



**Actas de las Jornadas de Historia
sobre el Descubrimiento de América
Tomo V**

**Jornadas XV, XVI, XVII y XVIII — 2019, 2020, 2021 y 2022
Casa Martín Alonso Pinzón — Palos de la Frontera**

Registro geológico y evolución paleogeográfica de la bahía colombina de Palos

Joaquín Rodríguez-Vidal², Luis M. Cáceres Puro², Marta Arroyo Serrano¹, María Luz González-Regalado Montero¹, Paula Gómez Gutiérrez², Antonio Toscano Grande¹ y Francisco Ruiz Muñoz²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva

² Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural (CIPHNCN), Universidad de Huelva, Facultad de Humanidades

Resumen

El presente estudio geológico, de la antigua bahía colombina de Palos de la Frontera, se ha llevado a cabo contando con la interpretación de tres de los siete sondeos realizados durante la campaña estival de 2016. Desde entonces, el análisis del registro sedimentario ha proporcionado un elevado número de publicaciones internacionales de alto impacto y trabajos para alumnos de posgrado, sirviendo este registro como ejemplo geoarqueológico de la evolución reciente del estuario de los ríos Tinto y Odiel.

El primer resultado novedoso de este estudio ha sido que el relleno sedimentario de la bahía se extiende, temporalmente, durante toda la historia del período Holoceno (11.000 últimos años) y, con ella, los momentos finales de episodio marino transgresivo flandriense, cuyo máximo hemos fechado en unos 5.300 años. De esa forma se transita, paleoambientalmente, desde un conjunto basal de génesis terrestre, con aluviones fluviales y depósitos de ladera, a medios marinos litorales que se iniciaron hace unos 6.500 años. La secuencia finaliza con distintos tipos de ambientes estuarino-mareales y un recubrimiento reciente de residuos antropogénicos.

Palabras clave: Geología, Holoceno, transgresión flandriense, río Tinto, Puerto Colombino, Palos de la Frontera, Huelva.

1. Antecedentes

El estudio reciente de la antigua bahía del Puerto Colombino de Palos de la Frontera, desde ahora bahía Colombina, se inició en los años noventa del pasado siglo XX, como aportación a los actos conmemorativos del V centenario del Descubrimiento de América. El ayuntamiento de Palos de la Frontera permitió y financió una serie de proyectos con el fin de poner en valor patrimonial a los Lugares Colombinos. De esta forma, se realizó una “Prospección Geofísica para la ubicación del antiguo embarcadero o puerto de Palos de la Frontera”, bajo los auspicios del mencionado ayuntamiento y la Liga Naval Española. De esta forma se localizaron indicios de estructuras de manufactura humana, enterradas al pie del cerro del castillo de Palos, que fueron excavadas en años posteriores.

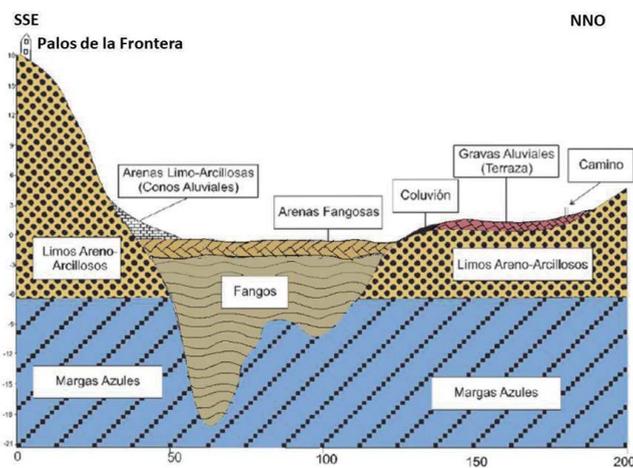


Figura 1. Perfil geológico transversal del valle de Palos de La Frontera (Departamento de Ingeniería Geológica, Universidad Politécnica de Madrid).

Como consecuencia de estos estudios preliminares también se realizó en esos años el “Proyecto de investigación geoarqueológico del estero de La Fontanilla: El puerto histórico de Palos de la Frontera (Huelva)” (Pozo et al., 1996), ejecutado por la Universidad de Huelva y coordinado por el Ayuntamiento de Palos de la Frontera y la Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía. En

este proyecto se ejecutaron varios sondeos, con recuperación de perfiles, para el estudio del relleno sedimentario de la bahía Colombina. De ellos destaca el denominado PR-2, localizado en la margen izquierda de la ensenada, y que alcanzó los 15 m de profundidad (Fig. 1). En él se llegaron a diferenciar hasta tres fases evolutivas del relleno reciente de la bahía y se reconoció la verdadera profundidad e importancia de este relleno sedimentario.

2. Metodología

Más recientemente, en julio del 2016, se inició el subproyecto “Investigaciones geoarqueológicas en la ensenada de Palos”, financiado igualmente por el Ayuntamiento de Palos de la Frontera. Con este nuevo estudio se perseguía determinar, de forma más ambiciosa, las características de la ensenada del puerto histórico (Colombino) de Palos de la Frontera. La investigación comenzó con una campaña de 7 sondeos de rotación con recuperación continua de testigos, cuya localización y distribución se puede observar en la figura 2. Su objetivo, como durante la campaña de los años 90, fue el de obtener información de los sedimentos que rellenan este pequeño entrante marino y además determinar su distribución espacial. De esta forma se podría finalmente reconstruir el paleopaisaje y las dimensiones reales de dicho entrante marino en el que se ubicaba el antiguo puerto colombino.



Figura 2. Máquina y labores de sondeo en la campaña de 2016 (izquierda). Testigos sedimentarios de los sondeos almacenados en cajas protectoras de 60 cm de longitud (derecha).

De los 7 sondeos referidos anteriormente y con el fin de obtener una primera aproximación a la geología de la ensenada, se seleccionaron 3 de ellos en puntos estratégicos (Fig. 3). Son los denominados HUPP-16-2 (sondeo 2), HUPP-16-5 (sondeo 5) y HUPP-16-4 (sondeo 4). El primero de ellos se sitúa frente a la alota del antiguo puerto de Palos, por ello debe aportar datos referentes al calado en el propio puerto. Por su parte, los dos últimos se sitúan hacia el exterior de la ensenada, por lo que la información que aporten debe estar ligada a las condiciones paleoambientales regionales del propio río Tinto. En todos estos sondeos su cota superficial absoluta es de unos 3 metros sobre el nivel medio del mar, o nivel medio de marea.

En los tres sondeos seleccionados (Fig. 3) se realizaron inicialmente muestras sedimentarias, en función de los cambios observados en el material recuperado. De esta forma se recogieron un total de 96 muestras (Fig. 4), con un peso aproximado cada una de 120 g. De esta cantidad, 10 g se utilizaron para la realización de análisis granulométricos, es decir para determinar el tama-



Figura 3. Localización y distribución de los siete sondeos de rotación HUPP-16 realizados en la bahía Colombina en la campaña de 2016. Entre paréntesis se especifican las profundidades de cada sondeo (imagen aérea extraída de Google Earth). Los círculos rojos son los sondeos referidos en este trabajo, mientras que los triángulos amarillos son el resto de sondeos, todavía en fase de estudio.

ño de grano de los sedimentos y su distribución. La fracción más gruesa se analizó en el laboratorio de Geología de la Facultad de Ciencias Experimentales mediante una columna de tamices de distinta luz de malla (2 mm, 1 mm, 500 micras, 250 micras y 125 micras) y un recipiente, al final de la columna, para recoger el material fino. La fracción más fina requiere de métodos más sofisticados para su análisis, en este caso se ha empleado un contador de partículas (Mastersizer-2000) que poseen los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva en el CIDERTA.

Por su parte, se tomaron 61 muestras del sondeo HUPP-16-2 para un estudio detallado de los contenidos en polen de los sedimentos, las cuales fueron analizadas en el laboratorio de palinología de la Universidad de Alcalá de Henares, con resultados muy prometedores. De la misma forma, se seleccionaron 60 muestras para el estudio detallado de la fauna encontrada, tanto a nivel micro como macroscópico, que se desarrollan en otro capítulo de esta monografía.

Finalmente hay que destacar que se han obtenido dataciones absolutas mediante el análisis de radiocarbono-AMS en diversas muestras de carbón, madera, y conchas de moluscos marinos. Los datos obtenidos permiten realizar correlaciones entre los distintos sondeos estudiados (Fig. 8).

3. Formaciones geológicas regionales

La bahía Colombina se localiza en la margen izquierda del estuario del río Tinto, a unos 4 km previo a su confluencia con el río Odiel, a partir de la cual el



Figura 4. Trabajos analíticos en el laboratorio: A. Caja con testigo sedimentario de uno de los sondeos, B. Selección y pesado de las muestras, C. Recipientes con las distintas muestras seleccionadas, D. Bolsas con sedimento en bruto para su análisis micropaleontológico, E. Especialista seleccionando, con lupa binocular, las especies de organismos fósiles.

canal resultante se extiende unos 15 km hacia el SE hasta su salida al mar entre el extremo del dique Juan Carlos I y la playa de Mazagón. Este pequeño brazo del estuario se extiende tierra adentro unos 600 m hacia el ESE, constituyendo en la actualidad el límite norte de la población de Palos de la Frontera. Hoy en día, todo este antiguo entrante acuático se encuentra colmatado de sedimentos, los cuales rellenan también parte del canal del Tinto, extendiéndose, en esta margen izquierda, unos 850 m hacia su centro desde la bocana de la bahía Colombina.

Desde el punto de vista geológico, los materiales que constituyen el entorno de Palos de la Frontera se encuadran dentro del relleno Neógeno y Cuaternario de la depresión inferior del Guadalquivir (Fig. 5). Estos materiales son principalmente de carácter marino y se depositaron a lo largo de la última decena de millones de años, cuando toda la depresión del Guadalquivir constituía un gran entrante de mar. Con la progresiva emersión de este entrante fueron apareciendo materiales conglomeráticos cada vez más ligados a la dinámica fluvial.

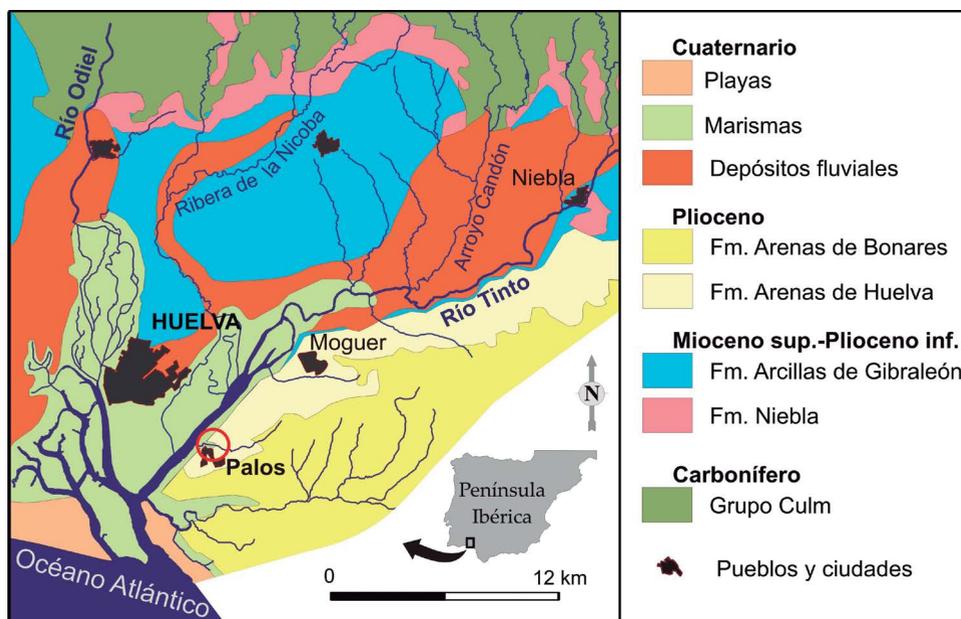


Figura 5. Cartografía esquemática de las principales formaciones geológicas de la zona de estudio.

Finalmente, los cambios sufridos por el nivel del mar en los últimos miles de años han dado lugar a la configuración actual de este sector. A grandes rasgos se pueden diferenciar distintas unidades o formaciones geológicas, cuyo espesor puede llegar a superar en su conjunto los 400 m, son las siguientes (Fig. 5):

Formación Niebla

Esta unidad no aflora en las proximidades de Palos de la Frontera, sino que lo hace a unos 20 km al norte en una banda que se extiende aproximadamente E-O. No obstante, hay que hacer mención de ella pues constituye la base del relleno neógeno, depositándose directamente sobre un sustrato mucho más antiguo constituido por estratos bien diferenciados de areniscas y pizarras paleozoicas (Grupo Culm). La Formación Niebla comienza con unos niveles conglomeráticos de base, formados por cantos y bloques arrancados del Culm. La serie continúa con unos depósitos de areniscas fuertemente cementadas por carbonato cálcico (calcarenita), que posee además una gran riqueza de fósiles marinos. Finalmente esta unidad termina con unos niveles de limos muy ricos en microfósiles, dientes de seláceos y huesos de cetáceos, además de presentar unas capas ricas en pequeños granos de un mineral verde denominado glauconita (Abad et al., 2004). Son frecuentes, dentro del mismo nivel, los cambios laterales a materiales (arenas o conglomerados) menos cementados o de distinto tamaños de grano. Esta formación se depositó durante el Tortonense superior, hace algo menos de 10 millones de años (Civis et al., 1987; Sierro, 1984), cuando el mar invadió todo este sector de la depresión del Guadalquivir.

Formación Arcillas de Gibraleón

Esta formación aflora en el entorno de Palos de la Frontera, concretamente en la base de los acantilados que delimitan las marismas del Tinto en su margen izquierda y más ampliamente al otro lado del río. Se trata de unas arcillas gris azuladas, dispuestas de forma masiva, con capas más limosas y/o arenosas ocasionalmente y con un alto porcentaje en carbonato cálcico (sobre el 25-30%). Es muy rica en contenido micropaleontológico y pobre en macrofauna. Presenta una intercalación de una formación arenosa con fauna de conchas marinas que aflora en las proximidades de la población de Trigueros y que tiene entidad

suficiente como para haber sido definida con el nombre de Arenas de Trigueros. Por encima de esta intercalación continúa la formación arcillosa, presentando en los niveles superiores frecuentes marcas sedimentarias, resultado de una intensa actividad biológica durante su depósito (bioturbación), así como capas ricas en glauconita de hasta 3 m (Galán et al., 1989). El espesor de todo este conjunto es muy variable, oscilando desde unas decenas de metros hasta más de 2.000 m, detectados en el golfo de Cádiz. Su edad geológica es del Tortonienense superior al Plioceno inferior, entre hace 8 y 5 millones de años (Civis et al., 1987; Sierro, 1984), cuando la invasión marina alcanzó su mayor profundidad.

Formación Arenas de Huelva

Esta unidad aflora ampliamente por todo el entorno de Palos de la Frontera, constituyendo una banda que se extiende hacia el NE por la margen izquierda del Tinto, también aflora al otro lado del río, en los Cabezos de la capital Onubense. Se trata de unas arenas masivas de hasta 30 m de espesor. Tienen un tamaño de grano fino, color de amarillo a grisáceo, carecen de cementación y presentan un porcentaje importante de limos en la base, donde contienen además notables cantidades de glauconita. Presentan varios niveles muy ricos en fósiles marinos (bivalvos, gasterópodos, escafópodos, dientes de peces, espículas de equinodermos, etc.) y en microfósiles (foraminíferos bentónicos y planctónicos, ostrácodos, etc.). Hacia términos superiores aparecen nódulos de carbonato cálcico, muy abundantes en algunas secciones, y también niveles con una intensa bioturbación. Estos materiales se depositaron en el Plioceno inferior, hace entre 5 y 3,5 millones de años (Civis et al, 1987; Sierro, 1984), en un medio marino más somero que la unidad anterior, incluso las concentraciones de fósiles representan episodios tormentosos en este medio litoral, que era lo suficientemente poco profundo como para que dichos eventos quedaran registrados en el sedimento.

Formación Arenas de Bonares

En el entorno de Palos de la Frontera y hacia el NE aflora ampliamente esta formación, que se superpone a la anterior. Consiste en un tramo de arenas finas a muy finas que se van haciendo más gruesas progresivamente hacia términos superiores, con intercalaciones de gravas, las cuales se van haciendo más presentes ha-

cia techo, hasta ser exclusivas. Presenta colores variados desde blanco-amarillentos a rojizos. Los restos fósiles son en general escasos, pero no lo son las huellas de su actividad (icnofósiles). En su parte más alta, presenta una variación notable de composición, con abundancia de un mineral arcilloso denominado caolinita, y que es el resultado de una intensa alteración por exposición aérea en unas condiciones climáticas de tipo tropical (Rodríguez Vidal et al., 1985). La edad de esta formación puede situarse en el Plioceno superior, hace en torno a 3 millones de años (Sierra, 1984; Mayoral y Pendón, 1987). Se trataba de un medio marino costero muy somero que progresivamente se fue continentalizando, hasta quedar la zona completamente emergida y sometida a los procesos de alteración propios del clima imperante en el momento, posiblemente cálido y húmedo.

Formaciones cuaternarias

Como consecuencia de esta emersión progresiva, el paisaje se continentalizó y la red fluvial comenzó a surgir y organizarse (Pendón y Rodríguez Vidal, 1986). Al principio estaba íntimamente relacionada con el nivel del mar que se retiraba, pero poco a poco se fue independizando de éste y dejando depósitos constituidos mayoritariamente por gravas, arenas y conglomerados, que culminan y erosionan las formaciones anteriores. A lo largo del Cuaternario (últimos 2,8 millones de años) la evolución de la red fluvial fue dando lugar a valles mejor definidos (paleo-Tinto), con un drenaje principal orientado ENE-OSO y con una desembocadura situada más al SO que la actual. Este curso principal fue encajándose y desplazándose hacia el SE, dejando amplias plataformas de depósitos (terrazas fluviales) en la margen derecha (Rodríguez Vidal et al., 1993). Estas plataformas fueron disectadas posteriormente por depósitos de cursos menores que adquirieron progresivamente mayor entidad, como los ríos Odiel, Piedras, ribera de la Nicoba y el arroyo Candón. Todos estos depósitos fluviales tienen espesores variables que van desde unos pocos centímetros hasta la veintena de metros. De esta forma, se fue configurando la red fluvial que hoy en día discurre por todo este sector (Cáceres, 1999). No obstante, esta evolución fluvial, con encajamiento y desplazamiento del Tinto hacia el SE ha dado lugar a que en su margen izquierda apenas haya sedimentos suyos antiguos, encontrándose la mayor parte de la margen derecha. Sólo en el entorno de Niebla-

Villarrasa se pueden observar terrazas medias y bajas del río en ambas márgenes (Cáceres y Rodríguez-Vidal, 2008).

A lo largo del Cuaternario se fueron sucediendo los distintos ciclos glaciares e interglaciares (estadios fríos y cálidos) que dieron lugar en esta zona a cambios ambientales y del nivel del mar. Así, al final del último estadio frío, hace unos 20.000 años, el nivel del mar se situaba 120 m por debajo del actual y la línea de costa estaba entre 12 y 40 km hacia el S (IGME, 1974). Esto provocaba que los ríos estuvieran más encajados que en la actualidad, al menos en las proximidades de las desembocaduras actuales. Con el final del último estadio frío se inició un ascenso del nivel del mar, denominado transgresión Flandriense, que alcanzó su máximo nivel en torno a hace unos 6.500 años (Zazo et al., 1994). Esta transgresión dio lugar a la erosión de morfologías y depósitos previos y a la formación de entrantes marinos por invasión de la parte más baja de los cursos fluviales (estuarios). La dinámica generada, una vez se estabilizó el nivel del mar, supuso la tendencia a la regularización del trazado costero, con relleno de entrantes y erosión de salientes. De esta forma, se construyeron acantilados, barreras litorales arenosas y, al dorso de estas barreras, en ambientes restringidos influenciados por las mareas, se desarrollaron amplias marismas en las zonas de estuario (Guadiana, Piedras, Tinto-Odiel, Guadalquivir). En la actualidad, estas zonas restringidas se encuentran en proceso de colmatación natural y antrópica, en algunos casos muy avanzado, como ocurre en el Guadalquivir.

La bahía Colombina forma parte del estuario del río Tinto, por tanto de aquella zona afectada e invadida por el ascenso del nivel del mar Flandriense y que, desde entonces, ha venido colmatándose de sedimentos. De esta forma, los materiales que constituyen su relleno, y que son los que han sido estudiados por los sondeos que aquí se muestran, representan la historia geológica más reciente del sector y la que enlaza directamente con la propia historia de la ocupación, uso y explotación del territorio por el hombre hasta la actualidad.

4. Evolución postflandriense del estuario de Huelva

El registro holoceno en el suroeste de la península ha sido ampliamente estudiado, centrándose en la evolución de la costa suratlántica y su conexión con el Mediterráneo. Toda la bibliografía coincide en que se produjo una subida muy rápida del nivel marino durante la deglaciación, a partir de 18.000 años,

y comienzos del Holoceno, seguido de una ralentización. La evolución a partir de este punto varía según los autores desde una estabilización con oscilaciones hasta etapas de descenso del nivel marino.

En general, la sedimentación holocena de los estuarios del SO de España se inició hace unos 10.000 años, con la desaceleración del proceso de subida del nivel marino en los litorales atlántico y mediterráneo, llegando al máximo transgresivo hace unos 6.500 años, representado por unas tasas de sedimentación de 5 mm/año. Las áreas afectadas por las mareas presentan un registro sedimentario y faunístico claramente marino, mientras que las áreas emergidas están compuestas por un desarrollado sistema de flechas y barreras litorales. En la segunda etapa, posterior al máximo transgresivo, estos sistemas muestran tasas de sedimentación inferiores a 2 mm/año (Lario et al., 1996).

La interrelación entre la dinámica costera a partir del máximo transgresivo, y la forma en que los humanos ocuparon el territorio, deriva en un modelo evolutivo hombre-medio de vital importancia para la mejor comprensión de las causas de la localización y/o abandono de los asentamientos humanos en esta zona.

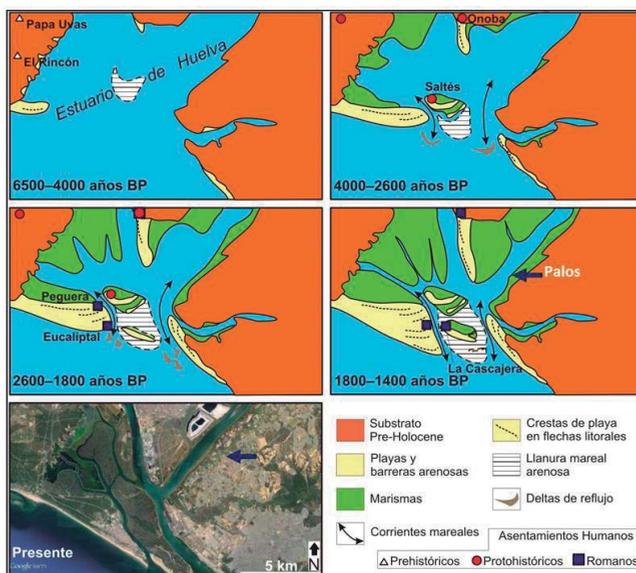


Figura 6. Modelo interpretativo de la evolución paleogeográfica durante el Holoceno medio-tardío del estuario de Huelva y localización de los principales asentamientos humanos.

No hay evidencia directa, a lo largo de la costa atlántica ibérica, de ninguna formación litoral emergida durante el máximo eustático del presente Interglaciario (6.500 años BP). En este momento, los estuarios del suroeste de España se inundaron y los valles fluviales de los ríos Tinto-Odiel se transformaron en una amplia bahía. Los datos disponibles muestran que entre este máximo de inundación y hace 4.000 años, el estuario comenzó a rellenarse con sedimentos fluvio-marinos. Al mismo tiempo, el desarrollo de las playas de arena limosa se formaban en ambos márgenes de la bocana. Durante este período, correspondiente a parte del Neolítico y del Calcolítico inicial, los asentamientos humanos no estaban directamente asociados con el medio marino y se ubicaban en las colinas cercanas, por lo que los recursos alimenticios dependían principalmente de la agricultura. Entre 4.000 y 2.600 años, el paisaje estuarino sufrió un dramático cambio; el aumento de los aportes sedimentarios, generado por la intensa erosión marina de los promontorios rocosos y arenosos vecinos, pero también y lo que es más importante, de los arrastres fluviales por las labores mineras y la deforestación, iniciaron el principal relleno y remodelación del estuario. Los principales cambios se produjeron en las flechas litorales de las bocanas de los ríos Tinto y Odiel (Punta Umbría y Punta Arenilla), a lo largo de las playas interiores anexas y en las marismas protegidas. El principal asentamiento fue la ciudad de *Onoba* (Huelva) que dominó una amplia bahía durante el Calcolítico y la Edad del Bronce. La evidencia de una relación intrínseca con el mar es clara en términos de navegación marina, comercio y uso de los recursos marinos. Desde hace aproximadamente 2.600 años, las condiciones ambientales favorecieron el desarrollo de las primeras llanuras de cheniers, en la actual Isla de Saltés, que formaron las barreras arenosas de El Almendral y El Acebuchal. Esta primera isla interior fue colonizada durante el período protohistórico (2.600-2.500 años), como una avanzadilla geoestratégica de la ciudad de *Onoba* así como el probable asentamiento portuario fluvio-marino de Aljaraque.

Las llanuras de chenier crecieron progresivamente en el estuario por la acumulación constante de capas de tormentas (tempestitas), lo que permitió la plena emersión de la barrera de Cascajera en los siglos I-II d.C. Simultáneamente las grandes flechas de arena de Punta Umbría y Punta Arenilla también crecieron mar adentro, migrando la desembocadura del estuario hacia el sur y favoreciendo la creación de factorías de salazones, como La Peguera y El Eucaliptal. Estos asentamientos, que fueron establecidos a principios del siglo I d.C., se

abandonaron a medida que fue creciendo la flecha de Punta Umbría, así como las orillas del estuario; primero La Peguera (siglos I-II d.C.) e inmediatamente después El Eucaliptal (siglos II-VI d.C.) y La Cascajera (siglos IV-V d.C.). Al final del período romano, a partir del siglo V d.C., ya se estableció la configuración actual del estuario y los asentamientos humanos posteriores no parecen estar ya condicionados por un patrón evolutivo morfodinámico.

5. La composición sedimentaria de los sondeos

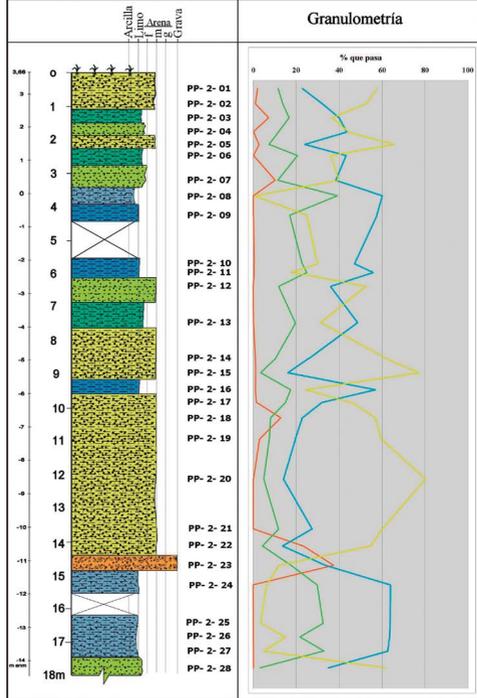
Como ya se mencionó en el apartado de metodología, el estudio granulométrico se ha realizado de las muestras obtenidas en los sondeos HUPP-16-5, HUPP-16-2 y HUPP-16-4 (Figs. 3 y 4). De esta forma se han podido analizar las características de los materiales del relleno de la ensenada, tanto en el interior (HUPP-16-2) como en su antigua bocana (HUPP-16-4 y HUPP-16-5), así como se ha podido establecer la correlación espacial y temporal entre ellos.

En el análisis granulométrico se ha procedido a la clasificación del material sedimentario detrítico en función de su tamaño de grano, a partir de la determinación de los porcentajes en peso de estos tamaños respecto al total de la muestra. Así, en la figura 7 se representan los tres sondeos estudiados, diferenciando los distintos materiales atravesados por la perforación y los resultados de los análisis granulométricos.

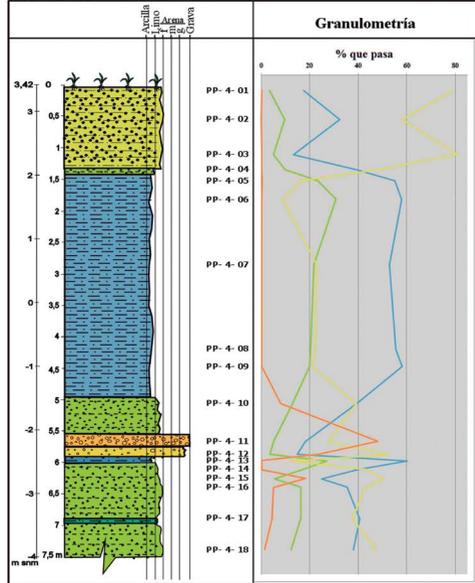
En el sondeo 5 (HUPP-16-5), el contenido en gravas es escaso, manteniéndose por debajo del 10% del peso de la muestra en casi toda la columna. No obstante hay algunas muestras en las que los porcentajes son mayores, como en las PP-5-23/31/42, en las que alcanzan valores próximos al 30% del total; o en las PP-5-28/29/30, donde se superan el 30% e incluso se alcanza el 50% en una de ellas (PP-5-29). El contenido en arenas es mayor en la primera parte del sondeo, disminuyendo claramente en la mitad superior. Por su parte, el contenido en limos es muy alto en esta mitad superior, dominando junto con las arcillas; mientras que en la mitad inferior vuelve a dominar en las proximidades con el sustrato del Mioceno (margas azules), superando el 50% del contenido de las muestras.

Por su parte, en el sondeo HUPP-16-4 la fracción arenosa es dominante hacia la parte alta y baja del sondeo, con porcentajes del 12 al 52% del peso de las muestras. El contenido de gravas es muy escaso, aunque cabe destacar la zona de las muestras PP-4-15/12 con más de un 10% y la muestra PP-4-11 que pre-

Sondeo HUPP-16-2



Sondeo HUPP-16-4



Sondeo HUPP-16-5

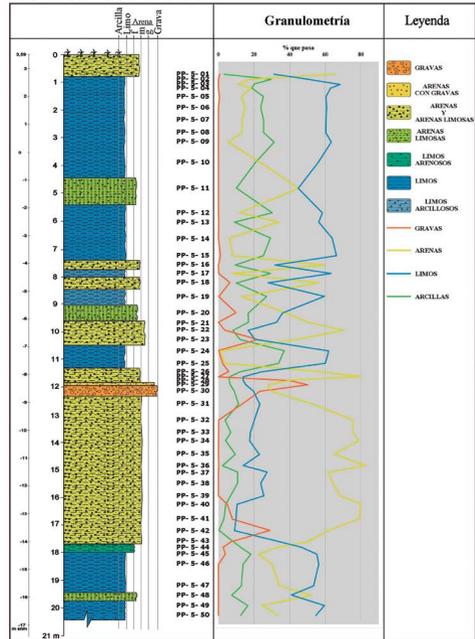


Figura 7. Perfiles estratigráficos y granulométricos de los tres sondeos analizados.

senta casi un 50% con este tamaño de grano. El contenido en limos es menor que el de arenas, aunque aparecen en todas las muestras; en el muro presenta valores desde el 25% hasta el 42%, alcanzando su mayor porcentaje en la muestra PP-4-13 con cerca del 61%. Finalmente el contenido en arcillas es relativamente bajo, pero también están presentes en todas las muestras, conteniendo entre un 4 y un 20%.

Finalmente, el sondeo HUPP-16-2 (Fig. 7), a diferencia de los dos anteriores, es más monótono dada su localización más hacia el interior de la ensenada. De esta forma la influencia marina debió ser menor, dominando, por tanto, la influencia continental.

Resultado de esta menor influencia marina, domina en el sondeo el contenido en limos arenosos de colores pardos oscuros, rompiéndose esta monotonía en dos tramos de un tamaño de grano mayor. El tramo inferior se encuentra a catorce metros de profundidad con más de un 30% del peso de la muestra correspondiente al tamaño grava. Por encima de este nivel, los cantos gruesos se dispersan dominando el tamaño arena a lo largo de tres metros de espesor. El segundo tramo de gravas se localiza entre los diez y once metros de profundidad. Al igual que el primero está formado por cantos centimétricos, pero en este caso el porcentaje es menor (algo más del 10%) y la matriz es más arenosa.

Por encima de este segundo nivel de gravas, se observa un potente tramo de ocho metros de espesor constituidos por limos-arenosos de color pardo con restos orgánicos más concentrados en su mitad inferior. Entre estos restos aparecen bioclastos, fragmentos de conchas de bivalvos y raíces típicas de marismas, estas últimas a los 9 m de profundidad. También es frecuente la aparición de pequeños restos de carbón en todo el tramo.

6. La edad de las formaciones sedimentarias

La datación radiométrica es un procedimiento empleado para determinar la edad absoluta de rocas, sedimentos, minerales y restos orgánicos. Los más utilizados son aquellos que utilizan elementos (isótopos) radioactivos que se van desintegrando transformándose en otros elementos o isótopos con una velocidad constante. En relación con la materia orgánica y para restos no más antiguos de 50.000 años, se suele emplear el método del radiocarbono o carbono 14 (^{14}C). No obstante, este método requiere de un tratamiento especial cuando

se trata de organismos marinos, fundamentalmente conchas de crustáceos. En estos casos y debido a alteraciones provocadas por ascensos de aguas profundas deficientes en ^{14}C , hay que considerar un parámetro de corrección (ΔR), para obtener una datación más acorde con la realidad. Para este trabajo (Tabla 1) se ha considerado el valor ΔR de -108 ± 31 años ^{14}C (Martins y Soares, 2013) para las costas andaluzas del golfo de Cádiz, durante los últimos 3.000 años.

Se tomaron 21 muestras de los tres sondeos estudiados, correspondientes a fragmentos de carbón y conchas marinas. Su selección obedeció a su calidad, a su naturaleza y al nivel en el aparecieron. Los resultados son los que se presentan en la Tabla 1.

Lugar y clave de la muestra	Clave del laboratorio	Tipo de muestra	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Edad de ^{14}C (años BP)	Edad cal. años BP IntCal/Marine13 (2 σ)
Sondeo 2					
PP2-10-C	CNA-4262	MO	-29.4	-198 \pm 28	0
PP2-10-S	CNA-4263	CM	-3.6	7744 \pm 37	8320–8126
PP2-12-C	CNA-4264	MO	-24.5	5831 \pm 33	4785–4604
PP2-12-S	CNA-4284	CM	1.3	6291 \pm 33	6846–6652
PP2-14-C	CNA-4265	MO	-29.0	6323 \pm 31	5365–5221
PP2-16-C	CNA-4266	MO	-28.8	7263 \pm 33	6218–6060
PP2-16/17-C	CNA-4267	MO	-22.2	7504 \pm 33	6440–6257
PP2-17-S	CNA-4268	CM	-4.6	7996 \pm 36	8534–8376
PP2-28-S	CNA-4270	CM	-1.3	54711 \pm 4793	>50000
Sondeo 4					
PP4-10-S	CNA-4271	CM	1.6	6081 \pm 33	6608–6409
PP4-11-C	CNA-4272	MO	-22.6	6467 \pm 32	5483–5368
PP4-12-S	CNA-4273	CM	1.2	7104 \pm 35	7654–7505
PP4-13-S	CNA-4274	CM	-1.3	5428 \pm 33	5892–5711
Sondeo 5					
PP5-4-C	CNA-4275	MO	-24.4	6385 \pm 33	5468–5311
PP5-12-S	CNA-4276	CM	-0.9	7500 \pm 35	8040–7866
PP5-16-C	CNA-4277	MO	-26.7	6407 \pm 32	5469–5325
PP5-18-C	CNA-4278	MO	-26.2	6993 \pm 33	5982–5785
PP5-19-S	CNA-4279	CM	-0.4	5690 \pm 30	6187–5990
PP5-20-C	CNA-4280	MO	-28.0	7437 \pm 33	6392–6236
PP5-20-S	CNA-4281	CM	-2.5	7664 \pm 36	8212–8006
PP5-50-S	CNA-4283	CM	-1.2	45682 \pm 156	>50000–45862

Tabla 1. Edades convencionales y calibradas de las muestras seleccionadas en los sondeos del estero de la Fontanilla, Palos de la Frontera. Laboratorio CNA: Centro Nacional de Aceleradores, Sevilla. MO es materia orgánica, CM es concha marina. Calibrado realizado por el Dr. Antonio Monge Soares, del Centro de Ciências e Tecnologias Nucleares de la Universidad de Lisboa. Las edades calibradas en años BP son antes del presente (Before Present), siendo el presente el año 1950 de nuestra Era.

Las dataciones radiocarbónicas calibradas muestran un sorprendente rango de edades, donde las más antiguas se fechan alrededor de 8.500 años cal. BP y las más recientes cercanas a 4.500 años cal. BP; todo ello sin que estas muestras alcancen los niveles basales ni los somitales de los tres sondeos. Esto significa que el relleno sedimentario de la bahía Colombina se extendería probablemente a lo largo de todo el Holoceno, registrando el tránsito desde un medio terrestre finiglaciario, pasando por un medio marino postglaciario y, finalmente, a otro estuarino mareal marcadamente antropogénico.

En un futuro cercano, los estudios radiométricos deberán centrarse en buscar métodos alternativos de datación, como la luminiscencia de arenas de cuarzo (OSL) o los restos arqueológicos, que completen la cronología del relleno sedimentario de la ensenada; ya que queda demostrado que dicho registro puede ser utilizado como un lugar-tipo para el estudio de los cambios climáticos y ambientales del SO peninsular.

7. Correlación de los sondeos e interpretación de facies

Teniendo en cuenta los datos aportados por el análisis granulométrico y las dataciones absolutas se ha podido establecer una correlación entre los tres sondeos que podrían representar, grosso modo, el relleno completo de la bahía Colombina (Fig. 8). De esta forma se pueden diferenciar seis facies sedimentarias (materiales de características similares), correspondientes con seis fases distintas del relleno de la ensenada.

La primera de ellas (F1) se sitúa en la base de los sondeos HUPP-16-2 y HUPP-16-5, a 15 y 18 m de profundidad respectivamente. Se trata de materiales limo-arenosos pertenecientes a sustrato de la Formación Arcillas de Gibralfaró, explicadas anteriormente. Esto implicaría que el sustrato mioceno, y a la profundidad de los sondeos referidos, estuvo expuesto superficialmente y sometido a la erosión fluvial, en momentos del nivel del mar bajo durante el último estadio frío wurmiense.

La facies 2 (F2) aparece exclusivamente en el sondeo 2, justo por encima de la facies anterior y a 15 m de profundidad. Se trata de un nivel en el que predomina la granulometría gruesa (grava), por lo que debe corresponder con depósitos ligados a la red fluvial encajada, previa al ascenso del nivel del mar Flandriense (anterior a 10.000 años). En este sentido, algunos autores hacen referencia a

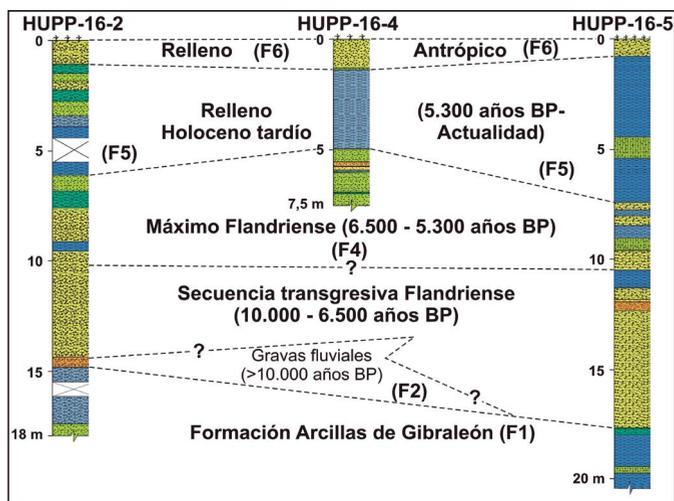


Figura 8. Correlación cronológica y estratigráfica de los tres sondeos estudiados en la ensenada de Palos de la Frontera y su interpretación en cuanto al relleno sedimentario.

la existencia de estos depósitos, que hoy en día se encuentran ocultos por la sedimentación más reciente en el estuario (Cáceres, 1999; Dabrio et al., 1999).

La facies 3 (F3) se identifica igualmente en los sondeos HUPP-16-2 y HUPP-16-5, entre 14 y 10 m y entre 18 y 10,5 m de profundidad, respectivamente. Se trata de una secuencia eminentemente arenosa y que se podría relacionar con los depósitos ligados al ascenso del nivel del mar Flandriense y a su dinámica acompañante. Este ascenso implicó la progresiva inundación por el mar de los valles bajos de los ríos, incluido el paleovalle del arroyo que daría lugar a la bahía Colombina. La influencia continental se deja sentir en los niveles de granulometría más gruesa, intercalados entre las arenas en los dos sondeos, a unos 10,5 m en el primero y a 12 m en el segundo.

La facies 4 (F4) sí aparece en los tres sondeos: entre 10 y 6 m de profundidad en HUPP-16-2; desde la base hasta los 5 m de profundidad en HUPP-16-4; y entre 10,5 y 7,5 m en HUPP-16-5. Se trata de una secuencia en la que alternan los niveles arenosos con otros más finos, aunque domina la arena e incluso hay un nivel más grueso en el sondeo 4. También son frecuentes los restos de organismos marinos. Se trata de los sedimentos producidos en los momen-

tos en los que el nivel del mar ascendente alcanzó su máxima cota, aproximadamente la cota actual. En este máximo todo el estuario del Tinto estaría ocupado por las aguas marinas, conformando un gran entrante de mar (Fig. 9).

La facies 5 (F5) también está presente en los tres sondeos: entre 6 y 1 m de profundidad en HUPP-16-2, entre 5 y algo menos de 1,5 m de profundidad en HUPP-16-4 y entre 7,5 y algo menos de 1 m de profundidad en HUPP-16-5. Entre estas profundidades dominan en los tres sondeos los materiales finos como limos y arcillas con algunas pasadas más arenosas en los dos sondeos largos. También es frecuente la presencia de restos orgánicos vegetales y carbonosos, más evidentes en el sondeo 2. Estos sedimentos, eminentemente finos, se corresponderían con el relleno de marisma de la ensenada desde el máximo Flandriense.

Finalmente la facies 6 (F6) se correspondería con los tramos más superficiales de los tres sondeos. Se trata de un material en el que predomina la fracción arenosa con algunos cantos dispersos, raíces y restos carbonosos. También aparece algún material antrópico más reciente, por lo que se interpreta como la fase final de relleno por acción del ser humano.

8. Evolución paleogeográfica y ambiental de la bahía precolombina

Atendiendo a la interpretación de las facies sedimentarias presentes, y tratadas en el apartado anterior, se puede realizar una primera aproximación a la reconstrucción paleoambiental de la bahía colombina. Esta aproximación se verá perfilada y más o menos apoyada por los estudios palinológicos y paleontológicos que se han publicado con anterioridad.

Así pues, con los datos aportados por los tres sondeos se puede establecer una evolución temporal del relleno sedimentario del valle-ensenada de La Fontanilla (Fig. 8), que bien podría extenderse al resto del estuario e incluso a la costa suroccidental ibérica.

En el último estadio frío wurmiense, hace unos 20.000 años, la red fluvial superficial se encajaba sobre el sustrato neógeno y cuaternario de la depresión inferior del Guadalquivir. En las zonas bajas de las laderas afloraban las formaciones más antiguas (Arcillas de Gibraleón) mientras que en las más altas y aguas arriba lo hacían las más recientes (Arenas de Huelva, Arenas de Bonares

y formaciones más antiguas del Cuaternario). La red fluvial se encajaba por debajo del nivel del mar actual y se extendía algunos kilómetros hacia el sur, en una zona hoy en día inundada. Todas las formaciones sobre las que discurría esta red fluvial aportaban materiales al relleno de estos valles y más aún cuando el nivel del mar empezó a ascender con el fin del último estadio frío.

De esta forma, la base de los sondeos más profundos (Fig. 8) alcanzan las formaciones neógenas, concretamente las Arcillas de Gibraleón (F1). Sobre ellas se depositan materiales, primero relacionados con los propios ríos y su dinámica sedimentaria (F2) y más tarde ligados al ascenso del nivel del mar Flandriense (F3). La subida del nivel del mar implica que la red fluvial disminuye su energía, provocando sedimentación y una menor evacuación de materiales aportados desde las laderas. Así pues la facies 3 representaría mayoritariamente el relleno terrestre del fondo de la ensenada, con aportes por arroyada de limos, arenas y gravas de las laderas de los cerros marginales. Aunque se han podido realizar dataciones isotópicas de estos materiales, la edad de esta secuencia es del Holoceno inferior-medio, previa a las primeras dataciones marinas suprayacentes, de hace unos 6.500 años.

Cuando el nivel marino alcanzó su máxima cota, aproximadamente la actual, todo el estuario del río Tinto estaba invadido por las aguas oceánicas, incluido la pequeña bahía Colombina (Fig. 9). Por tanto, la sedimentación que tuvo lugar durante esta fase es básicamente costera, con niveles arenosos y restos de moluscos marinos (F4). Esta fauna y algunas otras muestras de materia orgánica han sido muy bien datadas (Tabla 1), proporcionando edades calibradas comprendidas entre hace 6.500 y 5.300 años. Estas fechas, más concretamente la última, se correspondería con el final del ascenso marino Flandriense, coincidiendo con la época cultural del Neolítico final. En este momento de la prehistoria ya existían abundantes asentamientos humanos en la costa del golfo de Cádiz (Ramos et al., 2013).

Una vez alcanzado el nivel marino actual y más o menos estabilizado en esta cota, se inició el proceso de relleno y colmatación del estuario, siendo éste más acusado en sus márgenes y en los entrantes menores, como el ejemplo que nos ocupa. Este proceso obedece tanto a la dinámica natural, fundamentalmente impulsada por las mareas, como a las propias de la actividad, cada vez más intensa, del ser humano (desforestación, agricultura, ganadería, minería). Resultado de esta colmatación progresiva se depositaron los materiales



Figura 9. Reconstrucción paleogeográfica de la ensenada de Palos en el máximo Flandriense, hace unos 5.300 años (imagen basal de Google Earth).

correspondientes a la facies 5, que serían todos aquellos propios de medios litorales mareales restringidos, como marismas, canales estuarinos y zonas supramareales fangosas. De esta forma, el estuario, y con él la ensenada Colombina, se fue colmatando progresivamente y restringiendo su extensión hasta nuestros días. Todo este proceso de relleno se culmina en el sector estudiado con un último aporte mixto, aunque predominantemente arenoso (F6), de naturaleza antrópica en momentos históricos en los que la ocupación y la explotación del entorno era ya muy notable.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Excmo. Ayuntamiento de Palos de la Frontera (Huelva), con el apoyo de la infraestructura científica de los grupos de

investigación HUM-132, RNM-238 y RNM-293 de la Junta de Andalucía. Es una contribución al Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural de la Universidad de Huelva.

Bibliografía

- Abad, M., De la Rosa, J., Pendón, J.G., Ruiz, F., González-Regalado, M.L. y Tosquella, J. (2004). Caracterización geoquímica del horizonte glauconítico en el límite superior de la Formación Niebla (Tortoniense superior, SO de España). *Geogaceta*, 35, 35-38.
- Cáceres, L.M. (1999). *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir (Huelva)*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva. Colección Alonso Barba, 5, Huelva, 250 p. y 1 mapa.
- Cáceres Puro, L.M. y Rodríguez-Vidal, J. (2008). Terrazas fluviales medias y bajas del río Tinto (noroeste de Villarrasa). *Geología de Huelva. Lugares de Interés Geológico*, 142-143. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, Huelva.
- Civis, J., Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M. (1987). El Neógeno marino de la provincia de Huelva: antecedentes, y definición de las unidades litoestratigráficas. En: Civis, J. (Ed). *Paleontología del Neógeno de Huelva*. Ediciones de la Universidad de Salamanca.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., González, J.A. y Flores, J.A. (1999). Sequence stratigraphy of Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cádiz (southern Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 77, 263-281.
- Galán, E., González, I., Mayoral, E. y Vázquez, M.A. (1989). Caracterización y origen de la facies glauconítica de la Cuenca del Guadalquivir. *Estudios Geológicos*, 45, 169-175.
- IGME. (1974). *Investigación minera submarina en el subsector "Huelva I" Golfo de Cádiz*. "Colección-Informe". Madrid, p. 465.
- Lario, J. (1996). *Último y Presente Interglacial en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo: Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, España.
- Martins, J.M.M. y Soares, A.M.M. (2013). Marine radiocarbon reservoir effect in Southern Atlantic Iberian coast. *Radiocarbon*, 55 (2-3), 1123-1134.
- Mayoral, E. y Pendón, J.G. (1987). Icnofacies y sedimentación en zona costera- Plioceno superior (?). Litoral de Huelva. XI Congr. Nac. Sedimentología, Barcelona. *Acta Geológica Hispana*, 21-22, 507-513.
- Pendón J.G. y Rodríguez-Vidal, J. (1986). Características sedimentológicas del Alto Nivel Aluvial Cuaternario en el litoral de Huelva. XI Cong. Nac. Sedimentología. *Acta Geológica Hispana*, 21-22, 107-111.
- Pozo, F., Campo, J.M. y Borja, F. (1996). *Puerto histórico y castillo de Palos de la Frontera*. Servicio de Publicaciones. Universidad de Huelva.

- Ramos, J., Vijande, E., Cantillo, J.J., Pérez Rodríguez, M., Domínguez-Bella, S. y Gutiérrez López, J.M. (2013). Las sociedades tribales neolíticas en la zona litoral e interior de Cádiz. Continuidad poblacional y proceso histórico. *Menga*, 4, 79-101.
- Rodríguez-Vidal, J., Mayoral, E. y Pendón J.G. (1985). Aportaciones paleoambientales al tránsito Plio-Pleistoceno en el litoral de Huelva. *Actas I Reunión de Cuaternario Ibérico*, I. Lisboa, 447-459.
- Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M. y Rodríguez-Ramírez, A. (1993). Modelo evolutivo de la red fluvial cuaternaria en el suroeste de la Península Ibérica. *3ª Reunião do Quaternário Ibérico*. Coimbra (Portugal).
- Sierro, F.J. (1984). *Foraminíferos planctónicos y Bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde Occidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO. de España)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, p. 391.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Imbrota, S., Lario, J., Bardají, T. y Silva, P.G. (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 933-945.