

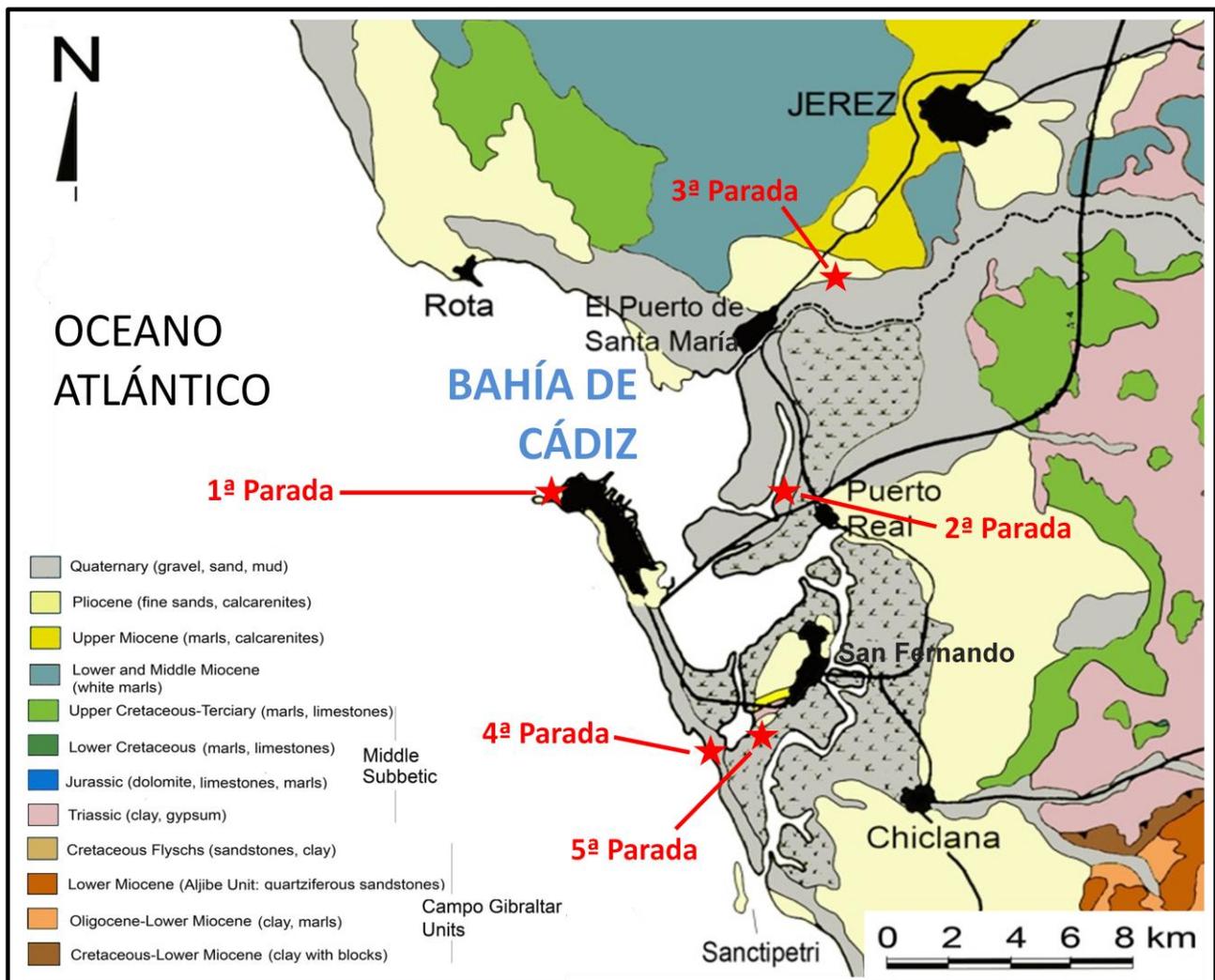
geología 12

Cádiz geología

Celebración Geológica del Bicentenario de 1812

Evolución de la Bahía de Cádiz en el transcurso de los tiempos geológicos

Gracia Prieto, Javier; Gutiérrez Más, José Manuel; Domínguez Bella, Salvador; Alonso Villalobos, Carlos; Sánchez Bellón, Ángel. Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Cádiz.



Mapa geológico del entorno de la Bahía de Cádiz y localización de las paradas

Introducción

A escala histórica (miles de años) la evolución morfológica de la línea de costa atlántica gaditana ha estado controlada por las oscilaciones del nivel del mar (también llamadas “eustáticas”) y por los movimientos tectónicos recientes. Para periodos cronológicos de menor duración (cientos de años), los cambios costeros se ven condicionados por la influencia que las oscilaciones climáticas han tenido sobre los procesos físicos litorales (oleaje, corrientes, mareas, vientos, etc.) y continentales (erosión hídrica y aportes sedimentarios fluviales a la costa, etc.), en paralelo a los cuales no se pueden olvidar los efectos generados por la neotectónica local y, puntualmente, por fenómenos físicos de muy alta energía y de origen diverso, tanto climático (temporales marítimos), como geológico (tsunamis).

Un leve pero significativo cambio climático puede llegar a generar, además de una posible ligera variación en la posición del nivel del mar, una acusada modificación de la dinámica de vientos y corrientes litorales, desencadenando fuertes transformaciones en el paisaje costero. Una subida de apenas 30 cm en la posición de la lámina de agua marina provocaría la erosión y el retroceso de playas y cordones litorales arenosos, a la vez que una expansión de las zonas inundables de marismas (espacios de elevada vulnerabilidad), reduciendo la capacidad productora de estos ecosistemas incluso hasta el punto de hacerlos inhabitables. Esta situación, y su inversa, han sido una constante a lo largo de los últimos miles de años.

Estructuración y evolución histórica de la Bahía de Cádiz.

El origen de la bahía de Cádiz está en la **formación de una depresión tectónica** durante una fase de extensión en el **Mioceno Superior – Plioceno (hace unos 6 millones de años)**. La depresión inicial estuvo ocupada por un gran delta, que recibía los aportes de un río importante y cuyos sedimentos hoy día se conservan en forma de una unidad de conglomerados (“Roca Ostionera”, unidad 6 de la Fig. 1), rica en conchas de ostreidos u “ostiones”. Durante el Plioceno Medio y Superior los ambientes costeros estuvieron ligados a las oscilaciones del nivel del mar.

Ya a finales del Plioceno y especialmente a inicios del Cuaternario (**Pleistoceno Inferior, hace unos 2,5 millones de años**), se produjo una **fase tectónica que generó varias fallas** con planos muy verticales y movimientos laterales de bloques (fallas direccionales), que básicamente se pueden agrupar en dos grandes familias, similares a las que se reconocen en otras zonas de la provincia de Cádiz (Fig. 2): unas fallas de dirección NE-SW, con movimientos levógiros o a izquierdas, y otras de dirección NW-SE, con movimientos dextrógiros o a derechas. Los desplazamientos horizontales que provocaron estas fallas a lo largo del Cuaternario Inferior (Pleistoceno) superaron a menudo los 2 km, mientras que los movimientos verticales asociados apenas alcanzaron algunas decenas de metros. **Estas fallas dividieron la Bahía de Cádiz en un conjunto de bloques** con movimientos relativos entre unos y otros.

A lo largo del Cuaternario la distribución de ambientes en la Bahía de Cádiz (Figura 1) estuvo ligada a diversas **oscilaciones eustáticas**, alternando épocas de nivel del mar bajo, con desarrollo de llanuras aluviales, y épocas de nivel del mar alto, con la formación de depósitos litorales.

Durante los episodios de **alto nivel del mar** los actuales relieves costeros (bloques tectónicos) conformaban **islas** de diversa entidad, como las que ocupan las actuales ciudades de Cádiz (+ 14 m) y San Fernando (+ 29 m), o bien promontorios rocosos, como el de El Puerto de Santa María (Punta de Santa Catalina, + 10 m) o el de Puerto Real (Cerro de Ceuta, + 22 m).

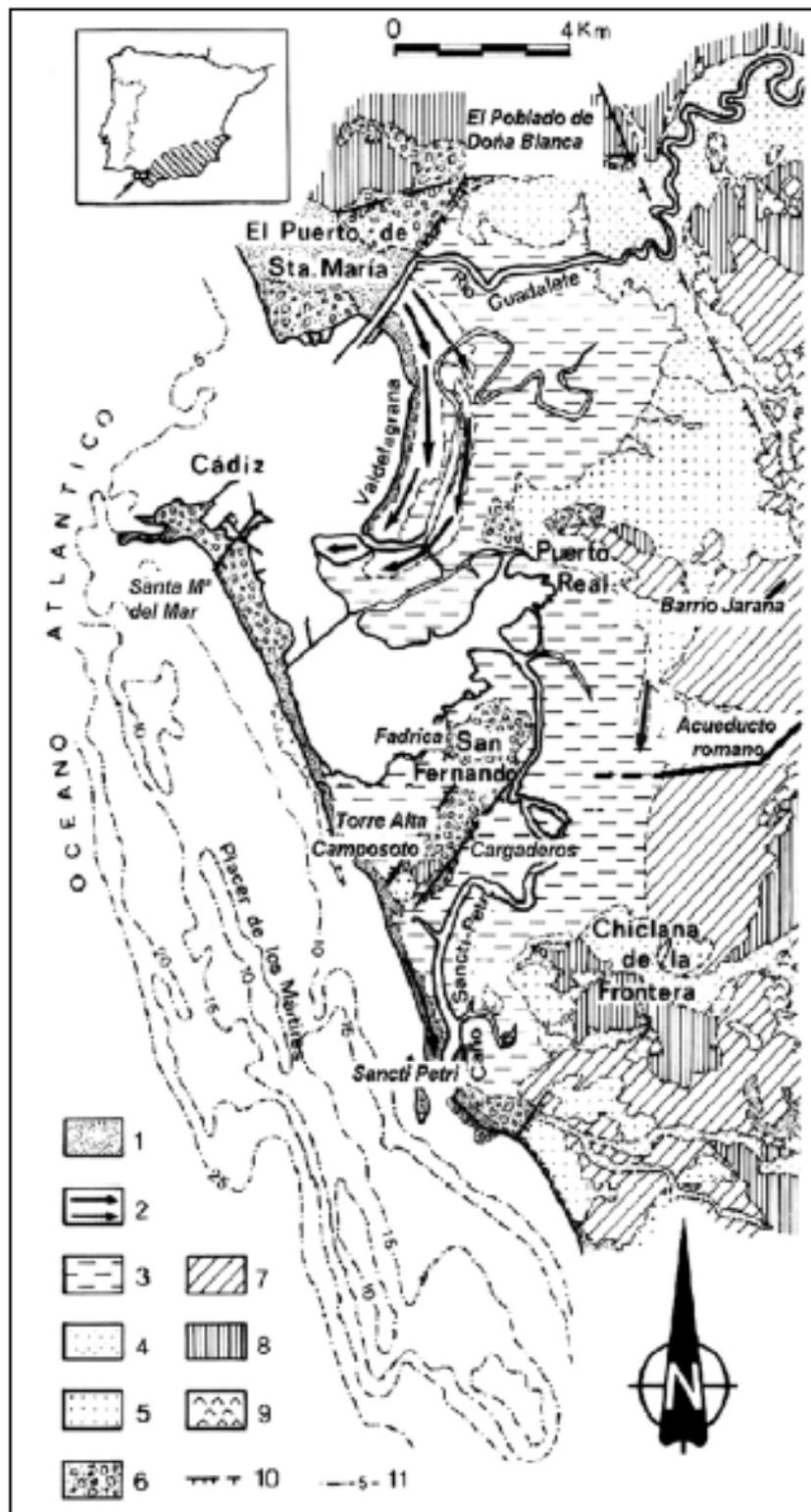


Figura 1. Mapa simplificado de las unidades geológicas y ambientes sedimentarios actuales de la Bahía de Cádiz (Alonso et al., 2004). Leyenda: 1, Playas, dunas. 2, Flechas litorales holocenas e históricas. 3, Marismas. 4, Depósitos aluviales holocenos. 5, Depósitos pleistocenos. 6, Depósitos litorales plio-pleistocenos ("Roca Ostionera"). 7, Arenas pliocenas. 8, Otras unidades terciarias. 9, Yesos y arcillas triásicas. 10, Falla en general. 11, Isobatas (en m).

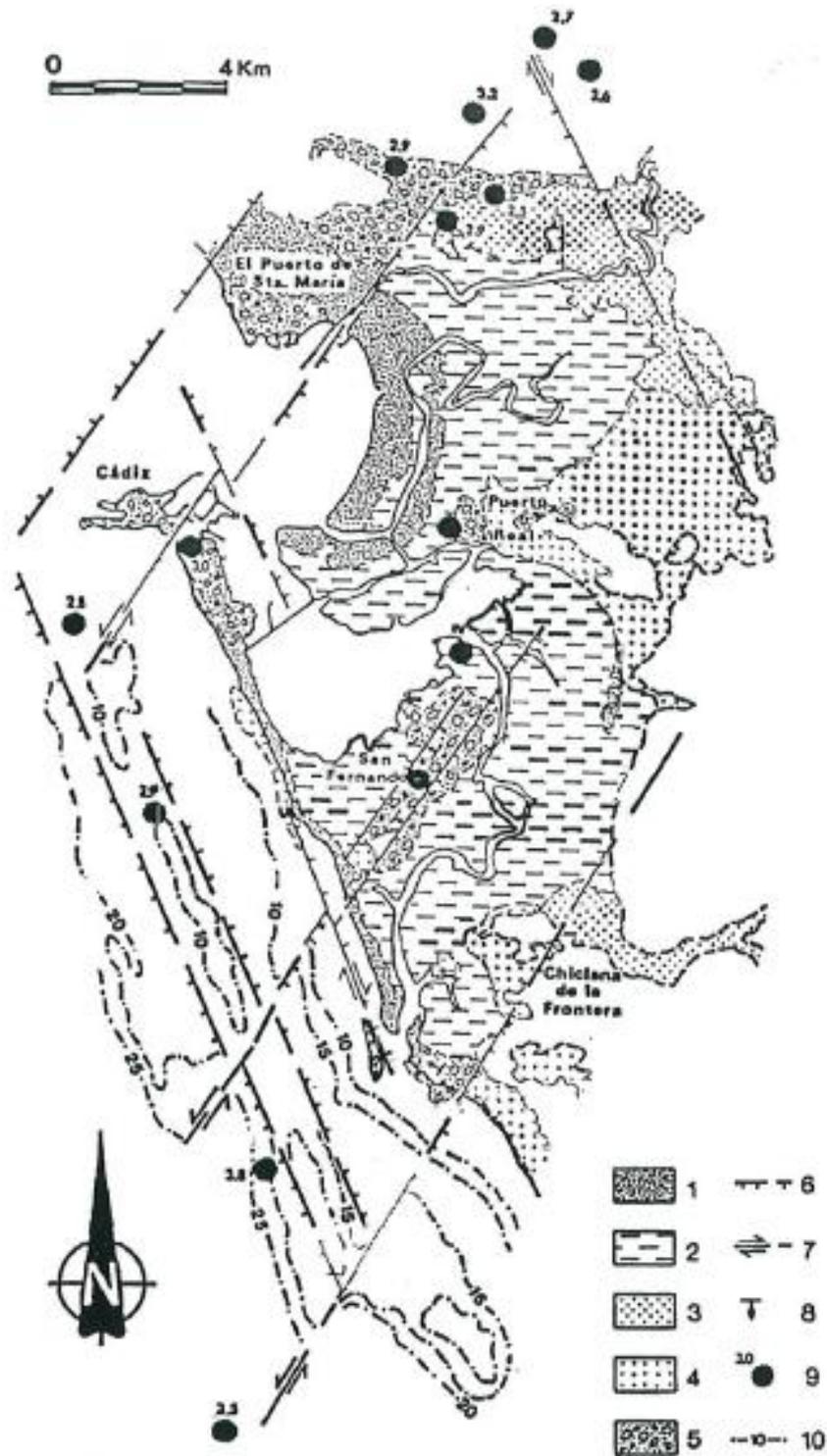


Figura 2. Esquema tectónico de la Bahía de Cádiz (Gracia et al., 2008). Leyenda: 1, Campos de dunas, playas y cordones arenosos históricos y actuales. 2, Marismas. 3, Depósitos aluviales del Holoceno. 4, Depósitos del Pleistoceno. 5, Roca Ostionera (Plioceno Superior – Pleistoceno Inferior). 6, Falla normal con actividad en el Cuaternario. 7, Falla direccional con actividad en el Cuaternario. 8, Dirección en profundidad de la inclinación de depósitos cuaternarios deformados por fallas. 9, Epicentros de terremotos (los números y las letras se refieren a la magnitud y la intensidad, respectivamente). 10, Líneas de profundidad (isobatas, en metros).

Estas oscilaciones del nivel del mar provocaron cambios paisajísticos muy importantes. Así durante etapas de **nivel del mar bajo**, la línea de costa estaba desplazada varias decenas de kilómetros

hacia el mar en comparación con la situación actual. La gran **llanura costera gaditana en esas épocas fue surcada por los ríos Guadalquivir y Guadalete**, siguiendo trazados que hoy día, con un nivel del mar más alto, yacen bajo el mar, en forma de antiguos canales o depósitos de gravas típicamente fluviales. Un ejemplo de esta situación está en el antiguo trazado del río Guadalquivir, que llegó a pasar por el interior de la Bahía de Cádiz en el **Pleistoceno Medio, hace unos 300.000 años** (Fig. 3), **coincidiendo con el descenso eustático correspondiente a la glaciación Riss**. Muchas de las rocas que actualmente corta y erosiona el río Guadalquivir en su cuenca, como cuarcitas y rocas metamórficas, no aparecen en la cuenca gaditana del río Guadalete. Sin embargo, entre la costa de Chipiona y Rota, y ya en el interior de la Bahía de Cádiz, aparecen numerosos depósitos de gravas de origen fluvial con esa composición cuarcítica y metamórfica. Si unimos todos esos depósitos obtenemos el trazado que tuvo el Guadalquivir durante uno de estos episodios de nivel del mar más bajo (Gracia et al., 2010). Posteriormente, con una **nueva subida del nivel del mar**, el **antiguo canal del Guadalquivir pasó a ser inundado por el mar**, y hoy día una parte de esos sedimentos se encuentran sumergidos. No obstante, el río Guadalquivir dejó otro tipo de huellas, de carácter erosivo, que todavía se reconocen en el paisaje actual de la Bahía.

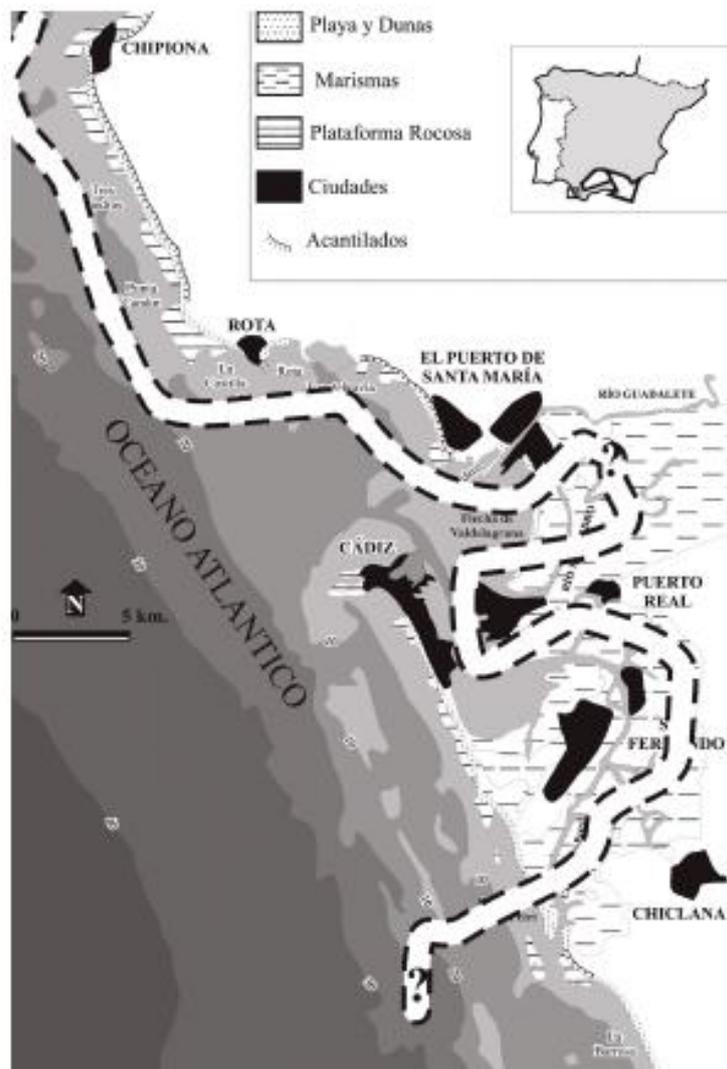


Figura 3. Trazado aproximado del río Guadalquivir por la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno Medio (Gracia et al., 2010),

Más tarde, en el siguiente episodio de bajada del nivel del mar, hace unos **30.000 años (coincidiendo con la glaciación Würm)**, fueron cauces fluviales de la cuenca del Guadalete los que surcaron la nueva llanura costera que se extendía delante de la actual costa. Sus trazados, sinuosos y divagantes, eliminaron parte de los depósitos anteriores del Guadalquivir, mezclándolos con los suyos propios. Por otro lado, excavaron canales que, aunque hoy día están en buena parte sumergidos bajo el mar, todavía se puede reconocer en algunos lugares. Uno de estos sitios es la propia ciudad de Cádiz, tal y como se menciona en la explicación de la 1ª parada.

1ª Parada. La Caleta

Evolución geológica reciente de la ciudad de Cádiz

El substrato geológico de la ciudad de Cádiz presenta unos materiales rocosos, que desde un punto de vista geológico, no tienen mucha antigüedad, ya que tienen cronologías comprendidas entre Mioceno y Holoceno. Fundamentalmente se trata de margas azules y conglomerados cementados, con ostras y pectínidos, los localmente conocidos como “roca ostionera”; estos materiales aparecen además asociados a otras litologías como las arenas amarillas (Gutiérrez Mas et al., 1991; Domínguez-Bella, 2008).

Todos estos materiales, forman una lengua de tierra que emerge algunos metros sobre el nivel actual del mar y que posteriormente ha sido cubierta por cordones litorales arenosos que forman un muro de separación entre el interior de la bahía y el mar abierto. Este muro coincidiría aproximadamente con una antiforma de materiales rocosos resistentes, de edad Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior, la denominada por Vázquez et al., 2000 y Llave, 1998, antiforma de Cádiz (Antón López, 2005) (Figura 4).

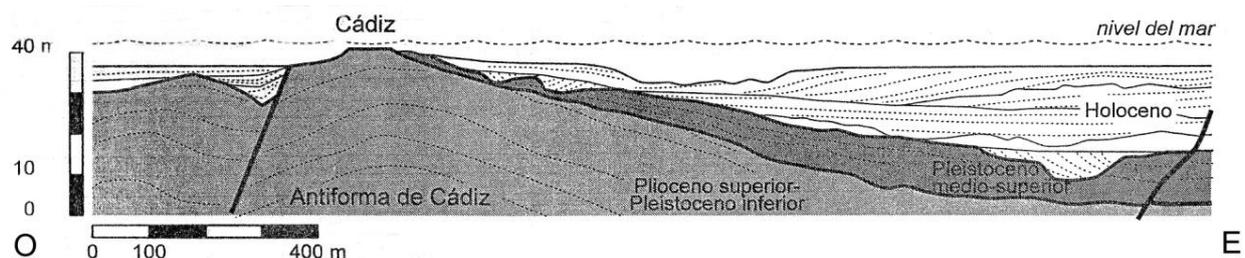
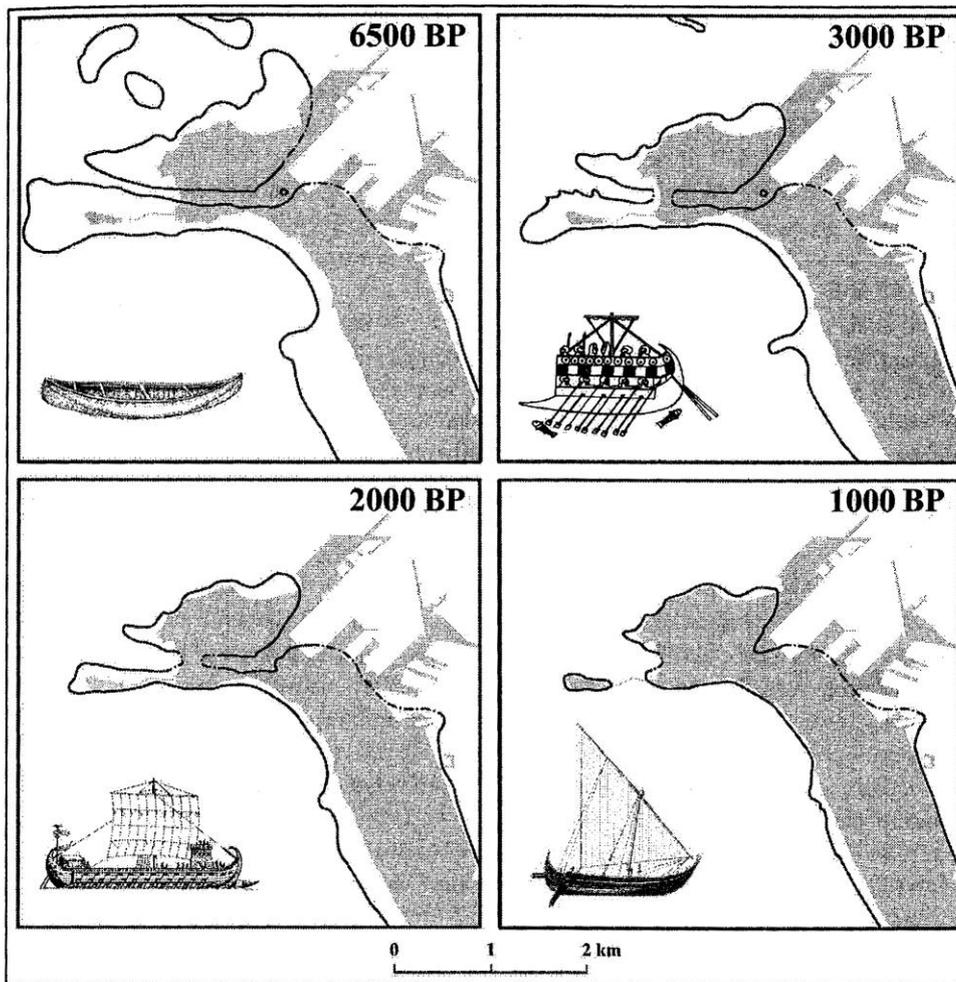


Figura 4. Esquema estratigráfico y estructura del área sumergida en la zona norte de la Bahía de Cádiz, con las relaciones geométricas entre unidades (en Antón López, 2005).

Tal y como hemos mencionado, hace entre **30.000-18.000 años.**, se produjo una **regresión marina** (mínimo regresivo de la glaciación Würm), con un nivel del mar que estaría a unos 120 m por debajo del actual (Zazo y Goy, 2000) y la línea de costa estaría aquí a unos 14 km mar adentro del límite actual. En esta situación, en toda el área del Golfo de Cádiz, con un paisaje muy diferente al presente y sobre la superficie erosiva previa y los depósitos existentes sobre ella, se produjo una fuerte incisión de los cauces fluviales de la zona, (Hernández-Molina et al., 1996).



----- Límite Canal Bahía - Caleta

Figura 5: A-D: Reconstrucción de las islas gaditanas a lo largo de los últimos 6500 años (según Arteaga et al., 2008) con estadios en la prehistoria, época fenicia, romana y Edad Media y Vista satélite actual del casco antiguo de la ciudad de Cádiz, con el trazado supuesto para el Canal Bahía-Caleta, obtenidos a partir de datos arqueológicos y de sondeos y de las dos islas existentes en época romana (foto modificada de Google Earth[®]. Barra de escala = 600 m. elaboración propia).

Según estos autores, la zona evoluciona hasta la **Transgresión Flandriense (que tuvo lugar hace entre 14.000-6800 años)**, de manera que los primeros **sedimentos marinos** aparecerían en el estuario de la Bahía de Cádiz hace unos 10.000 años, llegándose con una subida relativamente rápida, **hasta el 6500 BP**.

Desde entonces hasta la actualidad, los sedimentos fluviales, procedentes de la desembocadura del río Guadalete han ido progradando y **colmatando la bahía**, lo que unido a la deriva litoral de la zona y a la sedimentación mareal, configuraron la evolución actual del entorno de la ciudad de Cádiz, con un conjunto de varias islas, cuya propuesta de evolución aparece en Arteaga et al. (2001a; 2001b)(Figura 5 A-D). Esta propuesta se ha basado en los sondeos geoarqueológicos realizados en diferentes puntos de la ciudad de Cádiz por Arteaga y Schultz (2003), especialmente en el casco antiguo, y contrastando los datos geológicos con los registros arqueológicos disponibles (Arteaga et al., 2008; Bernal, 2008).

El Canal Bahía-Caleta

La ciudad de Cádiz estuvo emplazada sobre dos islas mayores (las llamadas Erytheia y Kotinoussa)(Figura 5), cuyo substrato rocoso es como se ha dicho, sobre todo de naturaleza conglomerática, de la denominada “roca ostionera”. Estas rocas se disponen asentadas sobre las arenas y areniscas con pecten y las arcillas y margas azules, siendo todos ellos materiales del Terciario.

En el casco antiguo de la actual ciudad de Cádiz podemos observar como accidente más llamativo, una zona de forma alargada y deprimida, que como una estrecha banda atraviesa en dirección E-O dicho casco histórico, desde la playa de La Caleta hasta San Juan de Dios y la dársena del puerto.

Los estudios mediante geofísica de alta resolución realizados por Llave, 1998 y Llave et al., 1999, proponen la teoría de que se trataba de un canal mareal, que atravesaba de este a oeste la plataforma rocosa de conglomerados sobre la que se asienta la actual ciudad de Cádiz y que puede ser la herencia de un paleocauce holoceno de la cuenca del río Guadalete, que estuvo activo entre hace 14.000 y 10.500 años.

A partir de estos estudios geofísicos, los citados autores diferenciaron cinco grandes unidades sísmicas en el relleno de sedimentos que ha sufrido la Bahía de Cádiz durante el Cuaternario (Llave, 1998).

La morfología del citado canal fluvial sería asimétrica y se localizaría en las zonas oriental y occidental de la bahía externa de Cádiz (Figura 6A), a ambos lados de la ciudad, cruzándola de Este a Oeste, entre la actual Plaza de San Juan de Dios y la Playa de La Caleta, saliendo hacia el mar entre las plataformas rocosas de la Punta de la Nao y la Punta del Sur (Figura 6B), en dirección hacia la plataforma continental. En estos estudios sísmicos, se comprueba que el basamento acústico está formado por la roca ostionera, es decir los conglomerados bioclásticos con ostreas y pectínidos, de edad Pleistoceno.

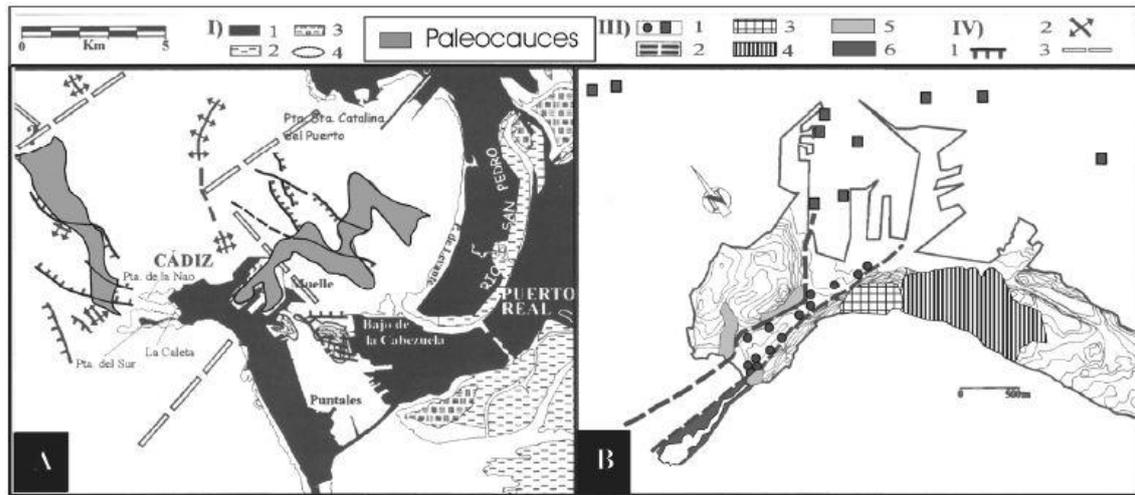


Figura 6: A: Mapa del trazado de los tramos de un paleocauce fluvial, detectados por geofísica (estratigrafía sísmica y secuencial) y sondeos (Llave et al., 1999). B: Mapa de la ciudad de Cádiz, con el trazado supuesto para el Canal Bahía-Caleta, según datos de sondeos y arqueológicos (Llave et al., 1999). LEYENDA (A): I. 1. Tierra firme; 2. Marismas; 3. Salinas; 4. Afloramientos intermareales de roca. IV. 1. Falla normal; 2. Anticlinal; 3. Direcciones morfoestructurales inferidas. LEYENDA (B): III. 1. Datos de sondeos en la ciudad (círculos) y la Bahía de Cádiz (cuadrados); 2. Límites propuestos para el trazado del paleocanal; 3. Zona urbana romana; 4. Necrópolis; 5. Industrias de salazones; 6. Industrias líticas prehistóricas.

En la Bahía de Cádiz, estos materiales aparecen ligeramente plegados, con suaves formas anticlinales, a lo largo de uno de los cuales, de dirección aproximada NNO-SSE, se desarrollaría la península de Cádiz (Mediavilla et al., 2004: 205). Más tarde, habría sufrido diferentes fracturaciones e inclinaciones, que se debieron a la tectónica y sismicidad de la zona, que ha estado activa hasta la actualidad (Gracia et al., 1999). Es posible que la génesis de este canal pueda encuadrarse dentro de la evolución geológica cuaternaria de la zona.

2ª Parada. Poblado de Doña Blanca

Desde este punto singular y estratégicamente situado, podremos divisar una panorámica de la antigua Bahía de Cádiz, que ocuparía su máxima extensión tras una rápida y **continua subida del nivel del mar** (la mencionada Transgresión Flandriense) que llegó a alcanzar **su máximo hace unos 6.500 años**, inundando las llanuras litorales y provocando el **retroceso de la línea de costa y de la desembocadura del Guadalete**, así como la progresiva transformación de los ambientes aluviales en medios costeros y, posteriormente, en ambientes claramente marinos. Esta gradación aparece bien reflejada en las columnas de los sondeos realizados en la mitad norte de la Bahía. Estos muestran que hace unos 9.600 años B.P. se produjo el cambio de una sedimentación fluvial a un dominio transicional, dando paso a un ambiente claramente estuarino en torno a los 8.900 años B.P. y a un depósito de marisma asociado al máximo eustático entre los 6.500 y el 6.200 años B.P. (Dabrio et al., 2000). Este máximo dejó su huella en la Bahía de Cádiz en forma de una serie de **playas y depósitos marinos colgados** a unos 2-4 m por encima del nivel del mar actual (como en Barrio Jarana y Puente Melchor, en Puerto Real; Gracia, 2008).

Con posterioridad a ese momento el nivel del mar registró varias oscilaciones leves favoreciendo el crecimiento de **flechas litorales** como la de Valdelagrana (al Norte), la de Barrio Jarana (en

Puerto Real) y la de la Punta del Boquerón o de Sancti-Petri (al Sur de San Fernando). Según Zazo et al. (1996), la primera de estas flechas se desarrolló durante dos fases: una en **época fenicia (hace unos 3.000 años) y otra romana (hace unos 2.050-1.820 años)**, si bien desde época medieval presenta una notable estabilización. La segunda se desarrolló en épocas claramente prerromanas. El crecimiento y avance de estas flechas propició la formación de ambientes estuarinos y de marismas (Figura 7) cuya **colmatación** sedimentaria se vio favorecida, posiblemente desde época romana, por el incremento del aporte sedimentario de los ríos debido a una intensa deforestación para el cultivo y uso de la madera con fines diversos y por un probable descenso leve del nivel del mar a finales de la época medieval (Alonso et al., 2009). Así, al abrigo de estas flechas y de la propia isla gaditana comenzaron a desarrollarse, desde época muy temprana, ambientes estuarinos y marismas, conformándose desde entonces los dos tipos de paisajes que caracterizan la Bahía: **sistemas de marismas** con predominio de procesos sedimentarios en el sector interior, y **sistemas de barreras arenosas** generadas por la acción del oleaje y de las corrientes en la zona externa, más expuestos a los agentes marinos.

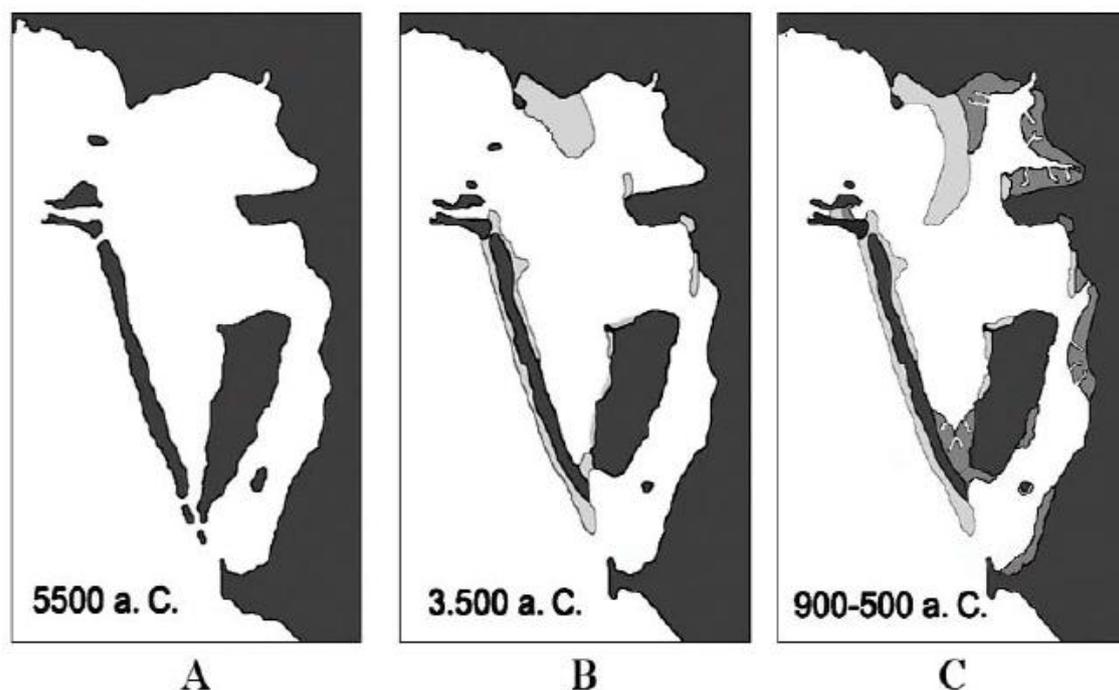


Figura 7. Evolución paleogeográfica esquemática de la Bahía de Cádiz entre el 5.500 a.C. y el 500 a. C. (Alonso et al., 2009). En color gris oscuro, tierras emergidas. En color gris medio, marismas y llanuras mareales. En color gris claro, playas y dunas.

Debido a múltiples causas (variaciones en la tendencia climática, incremento demográfico, deforestación con fines agrícolas y de obtención de leña y madera para las florecientes industrias alfarera y de construcción naval, etc.), **entre los siglos V y II a.C.** debió producirse en la zona interior de la Bahía una aceleración del proceso de **colmatación** (Figuras 7 C y 8 A). La existencia en el entorno de Camposoto (San Fernando) de centros de producción de ánforas activos durante los siglos VI y V a.C.; el hallazgo junto a éstos de ánforas cargadas con pescado salado y preparadas para su transporte, o la presencia de restos anfóricos dispersos entre Camposoto y río Arillo sobre las contiguas marismas emergidas (Alonso et al., 2004, 2009), son indicadores indiscutibles que confirman para ese momento el avanzado estado de colmatación de esta zona, así como la posible

navegabilidad de la misma a través de una red de caños mareales que permitía la salida de los siempre pesados contenedores cerámicos empleados para la comercialización de las salazones.

En el siglo **IX a.C.**, en el entorno del Poblado de **Doña Blanca** (El Puerto de Santa María), existía ya un importante **asentamiento prerromano** cuya actividad económica se relacionaba principalmente con el comercio marítimo entre oriente y occidente. Con anterioridad al siglo III a.C. el espacio próximo a este asentamiento debió ser sin duda navegable; así lo confirma la recuperación mediante sondeos mecánicos de fragmentos de cerámica griega a cinco metros de profundidad, en los niveles de relleno que colmataban una de las posibles ensenadas portuarias de este enclave. El abandono de Doña Blanca a finales del siglo III a.C. parece estar directamente relacionado, precisamente, con la pérdida de navegabilidad de este espacio.

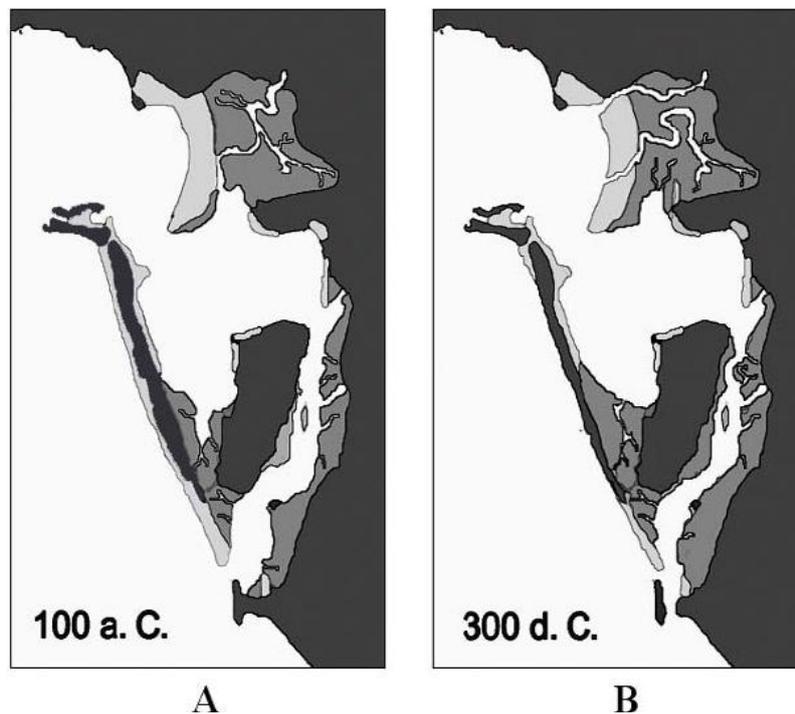


Figura 8. Evolución paleogeográfica esquemática de la Bahía de Cádiz entre el 100 a.C. y el 300 d.C. (Alonso et al., 2009). En color gris oscuro, tierras emergidas. En color gris medio, marismas y llanuras mareales. En color gris claro, playas y dunas.

Los indicadores geoarqueológicos conservados en el marco de la bahía gaditana dan testimonio histórico de la incidencia de dos procesos costeros contrapuestos claramente definidos espacialmente: **la erosión y la sedimentación** (Alonso et al., 2009). **A lo largo de los últimos 2.500 años** se aprecian dos momentos en los que la **colmatación de la Bahía** gaditana parece acelerarse (Fig. 5). Uno de estos se sitúa entre los siglos IV y II a.C. y el otro hacia el siglo XVI. En ambos casos el origen de este proceso debe ponerse en relación tanto en **cambios de la tendencia climática**, como en el **impacto que la actividad humana** produjo sobre el medio natural, especialmente por deforestación y roturación de terrenos para el cultivo. Una gran cantidad de suelo vegetal fue a parar a la red hidrográfica, acumulándose en los espacios restringidos de las desembocaduras fluviales.

Finalmente, en el **último siglo** se han **acentuado los dos procesos**, por causas humanas. Por un lado, la proliferación de embalses en la cuenca del río Guadalete (Arcos, Bornos, Guadalcaín,

Hurones, Zahara, etc.) ha provocado la retención de sedimentos de este río, que ya no llegan a la Bahía de Cádiz. En consecuencia, el déficit sedimentario de arenas se ha traducido en una erosión importante y continua de las playas arenosas de toda la zona, especialmente durante los últimos 40 años. Por otro lado, la roturación de tierras en los alrededores de la Bahía ha acentuado el arrastre de suelos por las escorrentías desde las campiñas que rodean a las marismas, aportando fangos a través del Arroyo Zurraque y del río Iro, que están acelerando la colmatación sedimentaria de los ámbitos marismeños, especialmente en la Bahía Sur, entre San Fernando y Chiclana.

3ª Parada. Río San Pedro

La zona se encuentra en el centro geográfico de la Bahía, en los alrededores del Campus Universitario, a la espalda de las facultades de Ciencias y CC del Mar y Ambientales.

Además de su valor paisajístico, en la zona se puede apreciar el efecto de los **cambios recientes** que han tenido lugar en las **áreas litorales**, que han causado importantes modificaciones morfológicas y la formación de depósitos costeros, cuyas facies registran los procesos dinámicos involucrados. Además, las facies sedimentarias, a través de los organismos fósiles que contienen, son importantes **biomarcadores ambientales**. Este es el caso de las acumulaciones conchíferas intercaladas en las arenas del Manto arenoso del Río San Pedro, esencialmente constituidas por valvas de *Glycymeris insubrica* (Brocchi, 1814) y algunos gasterópodos, que son el resultado del efecto combinado de varios factores, desde la acción de procesos hidrodinámicos a cambios climáticos y de nivel del mar.

Se plantean tres cuestiones principales: **a) Edad** de los depósitos conchíferos; **b) Mecanismo(s) deposicional** responsable de las acumulaciones y **c) Posibles relaciones** de estas acumulaciones con **cambios climáticos y de nivel del mar**.

a) La edad de las muestras datadas mediante C^{14} indica que las conchas tienen una edad superior a los 1000 años. El nivel inferior ha proporcionado una edad de 313 ± 119 d C. Un nivel intermedio ha dado una edad de 559 ± 107 d C. Finalmente el nivel superior ha proporcionado una edad de 648 ± 108 d C

b) Por su posición topográfica actual y disposición, las facies indican flujos de energía relativamente alta, capaces de transportar a estos organismos desde su zona de criadero a las actuales zonas de depósito. Si se tiene en cuenta que estos organismos viven a cierta distancia de la costa, a profundidad de 15 a 40 m, y que algunas de estas acumulaciones están a varios metros sobre el nivel del mar actual, cabe pensar que tanto las mareas como el oleaje normal actuales son insuficientes para alcanzar el nivel de los depósitos más altos. Parece lógico pensar en la acción de un **proceso oceanográfico más energético** o, en su caso, en **cambios medioambientales** que alteraron las características fisiográficas y batimétricas de la zona.

c) Así, bastaría una ligera **caída del nivel del mar** para justificar la presencia de estas acumulaciones conchíferas en su actual disposición. A medida que descendía el nivel del mar, los restos de los antiguos criaderos de *Glycymeris* quedarían cada vez más expuestos a la acción del oleaje y las mareas, que los removilizarían y acumularían en forma de depósitos de desbordamiento (*washover fan*), junto a los depósitos arenosos litorales entre los que se encuentran intercalados.

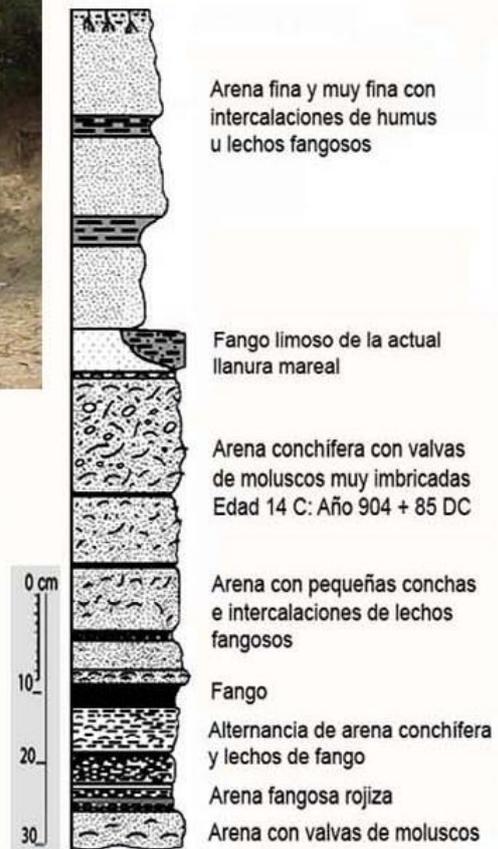


Figura 9. Fotos 1 a 3: niveles conchíferos de en la playa del Rio San Pedro. Debajo ambientes de playa y de marisma. A la derecha corte esquemático de la serie de depósitos en la zona.

La presencia de estos cordones arenosos denominados barras o barreras (*bar*) y flechas (*spit*) litoral, da lugar a la **coexistencia de medios costeros diferentes**, muchas veces interconectados entre sí y con mar abierto, desde las zonas interiores al abrigo del oleaje de temporal, como las llanuras mareales (*tidal flat*) y las zonas de *lagoon* (laguna), a las zonas de playa en el lado de mar abierto, que soportan un elevado grado de energía, al estar sometidas a la acción del oleaje de temporal, pasando por el cordón dunar, que en estos medios suele estar muy desarrollado.

El conjunto de todos estos medios se conoce como **Sistema de Isla Barrera**, que es uno de los sistemas deposicionales más interesantes, tanto por la variedad de procesos, formas y depósitos que tienen lugar en los mismos, como por su interés medioambiental y económico, al ser fuente de recursos vivos y áreas de gran interés turístico y residencial.

Por diversos motivos, el entorno cercano a la playa de Camposoto está exento de edificios e instalaciones que dificulten la observación directa del medio, lo que facilita la observación de los diferentes subambientes y de los depósitos que constituyen el conjunto del sistema de isla barrera en este sector de la bahía. No obstante, existe una fuerte alteración del medio causada por la presencia de antiguas salinas y piscifactorías instaladas en la zona inundable del *lagoon*.

5ª Parada. El anticlinal diapírico de San Fernando

Un **diapiro** es una estructura de deformación que se genera cuando una unidad geológica de baja densidad (como por ejemplo yesos, sales, margas, etc.) es cubierta por otra unidad geológica de densidad notablemente superior (como calizas, conglomerados, areniscas, etc.). El desequilibrio de densidades provoca que la unidad inferior ascienda deformando o incluso perforando la unidad superior, tal y como sucede con el aceite cuando es cubierto por agua. El diapirismo es un fenómeno geológico relativamente común y que, aunque en general es lento, puede llegar a provocar problemas a las viviendas, vías de comunicación, etc.

En la provincia de Cádiz existen diversos diapiros (tanto en tierra firme como bajo el mar) que deforman depósitos y unidades recientes, del Mioceno y del Cuaternario, como el que rodea a la Laguna de Medina (Rodríguez Vidal et al., 1993). Los materiales que se movilizan son generalmente yesos, margas y arcillas del Triásico, que durante el Cuaternario fueron cubiertas por gravas y conglomerados de distinta naturaleza (terrazas del río Guadalete, antiguos depósitos de playas, etc.).

La ciudad de **San Fernando se localiza sobre uno de estos diapiros**, que está **limitado por dos fallas** paralelas de dirección NE-SW, que se continúan bajo el mar una distancia muy considerable. Este diapiro ha provocado una elevación que alcanza los 29 m por encima del nivel del mar (Fig. 11). Los yesos triásicos han ascendido durante el Cuaternario, deformando a la Roca Ostionera, que en lugar de estar en posición horizontal, como en la mayoría de los afloramientos, presenta un amplio **pliegue con forma de anticlinal**.

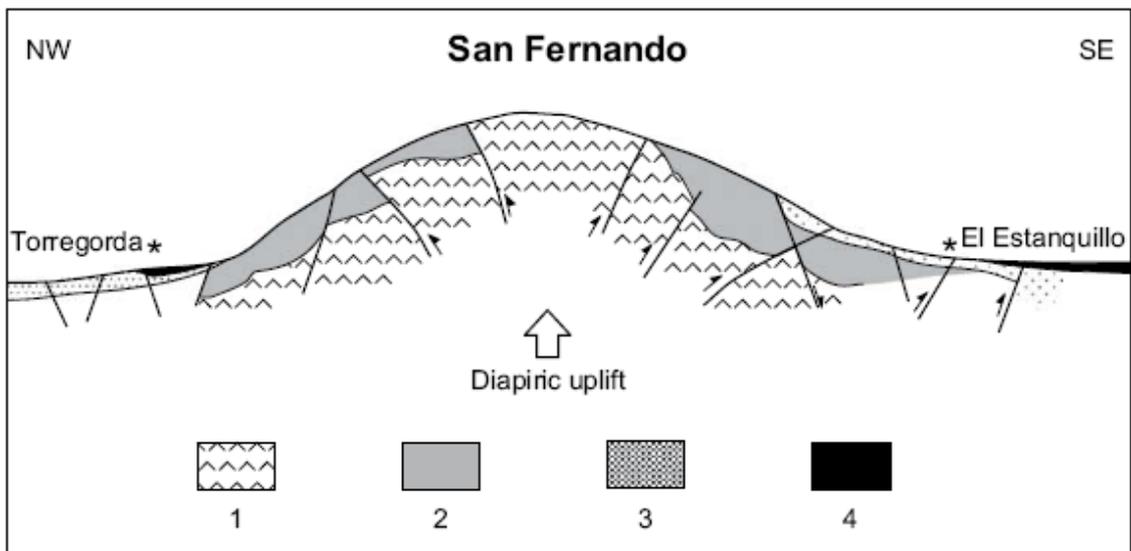


Figura 11. Corte geológico esquemático del diapiro de San Fernando (Gracia et al., 2008). 1, Yesos y arcillas del Triásico. 2, Arenas y conglomerados el Plio-Pleistoceno (Roca Ostionera). 3, Depósitos de playas del Pleistoceno Superior. 4, Sedimentos costeros holocenos y actuales.

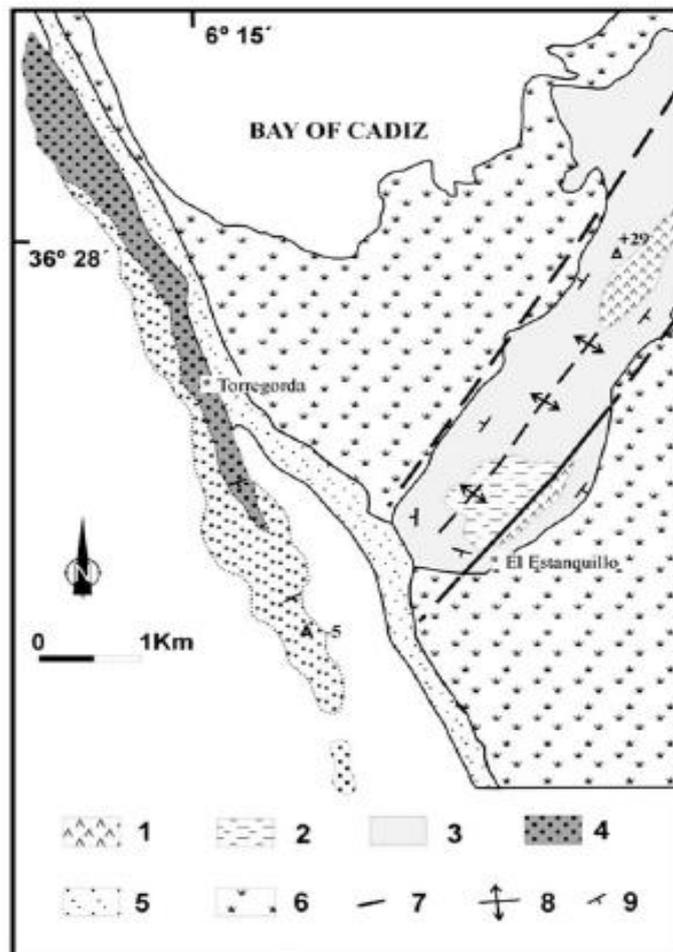


Figura 12. Mapa geológico del Cerro de los Mártire – El Estanquillo, al SW de San Fernando (Gracia et al., 2008). 1, Yesos y arcillas del Triásico. 2, Margas del Mioceno. 3, Conglomerados del Plio-Pleistoceno (Roca Ostionera). 4, Depósito de playa del Pleistoceno Superior (con fondo gris, emergido; con fondo blanco, sumergido). 5, Playas y dunas actuales. 6, Marismas. 7, Falla. 8, Eje del anticlinal diapírico. 9, Dirección e inclinación de los estratos de Roca Ostionera.

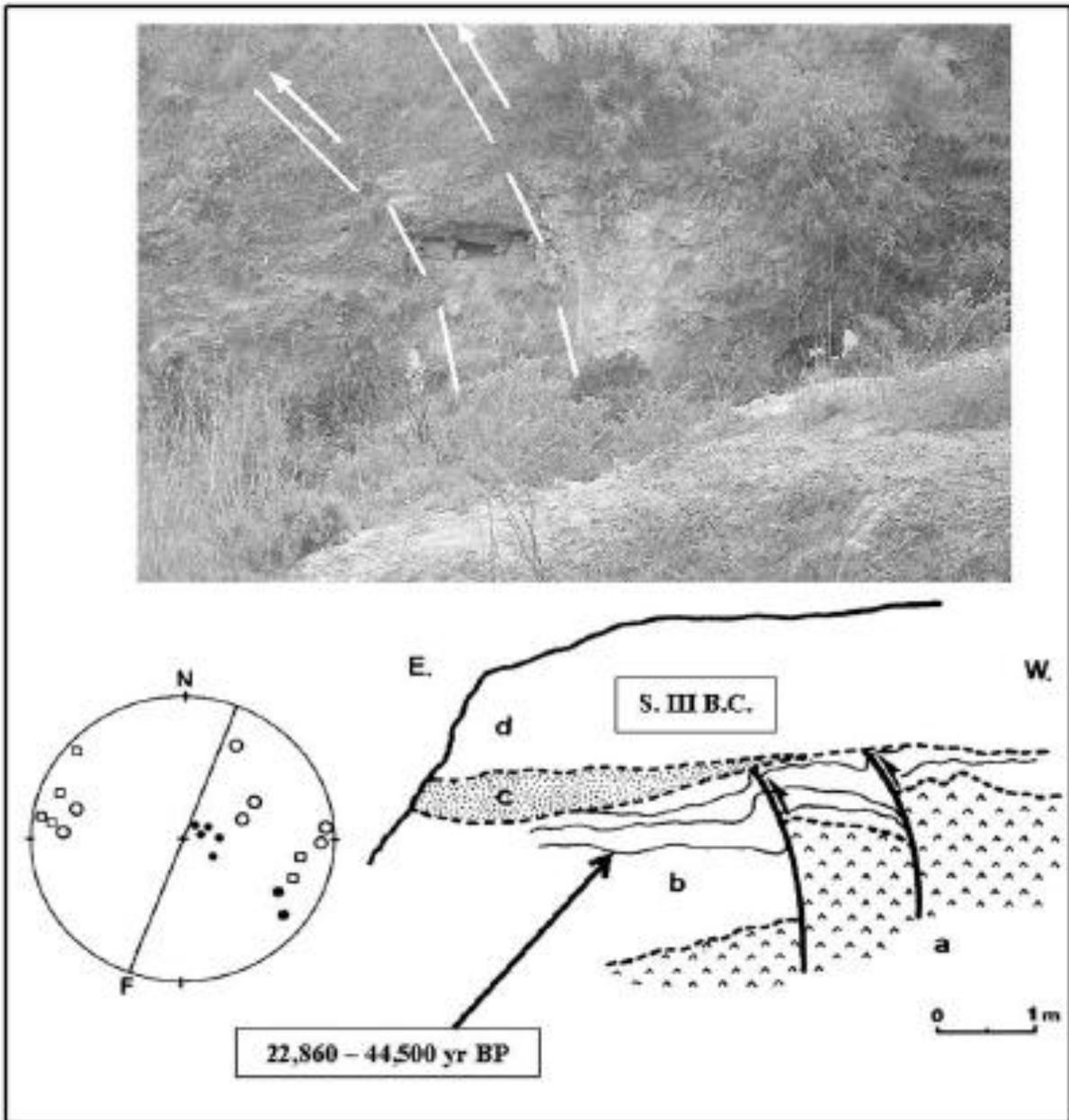


Figura 13. Fallas inversas afectando a depósitos pleistocenos en la zona de El Estanquillo, en San Fernando (Gracia et al., 2008). Leyenda: a, Yesos y arcillas del Triásico. b, Depósito de playa del Pleistoceno, con una costra en sus tramos superiores. c, Arenas eólicas. d, Depósito de ladera (colusión), de época histórica. Abajo a la izquierda, representación estereográfica de la estructura: cuadrados blancos, polor de los planos de estratificación de los yesos triásicos; puntos negros, polos de estratificación del depósito cuaternario deformado; círculos blancos, polos de las fracturas sobre los yesos triásicos; asteriscos, polos de fracturas en los depósitos cuaternarios; F, falla principal.

La **deformación** del anticlinal afecta a depósitos marinos costeros en el área de El Estanquillo, cerca del Cerro de los Mártires (Fig. 6). En una antigua cantera abandonada se observa el contacto entre la Roca Ostionera, el depósito costero y los yesos triásicos, mediante fallas inversas. El depósito costero, formado por un conglomerado conchífero, tiene una edad de entre 22.860 y 44.500 años, y está afectado por fallas inversas y fracturas de dirección aproximada NE-SW. La deformación está cubierta parcialmente por un depósito eólico de una antigua duna (de edad desconocida) y por un depósito de ladera o coluvión que contiene cerámica de al menos el siglo III a.C. (Fig. 7). Cerca de este lugar se ha identificado un suelo artificial de época romana (Opus

signinum) ligado a una antigua fábrica de salazones, que también está deformado por el diapiro; la deformación se produjo posteriormente al siglo II d.C., fecha para la que se abandonó este asentamiento.

La edad del depósito marino y su situación actual (cuando originalmente se formó en un momento en que el nivel del mar estaba varias decenas de metros más bajo que en la actualidad), llevan a deducir que la velocidad de ascenso del diapiro se puede estimar en unos 0,6 mm/año para los últimos 30.000 años. En la actualidad, el diapiro de San Fernando **continúa ascendiendo** y causa numerosos problemas a las viviendas e infraestructuras ubicadas sobre las fallas que lo limitan y sobre su zona central, más activa. Es el caso de las viviendas próximas a la zona de “El Barrero”, así como el Real Observatorio de la Armada, afectado periódicamente por graves grietas y deformaciones que requieren continuas reparaciones. Otros diapiros en la Bahía de Cádiz provocaron la generación local de relieves, como el Cerro de Ceuta, al norte de Puerto Real.

Eon Eon	Era Eratheum	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma
Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary *	Holocene		0.0117
			Pleistocene	Upper	0.126
				"Ionian"	0.781
				Calabrian	1.806
		Pliocene	Gelasian	2.588	
			Piacenzian	3.600	
		Neogene	Miocene	Zanclean	5.332
				Messinian	7.246
			Oligocene	Tortonian	11.608
				Serravallian	13.82
				Langhian	15.97
				Burdigallian	20.43
				Aquitanian	23.03
				Chatlian	28.4 ±0.1
				Rupelian	33.9 ±0.1
				Eocene	Priabonian
		Bartonian	40.4 ±0.2		
		Lutetian	48.6 ±0.2		
		Ypresian	55.6 ±0.2		
		Thanetian	58.7 ±0.2		
Paleocene	Selandian	~ 61.1			
	Danian				

Figura 14. Tabla de tiempos geológicos desde el Cenozoico o terciario hasta la actualidad

Bibliografía seleccionada

- Alonso, C, Gracia, F.J. y Benavente, J. (2004). Las marismas, alfares y salinas como indicadores para la restitución paleotopográfica de la Bahía de Cádiz durante la antigüedad. En *XVI Encuentros de Historia y Arqueología: Las industrias alfareras y conserveras fenicio-púnicas de la Bahía de Cádiz*. Excmo. Ayto. de San Fernando, pp. 263-287.
- Alonso, C.; Gracia, F.J. y Benavente, J. (2009). Evolución histórica del sector meridional de la Bahía Interna de Cádiz. *RAMPAS*, 11, pp. 13-37.
- Antón López, L.A. (2005). Depósitos fluviales pleistocenos del subsuelo de la Bahía de Cádiz: caracterización y distribución. Trabajo de investigación. Diploma de Estudios Avanzados. Universidad de Cádiz (inédito). 52 pp. + anexo.
- Arteaga, O., Schultz, H. Y Roos, A.M. (2008). Geoarqueología dialéctica en la Bahía de Cádiz. *Revista Atlántica Mediterránea de Prehistoria y Arqueología Social* 10: 21-116.
- Baena, J. et al., (1987). *Mapa Geológico de España. Hoja de Cádiz, nº 1061*. Escala 1:50.000. Memoria y mapa. IGME. Madrid.
- Dabrio, C.J., Goy J.L. and Zazo C. (1998). The record of the tsunami produced by the 1755 Lisbon earthquake in Valdelagrana spit (Gulf of Cadiz, southern Spain). *Geogaceta*, 23, 31-34.
- Dabrio, C J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A. y Flores, J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cádiz, Southern Spain). *Marine Geology*, 162, 381 - 404.
- Domínguez-Bella, S. (2008). Geología en el entorno de la ciudad de Cádiz, en O. Arteaga y H. Schultz (Eds.), *Revista Atlántica-Mediterránea de Prehistoria y Arqueología Social* 10. 117-130. Universidad de Cádiz.
- Gavala Y Laborde, J. (1959): *La Geología de la Costa y Bahía de Cádiz y el poema "Ora Marítima", de Avieno*. Reedición del Servicio de Publicaciones de la Diputación de Cádiz [1992]. Cádiz.
- Gracia, F.J. (2008). Geomorfología y estratigrafía del Pleistoceno y Holoceno en la banda atlántica de Cádiz. En J. Ramos (ed.): *La ocupación prehistórica de la campiña litoral y banda atlántica de Cádiz*. Arqueología Monografías, Junta de Andalucía, pp. 53-68.
- Gracia, F.J., Alonso, C.; Benavente, J., Anfuso, G., Del Río, L., Medina, J.M. y Muñoz, J.J. (2006). Direcciones de llegada del tsunami de 1755 a la costa gaditana a partir de datos geomorfológicos y arqueológicos. En A. Pérez-Alberti y J. López Bedoya (Eds.): *Geomorfología y territorio*. Universidad de Santiago de Compostela, pp. 1023-1037.
- Gracia, F.J., Rodríguez Vidal, J., Belluomini, G., Cáceres, L.M., Benavente, J. y Alonso, C. (2008). Diapiric uplift of an MIS 3 marine deposit in SW Spain. Implications in Late Pleistocene sea level reconstruction and palaeogeography of the Strait of Gibraltar. *Quaternary Science Reviews* 27 (23-24), pp. 2219-2231.
- Gracia, F. J., Alonso Villalobos, C., Giles Pacheco, F., Benavente González, J. y Del Río Rodríguez, L. (2010). Evidencias del paso del río Guadalquivir por el interior de la bahía de Cádiz durante el Pleistoceno Medio. En: *Cuaternario y Arqueología. Homenaje a Francisco Giles Pacheco*. Ed. ASPHA. pp. 9-17.
- Gutiérrez-Mas, J.M., Martín Algarra, A., Domínguez-Bella, S. y Moral Cardona, J.P. (1991). *Introducción a la geología de la provincia de Cádiz*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz. Cádiz.
- Gutiérrez-Mas J.M., Juan C., Morales J.A. (2009a). Evidence of high-energy events in shelly layers interbedded in coastal Holocene sands in Cadiz Bay (south-west Spain). *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 810-823.

- Gutiérrez-Mas J.M., López-Arroyo J., Morales J.A. (2009b). Recent marine lithofacies in the Cadiz Bay (SW Spain). Sequences, processes and control factors. *Sedimentary Geology* 218, 31-47.
- Gutiérrez-Mas J.M. (2011). Glycymeris shell accumulations as indicators of recent sea-level changes and high-energy events in Cadiz Bay (SW Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. Vol.92, issue, 4. 546-554.
- Hernández-Molina, F.J., Fernandez-Puga, M.C., Fernandez-Salas, L.M., Llave, E., Lobo, F.J., Vázquez, J.T., Acosta, J. y Lopez-Aguayo, F. (1996). Distribución y estructuración sedimentaria de los depósitos del Holoceno Terminal en la Bahía de Cádiz. *Geogaceta* 20, 2: 424-427.
- Lario, J. (1996). *Ultimo y presente interglacial en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo (Sur de España)*. *Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- Lario J., Zazo C., Goy J.L., Dabrio C.J., Borja F., Silva P.G., Sierro, F., González A., Soler V., Yll E. (2002). Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International* 93-94, 171-176.
- Luque L., Lario J., Civis P.G., Zazo C., Goy J.L. and Dabrio J.C. (2002). Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cadiz, Spain. *Journal of Quaternary Science* 17 (5-6), 623-631.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Alonso, C., Gallardo, M., Vazquez, J.T. y Lopez-Aguayo, F. (1999). Caracterización y evolución del paleocauce del río Guadalete en la Bahía de Cádiz durante el Cuaternario terminal. *Geogaceta* 26: 43-46.
- Mac-Pherson, J. (1873). *Bosquejo Geológico de la Provincia de Cádiz*. Imprenta de la Revista Médica. Cádiz.
- Rodríguez-Vidal, J.; Gracia, F.J. y Giles, F. (1993). Deformaciones cuaternarias en la terraza fluvial de la Laguna de Medina (río Guadalete, Jerez de la Frontera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, pp. 47 - 55.
- Vázquez, J.T., Llave, E., Hernández-Molina, F.J. Y López-Aguayo, F. (2000). Principales rasgos tectónicos de la Bahía de Cádiz durante el Cuaternario terminal. *Geotemas* 1 (4), 239-242.
- Zazo, C. (1979). *El Cuaternario marino-continental del litoral de las provincias de Cádiz y Huelva*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid.
- Zazo, C., Goy, J.L., Lario, J. y Silva, P.G. (1996). Littoral zone and rapid climatic changes during the last 20 000 years. The Iberian Study case. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 102, 119–134.