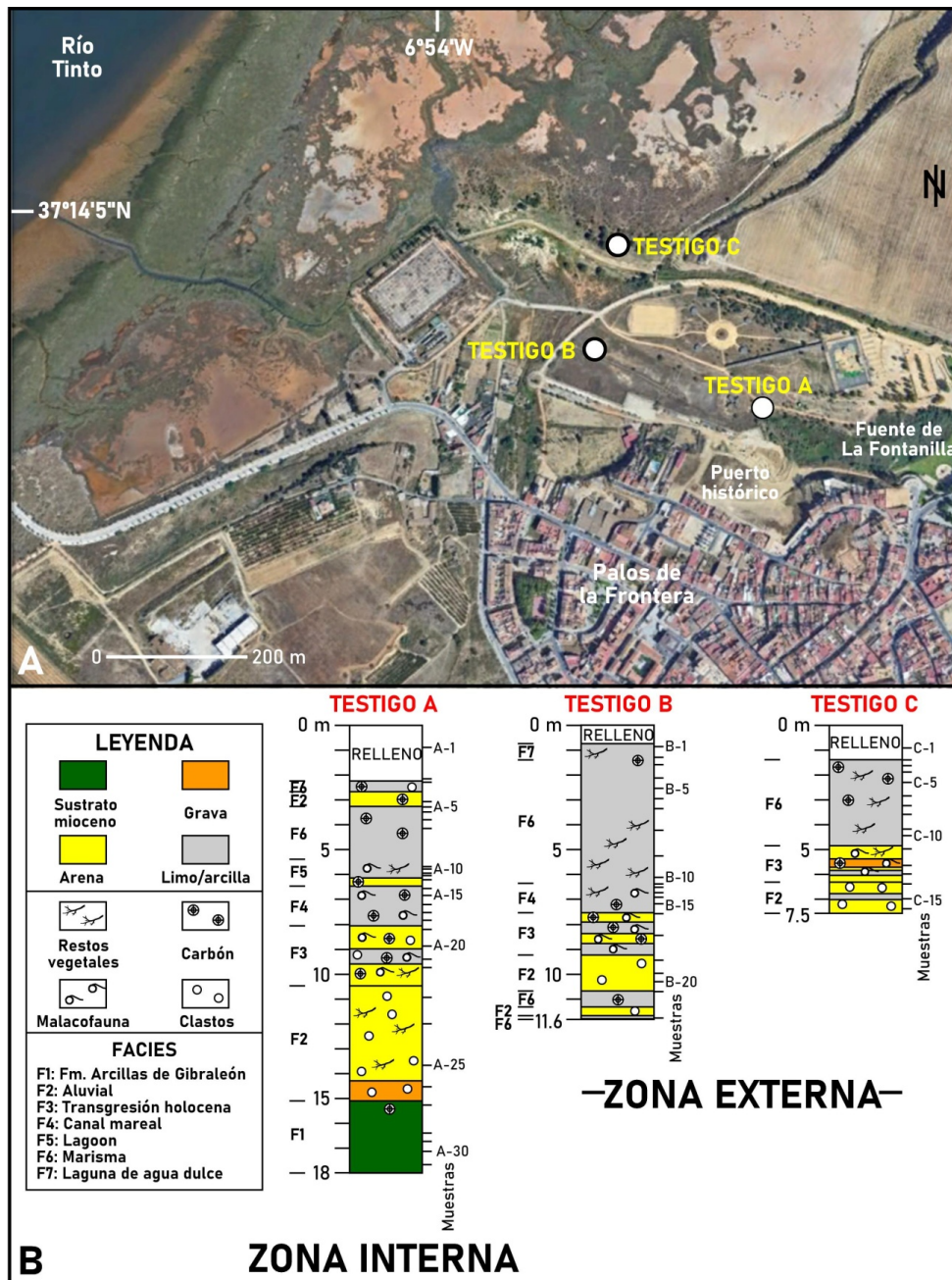


Figura 17. Ensenada de La Fontanilla. A: localización de los testigos estudiados (Google Earth); B: columnas litoestratigráficas de los testigos, con la situación de las muestras analizadas y la interpretación paleoambiental de las facies diferenciadas (modificado de Arroyo et al., 2021a,b; Abad et al., 2022).

Se han efectuado 11 dataciones radiométricas en el Centro Nacional de Aceleradores (Sevilla), que fueron calibradas con el programa Calib 8.2 (intervalo 2σ) con el efecto reservorio determinado por Martins y Soares (2013). Otras edades adicionales fueron inferidas a partir de las reconstrucciones paleoambientales previas (Arroyo et al., 2021a, b; Abad et al., 2022).

1.5. PRINCIPALES RESULTADOS

1.5.1. Sección de la Cañada de los Homos (Cartaya, Huelva).

Esta sección tiene una potencia de unos 15 metros y, de muro a techo, pueden diferenciarse los siguientes niveles: i) 2 m de arcillas grises azuladas con fragmentos de gasterópodos, bivalvos y restos de seláceos (Fig. 18, A); ii) 3 m de limos amarillentos con gran abundancia de pectínidos en posición de vida que se concentran en varios paquetes lumaquéricos; iii) 3 m de limos muy bioturbados que incluyen costras ferruginosas que rellenan pequeñas cavidades (Fig. 18, B); iv) 3 m de limos grises a ocre con un límite superior marcado por una nueva acumulación de pectínidos (Fig. 18, C); v) 1 m de limos muy compactados con laminación paralela; vi) 2 m de limos amarillentos profusamente bioturbados; y vii) 1 m de limos anaranjados muy ferruginizados.



Figura 18. Vistas parciales de la sección de la Cañada de los Homos. A: arcillas gris-azuladas basales (nivel i); B: limos muy bioturbados con costras ferruginosas (nivel ii); C: limos con acumulaciones de pectínidos (nivel iv).

Los máximos valores de tierras raras de las cinco muestras analizadas se concentran en los limos amarillos con pectínidos suprayacentes a las arcillas azules basales, con las máximas concentraciones de todos los elementos en la muestra CH-4 (Σ REE: 144,47 ppm), situada cerca de la base de este tramo (Tabla 2; La: 28,9 ppm; Ce: 64,5 ppm; Pr: 6,88 ppm; Nd: 26,7 ppm; Sm: 5,23 ppm; Gd: 4,26 ppm; Dy: 3,12 ppm; Ho: 0,56 ppm; Er: 1,53 ppm; Yb: 1,22 ppm). Sólo el Eu alcanza sus valores más altos en la muestra CH-7 (1,04 ppm). En ningún elemento se alcanzan los valores normalizados PAAS, si bien se sitúa muy próximo a ellos el Eu en CH-7.

FACIES	MUESTRAS /ELEMENTO (ppm)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE
Limos amarillos con pectínidos	CH-7	27,7	63,3	6,83	25,6	5,18	1,04	4,22	0,58	3,07	0,54	1,49	<0,5	1,2	<0,5	140,75
	CH-6	22,5	48,9	5,52	20,5	3,94	0,73	3,06	<0,5	2,09	<0,5	1,01	<0,5	0,82	<0,5	109,07
	CH-4	28,9	64,5	6,88	26,7	5,23	1	4,26	0,58	3,12	0,56	1,53	<0,5	1,22	<0,5	144,47
Arcillas azules	CH-2	22,5	49,2	5,44	20,2	3,9	0,73	3	<0,5	2,24	<0,5	1,1	<0,5	0,87	<0,5	109,18
	CH-1	26,1	58,1	6,4	23,7	4,71	0,92	3,77	0,53	2,82	0,51	1,4	<0,5	1,12	<0,5	130,08
VALOR NORMALIZADO PAAS		38,2	79,6	8,83	33,9	5,55	1,08	4,66	0,77	4,68	0,99	2,85	0,41	2,82	0,43	184,77

Tabla 2. Contenido en tierras raras de muestras seleccionadas de la Cañada de los Homos.

Los ostrácodos son escasos en esta sección y sólo están presentes en diez de las quince muestras estudiadas. En ellas, se han extraído un total de 166 valvas y caparazones pertenecientes a 17 géneros y 22 especies (Tabla 3). La diversidad máxima se centra en las muestras CH-3 y CH-11 (9 especies), en tanto que la densidad máxima corresponde a la muestra CH-11 (43 ejemplares). Estos microcrustáceos están ausentes en CH-7 y las cuatro muestras superiores (CH-12 a CH-15), cuyo registro micropaleontológico (sobre todo foraminíferos) es también muy limitado. Las especies más abundantes son *Henryhowella asperrima*, *Cytherella vulgata*, *Buntonia sublatissima dertonensis* y *Ruggieria tetraptera*. También están bien representados los géneros *Krithe* y *Parakrithe*.

ESPECIES/MUESTRAS	CH-1	CH-2	CH-3	CH-4	CH-5	CH-6	CH-8	CH-9	CH-10	CH-11
<i>Acanthocythereis hystrix</i>	3									
<i>Aurila</i> sp.								1		
<i>Bairdia conformis</i>										2
<i>Bairdia</i> sp.	1	3			1					
<i>Bairdoppilata simplex</i>				1						
<i>Bairdoppilata</i> sp.	1	2			4					3
<i>Bosquetina dentata</i>			1	1						
<i>Buntonia sublatissima dertonensis</i>	1				2		1	2		1
<i>Costa tricostata pliocenica</i>						1				
<i>Cytherella circumpunctata</i>							1	3		
<i>Cytherella vulgata</i>	5	3	4		3			1		1
<i>Cytherella</i> sp.					1					
<i>Henryhowella asperrima</i>	2	2	1					1	2	28
<i>Henryhowella hirta</i>		1								
<i>Incongruella marginata</i>							1			
<i>Krithe</i> sp.	1	1	3	1	2		1			2
<i>Loxoconcha</i> sp.	1						1			
<i>Parakrithe</i> sp.	1		2		3		1		1	3
<i>Propontocypris</i> sp.			5	4	1		6	5	1	
<i>Pterigocythereis jonesii</i>							2			1
<i>Pterigocythereis siveteri</i>	1		1	1					1	1
<i>Ruggieria tetraptera tetraptera</i>		1	4	2	4	1		2	3	1
<i>Xestoleberis prognata</i>			2							
NÚMERO DE ESPECIES	10	7	9	6	8	2	8	7	5	9
NÚMERO DE INDIVIDUOS	17	13	23	10	20	2	14	15	8	42

Tabla 3. Distribución de los ostrácodos en la sección de la Cañada de los Homos

En función de la autoecología de las especies presentes (Barra y Bonaduce, 2001; Ruiz *et al.*, 2011; Sciuto, 2014), se pueden definir tres asociaciones de ostrácodos en la sección de la Cañada de los Homos: A) Asociación epibatial, claramente mayoritaria, compuesta por *Parakrithe* sp., *H. asperrima*, *Krithe* sp. y *Xestoleberis prognata*. Esta asociación está mejor representada en las muestras inferiores hasta CH-8; B) Asociación

circalitoral, constituida por *Costa tricostrata pliocenica*, *Pterygocythereis siveteri*, *B. sublatissima dertonensis*, *Bosquetina dentata* y *Propontocypris* sp.; y C) Asociación infralitoral, compuesta por el género *Loxoconcha*. Otras especies, como *C. vulgata*, *Acanthocythereis hystrix*, *Ruggeria tetraptera* y *Pterygocythereis jonesii*, se distribuyen principalmente en la zona nerítica.

De esta distribución se deduciría que los limos de la sección de Cartaya se depositaron en un medio batial superior, con un transporte continuo de materiales desde la plataforma continental adyacente y una leve disminución de la profundidad hacia techo.

Con relación a la edad de esta sección, la mayoría de las especies determinadas presentan un amplio rango bioestratigráfico, si bien algunas de ellas solo se han descrito en el registro fósil. *B. sublatissima dertonensis* está presente en sedimentos miocenos desde España (González-Delgado *et al.*, 1982) hasta Malta (Barra y Bonaduce, 2001). *C. tricostrata* es una especie que se distribuye desde el Paleógeno al Neógeno en el sur de Europa (Ruiz *et al.*, 2011; Sciuto, 2014). *X. prognata* ha sido recolectada en sedimentos desde el Tortoniense hasta el Pleistoceno en Italia (Abate *et al.*, 1994). Otras especies también se han encontrado en sedimentos actuales. *C. vulgata* es frecuente desde el Mioceno hasta la actualidad en el mar Mediterráneo (Ruggieri, 1962) y áreas atlánticas adyacentes (Ruiz *et al.*, 2011). En consecuencia, los ostrácodos no permiten precisar con detalle la edad de la sección de Cartaya, si bien el rango de distribución de las especies presentes indicaría una edad al menos miocena para ella. Ello estaría de acuerdo con los datos aportados por los foraminíferos planctónicos (Sierro, 1985).

1.5.2. Sondeo Huelva-1 (plaza de Toros, ciudad de Huelva).

1.5.2.1. Foraminíferos bentónicos

Se han estudiado un total de 5.998 foraminíferos bentónicos en las catorce muestras estudiadas, con una media (-M-) de 428 individuos analizados por muestra. En ellas se han determinado 64 géneros y 125 especies. La densidad de estos microorganismos es moderadamente alta, con más de 100 individuos por gramo en la mayoría de las muestras y con los máximos valores (Fig. 19: 210-220 individuos/gramo) en las muestras HU-126.7, HU-119.3 y HU-106.3. La diversidad es generalmente alta (37-66 especies/muestra), si bien muestra una alta variabilidad.

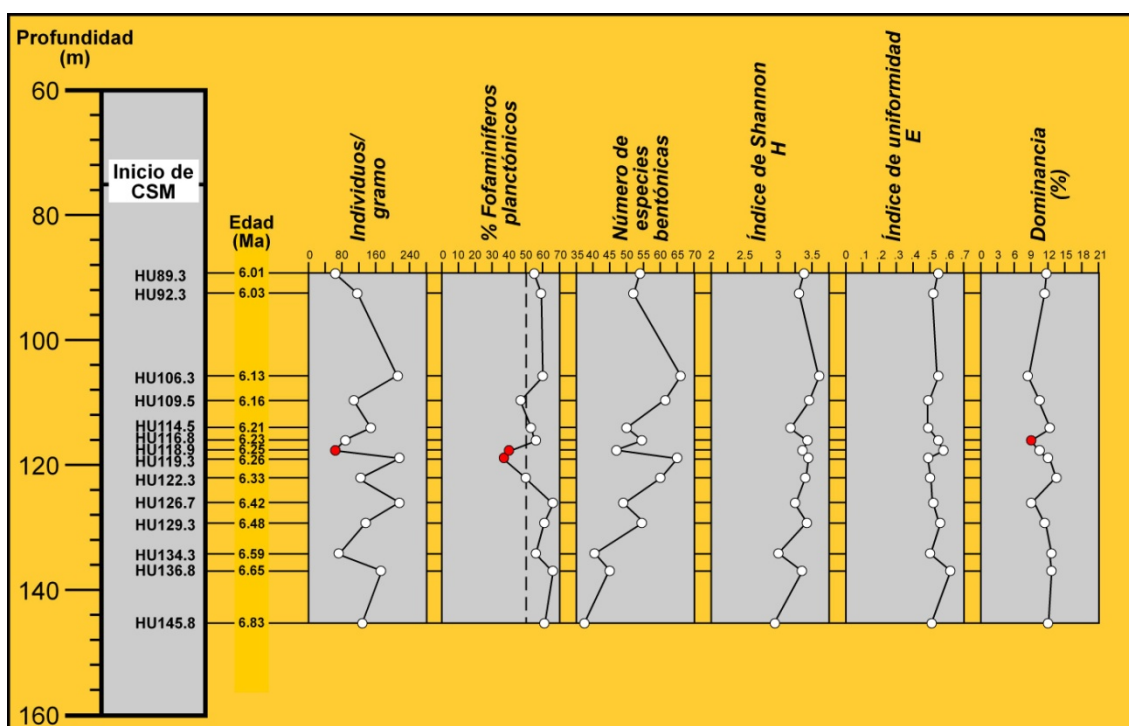


Figura 19. Sondeo Huelva-1. Foraminíferos bentónicos. Densidad, diversidad y diferentes índices paleoecológicos. En rojo, valores mínimos de algunos índices.

Las especies más abundantes son *Cibicides pseudoungerianus* (M: 9,73%), *Sphaeroidina bulloides* (M: 9,6%), *Pullenia bulloides* (M: 7,63%), *Planulina ariminensis*

(M: 6,23%), *Bulimina aculeata* (M: 4,86%) and *Martinottiella communis* (M: 4.78%). Su distribución vertical se muestra en la figura 20.

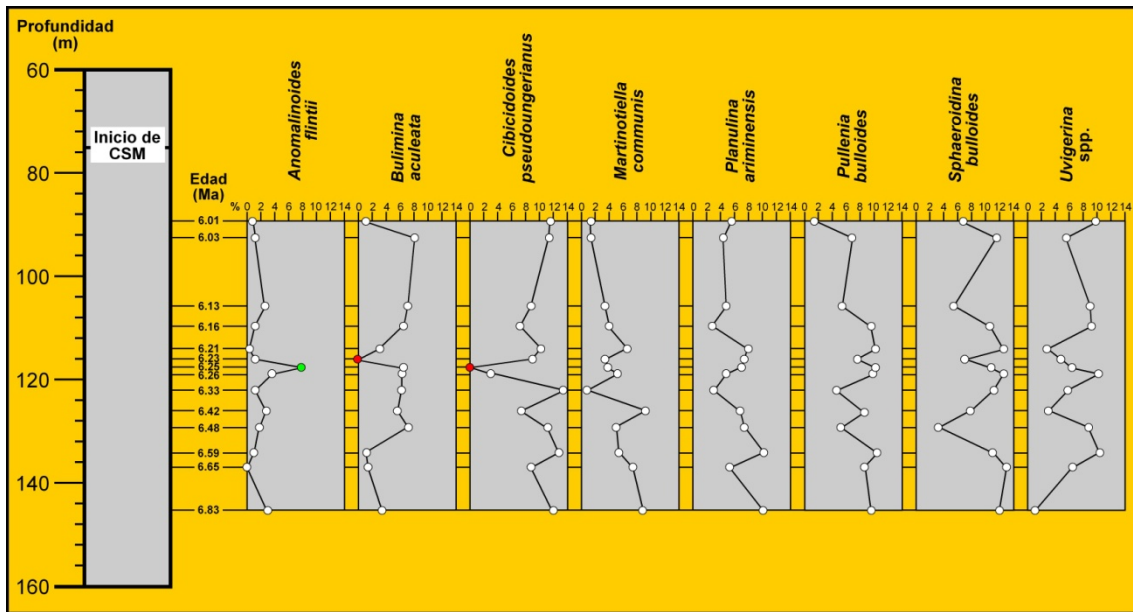


Figura 20. Sondeo Huelva-1. Distribución de los siete taxones más abundantes y los uvigerínidos. En rojo, algunos valores mínimos y en verde, algún valor máximo.

El análisis estadístico ha permitido diferenciar cuatro asociaciones de foraminíferos (Fig. 21):

FA-1 (asociación de *Cibicoides pseudoungerianus* assemblage (FA-1). Está constituida por *Amphycorina scalaris*, *Cassidulina laevigata*, *Cibicoides kullenbergi*, *Hansenisca soldanii*, *Hansenisca umbonatus*, *Oridorsalis umbonatus*, *Stainforthia fusiformis*, *Textularia pseudorugosa* y *Uvigerina pygmaea*. Esta asociación muestra un patrón irregular de abundancia (11,19-46,11%; M: 24,37%), con los valores más elevados en la muestra HU-106.3 y los mínimos entre 6,25 Ma y 6,26 Ma.

FA-2 (asociación de *Sphaeroidina bulloides*. Está formada por *Pullenia bulloides*, *Anomalinoidees flintii*, *Bulimina aculeata*, *Bulimina costata* y *Cibicoides floridanus*. Sus porcentajes agregados varían entre 20,3% y 38,7% en la mayoría de las muestras, con un

pico (43,61%) en la muestra HU-118.9.

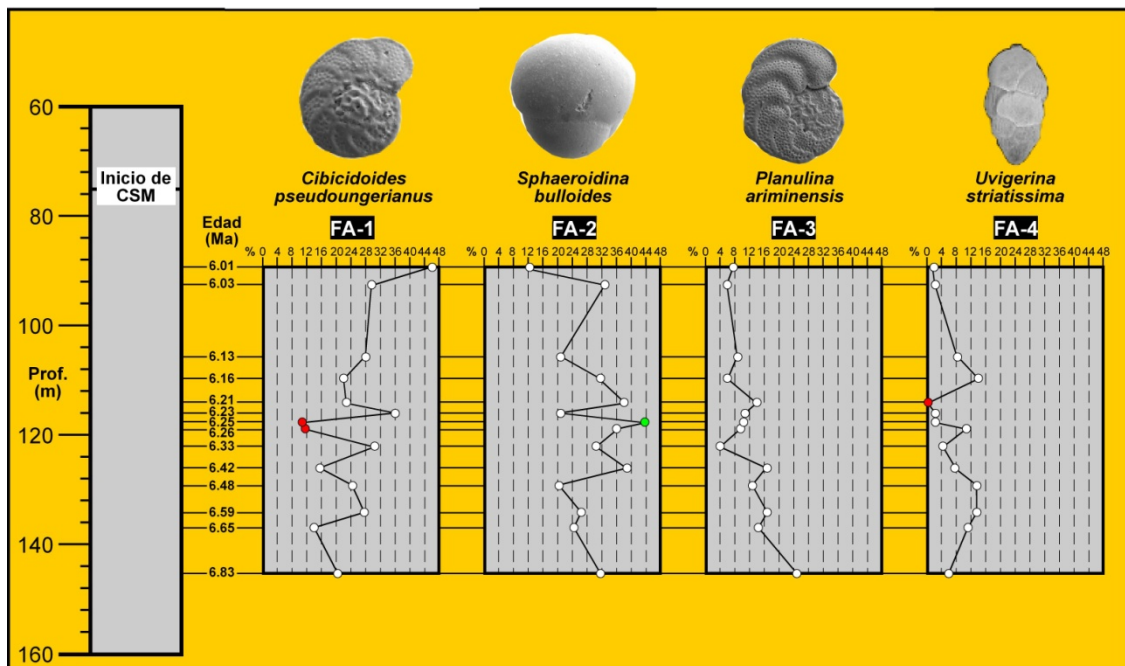


Figura 21. Sondeo Huelva-1. Distribución vertical de las cuatro asociaciones de foraminíferos bentónicos diferenciadas en base al análisis estadístico de los resultados. Rojo: valores mínimos; verde: valores máximos.

FA-3 (asociación de *Planulina ariminensis*). Incluye a las especies *Anomalinoidea helycinus* y *Martinottiella communis*. Esta asociación presenta una tendencia decreciente hacia el techo del intervalo estudiado del sondeo Huelva-1, con un máximo en las cinco muestras inferiores (12,7%-24,6%) y un mínimo en la muestra HU-122.3 (3,9%).

FA-4 (asociación de *Uvigerina striatissima*). Está conformada por *Siphonina planoconvexa* y *Lenticulina rotulata*. Es una asociación secundaria, que no suele sobrepasar el 7,5% en la mayoría de las muestras y sólo alcanza el 11% en las muestras HU-118.9 y HU-116.5.

La aplicación de la ecuación obtenida por Van der Zwaan *et al.* (1990), con la corrección indicada por Hinsbergen *et al.* (2005) permite obtener una aproximación a la profundidad del agua (PA) en la que se depositaron los materiales estudiados (Fig. 22).

El tramo inferior (HU-145.8 a HU-126; 6,83-6,42 Ma) fue depositado en el talud superior (PA: 270-390 m), con un mínimo relativo en la muestra HU-134.3 (6,5 Ma). A continuación, se produjo una regresión, con el establecimiento temporal de una plataforma externa (PA: 130-200 m) hasta los 6,23 Ma (HU-116.8). Posteriormente, una nueva transgresión ocasionó un aumento de la profundidad de 70-100 m y una transición hacia un talud superior. Finalmente, el intervalo 6,13-6,03 Ma se caracterizó por la presencia de medios de talud con una profundidad comprendida entre los 300 y 240 m, si bien con una tendencia decreciente hacia los 6,01 Ma.

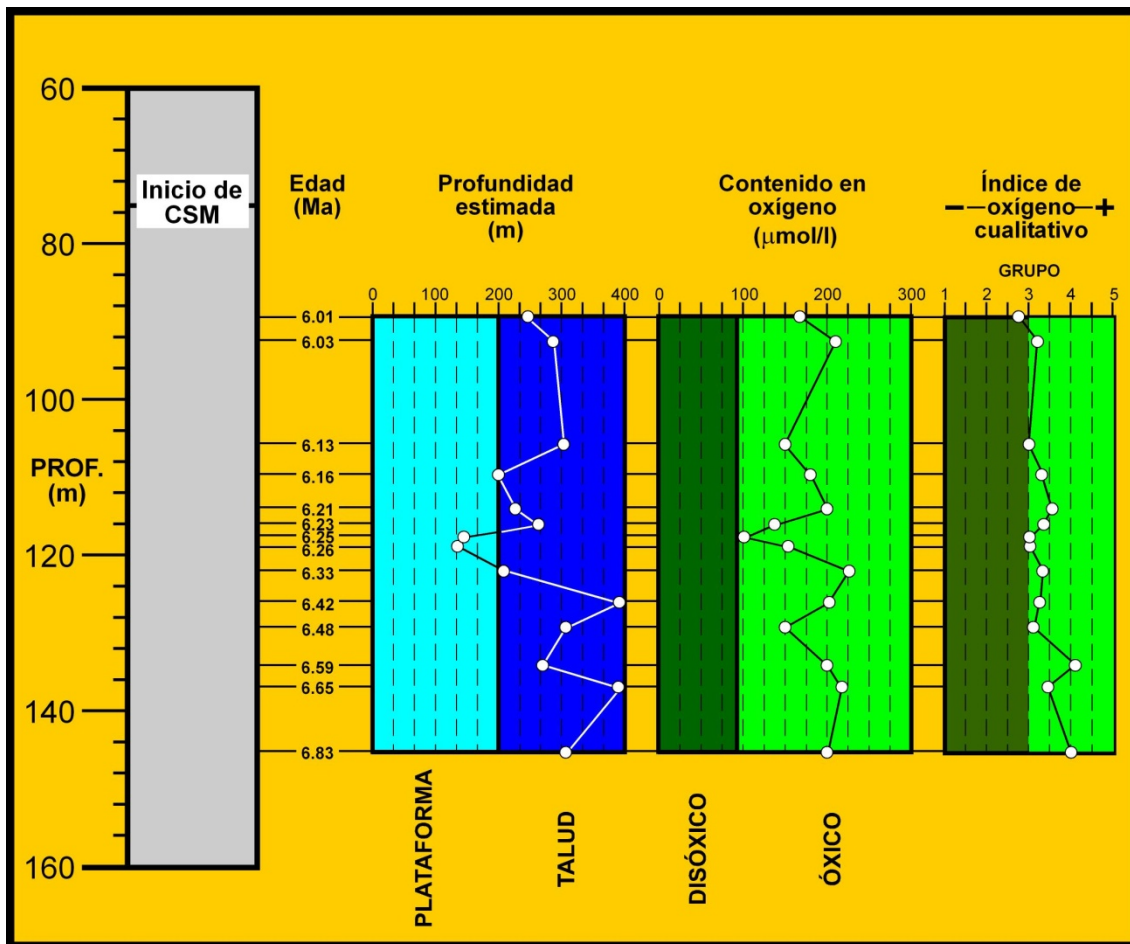


Figure 22. Estimación de la profundidad del agua y del contenido en oxígeno en el sondeo Huelva-1, a partir de las funciones de transferencia de Van der Zwaan *et al.*, 1990 y Van Hinsbergen *et al.*, 2005), así como aplicación de un índice cualitativo del contenido en oxígeno.

Los contenidos en oxígeno obtenidos a partir de la aplicación de la función de transferencia se encuentran siempre dentro del rango óxico (Fig. 22; 100-226 $\mu\text{mol/l}$). Este importante parámetro ambiental supera los 200 $\mu\text{mol/l}$ entre 6,83 Ma y 6,59 Ma, para disminuir notablemente (~ 150 $\mu\text{mol/l}$) hacia los 6,48 Ma. Vuelven a superarse los 200 $\mu\text{mol/l}$ entre 6,42 Ma y 6,33 Ma, en tanto que valores muy próximos al límite óxico-disóxico (100-157 $\mu\text{mol/l}$) son inferidos entre 6,26 Ma y 6,25 Ma. Finalmente, estos valores se incrementan hacia el techo del intervalo estudiado, pasando de 151 $\mu\text{mol/l}$ hacia los 6,13 Ma a 209 $\mu\text{mol/l}$ hacia los 6,01 Ma.

1.5.2.2. Ostrácodos

El sondeo Huelva-1 presenta una escasa representación de ostrácodos, en general mal conservados. El número total de valvas y caparazones extraídos es muy bajo (69), con un máximo de 13 individuos/25 g en las muestras HU-134.3 y HU-129.3 y una ausencia de estos microorganismos en la muestra HU-92.3 (Fig. 23).

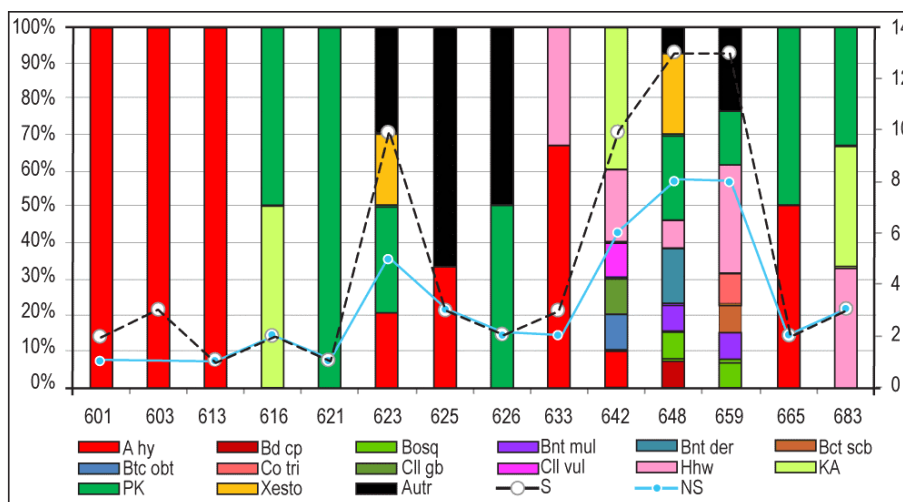


Figura 23. Densidad (línea negra discontinua), diversidad (línea azul) y abundancia de las principales especies (en %). Eje horizontal: muestras. Abreviaturas. A hy: *Acanthocythereis hystrix*; Bd cp: *Bairdoppilata conformis*; Bosq: *Bosquetina carinella*; Bnt mul: *Buntonia multicostata*; Bnt der: *Buntonia dertonensis*; Bct scb: *Retibythere scaberrima*; Btc obt: *Bythocypris obtusata*; Co tri: *Costa tricostata*; Cll gb: *Cytherella gibba*; Cll vul: *Cytherella vulgata*; Hhw: *Henryhowella partenopea*; K.A: *Krithe gr. K. iniqua*; Xesto: *Xestoleberis prognata*; Autr.: otras especies.

En general, la fauna de ostrácodos está dominada por *Acanthocythereis hystrix* (Reuss, 1850) (Fig. 24, inferior izquierda), *Henryhowella partenopaea* Bonaduce *et al.*, 1999 (Fig. 24, superior derecha), *Krithe* gr. *K. iniqua* Abate *et al.*, 1993 y *Parakrithe* grupo *P. dactylomorpha* Ruggieri, 1962.

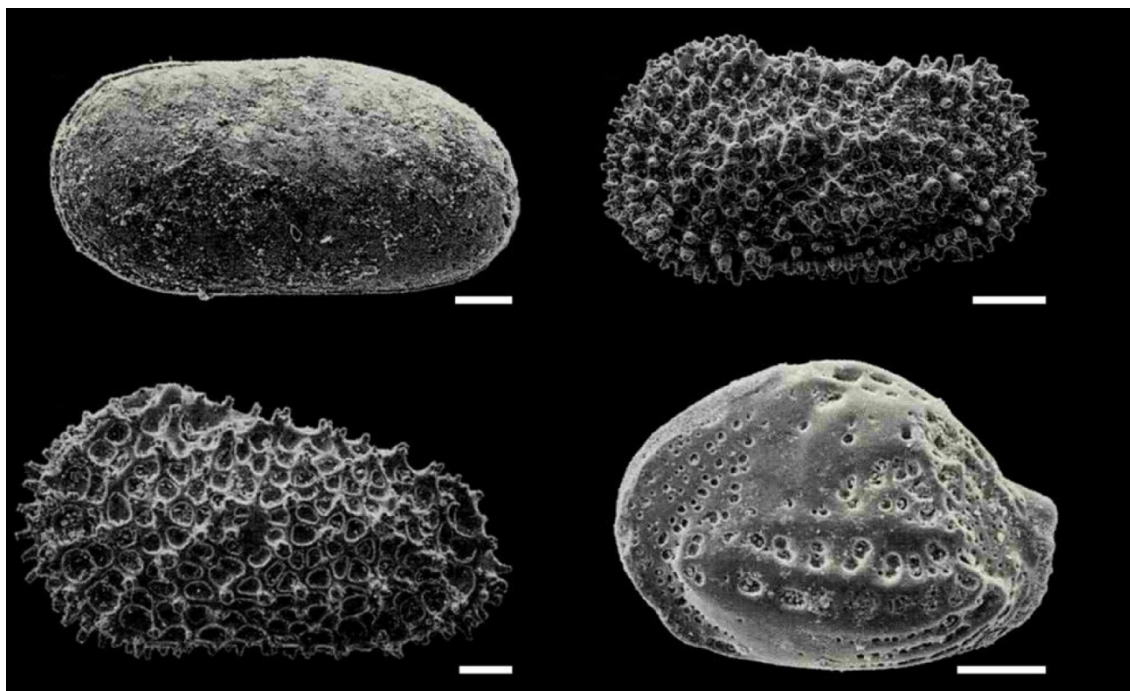


Figura 24. Principales especies de ostrácodos del sondeo Huelva-1. Superior izuierda: *Cytherella vulgata* RUGGIERI, 1962 (muestra HU126.7); superior derecha: *Henryhowella partenopaea* BONADUCE *et al.*, 1999 (muestra HU145.8); inferior izquierda: *Acanthocythereis hystrix* (REUSS, 1850) (muestra HU136.8); inferior derecha: *Buntonia multicosata* RUGGIERI, 1962 (muestra HU134.3). Escala: 100 μ m.

Esta asociación es característica de los taludes continentales superiores actuales de Francia, Marruecos y el mar Mediterráneo (Puri *et al.*, 1969; Peypouquet, 1979; Llano, 1981; Carbonel, 1985). Esta apreciación global es confirmada por la presencia de otras especies con afinidad batial, tales como *Retibythere* (*Bathybythere*) *scaberrima* (Brady, 1887), *Bythocythere obtusata* o *Costa tricostata* (Reuss, 1850) (Sciuto, 2014, 2015). La presencia de *Acanthocythereis hystrix* debe considerarse como alóctona, ya que esta especie vive (o vivía) en medios neríticos entre las zonas infralitoral externa a circalitoral interna en el Mediterráneo oriental (Nazik, 2001; Parlak y Nazik, 2016) e Italia (Bonaduce y Pugliese, 1979; Montenegro *et al.*, 1998).

Las asociaciones de ostrácodos también proporcionan datos sobre las paleotemperaturas de este sector del Estrecho Norbético. La asociación autóctona indicada anteriormente (*Retibythere*, *Krithe*, *Cytherella*, *Henryhowella*, *Bythocypris*) es típica de medios batiales con unas temperaturas del fondo bajas a muy bajas (Benson, 1973a; Sciuto, 2015). Diversas especies de los géneros *Henryhowella* y *Krithe* viven a temperaturas inferiores a los 10°C (Benson, 1973b; Nazeer *et al.*, 2019), en tanto que *Retibythere scaberrima* se ha encontrado incluso en medios polares (Yasuhara *et al.*, 2014). Por otro lado, la presencia frecuente del género *Parakrithe* suele asociarse con medios con alta productividad (Peypoquet, 1979; Bassetti *et al.*, 2010).

Como se han indicado en la sección anterior, las asociaciones de foraminíferos indican la presencia de un medio bien oxigenado durante el Messiniense medio (6,8-6 Ma) en esta zona, con una disminución importante entre 6,26 Ma y 6,25 Ma. Este intervalo coincide con un decrecimiento tanto de la densidad como de la diversidad de los ostrácodos (Fig. 25).

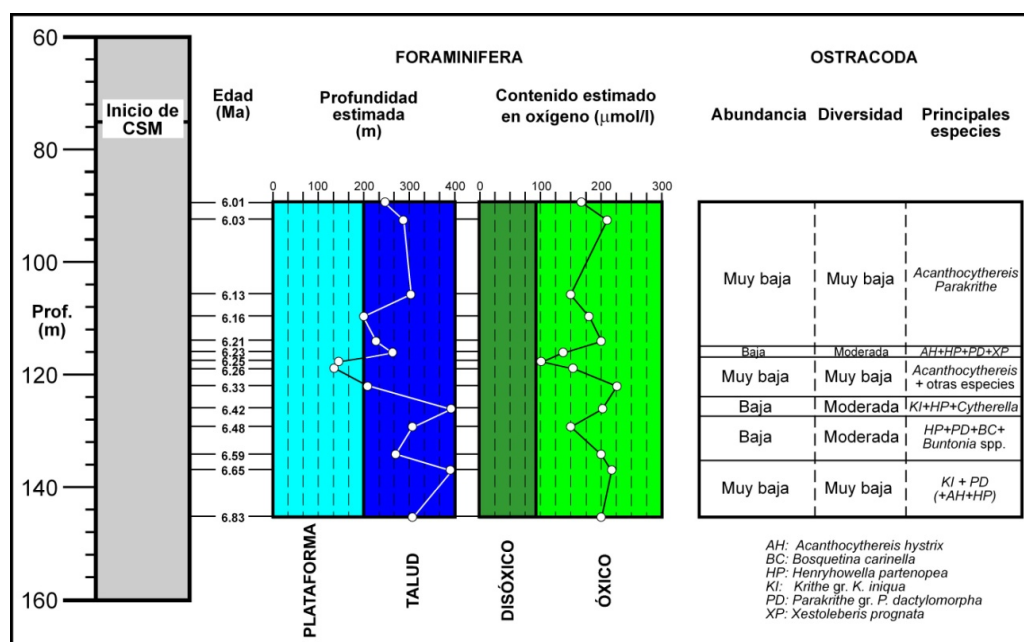


Figura 25. Comparación entre las condiciones paleoambientales deducidas de los foraminíferos bentónicos y las faunas de ostrácodos del sondeo Huelva-1.

1.5.2.3. Resumen: la evolución paleoambiental del Estrecho Norbético

Los datos aportados por el estudio micropaleontológico del sondeo Huelva-1, unidos a una revisión integrada de los aportados en el estudio tanto de secciones superficiales (Fig. 26: Gibráléon, Niebla) como de otros sondeos (Fig. 26: Montemayor) permiten reconstruir la evolución del sector occidental del Estrecho Norbético desde el Tortoniense superior hasta el inicio de la CSM. Pueden diferenciarse tres periodos:

Tortoniense superior (>7,4 Ma?). Los primeros sedimentos marinos neógenos se localizan cerca de la localidad de Niebla. Los niveles inferiores de la Formación Niebla están formados por areniscas cuarcíticas (facies A.F.3.; Baceta y Pendón, 1999) con numerosos caparzones de los foraminíferos bentónicos *Ammonia beccarii*, *Ammonia inflata*, *Florilus boueanum*, *Elphidium crispum* y *Elphidium macellum* junto con ejemplares bien preservados del nummulítico *Heterostegina gomez-angulensis*. Su coexistencia con una abundante fauna de ostrácodos (p.e. *Aurila zbyzewsky*, *Callistocythere canaliculata*, *Carinocythereis antiquata*, *Falunia plicatula*, *Loxoconcha punctatella*) y sus características sedimentológicas serían indicativas de una plataforma marina somera con influencia fluvial (Ruiz *et al.*, 1999). La presencia de niveles lumaquélidos de *Heterostegina* se debería a subidas relativas puntuales del nivel del mar o a reducciones de las contribuciones fluviales en un medio mesotrófico (Tosquella *et al.*, 2000).

Estos depósitos basales están cubiertos localmente por calizas y calcarenitas bioclásticas (facies A.F.5.; Baceta y Pendón, 1999), que también se pueden encontrar directamente sobre un sustrato paleozoico o mesozoico. La asociación de foraminíferos bentónicos de estos depósitos calcáreos está compuesta principalmente por *Heterostegina gomez-angulensis* junto con escasos especímenes de *Elphidium*, miliólidos y textuláridos

(Clauss y González-Regalado, 1993). Las altas proporciones de algas rojas (Civis *et al.*, 1994) y sus características texturales (porosidad integranular, micritización, cementos ferruginosos laminar, etc) son indicativas de una rápida transgresión y la implantación de una rampa carbonatada.

La parte superior de la Formación Niebla es interpretada como una superficie de omisión sedimentaria producida por procesos transgresivos como resultado de una rápida profundización de este sector (Abad, 2007), que condujo a la precipitación de minerales autigénicos, la cementación del fondo marino y la formación de un hardground colonizado por fauna endolítica e incrustante. La edad de esta discontinuidad puede fecharse sobre los 7,4 Ma (Larrasoña *et al.*, 2008), un periodo en el que la conexión entre el Estrecho Norbético y el mar Mediterráneo estaba muy limitada por procesos tectónicos (ver revisión en Flecker *et al.*, 2015). Posteriormente, se produjo una transgresión marina regional y una profundización de este estrecho, probablemente influida por la subsidencia regional (Abad, 2007).

Tortonense final-Messiniense inicial (~7.3–7 Ma). Esta fase está ligada a la desaparición final del Estrecho Norbético o a una restricción muy fuerte de su conexión mediterránea hacia los 7,18 Ma, como deducen Van den Berg *et al.* (2018) a partir del análisis geoquímico del sondeo Huelva-1. Durante este intervalo, los depósitos del Tortonense superior de la Formación Arcillas de Gibrleón están representados por un nivel glauconítico (espesor: 1-4 m), seguido por arcillas y limos gris-azuladas (Civis *et al.*, 1987). Este nivel singular se depositó sobre la superficie de discontinuidad indicada anteriormente, que fue cubierta por calizas y valvas de ostreidos y pectínidos. Estas características son indicativas de una rápida invasión marina que causó el depósito de este nivel condensado (Baceta y Pendón, 1999), probablemente asociado con el máximo transgresivo del ciclo eustático 3.2 de Haq *et al.* (1987) (Sierro *et al.*, 1996).

Cerca de Niebla, el registro de foraminíferos de este nivel condensado presenta las siguientes características (González-Regalado *et al.*, 2005): a) moderadas proporciones de formas planctónicas (35-50%), que aumentan hacia su techo; b) disminución de la diversidad (base: 38 especies; techo: 19-20 especies) y densidad (base: 34 individuos/gramo; techo: 2 individuos/gramo) hacia el techo; c) un nivel basal con importantes porcentajes de FA-3 (>15%), un nivel intermedio dominado por FA-2 (>30%) y un nivel superior con predominio de FA-2 y FA-3 (>20% en ambos casos); y d) un predominio de los taxones epifaunales-infaunales someros cerca de la base (50–54%), siendo reemplazados por especies infaunales (26–35%) hacia el techo. En general, se habría depositado en una plataforma media a externa, similar a la actual del golfo de Cádiz, donde sedimentos con más del 10% de glauconita se encuentran frecuentemente a profundidades entre los 100 m y 200 m (González *et al.*, 2004). Además, la aplicación de la función de transferencia de Kouwenhoven y Van der Zwaan (2006) indicaría la presencia de un medio óxico (175-225 $\mu\text{mol/l}$).

El límite Tortonense/Messiniense (7,246 Ma; Gradstein *et al.*, 2012) se sitúa a unos pocos metros por encima de este nivel glauconítico (Sierro, 1985; Pérez-Asensio *et al.*, 2012; Van den Berg *et al.*, 2018). Los depósitos finales del Tortonense consisten en margas y arcillas grises, muy similares a los depósitos basales messinienses. Durante el Tortonense final-Messiniense basal, la paleopropundidad estimada mediante foraminíferos bentónicos osciló entre los 300 m y los 500 m, con predominio de las asociaciones FA-1, FA-2 y FA-4 (Civis and Sierro, 1987; González-Regalado *et al.*, 2005; Pérez-Asensio *et al.*, 2012) en un medio bien oxigenado (\sim 175-180 $\mu\text{mol/l}$).

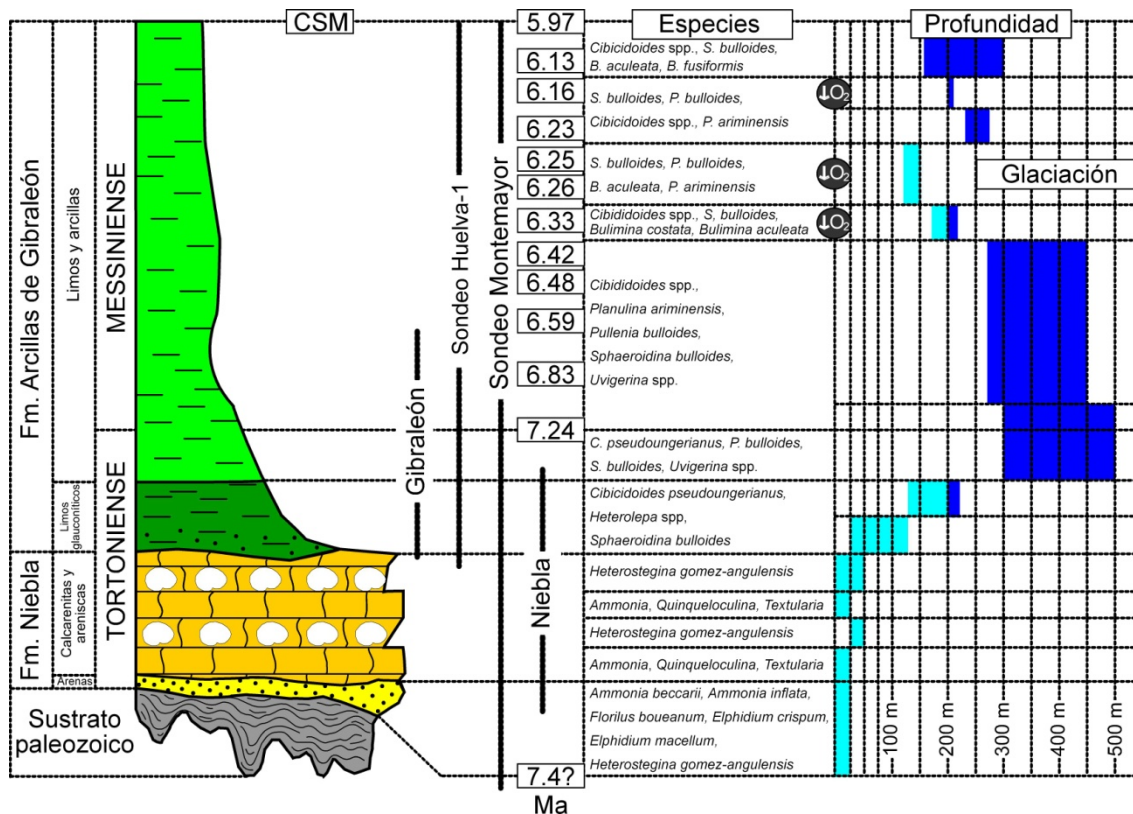


Figura 26. Evolución del sector occidental del Estrecho Norbético desde el Tortoniese al Messiniense medio. Los tonos claros y oscuros de azul indican medios de plataforma y talud, respectivamente.

Messiniense inferior-Messiniense medio (~7–6 Ma). El registro de foraminíferos y ostrácodos permite diferenciar tres etapas;

Etapas 1. Entre 7 Ma y 6,5 Ma, el sector occidental del Estrecho Norbético se encontraba en el talud superior (270–450 m), con unas asociaciones dominantes de epifauna-infauna somera con abundantes ejemplares de *Cibicidoides* spp., *Planulina ariminensis*, *Pullenia bulloides*, *Sphaeroidina bulloides* y *Uvigerina* spp.

Etapas 2. Entre 6,4 Ma y 6,25 Ma, se produjo un notable descenso de la profundidad (< 200 m), coincidente con un importante descenso en el contenido en oxígeno (100–150 $\mu\text{mol/l}$). Esta reconstrucción coincide con los datos eustáticos regionales de Sierro *et al.* (1996) y el establecimiento de un periodo glacial a partir del registro isotópico de testigos profundos del ODP en el Atlántico Norte, con una intensificación hacia los 6,26 Ma (Hodell *et al.*, 2001). Este cambio climático global causó un importante estrés ambiental en las asociaciones de foraminíferos del mar

Mediterráneo, con un incremento de los bulimínidos y bolivínidos (Drinia *et al.*, 2007). En el sondeo Huelva-1, esta intensificación de las condiciones glaciares ocasionó una disminución brusca de *Cibicidoides pseudoungerianus*, asociada a un moderado incremento de *Anomalinoidea flinti* y *Uvigerina* spp. Altos porcentajes de este género han sido asociados con condiciones glaciares en el sondeo Montemayor-1 (Pérez-Asensio *et al.*, 2012).

Etapa 3. Este último periodo (6.25–6.01 Ma) se inicia con un aumento de la profundidad entre 6,25 Ma y 6,23 Ma superior a los 100 m, seguido de una pequeña regresión alrededor de 6,16 Ma, cuando esta zona se situaba en el límite plataforma-talud (~200 m). Una disminución similar ha sido inferida en el sondeo Montemayor-1 hacia los 6,18 Ma, atribuida por Pérez-Asensio *et al.* (2012) a nuevas condiciones glaciares y al cierre del Estrecho Norbético. Esta segunda etapa glacial está separada de la anterior por unos 100.000 años, es decir, un ciclo de excentricidad. Esta relación entre los ciclos glaciares de 100.000 años y la excentricidad orbital ha sido demostrada en los últimos 5 Ma (Lisiecki, 2010) y además los datos geoquímicos indican un incremento de un 50% en el volumen de hielo a nivel global entre 6,2 Ma y 5,75 Ma, que culminaron con grandes glaciaciones (TG22, 20 y 18; Ohneiser *et al.*, 2015).

Este periodo glacial se define, al igual que el anterior, por: a) el dominio de FA-2 (sobre todo *Sphaeroidina bulloides*); b) los máximos porcentajes de *Bulimina aculeata* y *Uvigerina striatissima*; c) los mínimos porcentajes de *Cibicidoides pseudoungerianus*; y d) el dominio de la infauna somera sobre la epifauna. Finalmente, hacia 6,13 Ma se inicia un nuevo ciclo regresivo que durará hasta 6,01 Ma, muy próximo ya al inicio de la CSM (5,97 Ma.)

1.5.3. Cruce de los Cuatro Caminos (unidad Arenas de Trigueros, Trigueros)

La sección “Cuatro Caminos” está constituida por 6,5 m de arenas finas (2,1-16%), arenas muy finas (22,6-45%) y limos arcillosos (27,5-71,6%). De forma puntual, se encuentran importantes porcentajes de arenas muy gruesas y gravas (hasta el 33,9%) en varios niveles bioclásticos presentes en esta sección, constituidos en gran medida por fragmentos de bivalvos de estos intervalos granulométricos (Fig. 27). En general, se observa un aumento gradual del tamaño medio de grano entre las muestras basales más limosas (T-1 a T-3) y las muestras superiores con predominio de las arenas finas y muy finas (T-4 a T-10).

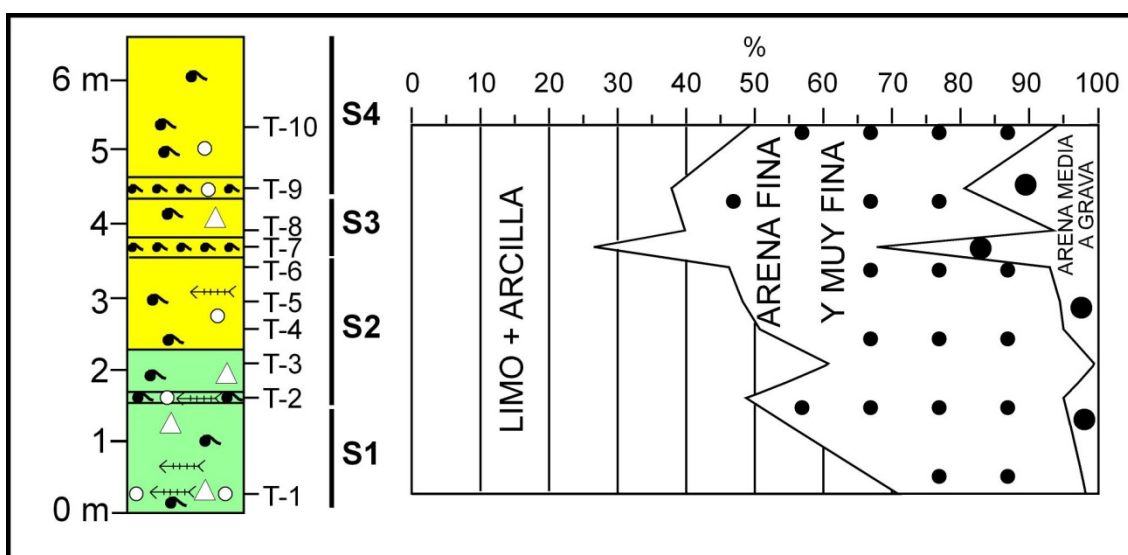


Figura 27. Sección Cuatro Caminos. Evolución textural de la sección estudiada, con la situación de las secuencias diferenciadas (S1 a S4). Verde: limos arenosos; Amarillo: arenas limosas. Leyenda en Figura 16.

De muro a techo, pueden diferenciarse cuatro secuencias con similares características texturales y macrofaunísticas (Figura 27: S1 a S4). La base de cada secuencia es ligeramente erosiva y sobre ella se dispone un nivel fino (10-18 cm) de limos arenosos y arenas limosas bioclásticas con abundantes valvas de los bivalvos *Oppenheimecten revolutus* (Michelotti, 1847) y *Cristatopecten cristatum* (Bronn, 1827), así como de *Costellamussiopecten koheni* (Füchs, 1876) y *Costellamussiopecten spinulosus* (Münster in Goldfuss, 1833). En estos niveles de concentración de moluscos

son también frecuentes los restos de cetáceos, como vértebras y epífisis vertebrales de cetáceos misticetos, probablemente del género *Balaenoptera*.

Cada secuencia se completa con un paquete de limos arenosos y arenas limosas, con un espesor comprendido entre los 70 cm y 2 m, que presenta abundantes evidencias de bioturbación (*Ophiomorpha* sp.). En estos depósitos son frecuentes las valvas y conchas completas de los bivalvos ya reseñados, así como piezas dentarias aisladas de los condrictios *Carcharocles megalodon* (Agassiz, 1835), *Cosmopolitodus hastalis* (Agassiz, 1843), *Carcharhinus obscurus* (Lesueur, 1818), *Carcharhinus leucas* (Muller & Henle, 1839), *Carcharhinus brachyurus* (Günther, 1870), *Carcharias acutissima* (Agassiz, 1843) y *Lamna nasus* (Bonnaterre, 1788).

Las muestras de la UAT muestran valores menores que el estándar PAAS, con un enriquecimiento de las tierras raras medias (Sm, Eu, Gd) en relación tanto con las tierras raras ligeras como con las pesadas (Fig. 28). Los patrones son similares en la mayoría de las muestras analizadas, si bien se observa un empobrecimiento notable de tierras raras pesadas en la muestra T-8.

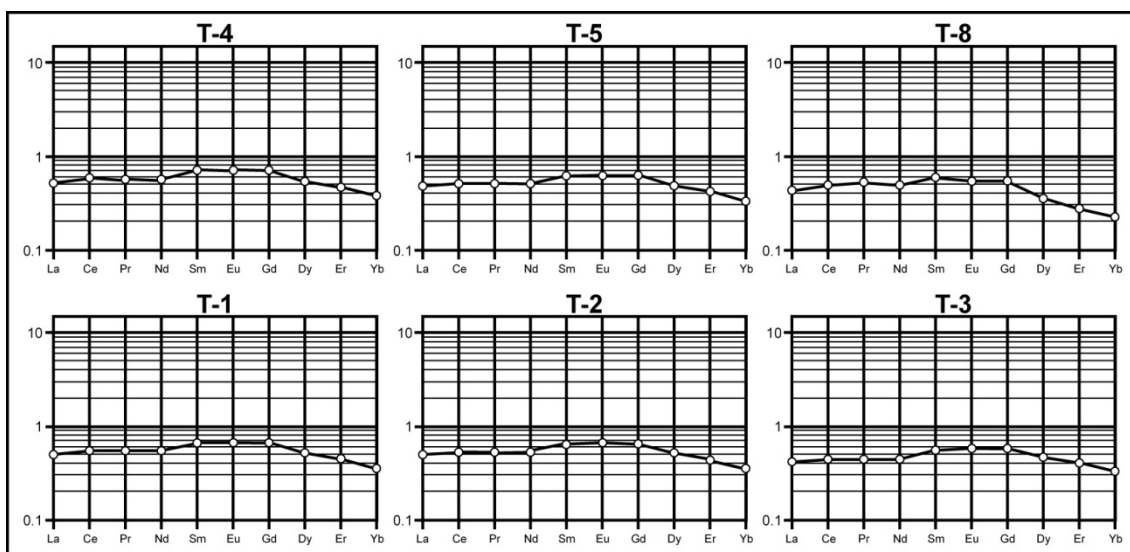


Figura 28. Diagramas normalizados de tierras raras según el estándar PAAS en la unidad Arenas de Trigueros

Los ostrácodos son muy escasos, con sólo 65 valvas y caparazones extraídos en los 2 kg analizados de sedimentos (Tabla 4). La mayor densidad (21-24 individuos/200 g) y diversidad (9-10 especies/200 g) se han encontrado en las muestras arenosas T-7 y T-10, en tanto que estos microorganismos están ausentes en la muestra T-2 y no superan los 5 individuos por muestra en las restantes. Se han diferenciado 21 especies pertenecientes a 17 géneros, de las cuáles dos se han determinado en nomenclatura abierta.

ESPECIES/MUESTRAS	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8	T-9	T-10
<i>Acanthocythereis hystrix</i>				2						
<i>Aurila convexa</i>							1			
<i>Aurila longa</i>			1				3			
<i>Aurila semilunata</i>							1	2		1
<i>Aurila uliczny</i>							1			
<i>Bairdoppilata</i> cf. <i>B. supradentatata</i>	1					1				
<i>Celtia quadridentata</i>										2
<i>Costa tricostata</i>							2			
<i>Cystacocythereis caelatura</i>							1			2
<i>Cytherella vulgata</i>	1					1				
<i>Cytheretta adriatica</i>							6			1
<i>Krithe praetexta</i>			1							
<i>Loxoconcha linearis</i>							1			2
<i>Loxoconcha</i> gr. <i>ovulata</i>										1
<i>Neonesidea nigrescens</i>							5	1		
<i>Paracypris polita</i>	2									
<i>Paracytheridea depressa</i>									1	
<i>Pontocythere elongata</i>					1				1	2
<i>Ruggieria tetraptera tetraptera</i>	1		1							2
<i>Urocythereis pseudoseminulum</i>			1				3			8
<i>Xetoleberis prognata</i>			1							
Número de individuos	5		5	2	1	2	24	3	2	21
Número de especies	4		5	1	1	2	10	2	2	9
Secuencia sedimentaria	S1	S2	S2	S2	S2	S2	S3	S3	S4	S4
Nivel bioclástico (NB)-Internivel bioturbado (IN)	NB	NB	IN	IN	IN	IN	NB	IN	NB	IN

Tabla 4. Distribución de los ostrácodos en la sección “Cuatro Caminos”.

Estos datos permiten obtener una serie de caracteres diferenciadores de la unidad Arenas de Trigueros en relación con el resto de la Formación Arcillas de Gibraleón:

i) Un mayor tamaño de grano, con porcentajes muy superiores en arenas (incluso superiores al 50%);

ii) Menores concentraciones medias de la mayoría de los elementos analizados en relación con otras investigaciones de esta formación (Abad, 2007; González de Canales, 2017; Prudencio *et al.*, 2022), si bien presenta un enriquecimiento relativo de tierras raras medias común en los sedimentos fluviales actuales y holocenos de esta región (López-González *et al.*, 2006, Prudencio *et al.*, 2022);

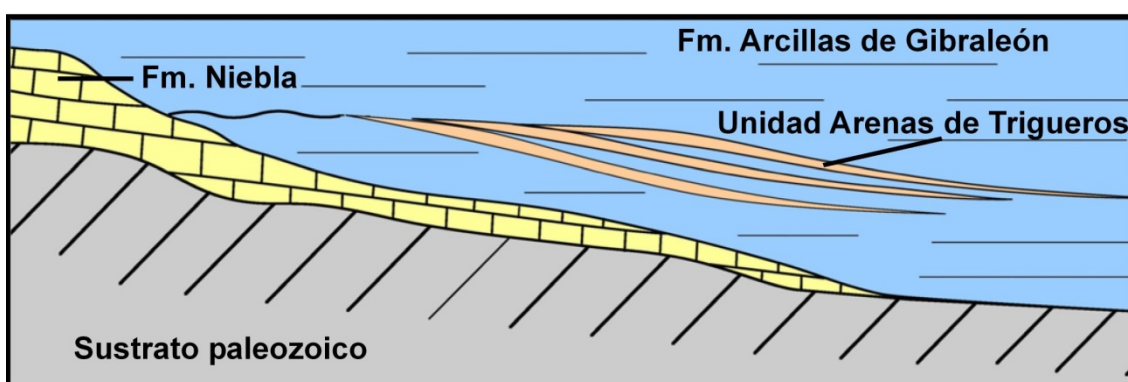


Figura 29. Reconstrucción geológica sintética de la Unidad Arenas de Trigueros.

iii) Una fauna de ostrácodos típica de medios neríticos (< 40 m de profundidad), como *Aurila longa*, *Aurila semilunata*, *Celtia quadridentata* (Baird, 1850), *Pontocythere elongata*, *Cytheretta adriática* ó *Urocythereis pseudoseminulum* (Nascimento, 1988; Ruiz *et al.*, 1997; Abad *et al.*, 2005; Faranza *et al.*, 2007, 2008), mucho más someros que el resto de la Formación Arcillas de Gibraltón.

Estos datos confirman las conclusiones de estudios previos, que relacionan tentativamente la presencia de la UAT con turbiditas depositadas en un medio de plataforma externa en un contexto regresivo, con una bajada temporal del nivel del mar (Fig. 29; Sierro *et al.*, 1996; Toscano *et al.*, 2013; Salazar *et al.*, 2016).

1.5.4. Ensenada de La Fontanilla (Palos de la Frontera).

En las 69 muestras analizadas, la distribución vertical de Cu y tierras raras y los valores normalizados PAAS de estas últimas permiten distinguir hasta cuatro picos de contaminación en los tres testigos analizados, cuya edad puede ser precisada de acuerdo con las dataciones efectuadas y las inferidas a partir del análisis multidisciplinar efectuado por Arroyo *et al.* (2021a, b) y Abad *et al.* (2022). En el testigo A, situado en la parte interna de la antigua ensenada de La Fontanilla, se observa un pequeño pico de Cu (46,6 ppm) alrededor de 4.5–4.7 kyr BP y un pico principal (155–485 ppm) hacia los 1.9 kyr BP. Estos dos picos también están presentes en las tierras raras medias (MREE en adelante; Fig. 30: Sm, Eu, Gd). Los últimos metros de este testigo fueron depositados durante el siglo XX como parte de la construcción de diversas infraestructuras (caminos, circuitos deportivos, etc) y consecuentemente la contaminación reciente descrita en el capítulo 1.3.2.1. no ha podido ser constatada.

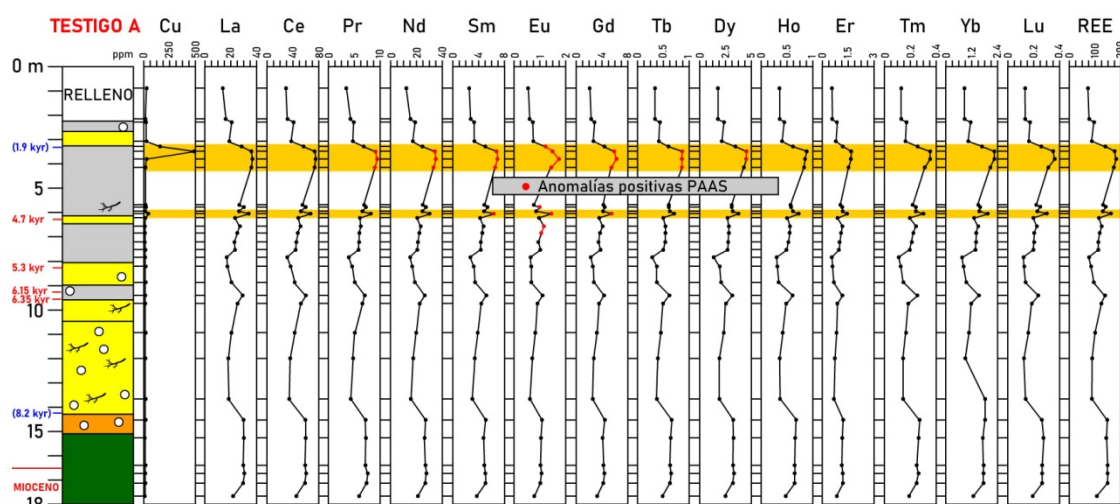


Figura 30. Ensenada de la Fontanilla. Testigo A. Distribución vertical de Cu y tierras raras, con la identificación de los picos de contaminación y las anomalías positivas normalizadas según PAAS.

Dos picos (~4.5–5 kyr; ~1850–1960) se han observado en el testigo B, localizado en sector suroccidental externo de la ensenada de La Fontanilla (Fig. 31). El más antiguo coincide con el inicio de la actividad minera en la Faja Pirítica Ibérica, un periodo en el que esta área estaba ocupada por marismas. El Cu se incrementó desde las 33 ppm en sedimentos previos hasta las 155-252 ppm, un aumento que coincidió con anomalías positivas de MREE. El pico más reciente coincidió con la intensiva minería de los siglos XIX y XX, así como con el intenso desarrollo industrial que comenzó en la década de los 60. Los contenidos en Cu aumentaron incluso en más de un orden de magnitud (76-91 ppm a 853-1893 ppm), coincidiendo con anomalías positivas de MREE, así como de otras tierras raras (Nd, Sm, Tb, Dy).

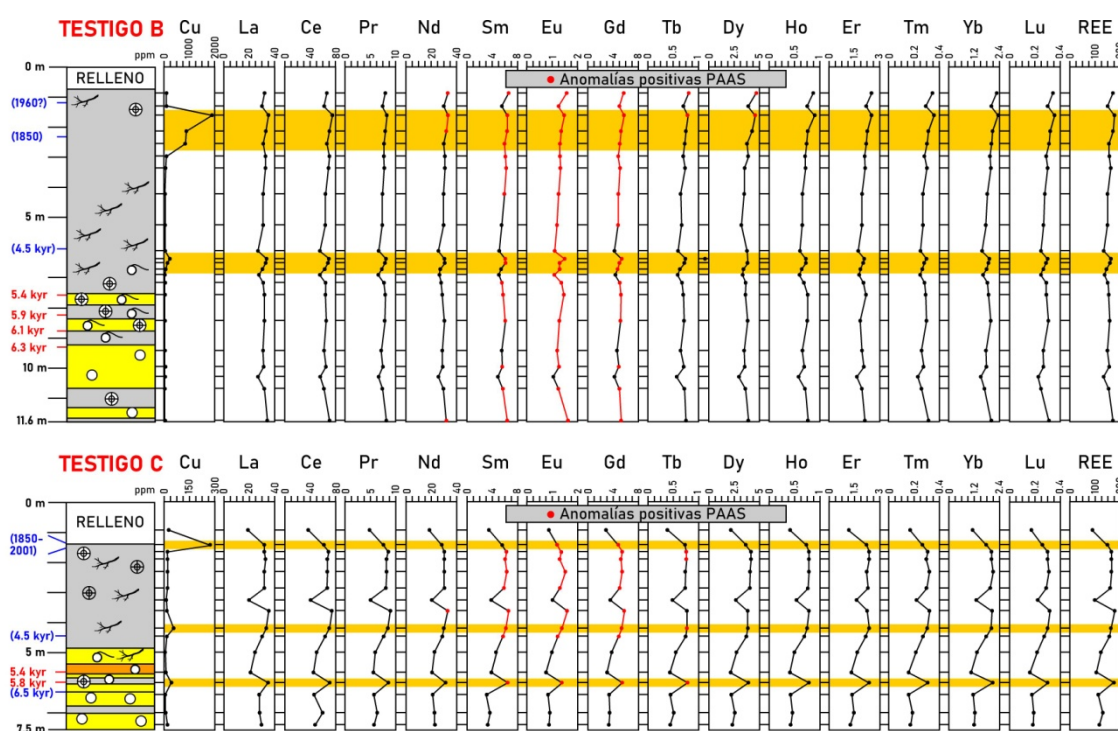


Figura 31. Ensenada de la Fontanilla. Testigos B y C. Distribución vertical de Cu y tierras raras, con la identificación de los picos de contaminación y las anomalías positivas normalizadas según PAAS.

La distribución vertical de Cu revela tres picos en el testigo C, localizado en la parte norte de esta antigua ensenada (Fig. 31). El primero de ellos coincidió con el depósito de sedimentos marinos durante la transgresión holocena, periodo durante el que

se cuadruplica las concentraciones previas de este metal (de 9,5 ppm a 39 ppm) y aparecen anomalías positivas de MREE y Sm. El segundo pico de Cu tuvo lugar hacia los 4,5-5 kyr BP, con un aumento notable de sus concentraciones (de 18,5 ppm a 51,8 ppm) coincidente con anomalías positivas de MREE. El tercer pico de Cu (284,4 ppm) está ligado a las actividades mineras e industriales de los últimos 170 años y también concuerda con anomalías positivas de MREE. En consecuencia, una visión global de los tres testigos permite diferenciar hasta cuatro picos de contaminación, uno de ellos natural coincidente con la transgresión holocena (6,5-5,4 kyr BP) y tres de origen antrópico, procedentes de las primeras labores mineras (~4,5 kyr BP), la minería romana (~1,9 kyr BP) y la actividad minero-industrial de los últimos dos siglos. Estos picos no están representados en todos los testigos, dada su situación paleoambiental en cada periodo indicado.

La aplicación de diversos métodos de análisis clúster aplicados a los contenidos en tierras raras ha permitido diferenciar cuatro grupos de muestras (Fig. 32, A-B). El grupo 1 (C1: 13 muestras) incluye muestras de los testigos A y C, depositados en distintos paleoambientes (plataforma miocena, aluvial, transgresión holocena, canal mareal, lagoon). El grupo 2 (C2: 10 muestras) presenta las menores concentraciones de tierras raras y está constituido por muestras del testigo A depositadas en distintos paleoambientes, así como por el relleno reciente de este testigo y del testigo C. La mayoría de los sedimentos miocenos y los derivados de su posterior alteración subaéreas están incluidos en el grupo 3 (C3: 22 muestras), así como otros depositados en distintos paleoambientes (sobre todo aluvial, canal mareal, lagoon y marisma). El grupo 4 (C4: 24 muestras) es el más contaminado y está formado por muestras depositadas principalmente después de la transgresión holocena en distintos paleoambientes (marisma, canal mareal,

laguna dulceacuícola). En orden descendente de polución le seguirían C3, C1 y C2, respectivamente.

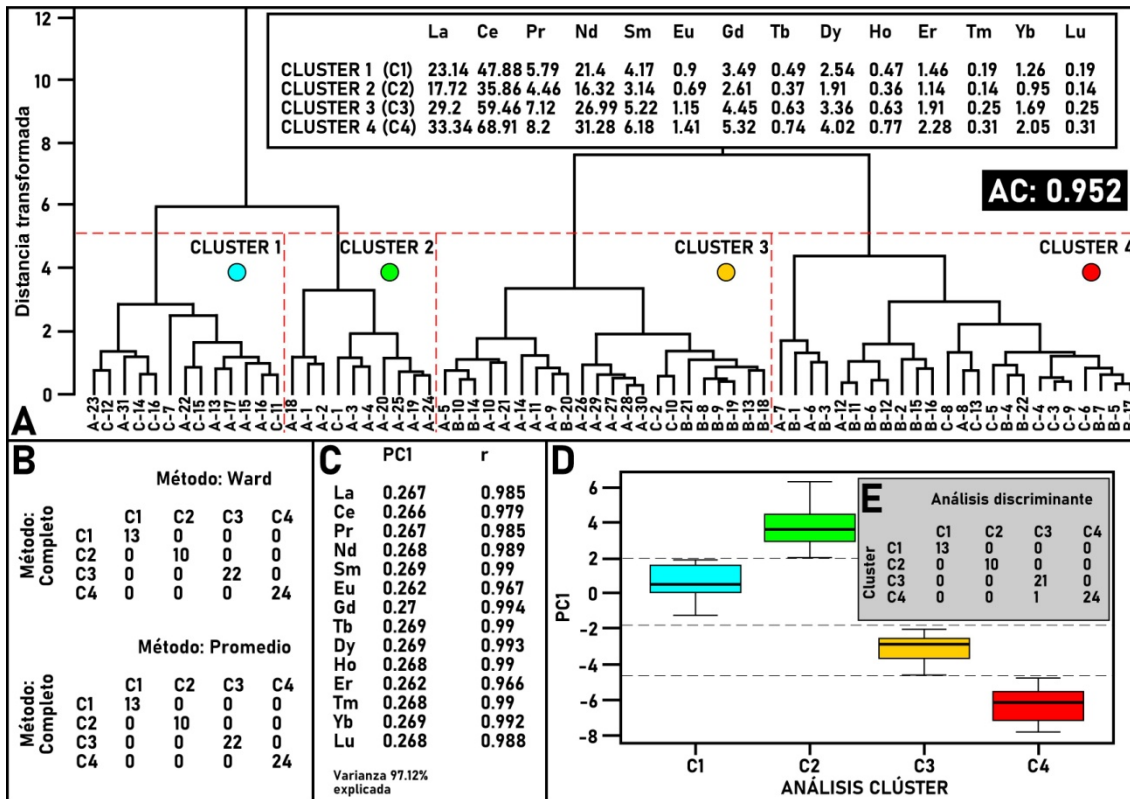


Figura 32. Enseñada de la Fontanilla. Análisis multivariante. A: Análisis clúster (distancia transformada); B: otros análisis clúster; C: Análisis de Componentes principales: componente principal y correlación con los valores de tierras raras; D: comparación entre el análisis de componentes principales y el análisis clúster; E: análisis discriminante.

El análisis de componentes principales es notablemente revelador, ya que el primer componente principal (PC1) explica la casi totalidad de la varianza (Fig. 32, C: 97,12%). En consecuencia, las 14 tierras raras se comportan en realidad como una única variable, que tiene una correlación altísima con los valores individuales de cada una de ellas ($r > 0,966$). El valor de PC1 diferencia también los cuatro grupos de muestras definidos por el análisis clúster (Fig. 32, D): C2 si $PC1 < 4,71$; C1 si $4,71 < PC1 < 1,26$; C3 si $1,26 < PC1 < 2,18$; y C4 si $PC1 > 2,18$.

El estudio estadístico efectuado se completa con un análisis discriminante adicional (Fig. 32, E). Con la excepción de la muestra C-10, que pasa de C3 a C4, el resto

de las muestras vuelven a quedar incluidas en los grupos determinados en los distintos tipos de análisis clúster. En consecuencia, las diferencias entre los cuatro grupos son sólidas desde el punto de vista estadístico, como lo avala el extremadamente alto índice de agrupación (AC: 0,952).

En la figura 33 puede observarse la distribución de los cuatros grupos de muestras en los tres testigos. Las muestras poco contaminadas, con valores por debajo del background de Cu o de los valores de PAAS (C1, C2 y C3, sobre todo) se depositaron antes del inicio de las labores mineras en esta área (9-5 kyr BP).

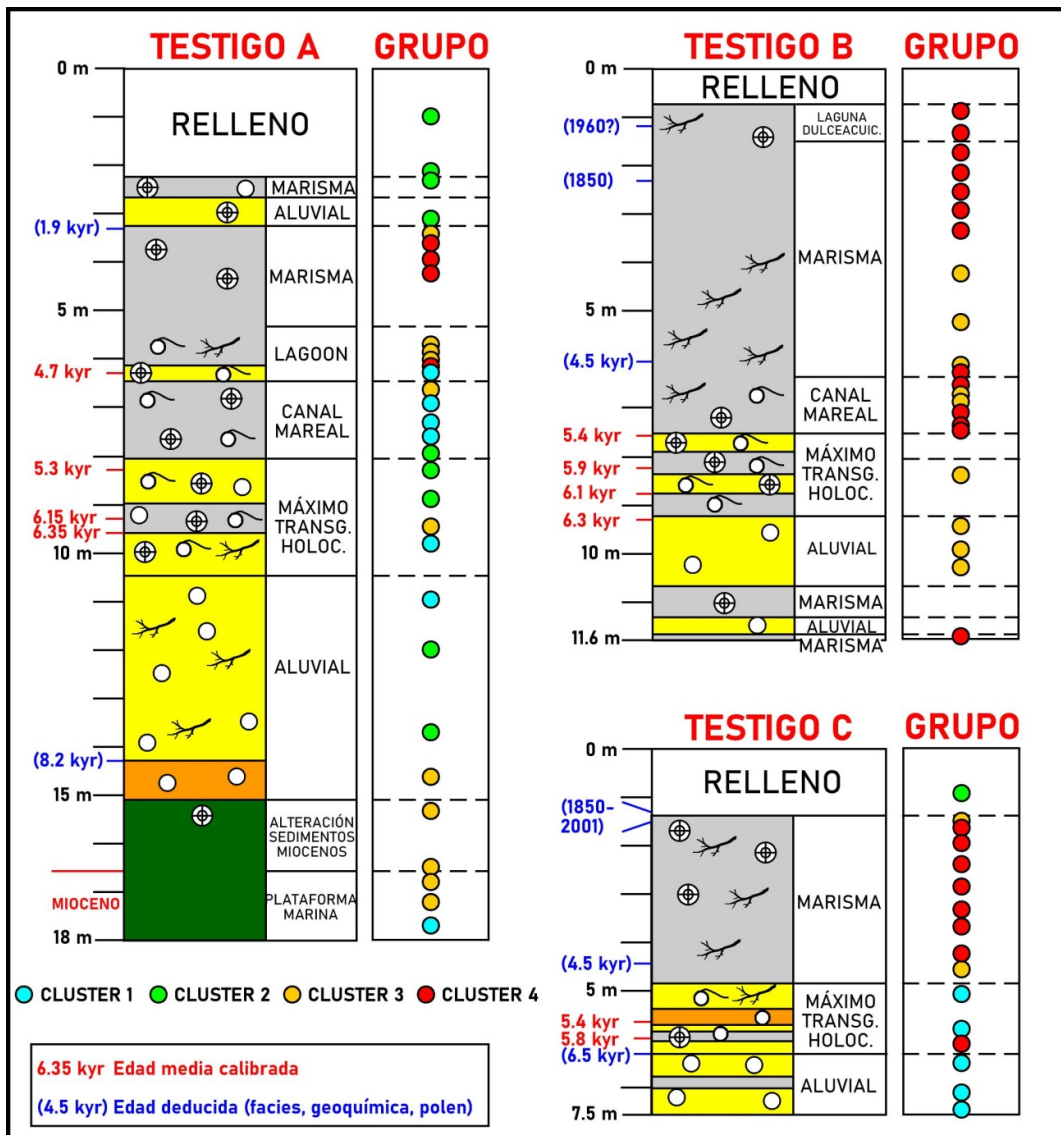


Figura 33. Ensenada de la Fontanilla. Distribución de los grupos definidos estadísticamente en los tres testigos analizados.

La transgresión holocena provocó una primera contaminación en la parte externa de la ensenada, si bien el inicio y los sucesivos periodos de explotación minera, así como la última fase industrial, son los causantes de los principales picos de contaminación en ella. Estos picos de contaminación están definidos por un aumento sustancial de las concentraciones de Cu, así como por anomalías de REE, y especialmente de MREE, que se constituyen como un buen marcador paleoambiental de polución. Esta correlación también se ha observado en otras investigaciones de testigos y muestras superficiales de este estuario (Ruiz, 2000; López-González *et al.*, 2012), así como en otros ríos (Delgado *et al.*, 2012).

Estos picos de contaminación condicionan notablemente la distribución de las tierras raras en los diferentes paleoambientes y dificultan su estudio como indicadores paleoambientales. Los grupos obtenidos en el análisis clúster incluyen muestras depositadas en diferentes paleoambientes, lo que podría conducir a una visión general negativa de las tierras raras como indicadores paleoambientales. No obstante, se pueden extraerse algunas conclusiones parciales de acuerdo con este análisis y el diagrama PC1-PC2 (Fig. 34):

i) En el análisis clúster, los sedimentos miocenos (p.e. muestras A-29 y A-30) están agrupadas en C3 con los sedimentos suprayacentes procedentes de su alteración subaérea (p.e. muestras A-28 y A-27) y todas ellas están muy próximas en el diagrama PC-1-PC2, indicando una clara correlación entre ambos grupos. En este caso, las tierras raras pueden indicar el origen de los sedimentos, como se ha observado en cuencas continentales e incluso en testigos oceánicos profundos (De Deccker, 2014; Wang *et al.*, 2020).



Figura 34. Ensenada de la Fontanilla. Diagrama PC1-PC2 vs paleoambientes

ii) Los sedimentos marinos transportados durante la transgresión holocena hacia el interior de la antigua ensenada muestran un contenido diferente de tierras raras entre el testigo A (ensenada interna) y los testigos B y C (ensenada externa). La mayoría de las muestras depositadas en la zona interna muestran contenidos bajos a moderados en tierras raras (C1 y C2 en la mayoría de los casos), en tanto que el primer pico de contaminación (~5.8 kyr BP) afectó principalmente a la zona externa. Esta relación también se observa en los canales mareales, con contenidos superiores de tierras raras en el testigo externo B que en el testigo interno A. Ello podría indicar que las tierras raras pueden ser indicadores de la distribución espacial y de los paleoambientes afectados por una contaminación pretérita o reciente, como se ha constatado, por ejemplo, en suelos (Saiano y Scalenghe, 2019).

1.6. CONCLUSIONS

1. The various studies carried out in surface sections and continuous cores of the Gibrleón Clay Formation have allowed to reconstruct the paleoenvironmental evolution of the Norbetic Strait from the upper Tortonian to the upper Messinian.
2. During the Upper Tortonian, there was the transition from beach areas and river means to a carbonate ramp and, later, to an external platform medium where glauconitic silts were deposited that can serve as a regional reference for this period.
3. The lower and middle Messinian witnessed a deepening of the medium, which was located on the continental slope except during two glacial periods, in which there were drops in depth of more than 100 m. In this interval, the environment was oxic, with preferential dominance of the forms of epifauna or shallow infauna. From 6.2 Ma begins a regressive period.
4. During the upper Messiniense, there was a notable drop in sea level (~100 m), during which the deposit occurred as turbidites of the Arenas de Trigueros unit, characterized by silt-sandy layers and the paleontological record of very shallow neritic environments.
6. Much of the Neogene filling of the western sector of the Guadalquivir Basin suffered strong fluvial erosion during the Pleistocene, so that Holocene sediments appear on Messinian materials in the Fontanilla cove (Palos de la Frontera).
7. In these Holocene sediments, up to four pollution peaks have been detected: a natural peak, coinciding with the Holocene transgression, and three peaks of anthropic origin, characterized by increases in Cu and light rare earths.

8. This Doctoral Thesis highlights the importance of interdisciplinary studies (textural, paleontological, geochemical, dating, etc.) in the interpretation of the evolution of past media, as well as in the distinction of different episodes of pollution by anthropic action.

1.7. BIBLIOGRAFÍA

Abad, M. (2007). La transgresión tortoniense en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva.

Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J.G., González-Regalado, M.L., Tosquella, J. (2005). Tortonian ostracodes of Southwestern Europe. *Geobios*, 38, 563-573.

Abad, M., Arroyo, M., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Izquierdo, T., Toscano, A., Gómez, P., Gómez, G., Romero, V. (2022). Miocene-Holocene paleoenvironmental changes in the Tinto River estuary (SW Spain) evidenced by sedimentology, geochemistry and fauna. *Carnets de Geologie*, 825-845.

Abate, S., Barra, D., Bonaduce, G. (1994). The deep-water Xestoleberidinae Sars, 1928 (Crustacea, Ostracoda) in the Pliocene-Early Pleistocene of the M. San Nicola Section (Gela, Sicily). *Revista Española Micropaleontología*, 26, 43-47.

Aiello, G., Barra, D., Bonaduce, G. (1996). The genus *Cytherella* Jones, 1849 (Ostracoda) in the Italian Tortonian-Recent. *Revue de Micropaléontologie*, 39, 171-190.

Al-Ameri, I.D.S., Briant, R.M. (2019). A late Holocene molluscan-based palaeoenvironmental reconstruction from southern Mesopotamia: Implications for the palaeogeographic evolution of the Arabo-Persian Gulf. *Journal of African Earth Sciences*, 152, 1-9.

Al-Kahtany, K., Youssef, M., El-Sorogy, A. (2023). Benthic foraminifera as bioindicators of anthropogenic pollution in the Red Sea Coast, Saudi Arabia. *Journal of King Saud University*, 35, 102383.

Allison, A.J., Niemi, T.M. (2010). Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal sediments adjacent to archaeological ruins in Aqaba, Jordan. *Geoarchaeology. An International Journal*, 25, 602-625.

Andrés, I. (1982). Estudio Malacológico (Clase Bivalvia) del Plioceno Marino de Bonares (Huelva). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.

Andrews, J.T., Helgadóttir, G. (2018). Late Quaternary Ice Cap Extent and Deglaciation, Húnaflóaáll, Northwest Iceland: Evidence from Marine Cores. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 35, 218-232.

- Angliano, R., Anastasio, G., Improta, S., Peresani, M., Ravazzi, R. (2000). A new late glacial to early Holocene palaeobotanical and archaeological record in the Eastern Pre-Alps: the Palughetto basin (Cansiglio Plateau, Italy). *Journal of Quaternary Sciences*, 15, 789-803.
- Arienzo, M., Ferrara, L., Trifuoggi, M., Toscanesi, M. (2022). Advances in the fate of rare earth elements, REE, in transitional environments: coasts and estuaries. *Water*, 14, 401.
- Arroyo, M., Ruiz, F., Campos, J.M., Bermejo, J., González-Regalado, M.L., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Olías, M., Abad, M., Izquierdo, T., Gómez, P., Toscano, A., Romero, V., Gómez, G. (2021a). Where did Christopher Columbus start? The estuarine scenario of a historical date. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 250, 107162.
- Arroyo, M., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Olías, M., Campos, J.M., Fernández, L., Abad, M., Izquierdo, T., Gómez, P., Toscano, A., Romero, V., Gómez, G. (2021b). Natural and anthropic pollution episodes during the Late Holocene evolution of the Tinto River estuary (SW Spain). *Scientia Marina*, 85, 113-123.
- Avendaño, D., Caballero, M., Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, S. (en prensa). Response of diatom assemblages to orbital- and millennial-scale climatic variability since the penultimate glacial maximum in the northern limit of the Neotropics. *Journal of Quaternary Science*.
- Babu, S.S., Ramana, R.V., Rao, V.P., Mohan, M.R., Sawant, S., Satyasree, N., Krishna, A. K. (2021). Rare earth elements of sediments in rivers and estuaries of the east coast of India. *Current Science*, 120, 519-537.
- Baceta, J.I., Pendón, J.G. (1999). Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación "Niebla", Neógeno Superior, sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 419-438.
- Badejo, A.O., Choi, B.-H., Cho, H.-G., Yi, H.-I., Shin, K.-H. (2014). A paleoenvironmental reconstruction of the last 15 000 cal yr BP via Yellow Sea sediments using biomarkers and isotopic composition of organic matter. *Climate of the Past. Discussions*, 10, 1527-1565.
- Barra, D., Bonaduce, G. (2001). Some new and poorly known Middle Miocene ostracods of Malta Isle. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 40, 55-74.

- Bassetti, M.A., Carbone, P., Sierro, F.J., Pérez-Golgado, M., Jouet, G., Berne, S. (2010). Response of ostracods to abrupt climate changes in the Western Mediterranean (Gulf of Lions) during the last 30 kyr. *Marine Micropaleontology*, 77, 1-14.
- Benmhanned, A., Laissaoui, A., Mejjad, N., Chakir, E.M., Ziad, N., Benkdad, A., El Yahyaoui, A., Bouh, H.A. (2021). Assessment of chronological Records of Rare Earth Elements in sidi moussa lagoon sediment (North-Western Morocco). *Environment and Ecology Research*, 9, 186-195.
- Benson, R.H. (1973a). Psychrospheric and continental Ostracoda from ancient sediments in the floor of Mediterranean. Initial Report of the Deep-Sea Drilling Project, 8, 1002-1009.
- Benson, R.H. (1973b). An ostracodal view of the Messinian salinity crisis. En: Messinian Events in the Mediterranean (Drooger, C.W.). *Geodynamics Scientific Reports*, 7, 235-242.
- Bonaduce, G., Pugliese, N. (1979). Benthic ostracods as depth indicators. *Rapports de la Commission Internationale sur la Mer Méditerranée*, 25-26, 167-169.
- Bonaduce, G., Barra, D., Aiello, G. (1996). The genus *Henryhowella* Puri, 1957 (Crustacea, Ostracoda) in the Atlantic and Mediterranean from Miocene to Recent. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 38, 59-72.
- Borrego, J. (1992). *Sedimentología del estuario del río Odiel (Huelva, SW España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla.
- Borrego, J., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Pendón, J.G., Morales, J.A. (1999). The Holocene transgression into the estuarine central basin of the Odiel River mouth (Cádiz Gulf, SW Spain): Lithology and faunal assemblages. *Quaternary Science Reviews*, 18, 769-788.
- Brito, P., Cacador, I., Prego, R., Mil-Homens, M., Caetano, M. (2016). Distribution of rare earth elements in estuarine sediments from the Tagus Estuary (Portugal): Evidence of anthropogenic contamination. En: XVIII Seminario Ibérico de Química, Marina (Valle, C. y 32 autores más, eds.). Alicante, España, 28-29.
- Cann, J.H., Harvey, N., Barnett, E.J., Belperio, A.P., Bourmann, R.P. (2002). Foraminiferal biofacies eco-succession and Holocene sea-levels, Port Pirie, South Australia. *Marine Micropaleontology*, 44, 31-55.

- Capella, W., Barhoun, N., Flecker, R., Hilgen, F.J., Kouwenhoven, T., Matenco, L.C., Sierro, F.J., Tulburé, M.A., Yousfi, M.Z. Krijgsman, W. (2018). Palaeogeographic evolution of the late Miocene Rifian Corridor (Morocco): Reconstructions from surface and subsurface data. *Earth-Science Reviews*, 180, 37-59.
- Caratelli, M., Archuby, F. (2023). Paleoenvironmental significance of benthic foraminiferal associations of the Hauterivian to Barremian marine beds of the Neuquén Basin, Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 618, 111527.
- Carbonel, P. (1985). Neogene. En: *Atlas des Ostracodes de France* (Oertli, H., ed.). *Bulletin du Centre de Recherche et Exploitation Production elf-Aquitaine*, 9, 313-335.
- Cárdenas, J., Bajo, I., Maestre, M.V. (2017). Estudio paleontológico de los bivalvos (Mollusca) del Tortonense superior de Arroyo Trujillo, Cantillana (Sevilla). *Spanish Journal of Palaeontology*, 32, 367-386.
- Cavaliere, M., Scipioni, V., Francescangeli, F., Ferraro, L., Frontalini, F. (2023). Paleoenvironmental Changes in the Gulf of Gaeta (Central Tyrrhenian Sea, Italy): A Perspective from Benthic Foraminifera after Dam Construction. *Water*, 15, 815.
- Chevalier, M., Davis, B.A.S., Heiri, O., Seppä, H., Brian M. Chase, B.M., Gajewski, K., Lacourse, T., Telford, R.J., Finsinger, W., Guiot, J., Kühl, N., S. Maezumi, S.Y., Tipton, J.R., Carter, V.A., Brussel, T., Phelps, L.N., Dawson, A., Zanon, M., Vallé, F., Nolan, C., Mauri, A., Vernal, A., Izumi, K., Holmström, L., Marsicek, J., Goring, S., Sommer, P.S., Chaput, M., Kupriyanov, D. (2020). Pollen-based climate reconstruction techniques for late Quaternary studies. *Earth-Science Reviews*, 210, 103384.
- Chi, G., Liu, B., Hu, K., Yang, J., He, B. (2021). Geochemical composition of sediments in the Liao River estuary and implications for provenance and weathering. *Regional Studies in Marine Science*, 45, 101833.
- Chitnarin, A., Forel, M.-B., Tepnarong, P. (2023). Holocene ostracods (Crustacea) from a whale-fall excavation site from the Chao Phraya delta, Central Thailand. *European Journal of Taxonomy*, 856, 120-151.
- Cesario, R., Brito, P., Caetano, M., Prego, R. (2018). Rare earth elements in the Mira River estuary sediments. En: *Proceedings of the VI International Congress on Marine Sciences* (Rubio, B., Bernabeu, A. M., Rey, D., Varela, R., González-Castro, B., Pedrol, N., Mohamed, K.J., eds). Vigo, Spain, 27.

- Civis, J., Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J., Valle, M.F. (1987). El Neógeno marino de la Provincia de Huelva: Antecedentes y definición de sus unidades litoestratigráficas. En: Paleontología del Neógeno de Huelva (W Cuenca del Guadalquivir) (Civis, J., ed.). Universidad de Salamanca, Salamanca, 5-16.
- Civis, J., Alonso-Gavilán, G., González-Delgado, J.A., Braga, J.C. (1994). Sédimentation carbonatée transgressive sur la bordure occidentale du couloir nord-bétique pendant le Tortonien supérieur (Fm. Calcarenita de Niebla, SW de l'Espagne). *Géologie Méditerranéenne*, 21, 9-18.
- Clauss, F.L., González-Regalado, M.L. (1993). Caracterización de las microfacies carbonatadas en la formación Calcarenita de Niebla (provincia de Huelva, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 88, 5-16.
- Corbí, H. (2010). Los foraminíferos de la cuenca neógena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la crisis de salinidad del Mediterráneo. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, Alicante.
- Costa, L., Johannesson, K., Mirlean, N., Quintana, G. (2021). Rare earth element distributions in salt marsh sediment cores reveal evidence of environmental lability during bioturbation and diagenetic processes. *Chemical Geology*, 584, 120503.
- Costa, A.M., Freitas, M.C., Leira, M., Fonseca, R., Duarte, J., Diniz, M., Arias, P. (2022). Late Holocene evolution of a Mediterranean incised river flowing to the Atlantic: Sedimentary dynamics, fluvial activity and paleoenvironmental reconstruction (SW Iberia). *Quaternary International*, 638-639, 37-55.
- Crow, J.M. (2023). Searching the ocean for secrets to help fight climate change. *Nature*, 514, 686.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., González, J.A., Flores, J.A. (1998). Sequence stratigraphy of Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cádiz (southern Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 77, 263-281.
- Davis, R.A., Welty, A.T., Borrego, J., Morales, J.A., Pendón, J.G., Ryan, J. (2000). Rio Tinto Estuary (Spain): 5000 Years of Pollution. *Environmental Geology*, 39, 1107-1116.
- De Deckker, P. (2014). Fingerprinting aeolian dust in marine sediment: examples from Australia. *Magazine*, 22, 80-81.

- De Freitas, T.O.P., Rodrigo, M.A., Hatje, V. (2021). Distribution and fractionation of rare earth elements in sediments and mangrove soil profiles across an estuarine gradient. *Chemosphere*, 264, 128431.
- Debenay, J.P., Tsakiridis, E., Soulard, R., Gossel, H. (2001). Factors determining the distribution of foraminiferal assemblages in Port Joinville Harbor (Ile d'Yeu, France): the influence of pollution. *Marine Micropaleontology* 43, 75-118.
- Deepulal, P.M., Kumar, T.R., Sujatha, C.H. (2012). Behaviour of REEs in a tropical estuary and adjacent continental shelf of southwest coast of India: evidence from anomalies. *Journal of Earth System Science*, 121, 1215-1227.
- Delgado, J., Pérez-López, R., Galván, L., Nieto, J.M., Boski, T. (2012). Enrichment of rare earth elements as environmental tracers of contamination by acid mine drainage in salt marshes: a new perspective. *Marine Pollution Bulletin*, 64, 1799-1808.
- Diz, P. (2004). Foraminíferos bentónicos en la Ría de Vigo. Tesis Doctoral, Universidad de Vigo.
- Dong, K., Qiao, S., Wu, B., Shi, X., Chen, Y., Shan, X., Liu, S., Kornkanitnan, N., Khokiattiwong, S. (2021). Sedimentary history of trace metals over the past half-century in Songkhla Lake, Western coast of the Gulf of Thailand: anthropogenic impacts and contamination assessment. *Frontiers in Earth Science*, 9, 767899.
- Drinia, H., Antonarakou, A., Tsaparas, N., Kontakiotts, G. (2007). Paleoenvironmental conditions preceding the Messinian salinity crisis: A case study from Gavdos Island. *Geobios*, 40, 251-265.
- Duan, B., Li, T., Wang, L., Xiong, Z. (2023). Holocene sea level change and paleoenvironmental evolution off the Shandong Peninsula: Evidence of benthic foraminifera assemblages from core LHSD-1 in a subaqueous clinof orm. *Journal of Sea Research*, 192, 102338.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Tupke, L., Morgan, J.P. (2003). Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 422, 602-606.
- Espinosa, M., De Francesco, C., Isla, F. (2003). Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal deposits from the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of Paleolimnology*, 29, 49-60.

Espinosa, M., Fayó, R., Vélez-Agudelo, C. (2022). Diatom-based paleoenvironmental reconstruction from the coast of Northern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103874.

Faranza, C., Gliozzi, E., Mazzini, I. (2007). Palaeoenvironmental evolution of the Plio-Pleistocene Monte Mario succession (Rome, Italy) inferred from ostracod assemblages. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113, 473-485.

Faranza, C., Cipollari, P., Cosentino, D., Gliozzi, E., Pipponzi, G. (2008). Late Miocene ostracod assemblages from eastern Mediterranean coral reef complexes (central Creta, Greece). *Revue de Micropaléontologie*, 51, 287-308.

Flecker, R., Krijgsman, W., Capella, W., Martíns, C., Dmitrieva, E., Maysers, J.P., Marzocchi, A., Modestu, S., Ochoa, D., Simon, D., Tulbure, M., van den Berg, B., van der Schee, M., De Lange, G., Ellam, R., Govers, R., Gutih, M., Hilgen, F., Kouwenhoven, T., Lofi, J., Meijer, P., Sierro, F.J., Bachiri, N., Barhoun, N., Chakor Alami, A., Chacón, B., Flores, J.A., Gregory, J., Howard, J., Lunt, D., Ochoa, M., Pancost, R., Vincent, S., Yousfin, M.Z. (2015). Evolution of the Late Miocene Mediterranean–Atlantic gateways and their impact on regional and global environmental change. *Earth-Science Reviews*, 150, 365-392.

Fouet, M.P.A., Singer, D., Coynel, A., Héliot, S., Howa, H., Lalande, J., Mouret, A., Schweizer, M., Tcherkez, G., Jorissen, F.J. (2022). Foraminiferal Distribution in Two Estuarine Intertidal Mudflats of the French Atlantic Coast: Testing the Marine Influence Index. *Water*, 14, 645.

Frenzel, P., Boomer, I. (2005). The use of ostracods from marginal marine, brackish waters as bioindicators of modern and Quaternary environmental change. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 225, 68-92

García, E.X.M. (2008). *Condrictios y Osteictios del Neógeno de Huelva (Formación “Arenas de Huelva”)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.

Geslin, E., Debenay, J.P., Duleba, W., Bonetti, C. (2002). Morphological abnormalities of foraminiferal tests in Brazilian environments: comparison between polluted and non-polluted areas. *Marine Micropaleontology*, 45, 151-168.

- Giunta, S., Morigi, C., Negri, A., Guichard, F., Lericolais, G. (2007). Holocene biostratigraphy and paleoenvironmental changes in the Black Sea based on calcareous nannoplankton. *Marine Micropaleontology*, 63, 91-110.
- González, R., Dias, J.M.A., Lobo, F., Mendes, I. (2004). Sedimentological and paleoenvironmental characterisation of transgressive sediments on the Guadiana Shelf (Northern Gulf of Cadiz, SW Iberia). *Quaternary International*, 120, 133-144.
- González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Abad, M., Pendón, González-Delgado, J.A., Civis, J., Sierro, F.J. (1982). Ostracofauna del Neógeno de Nielba (Huelva). *Studia Geologica Salmanticensia*, 17, 43-65.
- González-Regalado, M.L., Carro, B., Arroyo, M., Ruiz, F., Borrego, J., Abad, M., Izquierdo, T., Tosquella, J., Prudencio, M.I., Dias, M.I., Marques, R., Romero, V., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Gómez, P., Toscano, A., Monge-Gómez, G., Carretero, M.I., Campos, J.M., Bermejo, J., García, E.X.M., (2019). Distribution of Benthic Foraminifera in the Marine Estuary of the Guadalquivir River (SW Spain): A Preliminary Report. *Oceanography & Fisheries*, 9, 40-45.
- González de Canales, F. (2017). Producción de cerámicas griegas arcaicas en Huelva. *Archivo Español de Arqueología*, 90, 125-145.
- González Delgado, J.A., Andrés, I., Sierro, F.J. (1995). Late Neogene molluscan faunas from the Northeast Atlantic (Portugal, Spain, Morocco). *Geobios*, 28, 459-471.
- González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Abad, M., Pendón, J.G., Tosquella, J. (2005). Los foraminíferos bentónicos del horizonte glauconítico inferior de la Formación "Arcillas de Gibraleón" (Depresión del Guadalquivir, S.O. España). *Geogaceta*, 38, 127-130.
- González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Abad, M., Civis, J., González Delgado, J.A., Muñoz, J.M., Pendón, J.G., Toscano, A. (2009). Impact of storms on Pliocene benthic foraminiferal assemblages of southwestern Spain. *Ameghiniana*, 46, 345-360.
- González Regalado, M.L., Gómez, P., Ruiz, F., Cáceres, L.M., Clemente, M.J., Rodríguez Vidal, J., Toscano, A., Monge, M.G., Abad, M., Izquierdo, T., Campos, J.M., Bermejo, J., Martínez, A., Prudencio, M.I., Dias, M.I., Marques, R., Muñoz Pichardo, J.M. (2019). Facies analysis, foraminiferal record and

chronostratigraphy of Holocene sequences from Saltés Island (Tinto-Odiel estuary, SW Spain): The origin of high-energy deposits. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 218, 95-105.

Gradstein, F.M., Ogg, G., Schmitz, M. (2012). *The Geologic Time Scale*. Elsevier, Amsterdam.

Guibault, J.P., Clague, J.J., Lapointe, M. (1995). Amount of subsidence during a late Holocene earthquake—evidence from fossil tidal marsh foraminifera at Vancouver Island, west coast of Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118, 49-71.

Horton, B., Gupta, A.K. (1997). Paleooceanographic and paleoclimatic history of the Somali Basin during the Pliocene-Pleistocene: Multivariate analyses of benthic foraminifera from DSDP Site 241 (Leg 25). *Journal of Foraminiferal Research*, 27, 196-208.

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

Hart, M.B., Molina, G.S., Smart, C.W. (2020). Estuarine foraminifera from South West England: impact of metal pollution in a mining heritage area. *Journal of Sedimentary Environments*, 5, 1-16.

Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J., Raymo, M.E. (2001). Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic. *Paleoceanography*, 16, 164-178.

Horton, B.P. (1999). The contemporary distribution of intertidal foraminifera of Cowpen Marsh, Tees Estuary, UK: implications for studies of Holocene sea level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149, 127–149.

Hsü, K.J., Ryan, W., Hsü, K.J., Ryan, W., Cita, M.B. (1973). Late Miocene Dessiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242, 240-244.

Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Meli eres, F., M uller, C., Wright, R. (1977). History of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 267, 399-403.

Ion, G., Briceag, A., Vasiliu, D., Lupascu, N., Melinte-Dobrinescu, M. (2022). A multiproxy reconstruction of the Late Pleistocene-Holocene paleoenvironment: New insights from the NW Black Sea. *Marine Geology*, 443, 106648.

- Kouwenhoven, T.J., Van der Zwaan, G.J. (2006). A reconstruction of late Miocene Mediterranean circulation patterns using benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 373-385.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilsonk, D.S. (1999). Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400, 652-655.
- Krijgsman, W., Capella, W., Simon, D., Hilgen, F.J., Kouwenhoven, T.J., Meijer, P.T., Sierro, F.J., Tulbure, M.A., Van den Berg, B.C.J., van der Schee, M., Flecker, R. (2018). The Gibraltar Corridor: Watergate of the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 403, 238-246.
- Kristensen, P., Heier-Nielsen, S., Hylleberg, J. (1995). Late Holocene Salinity fluctuations in Bjornsholm Bay, Limfjorden, Denmark, as deduced from micro- and macrofossil analysis. *Holocene*, 5, 313-322.
- Larrasoana, J.C., González-Delgado, J.A., Civis, J., Sierro, F.J., Alonso-Gavilán, G., Pais, J. (2008). Magnetobiostratigraphic dating and environmental magnetism of Late Neogene marine sediments recovered at the Huelva-1 and Montemayor-1 boreholes (lower Guadalquivir basin, Spain). *Geotemas*, 10, 1175-1178.
- Leroux, E., Aslanian, D., Rabineau, M., Pellen, R., Moulin, M. (2018). The late Messinian event: A worldwide tectonic revolution. *Terra Nova*, 30, 207-214.
- Lisiecki, L.E. (2010). Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle. *Nature Geosciences*, 3, 349-352.
- Liu, H., Guo, H., Pourret, O., Wang, Z., Sun, Z., Zhan, W., Liu, M. (2021). Distribution of rare earth elements in sediments of the North China plain: a probe of sedimentation process. *Applied Geochemistry*, 134, 105089.
- López-González, N., Borrego, J., Morales, J.A., Carro, B., Lozano-Soria, O. (2006). Metal fractionation in oxic sediments of an estuary affected by acid mine drainage (south-western Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 68, 297-304.
- López-González, N., Borrego, J., Carro, B., Grande, J.A., De la Torre, M.L., Valente, T. (2012). Rare-earth-element fractionation patterns in estuarine sediments as a consequence of acid mine drainage: a case study in SW Spain. *Boletín Geológico y Minero*, 123, 55-64.

- Lozano Francisco, M.C. (1997). Los Bivalvos del Plioceno de la Provincia de Málaga. Tesis Doctoral, Universidad de Málaga.
- Lutze, G.F., Thiel, H. (1989). Epibenthic foraminifera from elevated microhabitat: *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*. *Journal of Foraminiferal Research*, 19, 153-158.
- Llano, M. (1981). Interet des ostracodes dans l'interpretation des phenomenes hydrologiques sur les plateaux continentaux: La plate-forme atlantique marocaine. Tesis Doctoral, Universidad de Burdeos I.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, C. (2001). The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean gateway. *Terra Nova*, 13, 418-424.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Aguirre, J., Puga-Bernabéu, A. (2009). History and evolution of the north-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera): A narrow, early Tortonian, tidal-dominated, Atlantic-Mediterranean marine passage. *Sedimentary Geology*, 216, 80-90.
- Martins, J.M.M., Soares, A.M.M. (2013). Marine radiocarbon reservoir effect in souther Atlantic Iberian coast. *Radiocarbon*, 55, 1123-1134.
- Mayoral, E., Pendón, J.G. (1986). Icnofacies y sedimentación en zona costera. Plioceno Superior (ζ_1), litoral de Huelva. *Acta Geologica Hispanica*, 21-22, 507-513.
- McLennan, S.M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rock: influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21, 169-200.
- Mejjad, N., Laissaoui, A., Benmhammed, A., Fekri, A., El Hammoumi, O., Benkdad, A., Amsil, H., Chakir, E.M. (2022). Potential ecological risk assessment of rare earth elements in sediments cores from the Oualidia lagoon Morocco. *Soil and Sediment Contamination: International Journal*, 31, 97-114.
- Montenegro, M.E., Pugliese, N., Bonaduce, G. (1998). Shelf ostracods distribution in the Italian seas. En: *What about Ostracoda* Crasquin-Soleau, S., Braccini, E., Lethiers, F., eds). *Bulletin du Centre Recherche elf Exploration Production*, 91-101.
- Muller, G. (1969). Index of geoaccumulation in sediments of the Rhine River. *Geojournal*, 2, 108-118.
- Nance, W.B., Taylor, S.R. (1976). Rare earth element patterns and crustal evolution-I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 40, 1539-1551.

- Nascimento, A. (1988). Ostracodos do Mioceno da Bacia do Tejo. Sistemática, biostratigrafia, paleoecologia, paleogeografia e relações Mediterraneo Atlântico. Tesis Doctoral, Universidad Nueva de Lisboa.
- Nazeer, M.N., Radhakrishnan, K., Hussain, S.M., Sivapriya, V., Rajkumar, A. (2019). Genus *Krithe* (Ostracoda) as a proxy to decipher paleoceanography: A global review of the genus. *Oceanography & Fisheries*, 10,1-3.
- Nazik, A. (2001). Ostracode faunas of bottom sediments from the continental shelf, south Marmara Sea, NW Turkey, and their comparison with other shelf environments in the Mediterranean and Aegean regions. *Geological Journal*, 36, 111-123.
- Nishitha, D., Amrith, V.N., Arun, K., Warriar, A.K., Udayashankar, H.M., Balakrishna, K. (2022). Study of trace metal contamination and ecological risk assessment in the sediments of a tropical river estuary, Southwestern India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 194, 94.
- Ohneiser, C., Florindo, F., Stocchi, P., Roberts, A.P., DeConto, R.M., Pollard, D. (2015). Antarctic glacio-eustatic contributions to late Miocene Mediterranean dessication and reflooding. *Nature Communications*, 6, 8765.
- Parlak, D., Nazik, A. (2016). Ostracodes of the Mediterranean (the Gulf of Antalya) and the Aegean Sea (Ayvalik and Kusadasi) and their biogeographical distributions. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 152, 63-83.
- Pascual, A., Weber, O., Rodríguez-Lázaro, J., Jouanneau, J.M., Pujos, M. (1998). Le comblement de la ria de Gernika (golfe de Gascogne) à l'Holocène terminal. *Oceanologica Acta*, 21, 263-269.
- Pelage, L., González, J.G., Leloch, F., Ferreira, V., Munaron, J.-M., Lucena-Frédou, F., Frédou, T. (2021). Importance of estuary morphology for ecological connectivity with their adjacent coast: A case study in Brazilian tropical estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 251, 107184.
- Penney, D.N. (1987). Application of Ostracoda to sea-level studies. *Boreas*, 16, 237-247.
- Pereira, A., Laprida, C., Fucks, E. (2022). Paleoenvironmental reconstruction of the pleistocene regressive marine successions from Salado Basin, northeastern Buenos Aires (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 118, 103906.

- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Schmiedl, G., Civis, J. (2012). Messinian paleoenvironmental evolution in the lower Guadalquivir Basin (SW Spain) based on benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 326-328, 135-151.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Schmiedl, G., Civis, J. (2014). Messinian productivity changes in the northeastern Atlantic and their relationship to the closure of the Atlantic-Mediterranean gateway: implications for Neogene palaeoclimate and palaeoceanography. *Journal of the Geological Society*, 171, 389-400.
- Peypouquet, J.P. (1979). Ostracodes et paleoenvironnements. Methodologie et applications aux domaines profonds du Cenozoique. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 4, 3-79.
- Pozo, M., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Carretero, M.I., Monge, G., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., Tosquella, J., Izquierdo, T., Muñoz, J.M., Prudencio, M.I., Dias, M.I., Marques, M.I., Gómez, P., Toscano, A., Romero, V., Arroyo, M. (2020). The origin and evolution of Late Holocene Tsunamiites in the Doñana National Park. *Minerals*, 10, 956.
- Prasad, M.B.K., Ramanathan, A., 2008. Distribution of rare earth elements in the Pichavaram mangrove sediments of the southeast coast of India. *Journal of Coastal Research*, 24, 126-134.
- Prudencio, M.I., Ruiz, F., Marques, R., Dias, M.I., Rodríguez Vidal, J., Rodrigues, A.L., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Muñoz, J.M., Pozo, M., Gómez, P., Toscano, A., Abad, M., Izquierdo, T., Arroyo, M., Romero, V., Gómez, G. (2022). REE Geochemistry of Neogene–Holocene Sediments of La Fontanilla Cove (Tinto Estuary, SW Spain). *Minerals*, 12, 417.
- Puri, H.S., Bonaduce, G., Malloy, J. (1964). Ecology of the Gulf of Naples. *Pubblicazioni della Stazione Zoologica di Napoli*, 3, 87-199.
- Puri, H.S., Bonaduce, G., Gervasio, A.M. (1969). Distribution of Ostracoda in the Mediterranean. En: *The taxonomy, morphology and ecology of Recent Ostracoda* (Neale, J.W., ed.). Oliver & Boyd, Edimburgh, 356-412.
- Ramos, S.J., Dinali, G.S., Oliveira, C., Martins, G.C., Moreira, C.G., Siqueira, J.O., Guilherme, L.R.G. (2016). Rare earth elements in the soil environment. *Current Pollution Reports*, 2, 28-50.

- Rao, V.P., Chakraborty, P. (2016). Estuarine and Marine Geology (2011-2015). Proceedings of the Indian Natural Science Academy, 82, 625-637.
- Redois, F., Debenay, J.P., (1996). Influence du confinement sur la répartition des foraminifères benthiques: exemple de l'estran d'une ria mésotidale de Bretagne Méridionale. *Revue de Paléobiologie*, 15, 243-260.
- Rommelzwaal, S.R.C., Dixon, S., Parkinson, I.J., Schmidt, D.N., Monteiro, F.M., Sexton, P., Fehr, M.A., Peacock, C., Donnadieu, Y., James, R.H. (2019). Investigating Ocean Deoxygenation During the PETM Through the Cr Isotopic Signature of Foraminifera. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34, 917-929.
- Rodríguez-Lázaro, J. y Ruiz, F. (2012). Chapter 1 - A General Introduction to Ostracods: Morphology, Distribution, Fossil Record and Applications. *Developments in Quaternary Sciences*, 17, 1-14.
- Rodríguez-Lázaro, J., Martínez-García, B., Martín-Rubio, M., Pascual, A., Varela, Z. (2018). Late Quaternary marine ostracods of the Basque Basin (S Bay of Biscay): taxonomy and distribution. [Ostrácodos marinos del Cuaternario final en la Cuenca Vasca (S Golfo de Vizcaya): taxonomía y distribución]. *Spanish Journal of Palaeontology*, 33, 139-184.
- Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Arroyo, M., González-Regalado, M.L., Gómez, P., Ruiz, F. (2021). La construcción geológica de la bahía colombina. En: *La recuperación geoarqueológica del puerto histórico de Palos de la Frontera (s. XIV-XV)* (Campos, J.M., ed.). Universidad de Huelva, Huelva, 191-204.
- Rossetti, D.F., Munita, C.S., Oliveira, P.M.S. (2012). Minor and rare earth elements as paleoenvironmental markers of late quaternary sediments in Marajo Island, northern Brazil. *Geochemistry*, 26, 79-93.
- Ruggieri, G. (1962). Gli Ostracodi marini del Tortoniano (Miocene medio-superiore) de Enna nella Sicilia orientale. *Palaeontographia Italica*, 56, 1-68.
- Ruiz, F. (2000). Trace metals in estuarine sediments from the southwestern Spanish coast. *Marine Pollution Bulletin*, 42, 482-490.
- Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Muñoz, J.M. (1997). Multivariate analysis applied to total and living fauna: seasonal ecology of recent benthic Ostracoda off the North Cádiz Gulf coast (southwestern Spain). *Marine Micropaleontology*, 31, 183-203.

- Ruiz, F., Clauss, F.L., González-Regalado, M.L. (1998a). Primeras consideraciones sobre los Condriactios de la Formación "Arenas de Huelva". *Studia Geologica Salmanticensia*, 32, 129-139.
- Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Borrego, J., Morales, J.A., Pendónn, J.G., Muñoz, J.M. (1998b). Stratigraphic sequence, elemental concentrations and heavy metal pollution in Holocene sediments from the Tinto-Odiel Estuary, southwestern Spain. *Environmental Geology*, 34, 270-278.
- Ruiz, F., Baceta, J.I., González-Regalado, M.L., Tosquella, J. (1999). Los ostrácodos de las arenas con *Heterostegina* de la Formación "Calcarenita de Niebla" (Depresión del Guadalquivir, SO de España). *Studia Geologica Salmanticensia*, 35, 9-19.
- Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Abad, M., Civis, J., González-Delgado, J.A., García, E.X.M., Prudencio, M.I., Dias, M.I. (2008). Pliocene ostracods of southwestern Spain. *Geobios*, 41, 845-859.
- Ruiz, F., Abad, M., Cáceres, L.M., Rodríguez Vidal, J., Carretero, M.I., Pozo, M., González-Regalado, M.L. (2010). Ostracods as tsunami tracers in Holocene sequences. *Quaternary International*, 73, 130-135.
- Ruiz, F., Abad, M., Toscano, A., González-Regalado, M.L., García, E.X.M. (2011). Messinian ostracods of southwestern Spain. En: Joint RCMNS - RCANS Interim Colloquium (Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., eds.), Salamanca, 212-213.
- Ruiz, F., Rodríguez Ramírez, A., Cáceres, L.M., Rodríguez Vidal, J., Carretero, M.I., Clemente, L., Muñoz, J.M., Yáñez, C., Abad, M. (2004). Late Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (Guadalquivir Estuary, SW Spain): a multivariate approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204, 47-64.
- Ruiz, F., Abad, M., Bodergat, A.M., Carbonel, P., Rodríguez-Lázaro, J., Yasuhara, M. (2005). Marine and brackish-water ostracods as sentinels of anthropogenic impacts. *Earth-Science Reviews*, 72, 89-111.
- Ruiz, F., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Olías, M., González-Regalado, M.L., Campos, J.M., Bermejo, J., Abad, M., Izquierdo, T., Carretero, M.I., Pozo, M., Monge, G., Tosquella, J., Prudencio, M.I., Dias, M.I., Marques, R., Gómez, P., Toscano, A., Romero, V. (2020). Silver and copper as pollution tracers in Neogene to Holocene estuarine sediments from southwestern Spain. *Marine Pollution Bulletin*, 150, 110704.

- Sáez, R., Pascual, E., Toscano, M., Almodóvar, G. (1999). The Iberian tipo of volcano-sedimentary massive sulphide deposits. *Mineralium Deposita*, 34, 549-570.
- Saiano, F., Scalenghe, R. (2019). Soil REE patterns as tracers of the emplacement of metal-rich anthropogenic materials. A case study in Moa (Cuba). *Journal of Soils Sediments*, 19, 2777-2784.
- Salazar, A., Larrasoña, J.C., Abad, M., Mayoral, E., Pérez-Asensio, J.N., González Regalado, M.L., Martín-Banda, R., Civis, J., Matas, M.P. (2016). Neogene lithological units at the west end of the Guadalquivir Basin and their correlations with the Huelva-1 borehole (Huelva - Spain). *Geotemas*, 16, 173-176.
- Salvi, G., Melis, R., Del Carlo, P., Di Roberto, A. (2023). Ostracod and Foraminifer Responses to Late Pleistocene–Holocene Volcanic Activity in Northern Victoria Land as Recorded in Ross Sea (Antarctica) Marine Sediments. *Geosciences*, 13, 35.
- Sasaki, S., Irizuki, T., Seto, K., Suganuma, Y. (2022). Ostracoda and Paleoenvironment of Holocene-Raised Beach Sediment in Skarvsnes, East Antarctica. *Paleontological Research*, 26, 440-454.
- Schmiedl, G., De Bovée, F., Buscaïl, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L., Picon, P. (2000). Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 40, 167-188.
- Schönfeld, J. 1997. The Sternai, P., Caricchi, L., García-Castellanos, D., Jolivet, L., Sheldrake, T.E., Castellort, S. (2017). Magmatic pulse driven by sealevel changes associated with the Messinian Salinity Crisis. *Nature Geosciences*, 10, 783.
- Sciuto, F. (2014). Ostracods of the Upper Pliocene-Pleistocene Punta Mazza succession (NE Sicily) with special focus on the Family Trachyleberididae Sylvester-Bradley, 1948, and description of a new species. *Carnets de Geologie*, 14, 1-13.
- Sciuto, F. (2015). Palaeoenvironmental and palaeogeographical traits on deep-water ostracod assemblages from the Lower Pleistocene sediments along the Ionian side of Mount Etna (Sicily, Italy). *Carnets de Geologie*, 15, 179-197.
- Seo, H., Kim, G. (2020). Rare earth elements in the East Sea (Japan Sea): distributions, behaviors, and applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 286, 19-28.

- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A. (2003). Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853-858.
- Sierro, F.J. (1985). Estudio de los foraminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Mioceno–Plioceno del borde occidental de la cuenca del Guadalquivir (SO de España). *Studia Geologica Salmanticensia*, 21, 7-85.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Civiş, J. (1996). Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: *Tertiary Basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics* (Friend, P., Dabrio, C.J., eds). Cambridge University Press, Cambridge, 339-345.
- Székely, S-F., Bindu-Haitonic, R., Filipescu, S., Bercea R. (2017). Biostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction of the marine lower Miocene Chechiş Formation in the Transylvanian Basin based on foraminiferal assemblages. *Carnets de Geologie*, 17, 11-37.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Tornos, F. (2008). La geología y metalogía de la Faja pirítica ibérica. *Macla*, 10, 13-23.
- Toscano, A. (2016). Vertebrados marinos del Neógeno del suroeste de la Península Ibérica. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva.
- Toscano, A., Abad, M., Clemente-Pérez, M.J., Ruiz, F., González-Delgado, J.A., Civiş, J., Tosquella, J., González-Regalado, M.L. (2013). Nuevos datos sobre la unidad Arenas de Trigueros (Messiniense, SO de España). Abstracts V RCANS Congress, Huelva, 23.
- Tosquella, J., Baceta, J.I., González-Regalado, M.L., Ruiz, F. (2000). Paleobiocenosis de *Heterostegina* en sedimentos de origen litoral de la Fm. Calcarenita de Niebla (Mioceno Superior, Cuenca del Guadalquivir, SO España). *Geogaceta*, 27, 167-170.
- Triantaphyllou, M.V., Tsourou, T., Kouli, K., Koukousioura, O., Dimiza, M.D., Aidona, E.V., Syrides, G., Antoniou, V., Panagiotopoulos, I.P., Vandarakis, D., Pallikarakis, A., Cheilaris, S., Skampa, E., Goiran, J.-P., Fouache, E., Pavlopoulos, K.P. (2021). Paleoenvironmental Evolution and Sea Level Change in Saronikos Gulf (Aegean Sea, Greece): Evidence from the Piraeus Coastal Plain and Elefsis Bay Sedimentary Records. *Water*, 13, 1621.

- Tsujimoto, A. (2020). Changes in deep-sea benthic foraminiferal fauna caused by turbidites deposited after the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Marine Geology*, 419, 106045.
- Ushakova, E., Menshikova, E., Blinov, S., Vaganov, S., Perevoshchikov, R. (2022). Distribution of trace elements, rare earth elements and ecotoxicity in sediments of the Kosva Bay, Perm Region (Russia). *Journal of Ecological Engineering*, 23, 1-16.
- Vai, G.B. (2016). Over half a century of Messinian salinity crisis. *Boletín Geológico y Minero*, 127, 625-641.
- Van den Berg, B.C.J., Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Flecker, R., Larrasoña, J.C., Krijgsman, W., Mata, M.P., Bellido, E., Civis, J., González-Delgado, J.A. (2015). Astronomical tuning for the upper Messinian Spanish Atlantic margin: Disentangling basin evolution, climate cyclicity and MOW. *Global Planetary Change*, 135, 89-103.
- Van den Berg, B.C.J., Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Flecker, R., Larrasoña, J.C., Krijgsman, W., Flores, J.A., Mata, M.P. (2018). Imprints of Messinian Salinity Crisis events on the Spanish Atlantic margin. *Newsletters on Stratigraphy*, 51, 93-115.
- Van der Schee, M., Van den Berg, B.C.J., Capella, W., Simon, D., Sierro, F.J., Krijgsman, W. (2018). New age constraints on the western Betic intramontane basins: a late Tortonian closure of the Guadalhorce Corridor?. *Terra Nova*, 30, 325-332.
- Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J., Destigter, H.C. (1990). The depth dependency of planktonic benthic foraminiferal ratios. Constraints and applications. *Marine Geology*, 95, 1-16.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Kouwenhoven, T.J., van der Zwaan, G.J. (2005). Paleobathymetry in the backstripping procedure: correction for oxygenation effect on depth estimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221, 245-265.
- Vane, C.H., Turner, G.H., Chenery, S.R., Richardson, M., Cave, M.C., Terrington, R., Gowing, C.J.B., Moss-Hayes, V. (2020). Trends in heavy metals, polychlorinated biphenyls and toxicity from sediment cores of the inner River Thames estuary, London, UK. *Environmental Science: Processes & Impacts* 22, 364.

- Wang, C. (2021). Ostracods as a proxy for paleoclimatic change: An essential role of bioculture experiment taking *Limnocythere inopinata* (Crustacea: Ostracoda) as an example. *Ecological Indicators*, 121, 107000.
- Wang, L., Liang, T., Zhang, Q., Li, K. (2014). Rare earth element components in atmospheric particulates in the Bayan Obo mine region. *Environmental Research*, 131, 64-70.
- Wang, H., Eiche, E., Guo, H., Norra, S. (2020). Impact of sedimentation history for as distribution in Late Pleistocene-holocene sediments in the Hetao Basin, China Hongyan. *Journal of Soils Sediments*, 20, 4070–4082.
- Wei, S., Liu, F., Zhang, W., Zhang, H., Yuan, R., Liao, Y., Yan, X., 2022. Geochemical characteristics of rare earth elements in the Chaluo Hot Springs in Western Sichuan Province, China. *Frontiers in Earth Science*, 10, 865322.
- West, C.F., Burchell, M., Andrus, C.F.T. (2018). Molluscs and Paleoenvironmental Reconstruction in Island and Coastal Settings: Variability, Seasonality, and Sampling. En: *Zooarchaeology in Practice* (Giovas, C., LeFebvre, M., eds.), Springer, 191-208.
- Yamada, K., Terakura, M., Tsukawaki, S. (2014). The Impact on Bottom Sediments and Ostracods in the Khlong Thom River Mouth Following the 2004 Indian Ocean Tsunami. *Paleontological Research*, 18, 104-117.
- Yasuhara, M., Stepanova, A., Okahashi, H., Cronin, T.M., Brouwers, E.M. (2014). Taxonomic revision of deep-sea Ostracoda from the Arctic Ocean. *Micropaleontology*, 60, 399-444.

CAPÍTULO 2

Romero, V., González-Regalado, M.L., Ruiz, F. (2023). Ostrácodos messinienses del sector occidental del estrecho norbético. *Geogaceta*, 73, 83-86.

Factor de impacto (2022): 0,135 (SJR)

Categoría: Earth and Planetary Sciences-Geology

Clasificación: 241 de 275 (Q4).

Ostrácodos messinienses del sector occidental del Estrecho Norbético

Messinian ostracods from the western sector of the Norbetic Strait

Verónica Romero¹, María Luz González-Regalado¹ y Francisco Ruiz¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Avd. Tres de Marzo, s/n, 21071 Huelva, España; veronica.romero@duh.uhu.es (V.R.); montero@uhu.es (M.-L.G.-R.); ruizmu@uhu.es (F.R.).

ABSTRACT

This paper studies the ostracods from the Cartaya section (Huelva, SW Spain). A detailed stratigraphic description of the area is made, as well as a taxonomic study and a definition of assemblages. The fifteen samples taken correspond to the gray clays of the Gibráleón Clay Formation. The most abundant genera are *Krithe*, *Parakrithe*, *Henryhowella*, *Cytherella* and *Propontocypris*. They are frequent in other sections of the middle-upper part of this formation, deposited in upper bathyal paleoenvironments of the western part of the old Norbetic Strait. The main species present a biostratigraphic distribution that spans from the Tortonian to the Holocene.

Key-words: Ostracods, Messinian, Norbetic Strait, SW Spain.

RESUMEN

Este trabajo estudia los ostrácodos de la sección de Cartaya (Huelva, S.O. España). Se efectúa una descripción estratigráfica detallada de esta sección, así como un análisis taxonómico y una definición de las asociaciones. Las quince muestras analizadas pertenecen a la Formación Arcillas de Gibráleón. Los géneros más abundantes son *Krithe*, *Parakrithe*, *Henryhowella*, *Cytherella* y *Propontocypris*, frecuentes en otras secciones de la parte media-superior de esta formación, depositadas en ambientes paleobataiales superiores del sector occidental del antiguo Estrecho Norbético. Las principales especies presentan un rango bioestratigráfico que abarca desde el Tortoniano al Holoceno.

Palabras clave: Ostrácodos, Messiniense, Estrecho Norbético; S.O. España.

Geogaceta, 73 (2023), 83-86
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/07/2022
Fecha de revisión: 28/10/2022
Fecha de aceptación: 02/12/2022

Introducción

En el suroeste de la Depresión del Guadalquivir (S.O. de España), el registro fósil de las asociaciones de ostrácodos ha sido analizado en diversas secciones superficiales (<15 m de espesor) de distintas formaciones geológicas depositadas desde el Tortoniano hasta el Plioceno Inferior (p.e. Ruiz y González-Regalado, 1996). No obstante, son poco frecuentes aquellos estudios centrados en los materiales messinienses que conforman gran parte de la Fm. Arcillas de Gibráleón (Civis *et al.*, 1987), la formación de mayor distribución geográfica en esta zona.

En este trabajo, se analizan los ostrácodos de una sección próxima a la localidad de Cartaya (Huelva, S.O. España). El objetivo principal es la determinación taxonómica de las especies presentes, la definición de sus asociaciones, así como la reconstrucción paleoambiental de los materiales estudiados y el análisis de la distribución bioestratigráfica de las principales especies.

Área de estudio

Geológicamente, la zona de estudio se sitúa en el sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir, constituyendo la cuenca de antepaís del Orógeno Bético. Los materiales analizados forman parte del relleno neógeno próximo al margen septentrional pasivo de esta cuenca, dentro del antiguo Estrecho Norbético que unía el océano Atlántico con el mar Mediterráneo (Martín *et al.*, 2009).

Este relleno está representado por cuatro unidades litoestratigráficas que, de muro a techo, son: i) Fm. Calcarenita de Niebla (Tortoniano; Civis *et al.*, 1987), con un tramo detrítico conglomerático basal sobre el que se disponen depósitos calcareníticos bioclásticos; ii) Fm. Arcillas de Gibráleón (Tortoniano-Messiniense; Civis *et al.*, 1987), unidad con la mayor extensión cartográfica de la cuenca, constituida por arcillas y limos masivos; iii) Fm. Arenas de Huelva (Plioceno; Civis *et al.*, 1987), formada por limos glauconíticos basales y arenas limosas bioclásticas a techo, muy ricas en macrofauna; y iv)

Fm. Arenas de Bonares (Plioceno-Pleistoceno; Mayoral y Pendón, 1986-1987), caracterizada por la presencia de limos y arenas finas que evolucionan a arenas medias en sus niveles superiores

Material y métodos

La zona de estudio se ubica en una cantera abandonada junto a la Cañada de los Homos, a pocos kilómetros al SE de la localidad de Cartaya (Huelva, España) (Fig. 1). Se han analizado 15 muestras tomadas en una sección de 15 m de potencia (Tabla 1: CH-1 a CH-15). En el laboratorio, cada muestra (200 g) fue disgregada con peróxido de hidrógeno y pirofosfato sódico en agua durante 24 horas para eliminar la materia orgánica presente.

A continuación, las muestras se levigaron a través de un tamiz de 250 micras y el residuo se secó en estufa a 60°C. Posteriormente, se extrajeron manualmente mediante una lupa binocular y se determinaron todos los ostrácodos presentes.

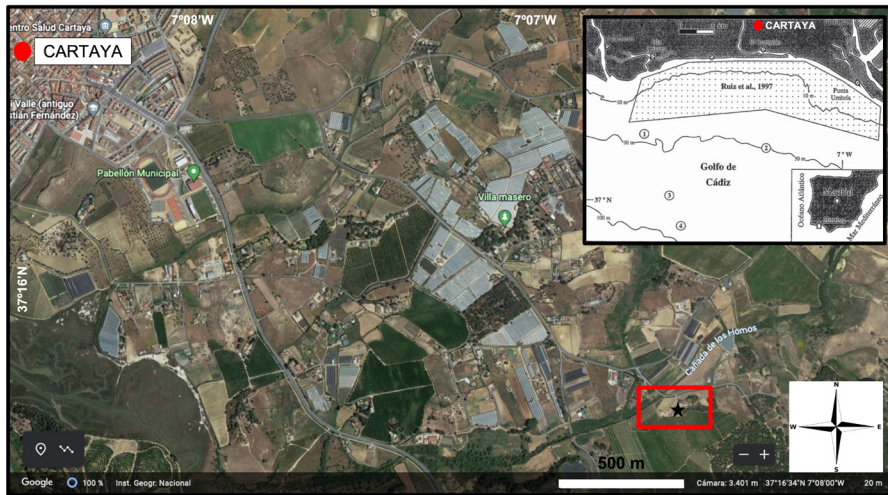


Fig. 1.- Situación geográfica de la zona de estudio (Cantera de la Cañada de los Homos, Cartaya, Huelva).

Fig. 1.- Geographical location of the study area (Cantera de la Cañada de los Homos, Cartaya, Huelva).

Resultados

Estratigrafía

La columna estratigráfica de la zona de estudio tiene una potencia de unos 15 metros (Figs. 2-3) y, de muro a techo, pueden diferenciarse los siguientes niveles: i) 2 m de arcillas grises azuladas con fragmentos de gasterópodos, bivalvos y restos de seláceos; ii) 3 m de limos amarillentos con gran abundancia de pectínidos en posición de vida que se concentran en varios paquetes lumaquéllicos; iii) 3 m de limos muy bioturbados que incluyen costras ferruginosas que rellenan pequeñas cavidades; iv) 3 m de limos grises a ocreos con un límite superior marcado por una nueva acumulación de pectínidos; v) 1 m de limos muy compactados con laminación paralela; vi) 2 m de limos amarillentos profusamente bioturbados; y vii) 1 m de limos anaranjados muy ferruginizados.

Distribución vertical de ostrácodos

Los ostrácodos están presentes en diez de las quince muestras estudiadas. En ellas, se han extraído un total de 172 valvas y caparazones pertenecientes a 17 géneros y 23 especies. La diversidad máxima se centra en las muestras CH-3 y CH-11 (9 y 10 especies respectivamente), en tanto que la densidad máxima corresponde a la muestra CH-11 (44 ejemplares). Estos microcrustáceos están ausentes en CH-7 y las cuatro muestras superiores (CH-12 a CH-15), cuyo registro micropaleontológico (sobre todo foraminíferos) es también muy limitado.



Fig. 2.- Imagen del afloramiento en el que se han tomado las muestras (longitud del jalón 1m).

Fig. 2.- Image of the outcrop where samples were taken (rod length 1m).

Las especies más abundantes son *Henryhowella asperima*, *Cytherella vulgata*, *Buntonia sublatissima dertonensis* y *Ruggeria tetraptera*. También están bien representados los géneros *Krithe* y *Parakrithe*.

Discusión

Asociaciones de ostrácodos

En función de la autoecología de las especies presentes (Barra y Bonaduce, 2001; Ruiz *et al.*, 2011; Sciuto, 2014), se pueden definir tres asociaciones de ostrácodos en la sección de Cartaya:

A) Asociación epibatial, claramente mayoritaria, compuesta por *Parakrithe* spp., *H. asperrima*, *Krithe* sp. y *Xestoleberis prognata*. Esta asociación está mejor representada en las muestras inferiores hasta CH-8;

B) Asociación circalitoral, constituida por *Costa tricostata pliocenica*, *Pterygocthereis siveteri*, *B. sublatissima dertonensis*, *Bosquetina dentata* y *Proponto-*

cypris sp.;

C) Asociación infralitoral, compuesta por el género *Loxoconcha*. Otras especies, como *C. vulgata*, *Acanthocythereis hystrix*, *Ruggeria tetraptera* y *Pterygocthereis jonesii*, se distribuyen principalmente en la zona nerítica.

De esta distribución se deduciría que los limos de la sección de Cartaya se depositaron en un medio batial superior, con un transporte continuo de materiales desde la plataforma continental adyacente y una disminución de la profundidad hacia techo.

Aspectos bioestratigráficos

El estudio de los foraminíferos planctónicos de una sección muy próxima a la estudiada (Siero, 1985) ha permitido atribuir una edad messiniense a los materiales limosos de la Cañada de los Homos, dado que el límite Tortoniense-Messiniense se sitúa muy próximo al contacto entre la Fm. Calcarenita de Niebla y la Fm. Arcillas de Gibraleón y topográficamente por debajo de la sección de Cartaya.

La mayoría de las especies determinadas presentan un amplio rango bioestratigráfico, si bien algunas de ellas solo se han descrito en el registro fósil. *B. sublatissima dertonensis* está presente en sedimentos miocenos desde España (González-Delgado *et al.*, 1982) hasta Malta (Barra y Bonaduce, 2001). *C. tricostata* es una especie que se distribuye desde el Paleógeno al Neógeno en el sur de Europa (Ruiz *et al.*, 2011; Sciuto, 2014). *X. prognata* ha sido recolectada en sedimentos desde el Tortoniense hasta el Pleistoceno en Italia (Abate *et al.*, 1994).

Otras especies también se han encontrado en sedimentos actuales. *C. vulgata* es frecuente desde el Mioceno hasta la actualidad en el mar Mediterráneo (Ruggieri, 1962) y áreas atlánticas adyacentes (Abad *et al.*, 2011).

En consecuencia, los ostrácodos no permiten precisar con detalle la edad de la sección de Cartaya, si bien el rango de distribución de las especies presentes indicaría una edad al menos miocena para ella. Ello estaría de acuerdo con los datos aportados por los foraminíferos planctónicos (Siero, 1985).

Relación con los ostrácodos de otras secciones messinienses

Los resultados obtenidos son comparables con los proporcionados por otros

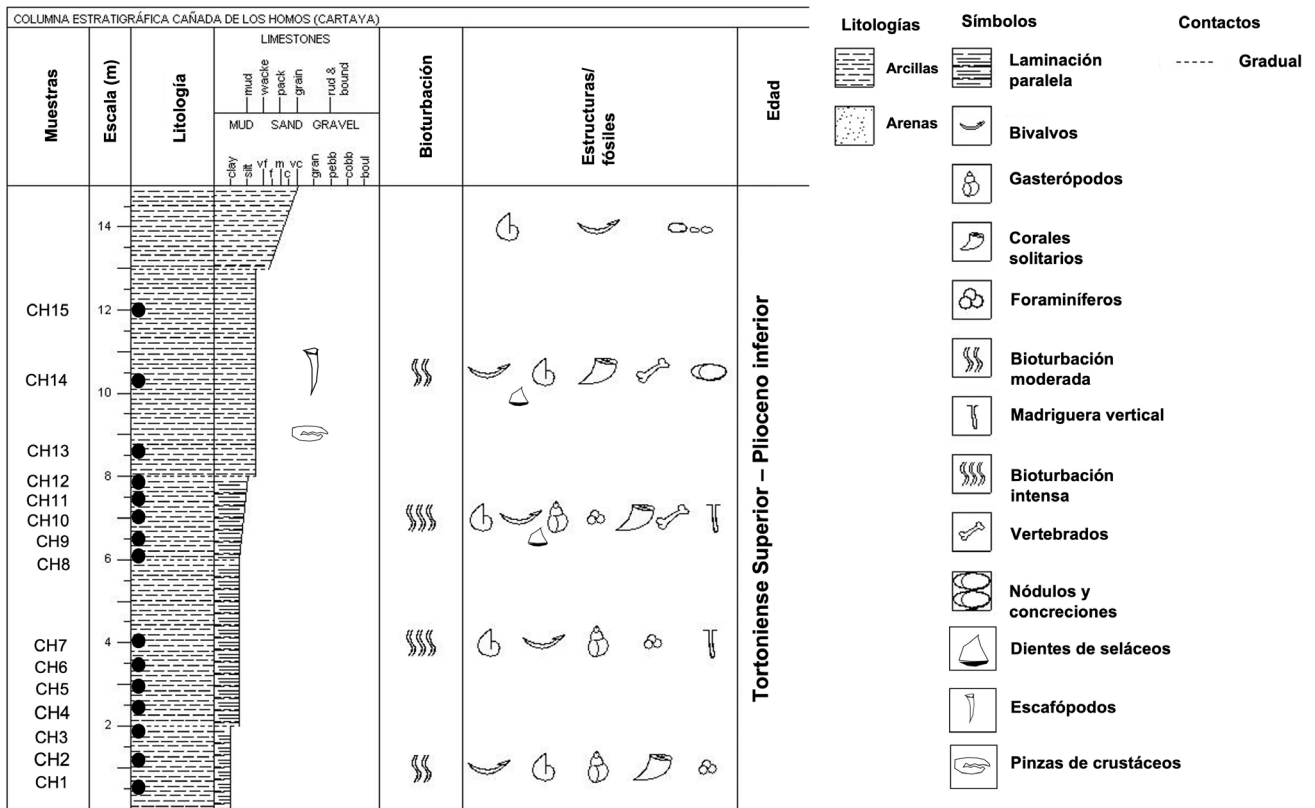


Fig. 3.- Columna estratigráfica de la Cañada de los Homos (Cartaya, S.O. España).
Fig. 3.- Stratigraphic column of the Cañada de los Homos (Cartaya, SW Spain)

autores anteriormente en la parte media y superior de la Fm. Arcillas de Gibraleón en secciones localizadas en municipios de la provincia de Huelva cercanos a Cartaya. En Trigueros, González-Regalado y

Ruiz (1988) describen a *C. vulgata*, *Bairdia conformis*, *Bairdoppilata* sp., *Aurila* sp., *Bosquetina* sp., *Parakrithe* sp., *Krithe* sp., *Buntonia sublatissima*, *H. asperrima*, *Pterygocythereis jonesii* y *R. tetraptera*. La

paleobatimetría sería similar a la deducida para la sección de Cartaya, con un tramo inferior que se habría depositado en una zona nerítica externa o batial superior y un tramo suprayacente con especies típicas de medios circalitorales.

Una reconstrucción paleoambiental similar es deducida por González-Delgado *et al.* (1982) en una sección de esta formación próxima a Niebla. Las asociaciones principales de ostrácodos son muy semejantes a las de la Cañada de los Homos, con una densidad limitada de valvas y caparazones en su mayoría pertenecientes a *C. vulgata*, *Krithe* spp., *P. jonesii*, *H. asperrima*, *R. tetraptera*, *A. hystrix*, *P. siveteri* o *Loxoconcha agilis*.

Por último, en la sección tipo de la Fm. Arcillas de Gibraleón, próxima a la localidad de Gibraleón, González-Regalado y Ruiz (1990) describen también especies de los géneros *Cytherella*, *Bairdoppilata*, *Bosquetina*, *Buntonia*, *Krithe*, *Parakrithe*, *Henryhowella*, *Pterygocythereis* y *Ruggieria*. Estiman un paleoambiente batial superior durante el Tortoniense-Mesiniense en esta zona.

SPECIES/SAMPLES	CH 1	CH 2	CH 3	CH 4	CH 5	CH 6	CH 8	CH 9	CH 10	CH 11
<i>Acanthocythereis hystrix</i>	3									
<i>Aurila</i> sp.								1		
<i>Bairdia conformis</i>										2
<i>Bairdia</i> sp.	1	3			1					
<i>Bairdoppilata simplex</i>				1						
<i>Bairdoppilata</i> sp.	1	2			4					3
<i>Bosquetina dentata</i>			1	1						
<i>Buntonia sublatissima dertonensis</i>	1				2		1	2		1
<i>Costa tricostrata pliocenica</i>						1				
<i>Cytherella circunpunctata</i>							1	3		
<i>Cytherella</i> sp.					1					
<i>Cytherella vulgata</i>	5	3	4		3			1		1
<i>Henryhowella asperrima</i>	2	2	1					1	2	28
<i>Henryhowella hirta</i>		1								
<i>Incongruellina marginata</i>							1			
<i>Krithe</i> sp.	1	1	3	1	2		1			2
<i>Loxoconcha</i> sp.	1						1			
<i>Parakrithe</i> sp.	1		2		3		1		1	3
<i>Propontocypris</i> sp.			5	4	1		6	5	1	
<i>Pterygocythereis jonesii</i>							2			1
<i>Pterygocythereis siveteri</i>	1		1	1					1	1
<i>Ruggieria tetraptera tetraptera</i>		1	4	2	4	1		2	3	1
<i>Xestoleberis prognata</i>			2							

Tabla I.- Distribución de las especies de ostrácodos identificados en la sección de Cañada de los Homos (CH).
Table I.- Distribution of ostracods in the Cañada de los Homos section (CH).

Conclusiones

El estudio de las asociaciones de ostrácodos de la cantera de Cartaya, así

como su comparación con las obtenidas en otras secciones cercanas, permite ampliar la reconstrucción paleogeográfica del sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir durante el Messiniense. Esta zona estuvo ocupada por paleoambientes batiales superiores, en los que se han hallado tanto especies típicas de estos medios como otras resedimentadas procedentes de los medios neríticos adyacentes. La distribución bioestratigráfica de las especies determinadas es amplia, abarcando principalmente desde el Mioceno hasta la actualidad.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por los fondos de la Junta de Andalucía destinados al proyecto RMN-238. Es una contribución al Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural (CIPHNCN) de la Universidad de Huelva.

Agradecemos también a los revisores por todas aquellas reseñas constructivas que permitan que nuestro trabajo sea de la mejor calidad posible.

Referencias

- Abate, S., Barra, D. y Bonaduce, G. (1994). *Revista Española Micropaleontología* 26, 43-47.
- Abad, M., Toscano, A., García, E.X.M., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Civis, J., González-Delgado, J.A., Jiménez, E., Tosquella, J., Álvarez, G., Velo, D. y Molin, M. (2011). En: *Joint RCMNS - RCANS Interim Colloquium*, 52-53.
- Barra, D. y Bonaduce, G. (2001). *Bolletino della Società Paleontologica Italiana* 40, 55-74.
- Civis, J., Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Porta, J. y Valle, M.F. (1987). En: *Paleontología del Neógeno de Huelva* (J. Civis, Ed.), Universidad de Salamanca, Salamanca, 9-23.
- González-Delgado, J.A., Civis, J. y Sierro, F.J. (1982). *Studia Geologica Salmantica* 17, 43-65.
- González-Regalado, M.L. y Ruiz, F. (1988). En: *Actas de Paleontología*, 149-157.
- González-Regalado, M.L. y Ruiz, F. (1990). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 3, 23-31.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Aguirre, J. y Puga-Bernabéu, A. (2009). *Sedimentary Geology* 216, 80-90.
<https://doi.org/10.1016/j.sed-geo.2009.01.005>
- Mayoral, E. y Pendón, J.G. (1986-87). *Acta Geologica Hispanica* 21-22, 507-513.
<https://doi.org/10.1017/S0022226700010987>
- Ruggieri, G. (1962). *Palaeontographia Italica* 56, 1-68.
- Ruiz, F. y González-Regalado, M.L. (1996). *Révue de Micropaléontologie* 39, 137-151.
[https://doi.org/10.1016/S0035-1598\(96\)90038-0](https://doi.org/10.1016/S0035-1598(96)90038-0)
- Ruiz, F., Abad, M., Toscano, A., González-Regalado, M.L. y García, E.X.M. (2011). En: *Joint RCMNS - RCANS Interim Colloquium*, 212-213.
- Sciuto, F. (2014). *Carnets de Geologie* 14, 1-13.
<https://doi.org/10.4267/2042/56039>
- Sierro, F.J. (1985). *Studia Geologica Salmantica* 21, 7-85.

CAPÍTULO 3

González-Regalado, M.L., Romero, V., Abad, M., Tosquella, J., Izquierdo, T., Gómez, P., Clemente, M.J., Toscano, A., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Muñoz, J.M., Prudencio, M.I., Dias, M.I., Marques, R., García, E.X.M., Carretero, M.I., Ruiz, F., Monge, G. (2019). Late Tortonian–middle Messinian palaeoenvironmental changes in the western Betic Strait (SW Spain). *Ameghiniana*, 56, 336-360.

Factor de impacto (2019): 1,364 (JCR-SCI)

Categoría: Paleontology

Clasificación: 33 de 55 (Q3; percentil: 40,91).

CAPÍTULO 3

Debido a restricciones relativas a derechos de autor, el artículo “Late Tortonian–Middle Messinian Palaeoenvironmental Changes in the Western Betic Strait (SW Spain)” ha sido retirado de la tesis. En sustitución del mismo ofrecemos la siguiente información: referencia bibliográfica, enlace a la revista y resumen.

- González-Regalado, M. L., Romero, V., Abad, M., Tosquella, J., Izquierdo, T., Gómez, P., Clemente, M. J., Toscano, A., Vidal, J. R., Cáceres, L. M., Muñoz, J. M., Prudencio, M. I., Dias, M. I., Marques, R., Mara García, E. X., Carretero, M. I., Ruiz, F., & Monge, G. (2019). Late Tortonian–Middle Messinian Palaeoenvironmental Changes in the Western Betic Strait (SW Spain). In *Ameghiniana* (Vol. 56, Issue 4, p. 336). Asociacion Paleontologica Argentina. <https://doi.org/10.5710/amgh.04.06.2019.3253>

Enlace al texto completo: <https://doi.org/10.5710/amgh.04.06.2019.3253>

RESUMEN:

During the late Neogene, the Mediterranean Sea was connected with the Atlantic Ocean by two straits: the northern Betic Strait and the southern Rifian Strait. In this paper, we analyze the main palaeoenvironmental changes produced in the western sector of the Betic Strait during the late Tortonian–middle Messinian (7.4–6 Ma). The temporal evolution and statistical analysis of benthic foraminiferal assemblages both in cores and surface sections of the western Guadalquivir Basin (SW Spain) allow drawing an initial important deepening from the late Tortonian calcarenite coastal areas to the well oxygenated, upper slope palaeoenvironments of the latest Tortonian to early Messinian, with a latest Tortonian condensed horizon composed by glauconitic silts deposited in the middle-outer shelf. The lower Messinian silts and clays (7.2–6.3 Ma) were deposited in a upper slope scenario, with a small oxygen depletion at 6.48 Ma. The 6.3–6.2 Ma interval was characterized by an important sea level drop and the presence of low oxygenated, outer shelf palaeoenvironments in this area, coinciding with a global glaciation. Prior to the Messinian Salinity Crisis (5.97–5.33 Ma), the upper slope palaeoenvironments were initially re-established (~6.2–6.1 Ma) and finally a new regressive period (~6 Ma) preceded Messinian Salinity Crisis.

CAPÍTULO 4

Romero, V., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Tosquella, J., Abad, M., Izquierdo, T., Romero, A., Izquierdo, T., Toscano, A., Gómez, P. (2021). Messinian ostracodes from the western Betic Strait (SW Spain). *Carnets de Geologie*, 21, 181-192.

Factor de impacto (2021): 0,714 (JCR-SCI)

Categoría: Geology

Clasificación: 38 de 49 (Q4; percentil: 23,47).



Messinian ostracodes from the western Betic Strait (SW Spain)

Verónica ROMERO ^{1, 2}

Francisco RUIZ ^{1, 3, 4}

María Luz GONZÁLEZ-REGALADO ^{1, 5}

Josep TOSQUELLA ^{1, 6}

Manuel ABAD ^{7, 8}

Tatiana IZQUIERDO ^{7, 9}

Antonio TOSCANO ^{1, 10}

Paula GÓMEZ ^{1, 3, 11}

Abstract: During the Neogene, the Betic Strait was one of the gateways that connected the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea. In this paper, we have analyzed the ostracod faunas of samples collected from sediments crossed by a long borehole in southwestern Spain. These sediments were deposited in the Betic strait just before the Messinian Salinity Crisis. During the middle Messinian (6.8-6.0 Ma), the scarce and low diversified ostracod assemblages (*Krithe*, *Parakrithe*, *Henryhowella*) are typical of upper bathyal palaeoenvironments (200-400 m water depth). This period includes a short transition (6.26-6.25 Ma) to outer neritic palaeoenvironments, coinciding with a glaciation and characterized by the presence of *Acanthocythereis hystrix* (REUSS, 1850) and the disappearance of *Krithe* and *Parakrithe*. The most abundant species have a wide biostratigraphic distribution, most of them ranging from the Tortonian until the Holocene.

Key-words:

- Betic Strait;
- SW Spain;
- Messinian;
- upper bathyal-outer shelf ostracods;
- palaeoenvironmental evolution

Citation: ROMERO V., RUIZ F., GONZÁLEZ-REGALADO M.L., TOSQUELLA J., ABAD M., IZQUIERDO T., ROMERO A. & GÓMEZ P. (2021).- Messinian ostracodes from the western Betic Strait (SW Spain).- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 21, no. 8, p. 181-192.

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Avenida 3 de marzo, 21071 Huelva (Spain)

² vero.ra93@gmail.com

³ Research Center in Historical, Cultural and Natural Heritage

⁴ Corresponding author;

ruizmu@uhu.es

⁵ montero@uhu.es

⁶ josep@uhu.es

⁷ Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, c/Tulipán, s/n, 28933, Móstoles (Spain)

⁸ geosinergia@gmail.com

⁹ Instituto de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (IDICTEC-UDA), Universidad de Atacama, Avenida Copayapu, 485, Copiapó (Chile)

tatiana.izquierdo@uda.cl

¹⁰ toscانو@dgyp.uhu.es

¹¹ paula.gomezgutierrez@hotmail.com



**Résumé : Ostracodes messiniens du Déroit Bétique occidental (Sud-Ouest de l'Espagne).-**

Au Néogène, le Déroit Bétique est l'un des passages entre l'Océan Atlantique et la Mer Méditerranée. Dans cet article, nous analysons les faunes d'ostracodes provenant d'un forage réalisé dans le sud-ouest de l'Espagne et, plus précisément, situé sur le trajet du déroit. Ce forage a traversé des sédiments déposés au cours de la période immédiatement antérieure à la crise de salinité messinienne. Au cours du Messinien moyen (6,8-6,0 Ma), les associations d'ostracodes, rares et peu diversifiés (*Krithe*, *Parakrithe*, *Henryhowella*), sont typiques de paléo-environnements bathaux supérieurs (de 200 à 400 m de profondeur). Cette période comprend une courte transition (6,26-6,25 Ma) jusqu'à des paléo-environnements néritiques externes. Elle coïncide avec un épisode de glaciation et l'association est caractérisée par la présence de *Acanthocythereis hystrix* (REUSS, 1850) et la disparition des genres *Krithe* et *Parakrithe*. Les espèces les plus fréquentes ont une large distribution biostratigraphique, la plupart étant présentes du Tortonien à l'Holocène.

Mots-clefs :

- Campanien supérieur ;
- événement paléo-océanographique ;
- paléo-climat ;
- fossiles de plante ;
- Plate-Forme Arabe ;
- Turquie du sud-est

1. Introduction

During the Tortonian and early Messinian, the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea were connected through the northern Betic Strait, which crossed the current Guadalquivir Basin (southern Spain), and the Rifian Corridor, located north of Morocco (Fig. 1.A; FLEKER *et al.*, 2015). These connections were closed during the so-called Messinian Salinity Crisis (MSC; HSÜ *et al.*, 1973, 1977), with an onset dated at 5.97 Ma and a later partial isolation of the Mediterranean Sea (5.59-5.33 Ma; KRIJGSMAN *et al.*, 1999). These closures have been attributed to eustatic changes, climatic events or tectonic processes (DUGGEN *et al.*, 2003; LEROUX *et al.*, 2018), although this discussion still persists (VAI, 2016; STERNAI *et al.*, 2017).

The timing of closure of the Betic Strait is still subject to debate. According to MARTÍN *et al.* (2009) and PÉREZ-ASENSIO *et al.* (2014), the Guadalhorce Corridor was the last seaway of the Betic Strait and it was closed during the early-middle Messinian (Fig. 1.A : ~6.18 Ma). Nevertheless, new research proposes that the Betic Strait was closed during the late Tortonian (SCHEE *et al.*, 2018). Other studies postulate that the Gibraltar Corridor was the sole Atlantic gateway during the Messinian (KRIJGSMAN *et al.*, 2018).

During the late Tortonian and early Messinian, these palaeogeographic, palaeoclimatic and/or palaeoceanographic changes affected the benthic faunas of the western Betic Strait. In a general overview, the analysis of the benthic foraminiferal assemblages indicates a progressive decrease in depth during this interval, together with remarkable variations in oxygen contents (GONZÁLEZ-REGALADO & RUIZ, 1996; GONZÁLEZ-REGALADO *et al.*, 2019).

In this paper, we study the ostracod fauna coming from samples of marine sediments crossed by the Huelva-1 borehole. These sediments constitute the Neogene infill of the Guadalquivir Basin (SW Spain). Results are compared with those obtained from the foraminiferal assemblages of the same core (GONZÁLEZ-REGALADO *et al.*, 2019) to recognize the main palaeoenvironmental changes that took place in this sector prior to the MSC.

2. Geological setting

In the southwestern sector of the Guadalquivir basin (Fig. 1.B), three main geological formations are exposed on a Palaeozoic-Mesozoic basement. The Upper Tortonian Niebla Formation (BACETA & PENDÓN, 1999) is composed of fluvial conglomerates, littoral sands and shallow marine calcarenites, this latter with a remarkable palaeontological record (echinoderms, nummulitids, red algae, bryozoans). The overlying Gibraleón Clay Formation (CIVIS *et al.*, 1987) consists of gray-blue marls and clays, with a condensed, silty glauconitic layer near the base. This unit presents a very rich micropalaeontological record (mainly foraminifera and calcareous nannoplankton). The planktonic foraminiferal fauna indicates a late Tortonian to Messinian age for these sediments (SIERRO, 1985), with Tortonian-Messinian boundary located just above the glauconitic level.

The Pliocene sedimentation of this area is represented by the Huelva Sand Formation (CIVIS *et al.*, 1987) consisting of massive, bioturbated sandy layers alternating with lumachellic layers attributed to storm action in an open bay palaeoenvironment (GONZÁLEZ-REGALADO *et al.*, 2009). These deposits include a new glauconitic layer with a rich fauna of selachians (RUIZ *et al.*, 1998). A broader regional analysis can be consulted in VIQUIER (1977).

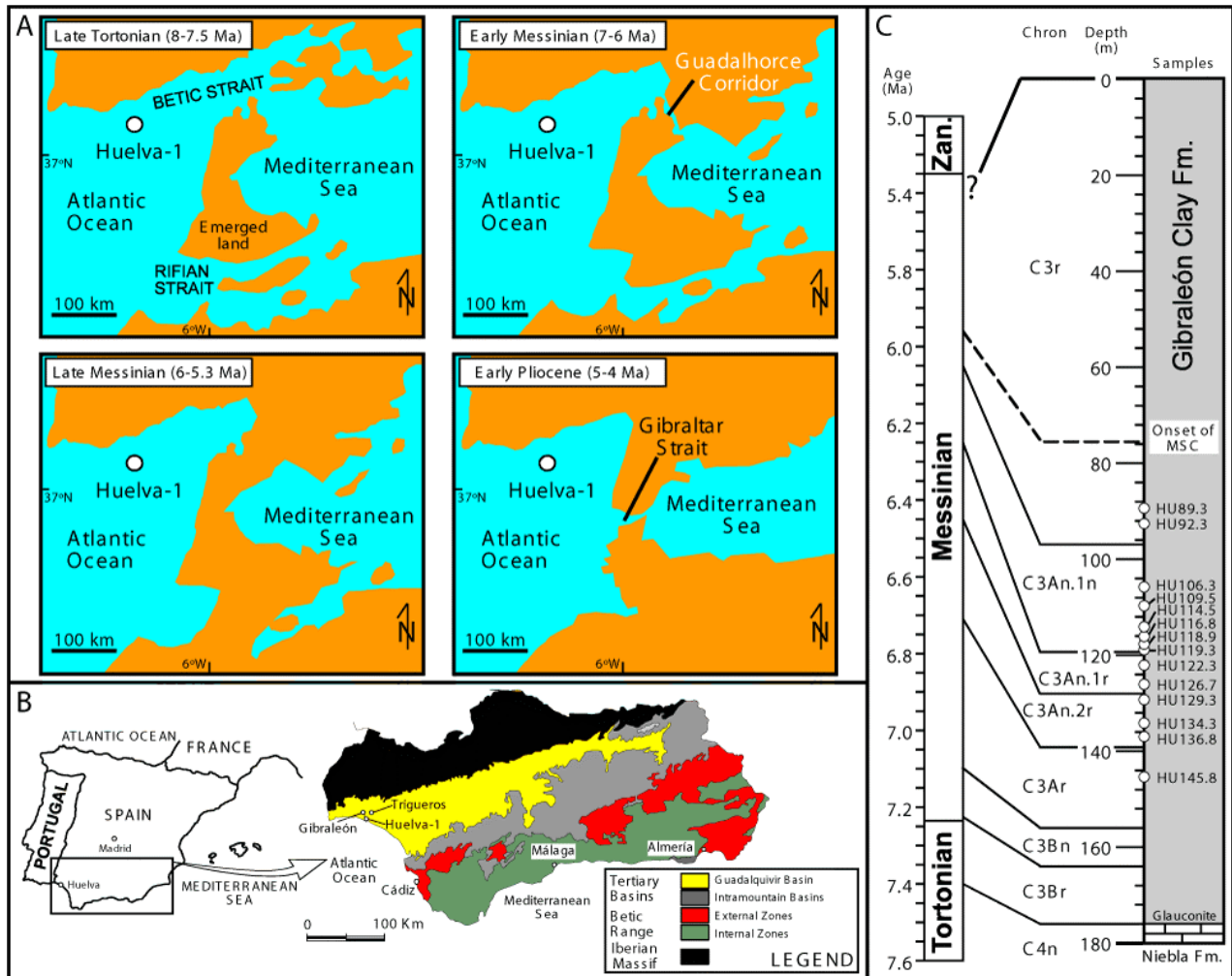


Figure 1: **A.** palaeogeographical evolution of the Atlantic-Mediterranean connections during the Upper Neogene (modified from MARTÍN *et al.*, 2009); **B.** Main geological domains of southern Spain and location of the Huelva-1 borehole and some Messinian sections; **C.** Geochronology and sampling of the Huelva-1 borehole (modified from LARRASOÑA *et al.*, 2008, 2014). MSC: Messinian Salinity Crisis.

3. Material and methods

The Huelva-1 borehole (Fig. 1.C; UTM PB818265) was drilled by the IGME (Spanish Geological Survey) and it encompasses the upper part of the Niebla Formation (4 m) and most of the Gibraleón Clay Formation (Fig. 1.C : 172 m). The magnetostratigraphic datings indicate that this borehole spans from the latest Tortonian (C3Br.2r, ca. 7.4 Ma) to the latest Messinian (uppermost C3r, ca. 5.4 Ma) (LARRASOÑA *et al.*, 2008, 2014). Its geological record presents a cyclicity that started at 7.16 Ma, coinciding with the first sign of Mediterranean-Atlantic gateway restriction (BERG *et al.*, 2018).

Fourteen samples (25 g) for micropalaeontological analysis were selected between 145.8 m and 89.3 m (Fig. 1.C : HU145.8 to HU89.3). These samples include the four chrons previous to the MSC and chron C3r, within which this crisis developed. The approximate time interval is included between 6.83 Ma (HU145.8) and 6.01 Ma (HU89.2) (Fig. 2). This time interval was calculated according to the magnetostratigraphy dedu-

ced by LARRASOÑA *et al.* (2008, 2014) for this borehole. These samples were wet sieved (63 µm mesh) and dried in an oven at 70°C. At the end all ostracodes were picked in each sample.

4. Results and discussion

A. Density and diversity: Comparisons with other nearby Messinian sections

The Huelva-1 borehole presents a badly-preserved and scarce ostracod fauna (Fig. 2). The total number of specimens is very low (69), with a maximum of thirteen specimens per sample in two samples (HU-134.3 and HU-129.3). On the contrary, sample HU-92.3 is barren (Figs. 1-2). The ostracod fauna is poorly diversified through the entire studied section of this core. A total of 21 taxa have been identified, including nine of them in open nomenclature. In a general overview, the ostracod fauna is dominated by *Acanthocythereis hystrix* (REUSS, 1850), *Henryhowella partenopaea* BONADUCE *et al.*, 1999, *Krithe* gr. *K. iniqua* ABATE *et al.*, 1993, and *Parakrithe* group *P. dactylomorpha* RUGGIERI, 1962 (Fig. 2).

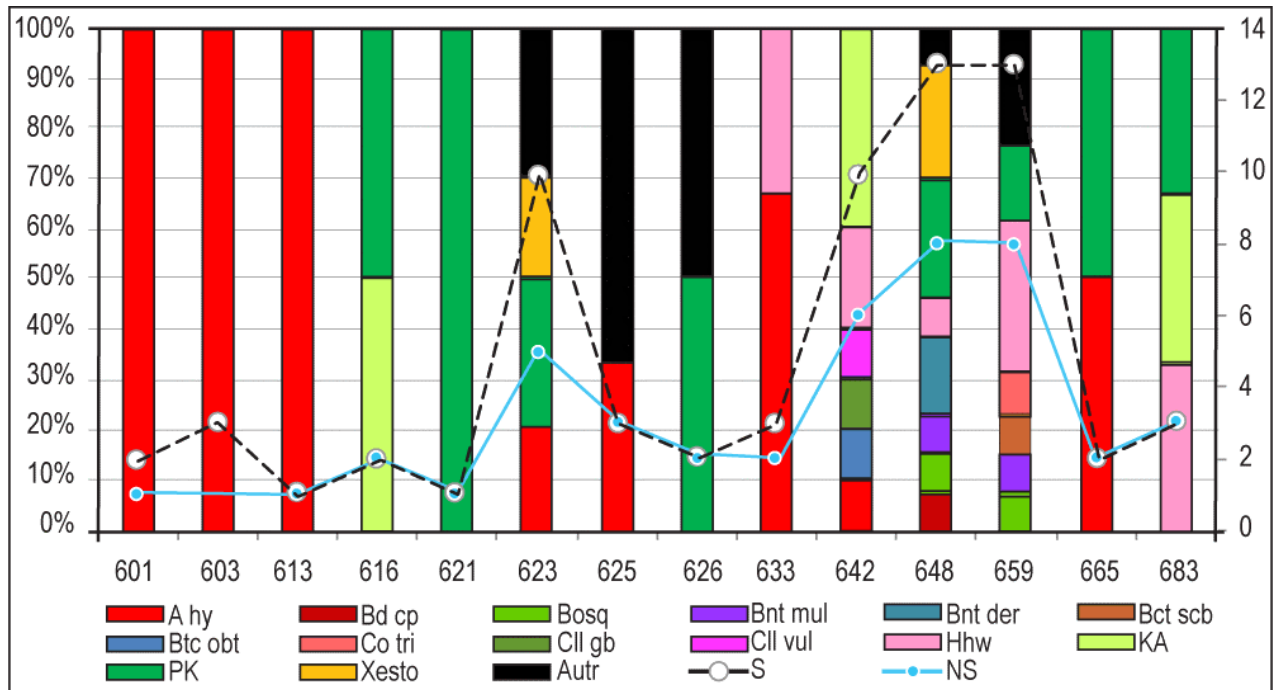


Figure 2: Density (black dotted line), diversity (blue line) and abundance of the main species (in %). Horizontal axis: samples. Abbreviations: A hy: *Acanthocythereis hystrix*; Bd cp: *Bairdoppilata conformis*; Bosq: *Bosquetina carinella*; Bnt mul: *Buntonia multicostata*; Bnt der: *Buntonia dertonensis*; Bct scb: *Retibythere scaberrima*; Btc obt: *Bythocypris obtusata*; Co tri: *Costa tricostata*; Cll gb: *Cytherella gibba*; Cll vul: *Cytherella vulgata*; Hhw: *Henryhowella partenopaea*; K.A: *Krithe* gr. *K. iniqua*; Xesto: *Xestoleberis prognata*; Austr.: other species.

Bosquetina carinella (samples HU134.3 to HU129.3) and two species of *Buntonia* [*B. dertonensis* (RUGGIERI, 1954) and *B. multicostata* RUGGIERI, 1962]] have certain vertical continuity in some sections of the Huelva-1 borehole. Other species not included in Fig. 2 are *Cytheropteron* cf. *C. sulcatum* BONADUCE, CIAMPO & MASOLI, 1975 (sample HU129.3), *Loxoconcha* sp. (sample HU119.3), *Uroleberis* sp. (sample HU118.9), *Occultocythereis* cf. *O. scipionis* BONADUCE *et al.*, 1992 (sample HU118.9), *Propontocypris* sp. (sample HU116.8) and *Aglaioocypris?* sp. (sample HU116.8).

These low diversities and densities have also been verified in other Messinian sections of the Gibrleón Clay Formation, such as Gibrleón or Trigueros (Fig. 1.B; GONZÁLEZ-REGALADO & RUIZ, 1988, 1990). The ostracod assemblages of these sections are very similar to those of the Huelva-1 borehole, with *Cytherella*, *Krithe*, *Parakrithe*, *Henryhowella* and *Costa* as the most representative genera.

B. Ostracod assemblages: Palaeoenvironmental reconstruction

As mentioned above, the main ostracod assemblage of the Huelva-1 borehole is composed of *Cytherella* spp., *Henryhowella partenopaea* BONADUCE *et al.*, 1999, *Krithe* spp. and *Parakrithe* spp. This assemblage characterizes Neogene to Recent upper slope environments of France, Morocco and the Mediterranean Sea (PURI *et al.*, 1969; PEYPOUQUET, 1979; LLANO, 1981; CARBONEL,

1985). This overall palaeoenvironment is confirmed by other key species with bathyal affinity, such as *Retibythere (Bathybythere) scaberrima* (BRADY, 1887), *Bythocythere obtusata* or *Costa tricostata* (REUSS, 1850) (SCIUTO, 2014, 2015). In addition, the estimated palaeodepth calculated on the basis of the recorded benthic foraminiferal assemblages agrees with an upper bathyal palaeoenvironment (Fig. 3: 200-400 m depth) for most samples (GONZÁLEZ-REGALADO *et al.*, 2019).

In these scenarios, there is usually a high variability in ostracod diversity (FANGET *et al.*, 2013), although the presence of low to moderately diversified ostracod assemblages (<15 species/sample in most cases) is frequent (BENSON, 1973a; SCIUTO, 2014; SCIUTO & ROSSO, 2015). The low ostracod diversity observed through the entire studied section of Huelva-1 borehole is comparable with those reported in other upper bathyal Messinian sections of the western Betic Strait (mean: <8 species/sample; GONZÁLEZ-REGALADO & RUIZ, 1990, 1991).

Both density (2-3 individuals/25 g) and diversity (2-3 species/sample) decrease significantly between samples HU122.3 and HU118.9 (Figs. 1-2: 6.33-6.25 Ma). *Acanthocythereis hystrix* (REUSS, 1850), an alloctonous outer neritic species in the remaining samples, is the most representative species of this interval, together with the presence of some individuals of the alloctonous genera *Uroleberis* and *Loxoconcha* should also be highlighted (HU119.3-HU118.9; 6.26-6.25 Ma).

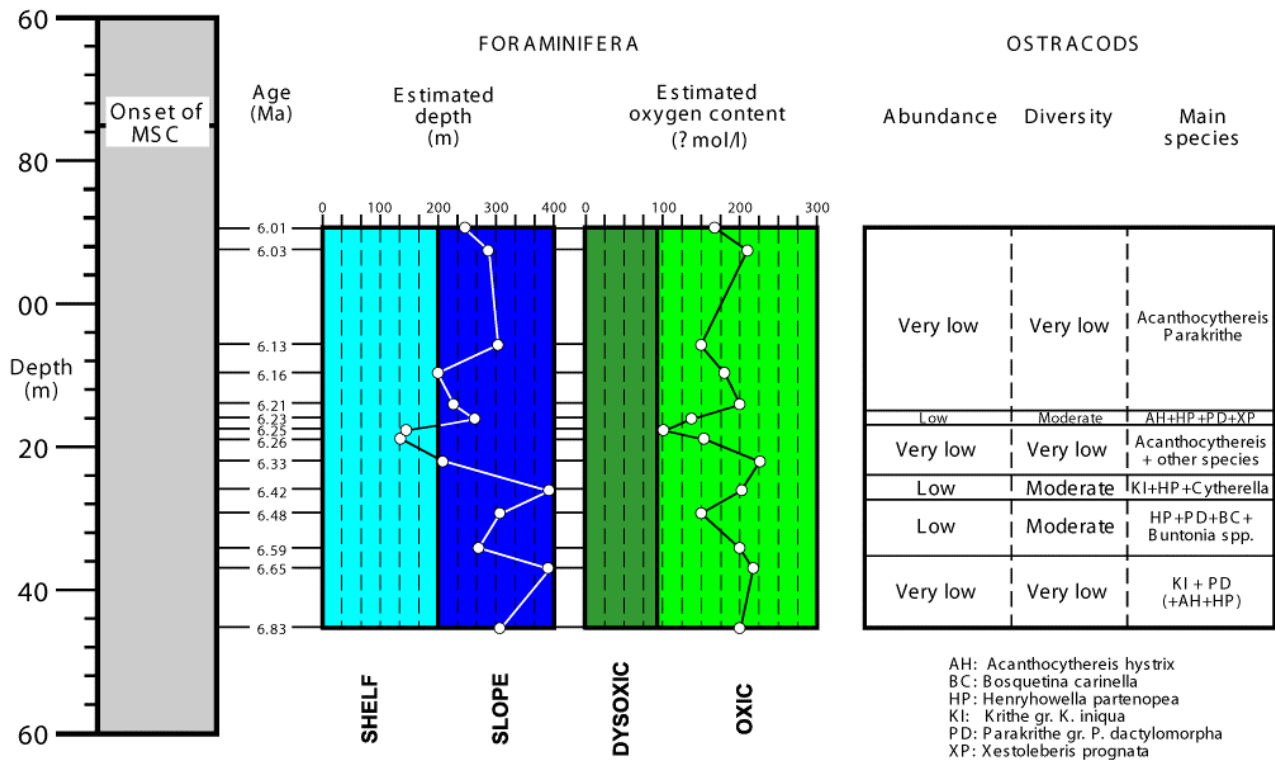


Figure 3: Comparison between the palaeoenvironmental conditions deduced from the benthic foraminifera and the ostracod fauna of the Huelva-1 borehole.

Species of these two genera are generally collected together in recent and past shallow marine areas (ZAO & WANG, 1988; SAFAK *et al.*, 2015; EGLINGTON, 2019). These features would indicate a regression, with a transition from upper epibathyal to outer neritic palaeoenvironments, a process also detected in the foraminiferal assemblages (Fig. 3; 130-150 m water depth; GONZÁLEZ-REGALADO *et al.*, 2019). This period coincided with a Miocene glacial period deduced from the isotopic record of deep ODP cores in the North Atlantic (HODELL *et al.*, 2001).

In the remaining samples, the presence of these last species and others with shallower distributions [e.g., *Bosquetina carinella* (REUSS, 1850), *Loxoconcha* sp., *Cytheropteron* cf. *C. sulcatum* BONADUCE *et al.*, 1975] can be attributed to post-mortem transport (HASTRUP & THOMSEN, 2005; SALIHOGLU *et al.*, 2018). Neritic species are frequently found in upper bathyal palaeoenvironments because of downslope contamination by neritic sediments (e.g., GUERNET & FOURCADE, 1988).

C. Autoecology and biostratigraphy of some key species

Brief considerations about the most significant species, according to their palaeoenvironmental significance or biostratigraphic distribution. They are listed in alphabetical order in each section.

C.1. Autochthonous species

One specimen of *Bairdoppilata conformis* (TERQUEM, 1878) was found in sample HU129.3 (6.48 Ma). This species has a wide bathymetrical distribution in both the Mediterranean Sea (BONADUCE *et al.*, 1983; MONTENEGRO *et al.*, 1998) and the Atlantic Ocean (WHATLEY & COLES, 1987; YASUHARA & OKAHASHI, 2014), ranging from circalittoral to bathyal environments. It is a long-ranging species widely distributed within the Cenozoic, but this species has also been collected in recent sediments of the Mediterranean Sea (HARTEN & DROSTE, 1988; BOSSIO *et al.*, 2006; SCIUTO, 2012; SCIUTO & ROSSO, 2015).

Two specimens of *Buntonia dertonensis* (RUGGIERI, 1954) were extracted in sample HU129.3 (Figs. 1-2: 6.48 Ma). This species has been collected (also as *Buntonia sublatissima dertonensis* RUGGIERI, 1954) from Miocene to Recent marine sediments in Austria (SZCZECZURA & AIELLO, 2003), Malta (BARRA & BONADUCE, 2001), Italy (SCIUTO, 2014), and Spain (GONZÁLEZ-DELGADO *et al.*, 1982). This species lives in lower circalittoral to epibathyal environments in the Mediterranean Sea (SCIUTO, 2014; see review in STOW *et al.*, 2013).

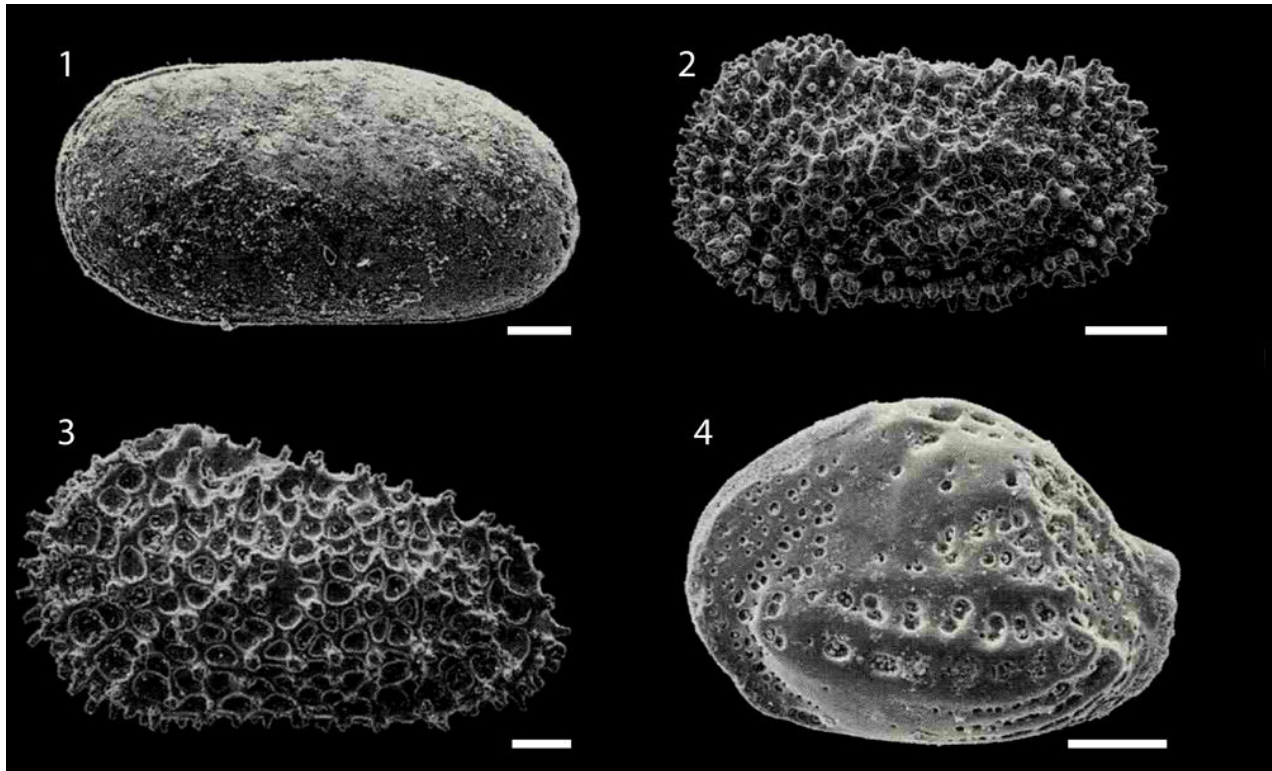


Figure 4: Main species of the Huelva-1 borehole. 1: *Cytherella vulgata* RUGGIERI, 1962 (sample HU126.7); 2: *Henryhowella partenopea* BONADUCE *et al.*, 1999 (sample 145.8); 3: *Acanthocythereis hystrix* (REUSS, 1850) (sample 136.8); 4: *Buntonia multicostata* RUGGIERI, 1962 (sample 134.3). Scale bar: 100 μ m.

Buntonia multicostata RUGGIERI, 1962 (Fig. 4.4), has been recovered (as *Buntonia sublatissima multicostata*) from Miocene to Pleistocene sediments in Spain (GONZÁLEZ-REGALADO & RUIZ, 1990; RUIZ *et al.*, 2008b), Italy (RUGGIERI, 1962; COLALONGO *et al.*, 1990), and Malta (BONADUCE & BARRA, 2002). It is an open-shelf/deep-water species (*sensu* RUSSO *et al.*, 2012), cited in lower circalittoral to bathyal palaeoenvironments of Algeria (>100 m depth; CARBONNEL & COURME-RAULT, 1997). This species is present in two consecutive samples (Figs. 1-2; HU134.3-HU129.3: 6.59-6.48 Ma).

One specimen of *Bythocypris obtusata* (SARS, 1866) has been collected in sample HU126.7 (6.42 Ma). It is mainly found in bathyal (palaeo-) environments, both in the Mediterranean Sea (300-2905 m depth; PURI *et al.*, 1964; BONADUCE & PUGLIESE, 1979; SCIUTO, 2014) and the Atlantic Ocean (BENSON *et al.*, 1983), although this species has been also observed in neritic areas of the North Atlantic (SARS, 1928). Specimens of this species have been collected from Miocene to Recent sediments in Italy (COLALONGO & PASINI, 1980; SCIUTO & ROSSO, 2015), Turkey (ERTEKIN & TUNOGLU, 2008), and Greece (SISSINGH, 1972).

Costa tricostata (REUSS, 1850) is a long-ranging species from palaeogene to Neogene sediments in France (DUCASSE & MONDAIN-MONVAL,

1984), Austria (ZORN, 2004), Italy (DALL'ANTONIA, 2002; SCIUTO, 2014), and Spain (RUIZ *et al.*, 2011). This species was typical of sediments referred to upper bathyal palaeoenvironments in Italy (RUGGIERI, 1992; BOSSIO *et al.*, 2006; SCIUTO, 2014) and Spain (ABAD *et al.*, 2005). One specimen of this species was found in sample HU134.3 (Figs. 1-2: 6.59 Ma).

Cytherella gibba AIELLO *et al.*, 1996, has been described from Tortonian to Pleistocene in Italy (AIELLO *et al.*, 1996; FARANDA *et al.*, 2007). This species inhabited at moderate water depths, exceeding 150 m, in upper Italian bathyal palaeoenvironments (FARANDA *et al.*, 2007; CIPOLLINARI *et al.*, 2009; BALDANZA *et al.*, 2013). One specimen of this species was collected in sample HU126.7 (Figs. 1-2: 6.42 Ma).

Cytherella vulgata RUGGIERI, 1962 (Fig. 4.1), is frequent from Miocene to Recent in the Mediterranean Sea (RUGGIERI, 1962; SISSINGH, 1972; CARBONNEL & COURME-RAULT, 1997) and adjacent Atlantic areas (ABAD *et al.*, 2011). This species inhabits in lower circalittoral to epibathyal environments, at water depths exceeding usually 125 m in the Mediterranean Sea (PURI *et al.*, 1969; BONADUCE *et al.*, 1975; ARANKI, 1987) and the Moroccan Atlantic shelf (LLANO, 1981). This species was only collected (1 specimen) in sample HU126.7 (Figs. 1-2: 6.42 Ma).



Eleven specimens of *Henryhowella partenopea* BONADUCE *et al.*, 1999 (Fig. 4.2), were collected in six basal samples of the Huelva-1 borehole (Figs. 1-2: HU145.8 to HU118.9, except two samples; 6.83-6.25 Ma). It is a common species [as *Henryhowella asperrima* (REUSS, 1850) in most cases] in Tortonian to Recent marine sediments from the Mediterranean Sea (BONADUCE *et al.*, 1999) and the adjacent Atlantic zones (RUIZ *et al.*, 2008a). This species has been found in recent shelf sediments of the Mediterranean Sea (40-170 m depth; BONADUCE *et al.*, 1999), although this species has been also found in Neogene upper slope palaeoenvironments of the Betic Strait (RUIZ & GONZÁLEZ-REGALADO, 1996).

Krithe gr. *K. iniqua* ABATE *et al.*, 1993, and *Parakrithe* gr. *P. dactylomorpha* RUGGIERI, 1962, are very similar to their reference-species, but the minimum differences are probably due to taphonomic processes. *Krithe iniqua* ABATE *et al.*, 1993, has been extracted from Tortonian to Pleistocene sediments in Italy (CIAMPO, 1980, 1986; ABATE *et al.*, 1993; AIELLO & BARRA, 2001) and Langhian-Serravalian limestones and clays in Malta (BONADUCE & BARRA, 2002). This species and others very similar have been collected in upper bathyal palaeoenvironments of Italy (SCIUTO & ROSO, 2008; SCIUTO & BALDANZA, 2020). Seven specimens of this species have been collected in four samples, ranging from 6.83 Ma (sample HU145.8) to 6.16 Ma (sample HU106.3).

Parakrithe dactylomorpha RUGGIERI, 1962, has been found in Miocene to Pleistocene sediments from Spain (GONZÁLEZ-REGALADO & RUIZ, 1990), Switzerland (BRINKMANN *et al.*, 2019), Italy (RUGGIERI, 1962), Croatia (HAJEK-TADESSE & PRTOJLIAN, 2011), and Greece (SISSINGH, 1972; HASTRUP & THOMSEN, 2005). This species inhabited in lower circalittoral to epibathyal sediments both in the Betic Strait (BENSON, 1972; GONZÁLEZ-REGALADO & RUIZ, 1991) and the Mediterranean Sea (HASTRUP & THOMSEN, 2005). It is the most abundant species of the Huelva-1 borehole, with fourteen specimens extracted in nine samples distributed throughout the interval studied.

Retibythere (*Bathybythere*) *scaberrima* (BRADY, 1887) is a common species (as *Bythoceratina scaberrima*) in Mediterranean bathyal palaeoenvironments from Miocene to the early Pleistocene (review in SCIUTO, 2015). This species has even been described in Holocene sequences of the NE Atlantic Ocean (WHATLEY & AYRESS, 1988) and recent bathyal sediments of the Atlantic Ocean (see review in YASUHARA *et al.*, 2014). One specimen of this species was found in sample 134.3 (Figs. 1-2: 6.59 Ma)

Xestoleberis prognata BONADUCE & DANIELOPOL, 1988, has been collected in Tortonian to Pleistocene sediments from Italy (ABATE *et al.*, 1994)

and Spain (RUIZ *et al.*, 2004). In Italy, this species is frequent in bathyal palaeoenvironments (ABATE *et al.*, 1994; VIOLANTI *et al.*, 2009). Five specimens of this species were found in samples HU129.3 (6.48 Ma) and HU114.5 (6.23 Ma).

To sum up, the species found present a wide biostratigraphic range and indicate a Tortonian-Holocene age for the studied samples. This age is refined from the magnetostratigraphic analysis of Huelva-1 borehole. Ages of the fourteen studied samples ranges from 6.83 Ma (HU145.8) to 6.01 Ma (HU89.3) (LARRASOÑA *et al.*, 2008, 2014).

C.2. Allocthonous species

Thirteen specimens of *Acanthocythereis hystrix* (REUSS, 1850) (Fig. 4.3) were collected in eight samples (Figs. 1-2: HU136.8 to HU89.3; 6.65-6.01 Ma). This species was previously known from the Middle Miocene of Austria (ZORN, 2004), Miocene-Pleistocene of Greece (HASTRUP & THOMSEN, 2005; FARANDA *et al.*, 2008) and Plio-Pleistocene of Tunisia (TEMANI *et al.*, 2016). This allocthonous species generally inhabits (or inhabited) shelf environments located between the external infralittoral to the inner circalittoral zones in the Eastern Mediterranean Sea (NAZIK, 2001; PARLAK & NAZIK, 2016) and Italy (BONADUCE & PUGLIESE, 1979; MONTENEGRO *et al.*, 1998).

Bosquetina carinella (REUSS, 1850). This species was found from Eocene to Holocene both in the Mediterranean Sea (PARLAK & NAZIK, 2016; TEMANI *et al.*, 2016; SALIHOGLU *et al.*, 2018) and the Atlantic Ocean (RUIZ & GONZÁLEZ-REGALADO, 1996). This species inhabited mostly circalittoral palaeoenvironments in Austria (ZORN, 2007) and Spain (RUIZ *et al.*, 2008b), although it has also been cited in infralittoral areas of Portugal (ANTUNES *et al.*, 1996).

D. Other palaeoenvironmental variables

The mentioned autocthonous ostracod assemblage (*Retibythere*, *Krithe*, *Cytherella*, *Henryhowella*, *Bythocypris*) is typical of bathyal palaeoenvironments with low to very low temperatures (BENSON, 1973b; SCIUTO, 2015). Species of *Henryhowella* and *Krithe* were found at temperatures below 10°C (BENSON, 1973b; NAZEER *et al.*, 2019), whereas *Retibythere scaberrima* lives even in polar environments (YASUHARA *et al.*, 2014).

The foraminiferal assemblages indicate the presence of a well-oxygenated palaeoenvironment during the period studied (Messinian: 6.8-6.0 Ma; GONZÁLEZ-REGALADO *et al.*, 2019), with a small drop between 6.26-6.25 Ma. This interval coincides with a decrease in both the density and diversity of the ostracod fauna (Fig. 2). In addition, the frequent presence of *Parakrithe* is associated with high productivity (PEYPOUQUET, 1979; BASSETTI *et al.*, 2010).



5. Conclusions

During the middle Messinian (6.8-6.0 Ma), the western sector of the Betic Strait was occupied by upper bathyal palaeoenvironments (200-400 m depth), with a general decreasing depth trend during this period. These upper slope scenarios were dominated by *Henryhowella partenopaea* BONADUCE *et al.*, 1999, *Krithe* gr. *K. iniqua* ABATE *et al.*, 1993, and *Parakrithe* gr. *P. dactylomorpha* RUGGIERI, 1962, with minor contributions of the genera *Cytherella*, *Buntonia* and *Xestoleberis*. A timely transition to outer neritic palaeoenvironments is characterized by the presence of *Acanthocythereis hystrix* (REUSS, 1850), which is the main allochthonous species in most of samples. This general overview coincides with the results previously obtained from the benthic foraminiferal assemblages. The biostratigraphic distribution of the main species (mainly Tortonian-Holocene) agrees with the ages obtained by magnetostratigraphic studies (6.8-6.0 Ma). Small drops of the oxygen levels caused a decline in ostracod populations during a glaciation that occurred between 6.26-6.25 Ma.

Acknowledgements

Funds have come from Andalusian Government (RNM-238). It is a contribution to the Research Center in Historical, Cultural and Natural Heritage (CIPHNCN) of the University of Huelva. We thank Dr Bruno GRANIER for his editorial review. The manuscript also benefited from the constructive reviews of Dr Pierre CARBONEL and Dr Francesco SCIUTO.

Bibliographic references

- ABAD M., RUIZ F., PENDÓN J.G., GONZÁLEZ-REGALADO M.L. & TOSQUELLA J. (2005).- Tortonian ostracodes of southwestern Spain.- *Geobios*, Villeurbanne, vol. 38, p. 563-573.
- ABAD M., TOSCANO A., GARCÍA E.X.M., GONZÁLEZ-REGALADO M.L., RUIZ F., CIVIS J., GONZÁLEZ-DELGADO J.A., JIMÉNEZ E., TOSQUELLA J., ÁLVAREZ G., VELO D. & MOLIN M. (2011).- The palaeontological record of a condensed section (Sands of Huelva Fm., Lower Pliocene, SW Spain).- *Abstracts Joint RCMNS - RCANS Interim Colloquium*, Salamanca, p. 52-53.
- ABATE S., BARRA D., AIELLO G. & BONADUCE, G. (1993).- The genus *Krithe* BRADY, CROSSKEY & ROBERTSON, 1875 (Crustacea: Ostracoda) in the Pliocene-Early Pleistocene of the M. San Nicola Section (Gela, Sicily).- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Milano, vol. 32, p. 349-366.
- ABATE S., BARRA D. & BONADUCE, G. (1994).- The deep-water Xestoleberidinae SARS, 1928 (Crustacea, Ostracoda) in the Pliocene-Early Pleistocene of the M. San Nicola Section (Gela, Sicily).- *Revista Española de Micropaleontología*, Madrid, vol. 26, p. 43-47.
- AIELLO G. & BARRA D. (2001).- Pliocene ostracod assemblages at the M PI 3 - M PI 4 boundary in the Capo Rossello borehole (Agrigento, Sicily).- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Milano, vol. 40, p. 97-103.
- AIELLO G., BARRA D., BONADUCE G. & RUSSO A. (1996).- The genus *Cytherella* JONES, 1849 in the Italian Tortonian-Recent.- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 39, p. 171-190.
- ANTUNES M.T., LEGOINHA P., NASCIMENTO A. & PAIS J. (1996).- The evolution of the Lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal Peninsula, Portugal) from Lower to early Middle Miocene.- *Géologie de la France*, Orléans, vol. 4, p. 59-77.
- ARANKI F.J. (1987).- Marine lower Pliocene ostracodes of southern Spain with notes on the Recent fauna.- *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, vol. 13, p. 1-93.
- BACETA J.I. & PENDÓN J.G. (1999).- Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación "Niebla", Neógeno Superior, sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir.- *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Madrid, vol. 12, p. 419-438.
- BALDANZA A., BIZZARRI R., FAMIANI F., GARASSINO A., HYZNY M. & PASINI G. (2013).- The bathyal decapod crustacean community from the Poggio i Sodi quarries (Siena Basin, Tuscany, Italy).- *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Ciudad de México, vol. 65, p. 335-353.
- BARRA D. & BONADUCE G. (2001).- Some new and poorly known Middle Miocene ostracods of Malta Isle.- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Milano, vol. 40, p. 55-74.
- BASSETTI M.A., CARBONEL P., SIERRA F.J., PÉREZ-FOLGADO M., JOUËT G. & BERNÉ S. (2010).- Response of ostracods to abrupt climate changes in the Western Mediterranean (Gulf of Lions) during the last 30 kyr.- *Marine Micropaleontology*, vol. 77, p. 1-14.
- BENSON R.H. (1972).- Miocene deep-sea Ostracodes of the Iberian Portal and the Balearic Basin.- *Marine Micropaleontology*, vol. 1, p. 249-262.
- BENSON R.H. (1973a).- Psychrospheric and continental Ostracoda from ancient sediments in the floor of Mediterranean.- *Initial Report of the Deep-Sea Drilling Project*, College Station - TX, vol. 8, p. 1002-1009.
- BENSON R.H. (1973b).- An ostracodal view of the Messinian salinity crisis. In: DROOGER C.W. (Ed.), *Messinian Events in the Mediterranean.- Geodynamics Scientific Reports*, Amsterdam, vol. 7, p. 235-242.
- BENSON R.H., DEL GROSSO R.M. & STEINECK P.L. (1983).- Ostracode distribution and biofacies, Newfoundland continental slope and rise.- *Micropaleontology*, Flushing - NY, vol. 29, p. 430-453.
- BERG B.C.J. van der, SIERRA F.J., HILGEN F.J., FLECKER R., LARRASOANA J.C., KRIJGSMAN W., FLORES J.A. & MATA M.P. (2018).- Imprints of Mes-



- sinian Salinity Crisis events on the Spanish Atlantic margin.- *Newsletters on Stratigraphy*, vol. 51, p. 93-115.
- BONADUCE G. & BARRA D. (2002).- The ostracods in the palaeoenvironmental interpretation of the late Langhian - Early Serravallian section of Ras il-Pellegrin (Malta).- *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, Milano, vol. 108, p. 211-222.
- BONADUCE G., BARRA D. & AAIELLO G. (1999).- The genus *Henryhowella* PURI, 1957 (Crustacea, Ostracoda) in the Atlantic and Mediterranean from Miocene to Recent.- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Milano, vol. 38, p. 59-72.
- BONADUCE G., CIAMPO G. & MASOLI M. (1975).- Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea.- *Pubblicazioni della Stazione Zoologica di Napoli*, vol. 40, p. 1-304.
- BONADUCE G., CILIBERTO B., MASOLI M., MINICHELLI G. & PUGLIESE N. (1983).- The deep-water benthic ostracodes of the Mediterranean. In: MADDOCKS R.F. (ed.), Application of Ostracoda.- Department of Geosciences, University of Houston, p. 459-471.
- BONADUCE G. & PUGLIESE N. (1979).- Benthic ostracods as depth indicators.- *Rapports de la Commission Internationale sur la Mer Méditerranée*, Monte Carlo, vol. 25/26, p. 167-169.
- BOSSIO A., DALL'ANTONIA B., DA PRATO S., FORESI L.M. & OGGIANO G. (2006).- Preliminary stratigraphical investigations on the Miocene successions of the Porto Torres basin (northern Sardinia, Italy).- *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali*, Pisa, vol. 111, p. 67-74.
- BRINKMANN L., PIPPERR M. & REICHENBACHER B. (2019).- A new well-preserved ostracod fauna from the middle Burdigalian (lower Miocene) of the North Alpine Foreland Basin.- *Geobios*, Villeurbanne, vol. 56, p. 65-93.
- CARBONEL P. (1985).- Neogene. In: OERTLI H. (ed.), Atlas des Ostracodes de France.- *Bulletin du Centre de Recherche et Exploitation Production elf-Aquitaine*, Pau, vol. 9, p. 313-335.
- CARBONNEL G. & COURME-RAULT M.D. (1997).- Ostracodes miocènes d'Algérie (systématique, biostratigraphie, distribution palinspatique).- *Mémoires du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon*, vol. 1, 131 p.
- CIAMPO G. (1980).- Ostracodi miocenici (Tortoniano-Messiniano) della regione di Ragusa (Sicilia).- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Modena, vol. 19, p. 5-20.
- CIAMPO G. (1986).- Ostracodi del limite Tortoniano/Messiniano in alcune sezioni italiane.- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Modena, vol. 24, p. 29-110.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D., FARANDA C., GENNARI R., GLIOZZI E. & GROSSI F. (2009).- The Messinian/Zanclean boundary at Maccarone (Marche): Integrated biostratigraphy and palaeoenvironmental evolution.- Abstracts 2009, Gruppo Informale di Ricerche Micropaleontologiche e Malacologiche, Roma, p. 1-2.
- CIVIS J., SIERRA F.J., GONZÁLEZ-DELGADO J.A., FLORES J.A., ANDRÉS I., PORTA J. & VALLE M.F. (1987).- El Neógeno marino de la Provincia de Huelva: Antecedentes y definición de sus unidades litoestratigráficas In: CIVIS J. (ed.), Paleontología del Neógeno de Huelva (W Cuenca del Guadalquivir).- Universidad de Salamanca, p. 5-16.
- COLALONGO M.L. & PASINI G. (1980).- La ostracofauna plio-pleistocenica della Sezione Vrica in Calabria (con considerazioni sul limite Neogene/Quaternario). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Modena, vol. 19, p. 44-126.
- COLALONGO M.L., PASINI G., POLUZZI A. & SPROVIERI R. (1990).- Relationship between the benthic foraminifers and the ostracodes in the Pliocene-Pleistocene Tyrrhenian deep-sea record (ODP leg 107, site 654).- *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station - TX, vol. 107, p. 479-493.
- DALL'ANTONIA B. (2002).- Short palaeoecological notes on the middle Serravallian-basal Tortonian ostracods from the Tremiti Islands.- *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, Milano, vol. 108, p. 289-296.
- DUCASSE O. & MONDAIN-MONVAL J.Y. (1984).- Les genres *Costa* et *Paleocosta* (Ostracodes) du Paléogène aquitain : Les structures, de populations, témoins des paléoenvironnements. Description de *Paleocosta aquitana* nov. sp.- *Geobios*, Villeurbanne, vol. 17, p. 549-565.
- DUGGEN S., HOERNLE K., VAN DEN BOGAARD P., RUPKE L. & MORGAN J.P. (2003).- Deep roots of the Messinian salinity crisis.- *Nature*, vol. 422, p. 602-606.
- EGLINGTON C. (2019).- Marine ostracoda (Crustacea) from the Late Oligocene Gellibrand marl, Otway Basin, Victoria, Australia.- *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, Melbourne, vol. 131, no. 2, p. 53-73.
- ERTEKIN I.K. & TUNOGLU C. (2008).- Pleistocene-Holocene marine ostracods from Mersin offshore sediments, Turkey, Eastern Mediterranean.- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 51, p. 309-326.
- FANGET A.S., BASSETTI A., BERNÉ S. & ARNAUD M. (2013).- Epi-bathyal ostracod assemblage in Holocene Rhone deltaic sediments (Gulf of Lions) and their palaeoecological implications.- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 32, p. 589-606.
- FARANDA C., CIPOLLINARI P., COSENTINO D., GLIOZZI E. & PIPPONZI G. (2008).- Late Miocene ostracod assemblages from eastern Mediterranean coral reef complexes (central Crete, Greece).- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 51, p. 287-308.
- FARANDA C., GLIOZZI E. & MAZZINI I. (2007).- Palaeoenvironmental evolution of the Plio-Pleistocene Monte Mario succession (Rome, Italy)



- inferred from ostracod assemblages.- *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, Milano, vol. 113, p. 473-485.
- FLECKER R., KRIJGSMAN W., CAPELLA W., MARTINS C., MAYSER J.P., MARZOCCHI A., MODESTU S., OCHOA D., SIMON D., TULBURE M., BERG B.V.D., SCHEE M.V.D., DE LANGE G., ELLAN R., GOVERS R., GUTHIR R., HILGEN F., KOUWENHOVEN T., LOFI J., MEIJER P., SIERRO F.J., BACHIRI N., BARHOUN N., CHAKOR A., CHACÓN B., FLORES J. A., GREGORY J., HOWARD J., LUNT D., OCHOA M., PANCOST R., VINCENT S. & YOUFIN M. Z. (2015).- Evolution of the Late Miocene Mediterranean-Atlantic gateways and their impact on regional and global environmental change.- *Earth-Science Reviews*, vol. 150, p. 365-392.
- GONZÁLEZ-DELGADO J.A., CIVIS J. & SIERRO F.J. (1982).- Ostracofauna del Neógeno de Niebla (Huelva).- *Studia Geologica Salmanticensia*, vol. 17, p. 43-65.
- GONZÁLEZ-REGALADO M.L., ROMERO V., ABAD M., TOSQUELLA J., GÓMEZ P., CLEMENTE M.J., TOSCANO A., RODRÍGUEZ VIDAL J., CÁCERES L.M., MUÑOZ J.M., PRUDENCIO M.I., DIAS M.I., MARQUES R., GARCÍA E.X.M., MONGE G., CARRETERO M.I. & RUIZ F. (2019).- Late Tortonian-middle Messinian palaeoenvironmental changes in the western Betic Strait (SW Spain).- *Ameghiniana*, Buenos Aires, vol. 56, p. 336-360.
- GONZÁLEZ-REGALADO M.L. & RUIZ F. (1988).- Precisiones sobre la ostracofauna del Neógeno de Trigueros (Huelva).- *Actas IV Jornadas de Paleontología*, Salamanca, vol. 1, p. 46-47.
- GONZÁLEZ-REGALADO M.L. & RUIZ F. (1990).- Los ostrácodos del tramo inferior de la Formación "Arcillas de Gibraleón" (Gibraleón, provincial de Huelva, S.W. España).- *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Madrid, vol. 3, p. 23-31.
- GONZÁLEZ-REGALADO M.L. & RUIZ F. (1991).- Significado paleoecológico y bioestratigráfico de los ostrácodos del Neógeno Superior de la sección de Huelva.- *Revista Española de Paleontología*, Madrid, vol. 6, p. 107-116.
- GONZÁLEZ-REGALADO M.L. & RUIZ F. (1996).- Les foraminifères benthiques de la baie du sud-ouest de l'Espagne pendant le Néogène supérieur : Le Mio-Pliocène de Huelva.- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 15, p. 109-120.
- GONZÁLEZ-REGALADO M.L., RUIZ F., ABAD M., CIVIS J., GONZÁLEZ-DELGADO J.A., PENDÓN J.G. & TOSCANO A. (2009).- Impact of storms on Pliocene benthic foraminiferal assemblages of southwestern Spain.- *Ameghiniana*, Buenos Aires, vol. 46, p. 345-360.
- GUERNET C. & FOURCADE É. (1988).- Cenozoic ostracodes from Hole 628A, ODP LEG 101, Bahamas.- *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station - TX, vol. 101, p. 139-151.
- HAJEK-TADESSE V. & PRTOĽJAN B. (2011).- Badenian Ostracoda from the Pokupsko area (Banovina, Croatia).- *Geologica Carpathica*, Bratislava, vol. 62, p. 447-461.
- HARTEN D. van & DROSTE H.J. (1988).- Mediterranean deep-sea ostracods, the species poorness of the eastern basin as a legacy of an early Holocene anoxic event.- *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, vol. 11, p. 721-737.
- HASTRUP A. & THOMSEN E. (2005).- Paleoenvironmental interpretation of the Plio-Pleistocene Kallithea Bay section, Rhodes, Greece based on ostracods.- *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, Lawrence - KS, vol. 39, p. 159-191.
- HODELL D.A., CURTIS J.H., SIERRO F.J. & RAYMO M.E. (2001).- Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic.- *Paleoceanography*, vol. 16, p. 164-178.
- HSÜ K.J., MONTADERT L., BERNOULLI D., CITA M.B., ERICKSON A., GARRISON R.E., KIDD R.B., MELIÈRES F., MULLER C. & WRIGHT R. (1977).- History of the Messinian salinity crisis.- *Nature*, vol. 267, p. 399-403.
- HSÜ K.J., RYAN W. & CITA M.B. (1973).- Late Miocene dessiccation of the Mediterranean.- *Nature*, vol. 242, p. 240-244.
- KRIJGSMAN W., CAPELLA W., SIMON D., HILGEN F.J., KOUWENHOVEN T.J., MEIJER P.T., SIERRO F.J., TULBURÉ M.A., BERG B.V.D., SCHEE M.V.D. & FLECKER R. (2018).- The Gibraltar Corridor: Watergate of the Messinian salinity crisis.- *Marine Geology*, vol. 403, p. 238-246.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., RAFFI I., SIERRO F.J., & WILSON D.S. (1999).- Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis.- *Nature*, vol. 400, p. 652-655.
- LARRASOÑA J.C., GONZÁLEZ-DELGADO J.A., CIVIS J., SIERRO F.J., ALONSO-GAVILÁN G. & PAIS J. (2008).- Magnetostratigraphic dating and environmental magnetism of Late Neogene marine sediments recovered at the Huelva-1 and Montemayor-1 boreholes (lower Guadalquivir basin, Spain).- *Geotemas*, Madrid, vol. 10, p. 1175-1178.
- LARRASOÑA J.C., LIU Q., HU P., ROBERTS A.P., MATA P., CIVIS J., SIERRO F.J. & PÉREZ-ASENSIO J.N. (2014).- Paleomagnetic and paleoenvironmental implications of magnetofossil occurrences in late Miocene marine sediments from the Guadalquivir Basin, SW Spain.- *Frontiers in Microbiology*, Washington D.C., vol. 5, p. 71.
- LEROUX E., ASLANIAN D., RABINEAU M., PELLEN R. & MOULIN M. (2018).- The late Messinian event: A worldwide tectonic revolution.- *Terra Nova*, vol. 30, p. 207-214.
- LLANO M. (1981).- Intérêt des ostracodes dans l'interprétation des phénomènes hydrologiques sur les plateaux continentaux : La plate-forme atlantique marocaine.- Ph.D. Thesis, Université de Bordeaux, 256 p.
- MARTÍN J.M., BRAGA J.C., AGUIRRE J. & PUGA-BERNABÉU A. (2009).- History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordil-



- lera): A narrow, early Tortonian, tidal-dominated, Atlantic-Mediterranean marine passage.- *Sedimentary Geology*, vol. 216, p. 80-90.
- MONTENEGRO M.E., PUGLIESE N. & BONADUCE G. (1998).- Shelf ostracods distribution in the Italian seas. In: CRASQUIN-SOLEAU S., BRACCINI E. & LETHIERS F. (eds.), What about Ostracoda.- *Bulletin du Centre Recherche elf Exploration Production*, Pau, p. 91-101.
- NAZEER M.N., RADHAKRISHNAN K., HUSSAIN S.M., SIVAPRIYA V. & RAJKUMAR A. (2019).- Genus *Krithe* (Ostracoda) as a proxy to decipher paleoceanography: A global review of the genus.- *Oceanography & Fisheries*, Irvine - CA, vol. 10, no. 3, 3 p.
- NAZIK A. (2001).- Ostracode faunas of bottom sediments from the continental shelf, south Marmara Sea, NW Turkey, and their comparison with other shelf environments in the Mediterranean and Aegean regions.- *Geological Journal*, vol. 36, p. 111-123.
- PARLAK D. & NAZIK A. (2016).- Ostracodes of the Mediterranean (the Gulf of Antalya) and the Aegean Sea (Ayvalik and Kusadasi) and their biogeographical distributions.- *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, Ankara, vol. 152, p. 63-83.
- PÉREZ-ASENSIO J.N., AGUIRRE J., SCHMIEDL G. & CIVIS J. (2014).- Messinian productivity changes in the northeastern Atlantic and their relationship to the closure of the Atlantic-Mediterranean gateway: Implications for Neogene palaeoclimate and palaeoceanography.- *Journal of the Geological Society*, London, vol. 171, p. 389-400.
- PEYPOUQUET J.P. (1979).- Ostracodes et paléoenvironnements. Méthodologie et applications aux domaines profonds du Cénozoïque.- *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, vol. 4, p. 3-79.
- PURI H.S., BONADUCE G. & MALLOY J. (1964).- Ecology of the Gulf of Naples.- *Pubblicazioni della Stazione Zoologica di Napoli*, vol. 3, p. 87-199.
- PURI H.S., BONADUCE G. & GERVASIO A.M. (1969).- Distribution of Ostracoda in the Mediterranean. In: NEALE J.W. (ed.), The taxonomy, morphology and ecology of Recent Ostracoda.- Oliver & Boyd, Edimburgh, p. 356-412.
- RUGGIERI G. (1954).- Iconografia degli Ostracodi marine del Pliocene e Pleistocene italiani. Parte II.- *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali*, Milano, vol. 93, p. 561-575.
- RUGGIERI G. (1962).- Gli Ostracodi marini del Tortoniano (Miocene medio-superiore) de Enna nella Sicilia orientale.- *Palaeontographia Italica*, Pisa, vol. LVI (Nuova Serie, vol. XXVI) for 1961, p. 1-68 (Pls. XI-XVII [I-VII]).
- RUGGIERI G. (1992).- Considerazioni tassonomiche su Ostracodi neogenici e pleistocenici risultate dalla revisione di vecchi lavori dello scrivente.- *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, Milano, vol. 31, p. 175-188.
- RUIZ F., ABAD M., PENDÓN J.G., GONZÁLEZ-REGALADO M.L. & TOSQUELLA J. (2004).- Ostrácodos tortonienses del sector central de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España).- *Geogaceta*, vol. 35, 131-134.
- RUIZ F., ABAD M., TOSCANO A., GONZÁLEZ-REGALADO M.L. & GARCÍA E.X.M. (2011).- Messinian ostracodes of southwestern Spain.- Abstracts Joint RCMNS - RCANS Interim Colloquium, Salamanca, p. 212-213.
- RUIZ F., CLAUSS F.L. & GONZÁLEZ-REGALADO M.L. (1998).- Primeras consideraciones sobre los Condrihtios de la Formación "Arenas de Huelva".- *Studia Geologica Salmanticensia*, vol. 32, p. 129-139.
- RUIZ F. & GONZÁLEZ-REGALADO M.L. (1996).- Les ostracodes du Golfe Mio-Pliocene du sud-ouest de l'Espagne.- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 39, p. 137-151.
- RUIZ F., GONZÁLEZ-REGALADO M.L., ABAD M. & CIVIS J. (2008a).- Ostrácodos neógenos marinos del suroeste de Europa. In: GONZÁLEZ-DELGADO J.A. & CIVIS J. (eds.), The Atlantic Neogene in the International Year of the Earth Planet.- Abstracts Fourth Congress RCANS, Buenos Aires, p. 51.
- RUIZ F., GONZÁLEZ-REGALADO M.L., ABAD M., CIVIS J., GONZÁLEZ-DELGADO J.A., GARCÍA E.X.M., PRUDENCIO M.I., DIAS M.I. (2008b).- Pliocene ostracods of Southwestern Europe.- *Geobios*, Villeurbanne, vol. 41, p. 845-859.
- RUSSO A., PUGLIESE N. & SERVENTI P. (2012).- Miocene ostracodes of cold seep settings from northern Apennines (Italy).- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 55, p. 29-38.
- SAFAK U., OCAKOLLU F. & ACIKALIN S. (2015).- Ostracoda assemblage and the environmental characteristics of the Eocene succession of the Central Sakarya Region.- *Micropaleontology*, Flushing - NY, vol. 61, p. 49-68.
- SALIHOGU R., AKCER-ON S., LANGER M.R. & VIEHBERG F.A. (2018).- Holocene environmental reconstruction of Lake Bafa (SW, Anatolia) by statistical analyses of ostracod and benthic foraminifer assemblages.- 20th EGU General Assembly, EGU2018, Proceedings from the conference held 4-13 April, 2018 in Vienna, p. 1108.
- SARS G.O. (1928).- An account of the Crustacea of Norway vol. IX: Ostracoda.- CD book, Bergen Museum, 119 Pls.
- SCHEE, M. van der, BERG, B.C.J. van der, CAPELLA W., SIMON D., SIERRO F.J., & KRIJGSMAN W. (2018).- New age constraints on the western Betic intramontane basins: A late Tortonian closure of the Guadalhorce Corridor?.- *Terra Nova*, vol. 30, p. 325-332.
- SCIUTO F. (2012).- *Bythocythere solisdeus* n. sp. and *Cytheropteron eleonora* n. sp. (Crustacea, Ostracoda) from the Early Pleistocene Bathyal sediments of Cape Milazzo (NE, Sicily).- *Geosciences*, Basel, vol. 2, pp. 147-156.



- SCIUTO F. (2014).- Ostracods of the Upper Pliocene-Pleistocene Punta Mazza succession (NE Sicily) with special focus on the Family Trachyleberididae SYLVESTER-BRADLEY, 1948, and description of a new species.- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 14, no. 1, p. 1-13.
- SCIUTO F. (2015).- Palaeoenvironmental and palaeogeographical traits on deep-water ostracod assemblages from the Lower Pleistocene sediments along the Ionian side of Mount Etna (Sicily, Italy).- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 15, no. 14, p. 179-197.
- SCIUTO F. & BALDANZA A. (2020).- Full restoration of marine conditions after the late Messinian Mediterranean Lago-Mare phase in Licodia Eubea and Villafranca Tirrena areas (east Sicily).- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 20, no. 6, p. 107-123.
- SCIUTO F. & ROSSO A. (2008).- Distribution pattern of deep-water ostracod assemblages from Lower Pleistocene sediments from Furnari, Sicily.- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Milano, vol. 47, p. 33-43.
- SCIUTO F. & ROSSO A. (2015).- Bathyal ostracods from the Santa Maria di Leuca deep-water coral province (northern Ionian Sea).- *Palaeontologia Electronica*, vol. 18.2.22a, p. 1-17.
- SIERRO F.J. (1985).- Estudio de los foraminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Mioceno-Plioceno del borde occidental de la cuenca del Guadalquivir (SO de España).- *Studia Geologica Salmanticensia*, vol. 21, p. 7-85.
- SISINGH W. (1972).- Late Cenozoic Ostracoda of the South Aegean Island Arc.- *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, vol. 6, p. 1-188.
- STERNAI P., CARICCHI L., GARCÍA-CASTELLANOS D., JOLIVET L., SHELDRAKE T.E. & CASTELLTORT S. (2017).- Magmatic pulse driven by sea-level changes associated with the Messinian Salinity Crisis.- *Nature Geosciences*, vol. 10, p. 783.
- STOW D.A.V., HERNÁNDEZ-MOLINA F.J., ÁLVAREZ-ZAREKIAN C. & The Expedition 339 Scientists (2013).- Site U1387.- *Proceedings IODP*, College Station - TX, vol. 339, 133 p.
- SZCZUCHURA J. & AIELLO G. (2003).- The ostracod genus *Nipponocythere* ISHIZAKI, 1971 from the Middle Miocene of the Fore-Carpathian Depression, Central Paratethys; its origin and palaeoenvironment.- *Geologica Carpathica*, Bratislava, vol. 54, p. 9-20.
- TEMANI R., NACHITE D., SCIUTO F., RAZGALLAH S., BEKKALI R., HAYET K. & GAALLOUL N. (2016).- Les Ostracodes plio-pléistocènes des séries sédimentaires de la bordure orientale du Cap Bon (coupe de l'Oued Lebna, Tunisie orientale).- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 16, no. 18, p. 431-447.
- VAI G.B. (2016).- Over half a century of Messinian salinity crisis. *Boletín Geológico y Minero*, Madrid, vol. 127, p. 625-641.
- VIGUIER C. (1977).- Les grands traits de la tectonique de Basin néogène du Bas Guadalquivir.- *Boletín Geológico y Minero*, Madrid, vol. 88, p. 39-44.
- VIOLANTI D., TRENKWALDER S., LOZAR F. & GALLO L.M. (2009).- Micropalaeontological analyses of the Narzole core: Biostratigraphy and palaeoenvironment of the late Messinian and early Zanclean of Piedmont (Northwestern Italy).- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Milano, vol. 48, p. 167-181.
- WHATLEY R. & AYRESS M. (1988).- Pandemic and endemic distribution pattern in Quaternary deep sea ostracods. In: HANAI T., IKEYA N. & ISHIZAKI K. (eds.), *Evolutionary biology of Ostracoda. Its fundamentals and applications. Developments in Paleontology and Stratigraphy*, vol. 11, p. 739-755.
- WHATLEY R. & COLES G. (1987).- The late Miocene to Quaternary Ostracoda of Leg 94, Deep Sea Drilling Project.- *Revista Española de Micropaleontología*, Madrid, vol. 19, p. 33-97.
- YASUHARA M., STEPANOVA A., OKAHASHI H., CRONIN T.M. & BROUWERS E.M. (2014).- Taxonomic revision of deep-sea Ostracoda from the Arctic Ocean.- *Micropaleontology*, Flushing - NY, vol. 60, p. 399-444.
- ZAO Q. & WANG P. (1988).- Distribution of Modern Ostracoda in the shelf seas off China.- *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, vol. 11, p. 805-821.
- ZORN I. (2004).- Ostracoda from the Lower Badenian (Middle Miocene) Grund Formation (Molasse Basin, Lower Austria).- *Geologica Carpathica*, Bratislava, vol. 55, p. 179-189.
- ZORN I. (2007).- Ostracoda from the holostratotype of the Badenian (Middle Miocene), Central Paratethys, Austria.- Poster 6th European Ostracodologists-Meeting, Frankfurt.

CAPÍTULO 5

Romero, V., Toscano, A., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Abad, M., Izquierdo, T., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Marques, R., Prudencio, M.I., Dias, M.I., Russo, D., Gómez, P. (2023). Análisis geológico multidisciplinar de la unidad Arenas de Trigueros (Formación Arcillas de Gibraleón, suroeste de España). *Estudios Geológicos*, 79 (2), e154.

Factor de impacto (2022): 0,7 (JCR-SCI)

Categoría: Geology

Clasificación: 44 de 49 (Q4; percentil: 9,4).

Análisis geológico multidisciplinar de la Unidad Arenas de Trigueros (Formación Arcillas de Gibraleón, S.O. de España)

Multidisciplinary geological analysis of the Trigueros Sand Unit (Gibrleon Clay Formation, SW Spain)

Verónica Romero¹, Antonio Toscano¹, Francisco Ruiz^{1,*}, María Luz González-Regalado¹, Manuel Abad², Tatiana Izquierdo², Joaquín Rodríguez Vidal¹, Luis Miguel Cáceres¹, Rosa Marques³, María Isabel Prudencio³, María Isabel Díaz³, Dulce Russo³, Paula Gómez¹

¹Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Avenida Tres de Marzo, s/n. 21071 Huelva, España. ORCID ID: <http://orcid.org/0000-0002-7110-3133>, <http://orcid.org/0000-0002-2626-9142>, <http://orcid.org/0000-0002-9475-3307>, <https://orcid.org/0000-0002-1381-2476>, <https://orcid.org/0000-0003-4216-5869>

²Departamento de Biología, Geología, Física y Química Inorgánica, Universidad Rey Juan Carlos. ORCID ID: <http://orcid.org/0000-0003-1930-2650>, <http://orcid.org/0000-0002-3805-2020>

³Instituto Superior Técnico, Universidad de Lisboa, 2696-066-Bobadella LRS, Portugal. ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0001-6239-5456>, <https://orcid.org/0000-0003-2311-1806>, <http://orcid.org/0000-0002-7033-0502>, <http://orcid.org/0000-0003-4954-217X>

* Corresponding author: ruizmu@uhu.es

RESUMEN

Este trabajo define las principales características sedimentológicas, paleontológicas y geoquímicas de la Unidad Arenas de Trigueros, depositada durante el Messiniense en un contexto global de bajada de nivel del mar. Esta unidad se diferencia no mente del resto de la Formación Arcillas de Gibraleón por su mayor tamaño de grano, la presencia de niveles tempestíficos formados por bivalvos típicos de medios circalitorales, una asociación de ostrácodos propia de medios infralitorales en su tramo superior arenoso y unos menores contenidos en elementos trazas y tierras raras. En su conjunto, estas características identificarían un depósito de turbiditas en un medio circalitoral de baja energía, cuyo fondo sufrió episodios erosivos y donde concurren también sedimentos transportados desde medios nerfíticos someros, dentro de una zona distal de aparatos deltaicos.

Palabras clave: Sedimentología; Registro Paleontológico; Geoquímica; Messiniense; S.O. España
Recibido el 2 de febrero de 2023; Aceptado el 2 de junio de 2023; Publicado online el xx de xxxx de 2023

ABSTRACT

This paper defines the main sedimentological, palaeontological and geochemical features of the Trigueros Sand Unit, deposited during the Messinian in a global context of falling sea level. This unit is notably different from the rest of the Gibrleon Clay Formation due to its larger grain size, the presence of stormy levels formed by bivalves typical of circalittoral environments, an infralittoral ostracod association in its upper sandy levels and a lower content

Recibido el 15 de febrero de 2023; Aceptado el 25 de junio de 2023; Publicado online el xx de xxxx de 2023

Citation / Cómo citar este artículo: Pickford, M., et al. (2022) Correlation of the Marsawdad Formation, Oman, Late Miocene (Turolian-Ventian), based on fossil avian eggshells. *Estudios Geológicos* 79(2): e153. <https://doi.org/10.3989/egeol.44974.631>

Copyright: ©2023 CSIC. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International (CC BY 4.0) License.

of both trace elements and rare earths. Together, these characteristics would identify the deposition of turbidites in a low-energy circalittoral environment, whose bottom suffered erosive episodes and where sediments transported from shallow neritic environments also concurred, within a distal area of ancient deltas.

Keywords: Sedimentology; Paleontological Record; Geochemistry; Messinian; SW Spain.

Introducción

Durante el Neógeno superior, la conexión entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo se efectuaba a través del estrecho Rifeño, al sur y ubicado en la parte septentrional de Marruecos y Argelia, y el estrecho Norbético, al norte, extendiéndose por gran parte de la actual depresión del río Guadalquivir (Fig. 1, A). Durante el Tortonense superior-Messiniense inferior, la conexión de este estrecho septentrional con el mar Mediterráneo quedó restringida progresivamente al corredor del Guadalhorce (Martín et al., 2001, 2009). El cierre de ambos estrechos conduciría a un aislamiento temporal del mar Mediterráneo du-

rante la Crisis de Salinidad Messiniense (5.97-5.33 Ma; Krijgsman et al., 1999). El suroeste de España quedó configurado posteriormente como una amplia bahía durante el Plioceno inferior, con una transición hacia medios continentales a finales de este periodo y un dominio posterior de la dinámica fluvial durante el Pleistoceno y el Holoceno inferior (González Delgado et al., 1995; Cáceres, 1995; González-Regalado et al., 2009).

Tres formaciones geológicas se depositaron en el sector occidental de la depresión del Guadalquivir entre el Tortonense superior y el Plioceno inferior (Fig. 1, B): i) Formación Niebla (Civis et al., 1987;

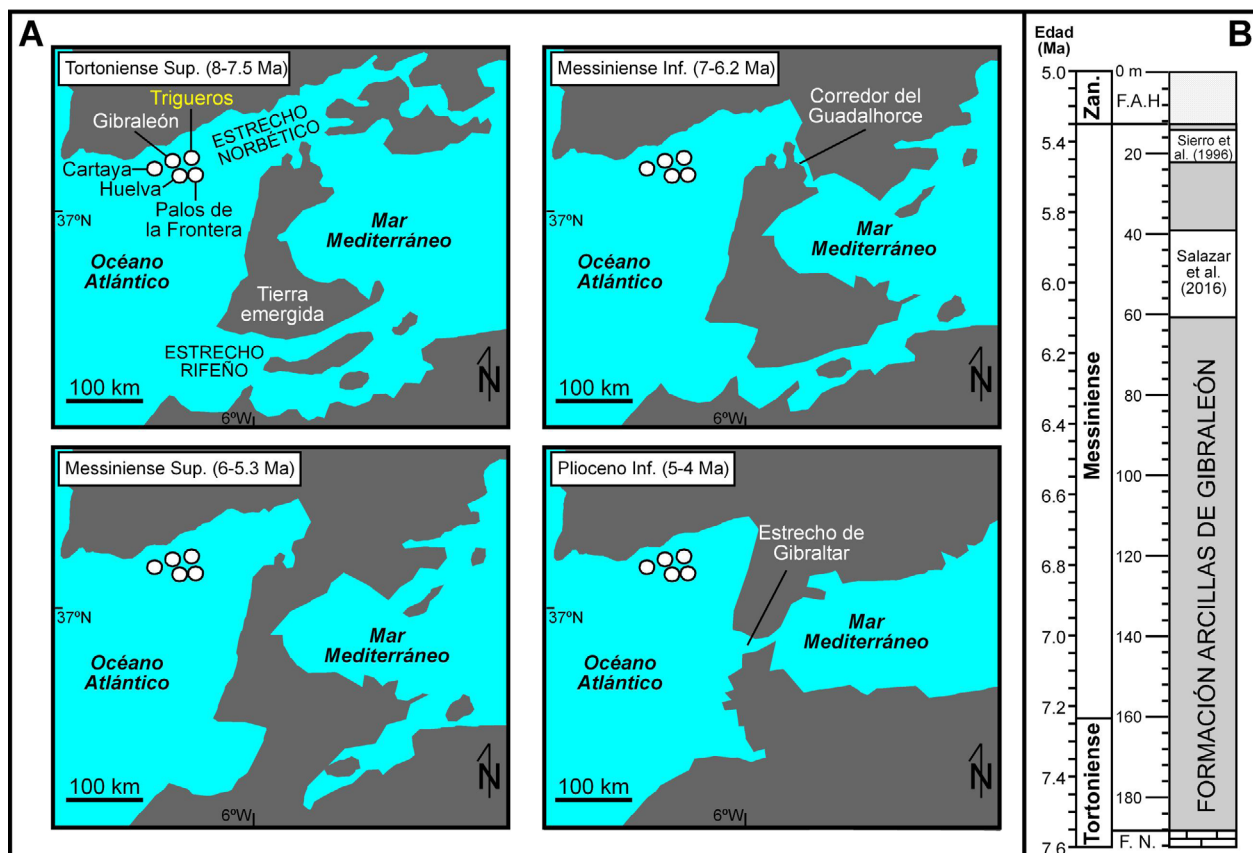


Figura 1.— A. Evolución del tránsito Atlántico-Mediterráneo durante el Neógeno Superior (modificado de Martín et al., 2001), con inclusión de la situación de la sección estudiada y de diversas localidades referidas en el texto; B. Principales formaciones geológicas en el sector Huelva-Trigueros, con la situación de la unidad Arenas de Trigueros según Sierró et al. (1996) y Salazar et al. (2016); F.N.: Formación Niebla; F.A.H.: Formación Arenas de Huelva;

Baceta & Pendón, 1999; Abad, 2007), constituida por conglomerados fluviales, arenas litorales y calcarenitas de edad Tortoniense superior, estas últimas con un abundante registro fósil (algas coralíneas, briozoos, bivalvos, equinodermos, nummulítidos); ii) Formación Arcillas de Gibraleón (FAG en adelante; Civis et al., 1987), de edad Tortoniense superior-Messiniense, compuesta por un nivel glauconítico basal sobre el que se depositaron margas y limos arcillosos gris-azulados ricos en microfauna, entre los que se intercalan los paquetes arenosos de la unidad Arenas de Trigueros (UAT en adelante; Sierro et al., 1996); y iii) Formación Arenas de Huelva (Civis et al., 1987), formada por un nuevo nivel glauconítico basal sobre el que se disponen arenas masivas muy bioturbadas y niveles lumaquéllicos de moluscos atribuidos a la acción de tormentas en la bahía que ocupaba este sector durante el Plioceno inferior (González Delgado et al., 1995; González-Regalado et al., 2009).

Sierro et al. (1996) definen por primera vez la UAT como facies turbidíticas y le asignan una edad Messiniense superior (~5,5-5,4 Ma). Posteriormente, Toscano et al. (2013) la han identificado como turbiditas depositadas en zonas distales de sistemas deltaicos. Finalmente, Salazar et al. (2016) confirman esta reconstrucción paleoambiental, si bien le atribuyen una edad algo más tardía (Fig. 1, B: ~6,2-5,9 Ma). No obstante, no existen estudios específicos centrados en sus características litoestratigráficas o geoquímicas y apenas se conocen datos sobre su registro fósil (p.e., Toscano, 2016).

En este trabajo, se efectúa un análisis geológico multidisciplinar de una sección de la UAT. Sus objetivos son: i) precisar sus características litoestratigráficas; ii) analizar su composición geoquímica; iii) efectuar un estudio detallado de su macrofauna y sus asociaciones de ostrácodos para poder definir su ambiente de depósito; y iv) comparar los resultados obtenidos con estudios realizados en otras secciones de la FAG.

Metodología

La sección estudiada se sitúa en el cruce de “Los Cuatro Caminos”, ubicado al oeste de la localidad de Trigueros (SO de España), en la intersección entre la

calle Pascuales y la carretera HU-3105 (Fig. 2, A). Sus coordenadas UTM son 29S 690850.92 m E y 4139690.79 m N WGS84. En una primera fase, se procedió al levantamiento de su perfil estratigráfico y al análisis “in situ” de su macrofauna y evidencias paleoicnológicas. Para la clasificación de los bivalvos observados, se han consultado los estudios de Andrés (1982), Lozano Francisco (1997) y Cárdenas et al. (2017), entre otros. Los vertebrados marinos (ictiofauna y cetáceos) se han clasificado de acuerdo con García (2008) y Toscano (2016).

En base a esta primera fase de estudio, se procedió a la toma de 10 muestras (Fig. 2, B: T-1 a T-10; 1 kg de sedi-

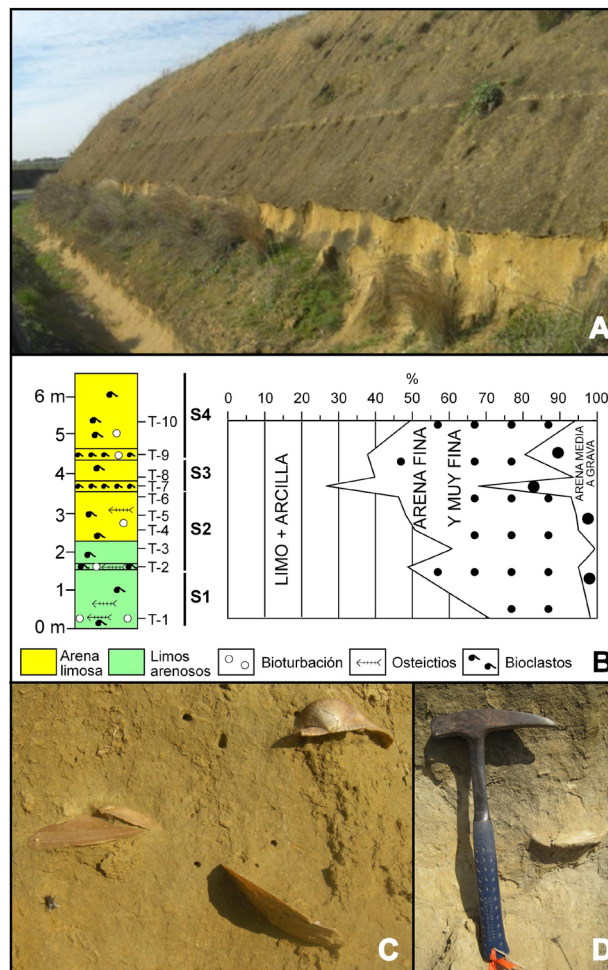


Figura 2.— A. Vista parcial de la sección de “Cuatro Caminos” (Trigueros, S.O. de España); B. Columna litoestratigráfica de la sección estudiada, con situación de las muestras extraídas y las secuencias diferenciadas (S1 a S4). C. Detalle de un nivel bioclástico, con valvas de *Oppenheimpecten revolutus* (parte superior derecha) y de *Cristatopecten cristatum* (parte inferior). D. Epifisis vertebral de cetáceo misticeto.

mento por muestra) para su análisis geológico pluridisciplinar. Para determinar su distribución granulométrica, de estas muestras iniciales se extrajeron diez submuestras de 25 g cada una, que fueron tamizadas en húmedo a través de una columna de tamices de 2 mm a 63 μm de luz de malla en el laboratorio general del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Huelva.

Otras seis submuestras de 20 g cada una fueron seleccionadas para su análisis geoquímico mediante ICP-MS (modelo Agilent 7700) en el Centro de Investigación y Desarrollo de Recursos y Tecnologías Agroalimentarias (CIDERTA) de la Universidad de Huelva. Estas muestras fueron molidas previamente en mortero de ágata para su posterior procesamiento. Se seleccionaron 10 elementos traza para verificar su evolución vertical en la sección “Cuatro Caminos”, así como las tierras raras cuyos valores superaron el límite mínimo de detección (0,5 ppm). Los valores de las tierras raras se han normalizado con el estándar PAAS (Post Archean Australian Shale; Nance & Taylor, 1976; McLennan, 1989), un método usual en investigaciones que las utilizan como marcadores (paleo-)ambientales (Rao & Chakraborty, 2016; Brito et al., 2016).

Diez submuestras de 200 g fueron levigadas a través de un tamiz de 63 μm para la extracción de todos los ostrácodos presentes. Inicialmente, estas submuestras fueron disgregadas con pirofosfato sódico y posteriormente se les agregó peróxido de hidrógeno para la eliminación de la materia orgánica. La determinación taxonómica de las especies fue realizada en base a la comparación de las valvas y caparazones extraídos con los ejemplares figurados por Aiello et al. (1996), Bonaduce et al. (1999) y la World Ostracoda Databa-

se, entre otros trabajos. Algunas de las especies más significativas fueron fotografiadas mediante Microscopio Electrónico de Barrido en los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva.

Resultados

Análisis textural y macrofaunístico

La sección “Cuatro Caminos” está constituida por 6,5 m de arenas finas (2,1-16%), arenas muy finas (22,6-45%) y limos arcillosos (27,5-71,6%). De forma puntual, se encuentran importantes porcentajes de arenas muy gruesas y gravas (hasta el 33,9%) en varios niveles bioclásticos presentes en esta sección, constituidos en gran medida por fragmentos de bivalvos de estos intervalos granulométricos. En general, se observa un aumento gradual del tamaño medio de grano entre las muestras basales más limosas (T-1 a T-3) y las muestras superiores con predominio de las arenas finas y muy finas (T-4 a T-10) (Fig. 2, B).

De muro a techo, pueden diferenciarse cuatro secuencias con similares características texturales y macrofaunísticas (Fig. 2, B: S1 a S4). La base de cada secuencia es ligeramente erosiva y sobre ella se dispone un nivel fino (Fig. 2, C: 10-18 cm) de limos arenosos y arenas limosas bioclásticas con abundantes valvas de los bivalvos y frecuentes restos de cetáceos, como vértebras y epífisis vertebrales de cetáceos misticetos (Fig. 2, D), probablemente del género *Balaenoptera*. Entre los bivalvos, son abundantes *Cristatopecten cristatum* (Bronn, 1827) (Fig. 3, A) y *Oppenheimpecten revolutus* (Michelotti, 1847) (Fig. 3, B-C), así

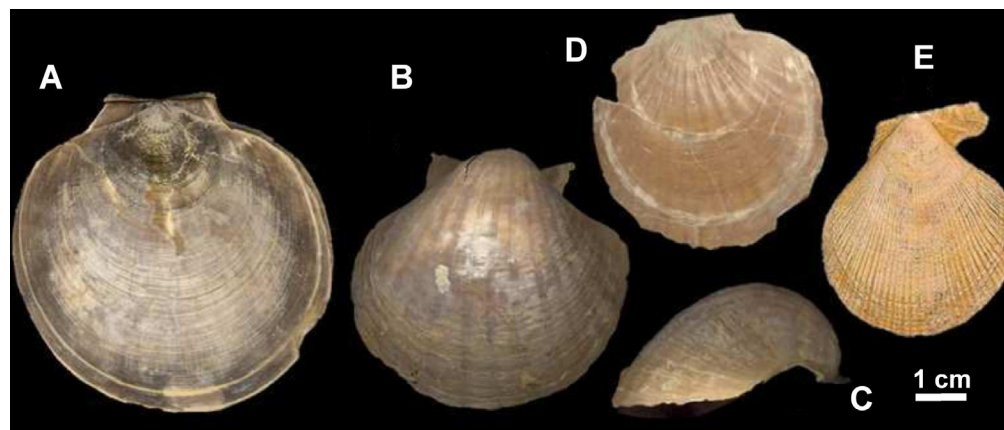


Figura 3.— Bivalvos. A. *Cristatopecten cristatum*. B-C. *Oppenheimpecten revolutus*. D. *Costellamussiopecten koheni*. E. *Chlamys multistriata*.

como, en menor medida, *Costellamussiopecten koheni* (Füchs, 1876) (Fig. 3, D), *Costellamussiopecten spinulosus* (Münster in Goldfuss, 1833) y *Chlamys multistriata* (Poli, 1795) (Fig. 3, E).

Cada secuencia se completa con un paquete de limos arenosos y arenas limosas, con un espesor comprendido entre los 70 cm y 2 m, que presenta abundantes evidencias de bioturbación (*Ophiomorpha* sp.). En estos depósitos son frecuentes las valvas y conchas completas de los bivalvos ya reseñados, así como piezas dentarias aisladas de los condriictios *Carcharocles megalodon* (Agassiz, 1835) (Fig. 4, A), *Cosmopolitodus hastalis* (Agassiz, 1843) (Fig. 4, B-C-D-E), *Carcharhinus obscurus* (Lesueur, 1818), *Carcharhinus leucas* (Muller & Henle, 1839), *Carcharhinus brachyurus* (Günther, 1870), *Carcharias acutissima* (Agassiz, 1843) y *Lamna nasus* (Bonna- terre, 1788). También aparecen dientes de osteictios, pertenecientes a la familia Sparidae (*Sparus* sp.).

Los ostrácodos

Estos microcrustáceos son muy escasos en la sección “Cuatro Caminos”, con sólo 65 valvas y caparazones extraídos en los 2 kg analizados de sedimentos (Tabla 1). La mayor densidad (21-24 individuos/200 g) y diversidad (9-10 especies/200 g) se han encontrado en las muestras arenosas T-7 y T-10, en tanto que estos microorganismos están ausentes en la muestra T-2 y no superan los 5 individuos por muestra en las restantes. Se han diferenciado 21 especies pertenecientes a 17 géneros, de las cuáles dos se han determinado en nomenclatura abierta. Un total de 17 especies sólo se

circunscriben a una o dos muestras, como *Paracypris polita* Sars, 1866 (Fig. 5, A), *Acanthocythereis hystrix* (Reuss, 1850) (Fig. 5, B) o *Cytherella vulgata* Ruggieri, 1962 (Fig. 5, C) y sólo *Aurila semilunata* (Seguenza, 1880), *Pontocythere elongata* (Brady, 1868), *Ruggieria tetraptera tetraptera* (Seguenza, 1880) (Fig. 5, D) y *Nonurocythereis seminulum* (Seguenza, 1880) han sido extraídas en tres de ellas. Las dos primeras especies sólo se han hallado en las arenas limosas superiores, en tanto que las dos últimas también aparecen en los limos arenosos basales.

En relación a los aspectos tafonómicos, en general tanto las valvas como los caparazones están bien conservados, con costillas o espinas bien desarrolladas en *Acanthocythereis hystrix* (Reuss, 1850) o *Ruggieria tetraptera*, si bien se han observado recristalizaciones superficiales en ejemplares de *Cystacythereis caelatura* (Uliczny, 1969). Se han apreciado evidencias de depredación en cuatro valvas y caparazones de *Aurila semilunata*, *Cytherella vulgata* Ruggieri, 1962 (Fig. 5, C) y *Pontocythere elongata* (Brady, 1868), que corresponden a perforaciones cilíndricas atribuidas a la icnoespecie *Oichnus simplex* Bromley, 1981. Otro aspecto importante es la presencia de ejemplares adultos y mudas (A-1 a A-3) de *Cytheretta adriatica* Ruggieri, 1952 y *Neonesidea nigrescens* (Eichwald, 1860) en la muestra T-6 y de *Urocythereis pseudoseminulum* Carbonel, 1969 en la muestra T-10.

Geoquímica

Se han seleccionado 10 elementos traza en las seis submuestras analizadas, que incluyen tanto niveles

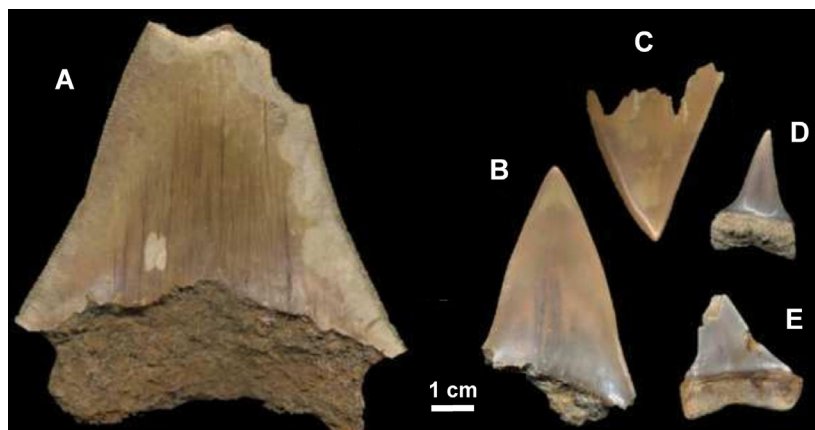


Figura 4.— Condriictios. A. *Carcharocles megalodon*. B-C-D-E. *Cosmopolitodus hastalis*.

Tabla 1. Distribución de los ostrácodos en la sección "Cuatro Caminos".

ESPECIES/MUESTRAS	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8	T-9	T-10
<i>Acanthocythereis hystrix</i>				2						
<i>Aurila convexa</i>							1			
<i>Aurila longa</i>			1				3			
<i>Aurila semilunata</i>							1	2		1
<i>Aurila uliczny</i>							1			
<i>Bairdoppilata</i> cf. <i>B. supradentata</i>	1					1				
<i>Celtia quadridentata</i>										2
<i>Costa tricostata</i>							2			
<i>Cystacythereis caelatura</i>							1			2
<i>Cytherella vulgata</i>	1					1				
<i>Cytheretta adriatica</i>							6			1
<i>Krithe praetexta</i>			1							
<i>Loxoconcha linearis</i>							1			2
<i>Loxoconcha</i> gr. <i>ovulata</i>										1
<i>Neonesidea nigrescens</i>							5	1		
<i>Paracypris polita</i>	2									
<i>Paracytheridea depressa</i>									1	
<i>Pontocythere elongata</i>					1				1	2
<i>Ruggieria tetraptera tetraptera</i>	1		1							2
<i>Urocythereis pseudoseminulum</i>			1				3			8
<i>Xetoleberis prognata</i>			1							
Número de individuos	5		5	2	1	2	24	3	2	21
Número de especies	4		5	1	1	2	10	2	2	9
Secuencia sedimentaria	S1	S2	S2	S2	S2	S2	S3	S3	S4	S4
Nivel bioclástico (NB)-Internivel bioturbado (IN)	NB	NB	IN	IN	IN	IN	NB	IN	NB	IN

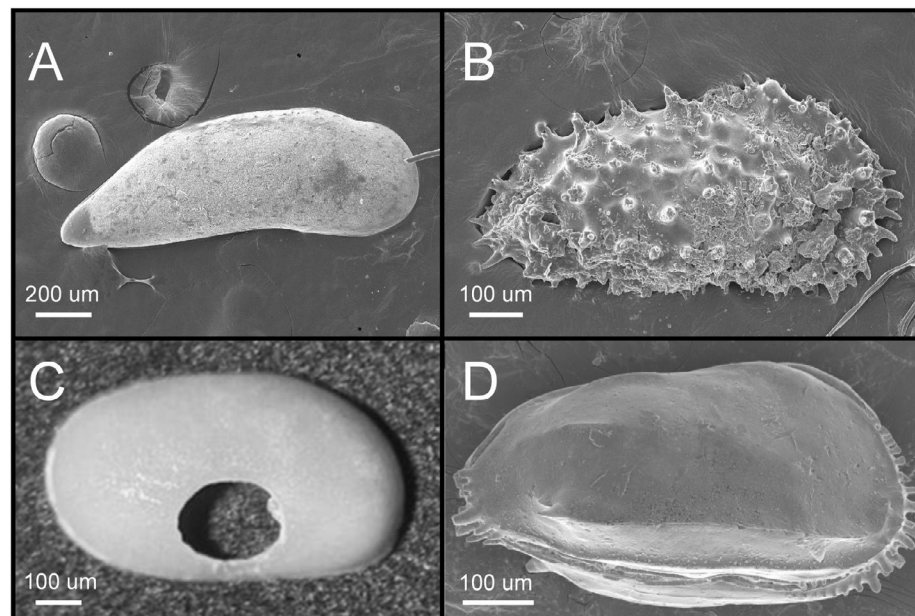


Figura 5.— Ostrácodos. A. Valva derecha de *Paracypris polita*. B. Valva derecha de *Acanthocythereis hystrix*. C. Valva izquierda de *Cytherella vulgata*, con una evidencia central de depredación (icnoespecie *Oichnus simplex* Bromley, 1981). D. Caparazón de *Ruggieria tetraptera*, con vista de la valva derecha.

bioclásticos (muestras T-1 y T-2) como interniveles bioturbados (muestras T-3, T-4, T-5 y T-8). La mayoría de estos elementos siguen un patrón relativamente paralelo (Fig. 6, A), con los máximos valores concentrados en las muestras limosas basales T-1 (Be: 2,91 ppm; Mn: 212 ppm; Cu: 8,12 ppm; Zn: 38,7 ppm; Sr: 132 ppm; Ba: 73,8 ppm) y T-2 (Cr: 48,4 ppm, Ni: 15,2 ppm; U: 1,31 ppm), una disminución acusada cerca del límite entre estos limos arenosos basales y las arenas limosas superiores (muestra T-3), una recuperación parcial en T-4 y una disminución notable en las dos muestras superiores, con los valores más bajos de la sección en T-8 (p.e., Cr: 20,7 ppm; Cu: 4,98 ppm; Zn: 29 ppm; Sr: 42,4 ppm). Solo el Pb sigue una distribución algo diferente, con los máximos valores en la muestra T-3 (14,7 ppm) seguidos de una tendencia decreciente en las arenas superiores (8,52-6,74 ppm).

La evolución geoquímica vertical de las tierras raras presenta también un paralelismo acusado (Fig. 6, B), si bien algo diferente al observado en los elementos traza mencionados. Siguen similar tendencia decreciente en los limos basales (T-1 a T-3), pero los máximos valores de la sección se concentran en la base de las arenas limosas (T-4; p.e., La: 20,6 ppm; Ce: 48,2 ppm; Nd: 19,6 ppm; Sm: 4,01 ppm; Er: 1,32 ppm). El sumatorio de las 10 tierras raras se-

leccionadas sólo supera las 100 ppm en la muestra T-4 (106,79 ppm), para disminuir hacia el techo de la sección, donde aparecen los mínimos valores totales en la muestra T-8 (85,5 ppm).

Las muestras de la UAT muestran valores menores que el estándar PAAS, con un enriquecimiento de las tierras raras medias (Sm, Eu, Gd) en relación tanto con las tierras raras ligeras como con las pesadas (Fig. 7). Los patrones son similares en la mayoría de las muestras analizadas, si bien se observa un empobrecimiento notable de tierras raras pesadas en la muestra T-8.

Discusión

Edad de la unidad Arenas de Trigueros

Los dos estudios reseñados anteriormente en la introducción, basados en el estudio de los foraminíferos planctónicos (Sierra et al., 1996) o en la conjunción de eventos de estos microorganismos con el análisis magnetoestratigráfico de diversas secciones del suroeste de España (Salazar et al., 2016), asignan una edad Messiniense a la UAT, con una edad variable entre los 6,2 Ma y 5,4 Ma. La mayoría de las especies determinadas en este trabajo presentan un amplio rango bioestratigráfico, si bien los diversos grupos presentes permiten efectuar una aproxima-

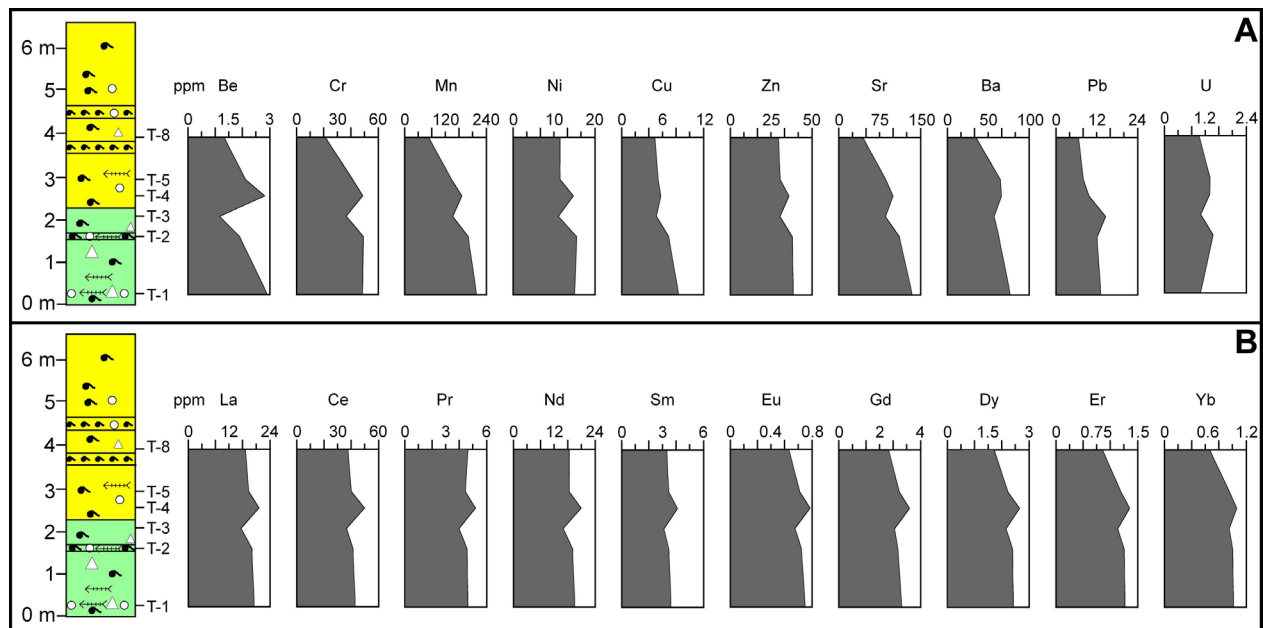


Figura 6.— Evolución geoquímica vertical de la sección "Cuatro Caminos". A. Elementos traza. B. Tierras raras. Valores en ppm.

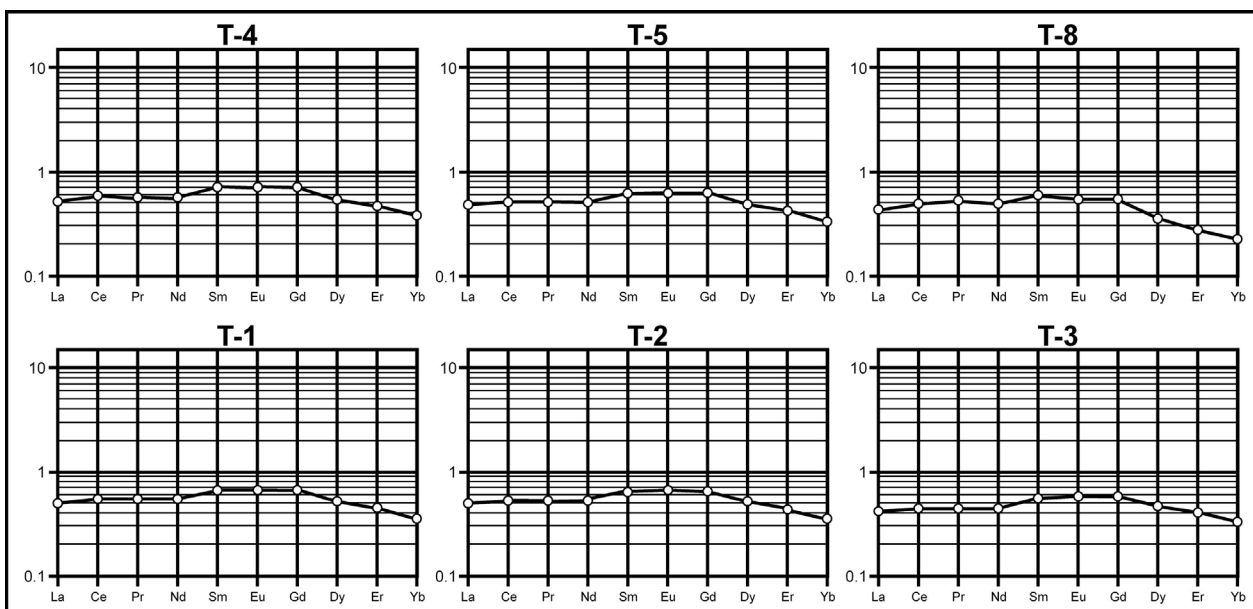


Figura 7.— Diagramas normalizados de tierras raras según el estándar PAAS.

ción general adicional a las mencionadas a la edad de esta unidad.

Los bivalvos *Oppenheimpecten revolutus* y *Cristatopecten cristatum* se han citado en yacimientos tortonienses a pliocenos de España y Portugal (Veiga Ferreira, 1961; Civis et al., 1987; Rico-García et al., 2006; Abad et al., 2011; Cárdenas et al., 2017). Entre los condrictios, *Cosmopolitodus hastalis* es una especie fósil muy frecuente en sedimentos miocenos a escala global, si bien también se ha hallado hasta el Plioceno medio (García, 2008; Collareta et al., 2017). Una distribución aún más amplia (Mioceno medio-Pleistoceno; 17-2 Ma) ha sido indicada para *Carcharocles megalodon* (revisión en Reolid & Molina, 2015).

En relación a los ostrácodos, una asociación muy similar a la aquí reseñada [p.e. *Aurila* gr. *A. semilunata*, *Cytheretta* spp., *Paracypris polita* (Sars, 1866), *Ruggieria tetraptera tetraptera*] ha permitido reconocer depósitos messinienses en el sur de Portugal (Antunes et al., 1981). No obstante, la mayoría de las especies de ostrácodos también se encuentran en depósitos tortonienses de la Depresión del Guadalquivir (Abad et al., 2005). En consecuencia y de forma general, la distribución bioestratigráfica de las especies presentes permite inferir una edad Tortoniense-Messiniense para la sección “Cuatro Cami-

nos”, más amplia que las aportadas en otros estudios previos.

La Unidad Arenas de Trigueros: Caracteres distintivos

Esta unidad arenosa presenta caracteres texturales claramente distintivos de la potente sucesión de limos arcillosos gris-azulados, muy compactos y con una fractura concoidea típica, que componen la mayor parte de la FAG (Civis et al., 1987). El análisis textural de la sección tipo de esta formación (Fig. 1, A: Gibraleón) o de testigos que abarcan su tramo medio y superior (Fig. 1, A: Huelva, Palos de la Frontera) revela un predominio muy acusado de limos arcillosos (limos: 50-75%; arcillas <15%) sobre las arenas, que no suelen alcanzar el 25% (Abad et al., 2007; Arroyo et al., 2021; Abad et al., 2022; Romero et al., en prensa). Esta distribución contrasta con los similares porcentajes de ambos o mayores porcentajes de arenas observados en la UAT (Fig. 2).

En sedimentos tortonienses de España e Italia, la presencia conjunta de *Oppenheimpecten revolutus* y *Cristatopecten cristatum* ha sido observada en medios circalitorales distales (80-100 m de profundidad) e incluso batiales superiores. Estos medios se

Tabla 2. Geoquímica de la FAG. Datos procedentes de Abad (2008), González de Canales (2017), Prudencio et al. (2022), Arroyo (com. pers.) y este trabajo.

ELEMENTO	Be	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Pb	U
Limos arcilloso-arenosos inferiores (¿Tortoniense-Messiniense?)-Gibraleón-	Sin datos	58	Sin datos	< 20	Sin datos	< 50	< 0,05%	360	Sin datos	2,5
Unidad Arenas de Trigueros-Trigueros-	1,12-2,91	20,7-48,4	73-212	10,5-15,2	4,82-8,12	29-38,7	42,4-132	50,8-73,8	6,74-14,7	1,02-1,31
Limos arcilloso-arenosos superiores (Messiniense)-Palos de la Frontera-	1,13-1,83	53-55	201-272	16,2-32,6	8,5-21,4	35-58	187,3-293,3	232-259	10,9-17,9	2-3,2
Limos arcilloso-arenosos superiores (Messiniense)-Huelva-	Sin datos	72	Sin datos	< 20	Sin datos	< 50	< 0,05%	150	Sin datos	2,5
ELEMENTO	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
Limos arcilloso-arenosos inferiores (¿Tortoniense-Messiniense?)-Gibraleón-	30	61	Sin datos	24	4,9	1	Sin datos	Sin datos	Sin datos	2,9
Unidad Arenas de Trigueros-Trigueros-	15,9-20,6	36,3-48,2	4,03-5,16	15,2-19,6	3,06-4,01	0,634-0,783	2,74-3,4	2,23-2,62	1,16-1,32	0,659-1,05
Limos arcilloso-arenosos superiores (Messiniense)-Palos de la Frontera-	22,3-30,2	46,22-61,22	5,71-7,5	20,7-27,3	3,84-5,01	0,79-1,07	3,25-4,28	2,49-3,46	1,48-2,08	1,28-1,73
Limos arcilloso-arenosos superiores (Messiniense)-Huelva-	27,1	52	Sin datos	25	4,4	0,7	Sin datos	Sin datos	Sin datos	2,3

caracterizaron por un bajo gradiente energético (Rico-García et al., 2006; Bisconti et al., 2022).

Las especies de ostrácodos de la UAT son distintivas en relación con el resto de la FAG, y especialmente en su tramo superior más arenoso. Diversas investigaciones se han centrado en la distribución de estos microorganismos en secciones del tramo inferior de la FAG (Fig. 1, A: Cartaya, Gibraleón, Huelva; Tortoniense superior-Messiniense inferior-medio), que han proporcionado una asociación típica de medios batiales o de plataforma externa próxima al talud continental, compuesta por diversas especies de los géneros *Krithe*, *Parakrithe*, *Henryhowella*, *Cytherella*, *Bairdia* y *Bairdoppilatta* (González-Regalado & Ruiz, 1990; Romero et al., 2021; Romero et al., en prensa).

El tránsito a los limos arenosos basales de la UAT supuso la desaparición temporal de la mayoría de estas especies, o incluso la ausencia de ostrácodos (Tabla 1: T-2). Las diferencias de la ostracofauna de la UAT con los tramos inferiores de la FAG son aún más evidentes en las arenas limosas superiores de esta unidad, donde se han extraído especies típicas de medios neríticos pliocenos a actuales relativamente someros (< 40 m de profundidad), como *Aurila longa*, *Aurila semilunata*, *Celtia quadridentata* (Baird, 1850), *Pontocythere elongata*, *Cytheretta adriatica* ó *Urocythereis pseudoseminulum* (Nascimento,

1988; Ruiz et al., 1997; Abad et al., 2005; Faranza et al., 2007, 2008). En la parte superior de la FAG, vuelven a aparecer las formas neríticas profundas a epibatiales (González-Regalado & Ruiz, 1991), para dar paso a medios infralitorales-circalitorales pliocenos donde se depositaría la Formación Arenas de Huelva (Civis et al., 1987).

Una comparativa entre el contenido en elementos traza y tierras raras de esta unidad y diversos estudios realizados en diferentes secciones superficiales y testigos que incluyen a sedimentos de la FAG permite establecer sus singularidades geoquímicas (Tabla 2). La UAT presenta menores concentraciones medias de la mayoría de los elementos traza que el resto de esta formación, con valores significativamente más bajos de Ba (UAT: 50,8-73,8 ppm; FAG: 150-360 ppm), Sr (UAT: 42,4-132 ppm; FAG: 187,3-293,3 ppm) y U (UAT: 1,02-1,31 ppm; FAG: 2-3,2 ppm) (González de Canales, 2017; Arroyo et al., 2021; Arroyo, com. pers.).

Algo similar puede apreciarse en las tierras raras (Tabla 2), cuyos valores suelen ser inferiores a la mayoría de las medidas indicadas en otras investigaciones de esta formación (Abad, 2007; González de Canales, 2017; Prudencio et al., 2022). El mayor tamaño de grano de la UAT explicaría esta disminución, ya que estos elementos tienden a concentrarse en los sedimentos más finos de los fondos ma-

rios actuales (Prego et al., 2012; Ge et al., 2020; Wu et al., 2020). Por otro lado, el enriquecimiento relativo de tierras raras medias es común en los sedimentos fluviales actuales y holocenos de esta región (López-González et al., 2005, Prudencio et al., 2022), lo que podría avalar la presencia de una componente fluvial importante en la dinámica sedimentaria que dio lugar al depósito de la UAT, ya indicada por otros autores (Toscano et al., 2013).

Reconstrucción paleoambiental de la UAT

Estudios previos relacionan la presencia de la UAT con turbiditas depositadas en un medio de plataforma externa en un contexto regresivo, con una bajada temporal del nivel del mar (Sierro et al., 1996; Salazar et al., 2016). Los caracteres más distintivos de la UAT (p.e. textura, malacofauna, niveles bioclásticos, ostracofauna) corroboran esta interpretación previa, con el transporte puntual de sedimentos más groseros y faunas procedentes de las zonas más someras del estrecho Norbético, desde el margen meridional del Macizo Ibérico hacia medios neríticos circalitorales más profundos, dentro de zonas distales de aparatos deltaicos (Fig. 8).

Las secuencias observadas definirían cambios importantes en la dinámica de esta zona nerítica externa. Los niveles bioclásticos corresponderían a aportes tempestíficos que erosionarían el fondo marino y darían lugar a las acumulaciones señaladas de bivalvos epibentónicos, en tanto que los interniveles bioturbados se depositarían durante periodos de mayor calma, con la colonización del sedimento por organismos endobentónicos profundos. Esta disposición e interpretación coinciden con las propuestas para alternancias similares en sedimentos miocenos

y pliocenos de España (p.e., González-Delgado et al., 1985).

A nivel regional, la UAT se depositó durante el Messiniense medio-superior en el margen pasivo septentrional de la cuenca del Guadalquivir, sometido sólo a flexión durante el Neógeno. Durante este periodo, esta zona estaba ocupada por una amplia bahía que se extendía principalmente por las actuales provincias de Huelva, Sevilla, Córdoba, Cádiz y Málaga, de acuerdo con las edades propuestas para el cierre del estrecho Norbético (Valenzuela, 1982; Martín et al., 2001). La UAT se enmarcaría dentro de la secuencia de depósito C de Sierro et al. (1996), depositada entre 6.3 Ma y 5.5 Ma durante el ciclo global eustático 3.3 de Haq et al. (1987, 1988). Estos autores estiman una bajada del nivel del mar próxima a 50 m durante este periodo.

Conclusiones

El análisis geológico multidisciplinar de una sección de la Unidad Arenas de Trigueros ha permitido precisar sus características distintivas en comparación con el resto de la Formación Arcillas de Gibrleón a la que pertenece. Esta unidad se distingue por sus altos porcentajes en arenas finas y muy finas, acompañadas frecuentemente por numerosos bioclastos de bivalvos, así como por la presencia de niveles tempestíficos que atestiguan la acción erosiva puntual de tormentas sobre un medio circalitoral de baja energía. El registro de ostrácodos evidencia el carácter turbidítico de esta unidad, con el transporte de especies neríticas someras hacia las zonas distales de aparatos deltaicos messinienses. Otro carácter distintivo es el menor contenido en elementos traza y tierras raras en relación con el resto de la Formación

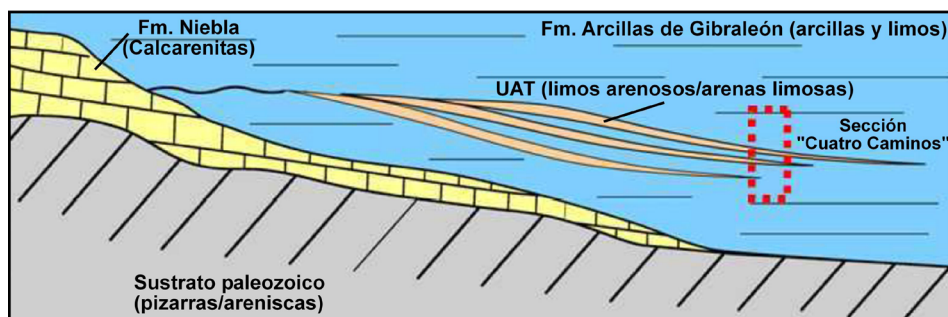


Figura 8.— Esquema geológico sintético con la posición de la Unidad Arenas de Trigueros (UAT) dentro de la Formación Arcillas de Gibrleón.

Arcillas de Gibraleón, debido al aumento de tamaño de grano propiciado por este transporte de sedimentos desde zonas más someras de la amplia bahía que conformaba esta zona durante el Messiniense medio-superior.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por fondos FEDER y la Junta de Andalucía, mediante los siguientes proyectos: i) Proyecto UHU-202052; y ii) Grupo P.A.I.D.I. RNM-238 (Paleontología y Ecología Aplicadas. Es una contribución al Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural (CIPHON) de la Universidad de Huelva.

Referencias

- Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J. G., González-Regalado, M. L. & Tosquella, J. (2005). Tortonian ostracodes of Southwestern Europe. *Geobios*, 38, 563-573. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2003.12.006>
- Abad, M. (2007). La transgresión tortoniense en el margen pasivo de la cuenca del Guadalquivir: respuesta estratigráfica e implicaciones paleontológicas [Unpublished Doctoral thesis]. Universidad de Huelva.
- Abad, M., Toscano, A., García, E. X., González-Regalado, M. L., Ruiz, F., Civis, J., González-Delgado, J. A., Jiménez, E., Tosquella, J., Álvarez, G., Velo, D. & Molín, M. (2011). The palaeontological record of a condensed section (Sands of Huelva, Lower Pliocene, SW Spain). In F. J. Sierro & J. A. González-Delgado (Eds.), *Joint RCMNS-RCANS Interim Colloquium "Climate change, bioevents and geochronology in the Atlantic and Mediterranean over the last 23 Myr, Abstracts Book* (pp. 52-53). Universidad de Salamanca.
- Abad, M., Arroyo, M., Ruiz, F., González-Regalado, M. L., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L. M., Izquierdo, T., Toscano, A., Gómez, P., Gómez, G. & Romero, V. (2022). Miocene-Holocene paleoenvironmental changes in the Tinto River estuary (SW Spain) evidenced by sedimentology, geochemistry and fauna. *Carnets de Geologie*, 22, 825-845. <https://doi.org/10.2110/carnets.2022.2219>
- Aiello, G., Barra, D. & Bonaduce, G. (1996). The genus *Cytherella* Jones, 1849 (Ostracoda) in the Italian Tortonian-Recent. *Revue de Micropaléontologie*, 39, 171-190. [https://doi.org/10.1016/S0035-1598\(96\)90051-3](https://doi.org/10.1016/S0035-1598(96)90051-3)
- Andrés, I. (1982). Estudio Malacológico (Clase Bivalvia) del Plioceno Marino de Bonares (Huelva) [Unpublished Doctoral thesis]. Universidad de Salamanca.
- Antunes, M. T., Bizon, G., Nascimento, A. & Pais, J. (1981). Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal), et l'évolution géologique regionale. *Ciências da Terra*, 6, 153-168.
- Arroyo, M., Ruiz, F., Campos, J. M., Bermejo, J., González-Regalado, M. L., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L. M., Olías, M., Abad, M., Izquierdo, T., Gómez, P., Toscano, A., Romero, V. & Gómez, G. (2021). Where did Christopher Columbus start?: The estuarine scenario of a historical date. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 250, 107162. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107162>
- Baceta, J. I. & Pendón, J. G. (1999). Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación "Niebla", Neógeno Superior, sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 419-438.
- Bisconti, M., Raineri, G., Tartarelli, G., Monegatti, P. & Carnevale, G. (2022). The periotic of a basal balaenopterid from the Tortonian of the Stirone River, northern Italy (Cetacea, Mysticeti, Balaeopteridae). *Palaeodiversity and Palaeoenvironments*. <https://doi.org/10.1007/s12549-022-00550-2>
- Bonaduce, G., Barra, D. & Aiello, G. (1996). The genus *Henryhowella* Puri, 1957 (Crustacea, Ostracoda) in the Atlantic and Mediterranean from Miocene to Recent. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 38, 59-72.
- Brito, P., Cacador, I., Prego, R., Mil-Homens, M. & Caetano, M. (2016). Distribution of rare earth elements in estuarine sediments from the Tagus Estuary (Portugal): Evidence of anthropogenic contamination. In C. Valle & 32 autores (Eds), XVIII Seminario Ibérico de Química Marina (pp. 28-29). Alicante. <http://hdl.handle.net/10045/59212>
- Cáceres, L. M. (1995). Geomorfología del sector occidental de la depresión del Guadalquivir [Doctoral thesis]. Universidad de Huelva. <http://hdl.handle.net/10261/93584>
- Cárdenas, J., Bajo, I. & Maestre, M. V. (2017). Estudio paleontológico de los bivalvos (Mollusca) del Tortoniano superior de Arroyo Trujillo, Cantillana (Sevilla). *Spanish Journal of Palaeontology*, 32, 367-386. <https://doi.org/10.7203/sjp.32.2.17049>
- Civis, J., Sierro, F. J., González-Delgado, J. A., Flores, J. A., Andrés, I., Porta, J. & Valle, M. F. (1987). El Neógeno marino de la Provincia de Huelva: Antecedentes y definición de sus unidades litoestratigráficas In J. Civis (Ed.), *Paleontología del Neógeno de Huelva* (W Cuenca del Guadalquivir) (pp. 5-16). Universidad de Salamanca.
- Collareta, A., Landini, W., Chacaltana, C., Valdivia, W., Altamirano-Sierra, A., Urbina-Schmitt, M. &

- Bianucci, G. (2017). A well preserved skeleton of the fossil shark *Cosmopolitodus hastalis* from the late Miocene of Peru, featuring fish remains as fossilized stomach contents. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 123, 11-22. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/8005>
- Faranza, C., Gliozzi, E. & Mazzini, I. (2007). Palaeoenvironmental evolution of the Plio-Pleistocene Monte Mario succession (Rome, Italy) inferred from ostracod assemblages. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113, 473-485.
- Faranza, C., Cipollari, P., Cosentino, D., Gliozzi, E. & Pipponzi, G. (2008). Late Miocene ostracod assemblages from eastern Mediterranean coral reef complexes (central Creta, Greece). *Revue de Micropaléontologie*, 51, 287-308. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2007.06.002>
- García, E. X. M. (2008). *Condrictios y Osteictios del Neógeno de Huelva (Formación "Arenas de Huelva")* [Unpublished Doctoral thesis]. Universidad de Salamanca.
- Ge, Q., Xue, Z. G. & Chu, F. (2020). Rare Earth Element Distributions in Continental Shelf Sediment, Northern South China Sea. *Water*, 12, 3540. <https://doi.org/10.3390/w12123540>
- González-Delgado, J. A., Andrés, I. & Sierro, F. J. (1995). Late Neogene molluscan faunas from the Northeast Atlantic (Portugal, Spain, Morocco). *Geobios*, 28, 459-471. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(95\)80021-2](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(95)80021-2)
- González-Regalado, M. L. & Ruiz, F. (1990). Los ostrácodos del tramo inferior de la Formación "Arcillas de Gibraleón" (Gibraleón, provincia de Huelva, S.W. España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3, 23-31.
- González-Regalado, M. L., Ruiz, F., Abad, M., Civis, J., González Delgado, J. A., Muñoz, J. M., Pendón, J. G. & Toscano, A. (2009). Impact of storms on Pliocene benthic foraminiferal assemblages of southwestern Spain. *Ameghiniana*, 46, 345-360. <https://www.ameghiniana.org.ar/index.php/ameghiniana/article/view/110>
- González de Canales, F. (2017). Producción de cerámicas griegas arcaicas en Huelva. *Archivo Español de Arqueología*, 90, 125-145. <https://doi.org/10.3989/aespa.090.017.006>
- Haq, B. U., Harderbol, J. & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167. <https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156>
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J.; Raffi, I.; Sierro, F.J. & Wilson, D.S. (1999). Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652-655. <https://doi.org/10.1038/23231>
- Haq, B. U., Harderbol, J. & Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Wagoner, Eds.), *Sea-level changes. An integrated approach*. SEPM Special Publication, 42, 71-108. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0071>
- López-Martínez, N., Borrego, J., Carro, B. & Lozano-Soria, O. (2005). Estudio de las concentraciones de REE y patrones de fraccionamiento en sedimentos superficiales del estuario de los ríos Tinto y Odiel (SO de España). *Geogaceta*, 37, 231-234.
- Lozano Francisco, M. C. (1997). *Los Bivalvos del Plioceno de la Provincia de Málaga* [Doctoral thesis]. Universidad de Málaga. <https://riuma.uma.es/xmlui/handle/10630/2558>
- Martín, J. M., Braga, J.C. & Betzler, C. (2001). The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean Gateway. *Terra Nova*, 13, 418-424. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00376.x>
- Martín, J. M., Braga, J. C., Aguirre, J. & Puga-Bernabéu, A. (2009). History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera): A narrow, early Tortonian, tidal-dominated, Atlantic-Mediterranean marine passage. *Sedimentary Geology*, 216, 80-90. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.01.005>
- McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rock: influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21, 169-200. <https://doi.org/10.1515/9781501509032-010>
- Nance, W. B. & Taylor, S. R. (1976). Rare earth element patterns and crustal evolution-I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 40, 1539-1551. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90093-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90093-4)
- Nascimento, A. (1988). *Ostracodos do Miocénico da Bacia do Tejo. Sistemática, bioestratigrafia, paleoecologia, paleogeografia e relações Mediterraneo Atlântico* [Unpublished Doctoral thesis]. Universidad Nueva de Lisboa.
- Prudencio, M. I., Ruiz, F., Marques, R., Dias, M. I., Rodríguez Vidal, J., Rodrigues, A. L., Cáceres, L. M., González-Regalado, M. L., Muñoz, J. M., Pozo, M., Gómez, P., Toscano, A., Abad, M., Izquierdo, T., Arroyo, M., Romero, V. & Gómez, G. (2022). REE Geochemistry of Neogene-Holocene Sediments of La Fontanilla Cove (Tinto Estuary, SW Spain). *Minerals*, 12, 417. <https://doi.org/10.3390/min12040417>
- Rao, V. P. & Chakraborty, P. (2016). *Estuarine and Marine Geology (2011-2015)*. Proceedings of the Indian

- Natural Science Academy, 82, 625-637. <https://doi.org/10.16943/ptinsa/2016/48472>
- Reolid, M. & Molina, J. M. (2015). Record of *Carcharocles megalodon* in the Eastern Guadalquivir Basin (Upper Miocene, South Spain). *Estudios Geológicos*, 71, e032. <https://doi.org/10.3989/egeol.41828.342>
- Rico-García, A., Cárdenas-Carretero, J., González-Delgado, J. A. & Civis, J. (2006). Estudio paleontológico preliminar del Tortonense superior de "Las Pajanosas" (Sevilla, Cuenca del Guadalquivir). *Geogaceta*, 39, 143-146.
- Romero, V., Ruiz, F., González-Regalado, M. L., Tosquella, J., Abad, M., Izquierdo, T., Toscano, A. & Gómez, P. (2021). Messinian ostracodes from the western Betic Strait (SW Spain). *Carnets de Geologie*, 21, 181-192. <https://doi.org/10.2110/carnets.2021.2108>
- Romero, V., González-Regalado, M.L. & Ruiz, F. (en prensa). Ostrácodos messinienses del sector occidental del estrecho norbético. *Geogaceta*.
- Ruiz, F., González-Regalado, M. L. & Muñoz, J. M. (1997). Multivariate analysis applied to total and living fauna: seasonal ecology of recent benthic Ostracoda off the North Cádiz Gulf coast (southwestern Spain). *Marine Micropaleontology*, 31, 183-203. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(96\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(96)00060-6)
- Salazar, A., Larrasoña, J.C., Abad, M., Mayoral, E., Pérez-Asensio, J. N., González-Regalado, M. L., Martín-Banda, R., Civis, J. & Matas, M. P. (2016). Neogene lithological units at the west end of the Guadalquivir Basin and their correlations with the Huelva-1 borehole (Huelva - Spain). *Geotemas*, 16, 173-176.
- Sierro, F. J., González-Delgado, J. A., Dabrio, C. J., Flores, J. A. & Civis, J. (1996). Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In P. F. Priend & C. J. Dabrio (Eds.), *Tertiary Basins of Spain* (pp. 339-345). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524851.048>
- Toscano, A. (2016). Vertebrados marinos del Neógeno del suroeste de la Península Ibérica [Doctoral thesis]. Universidad de Huelva. <http://hdl.handle.net/10272/12521>
- Toscano, A., Abad, M., Clemente-Pérez, M. J.; Ruiz, F., González-Delgado, J. A., Civis, J., Tosquella, J. & González-Regalado, M. L. (2013). Nuevos datos sobre la unidad Arenas de Trigueros (Messiniense, SO de España). In M. Abad, T. Izquierdo & F. Ruiz, (Eds.), *Atlantic Neogene - Two Decades of Study* (pp. 23). IGME-Universidad de Huelva.
- Valenzuela, J. M. (1982). Paleogeografía de la depresión del Guadalquivir durante el Neógeno. *Boletín Geológico y Minero*, 93, 26-32.
- Veiga Ferreira, O. da (1961). Pectinídeos do Miocénico da Bacia do Tejo. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 45, 419-465.
- Wu, K., Liu, S., Shi, X., Lou, Z., Kandasamy, S., Wu, B., Wang, K., Cao, P., Zhang, H. & Mohamed, C. A. R. (2020). Distribution of rare earth elements in surface sediments of the western Sunda Shelf: Constraints from sedimentology and mineralogy. *Continental Shelf Research*, 206, 104198. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104198>

CAPÍTULO 6

Romero, V., Ruiz, F., Prudencio, M.I., Muñoz, J.M., Rodríguez Vidal, J., Gómez, P., Abad, M., Izquierdo, T. , Dias, M.I., Marques, R., Rodrigues, A.L., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Pozo, M., Toscano, A., Arroyo, M. (2023). Rare earth elements as statistical sentinels of pollution and paleoenvironments?: Application to a highly polluted estuary in southwestern Spain. *Marine Pollution Bulletin*, 186, 114419.

Factor de impacto (2022): 5,8 (JCR-SCI)

Categoría: Marine & Freshwater Biology

Clasificación: 4 de 106 (Q1-D1; percentil: 96,7).

CAPÍTULO 6

Debido a restricciones relativas a derechos de autor, el artículo “Rare earth elements as statistical sentinels of pollution and paleoenvironments?: Application to a highly polluted estuary in southwestern Spain” ha sido retirado de la tesis. En sustitución del mismo ofrecemos la siguiente información: referencia bibliográfica, enlace a la revista y resumen.

- Romero, V., Ruiz, F., Prudencio, M. I., Muñoz, J. M., Vidal, J. R., Gómez, P., Abad, M., Izquierdo, T., Dias, M. I., Marques, R., Rodrigues, A. L., Cáceres, L. M., González-Regalado, M. L., Pozo, M., Toscano, A., & Arroyo, M. (2023). Rare earth elements as statistical sentinels of pollution and paleoenvironments?: Application to a highly polluted estuary in southwestern Spain. In *Marine Pollution Bulletin* (Vol. 186, p. 114419). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.114419>

Enlace al texto completo: <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.114419>

RESUMEN:

Multivariate analyses have been applied to the REE contents of three cores collected in the Tinto estuary, SW Spain, an extremely polluted area. Results indicate an extremely correlation between all REE, which behave as a single variable. A slight natural pollution peak and three anthropogenic pollution peaks are identified, related with the first mining activities, the Roman period and a recent intensive mining accompanied by a heavy industrial pollution. In all these peaks, the increase of Cu is parallel to that of MREE, which are configured as the best indicators of pollution among REE. Statistical analyses clearly differentiate four groups, each consisting of samples from different environments. Although grain size and this strong pollution alter the study of REE as environmental indicators, it is possible to recognise groups of samples with a common origin or to identify the surface extent of a given pollution peak.

