

EL IMPACTO DE EVENTOS CATASTRÓFICOS COSTEROS EN EL LITORAL DEL GOLFO DE CÁDIZ (*)

THE IMPACT OF CATASTROPHIC COASTAL EVENTS IN THE LITTORAL OF THE GULF OF CADIZ

Luis de LUQUE

Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. Correo electrónico: mcn1150@mncn.csic.es

BIBLID [1138-9435 (2008) 10, 1-508]

Resumen

El estudio de los eventos costeros en el pasado es importante para conocer el alcance y los períodos de recurrencia de los mismos, así como su papel de acumulación de la secuencia sedimentaria en el litoral. En este aspecto, la interpretación paleoambiental se basa generalmente en los depósitos de sedimentación “normal” (más lenta y continua), desechando por lo general el análisis de los eventos catastróficos debidos a su escasa frecuencia a una escala humana. Estos fenómenos “catastróficos”, incluyendo temporales, huracanes y tsunamis, que logran producir una notable modificación del paisaje costero, afectando intensamente a las instalaciones humanas y constituyendo un riesgo natural de primera magnitud, constituyen el centro de atención del presente artículo.

Palabras clave: Costa atlántica, eventos catastróficos, registro geológico, Terremoto de Lisboa 1755, tsunami, registro Golfo de Cádiz.

Abstract

The study of the coastal events in the past is important to know their scope and their recurrence periods, as well as its role in the accumulation of the sedimentary sequence in the littoral. In this aspect, the paleoenvironmental interpretation is generally based on the deposits of “normal” sedimentation (slower and continue), rejecting in general the analysis of the catastrophic events due to its scanty frequency to a human scale. These “catastrophic” phenomena, including sea storms, hurricanes, and tsunamis, which manage to produce a notable modification of the coastal landscape, affecting intensely the human facilities and constituting a natural risk of the first magnitude, constitute the centre of attention of the present article.

Key Words: Atlantic coast, catastrophic events, geological signature, 1755 Lisbon earthquake, tsunami, Gulf of Cadiz records.

Sumario:

1. Introducción. 1.1. Los eventos catastróficos costeros y el registro sedimentario. 1.2. Los eventos catastróficos costeros y el registro arqueológico. 2. Tsunamis y temporales excepcionales en el Golfo de Cádiz; registro sedimentario. 2.1. El registro sedimentario de temporales en el Golfo de Cádiz. 2.1.1. Abanicos de derrame recientes. 2.1.2. Registro sedimentario de temporales en testigos de sondeos. 2.2. El registro sedimentario de tsunamis en el Golfo de Cádiz. 2.2.1. El tsunami de 1755. 2.2.2. Registro sedimentario de tsunamis anteriores a 1755. 3. Síntesis. 4. Agradecimientos. 5. Bibliografía.

(*) Fecha de recepción del artículo: 28-XI-2003. Fecha de aceptación: 15-XII-2008.

1. Introducción

Los eventos costeros podrían definirse como intervalos de sedimentación cortos (horas o días) y poco frecuentes, de alta energía y origen marino que se producen en el medio litoral. Estos fenómenos son catastróficos y requieren una mayor acumulación de energía que aquellos procesos que constituyen la dinámica sedimentaria normal del sistema litoral (Dott, 1983). Entre ellos destacan los temporales, huracanes y tsunamis, que provocan un incremento en la intensidad del oleaje que se aproxima a la costa. Estos procesos pueden llegar a producir una notable modificación del paisaje costero en una franja de varias decenas a centenares de metros y afectar intensamente a instalaciones y urbanizaciones humanas, constituyendo un riesgo natural de primera magnitud. En un medio como el costero, donde el transporte y acumulación de sedimentos es constante por los aportes de los ríos, el efecto del oleaje, la deriva litoral y las mareas, este incremento brusco de la energía de sedimentación produce un cambio en el tipo, cantidad y distribución de los materiales, que puede quedar registrado dentro de la secuencia sedimentaria como un depósito anómalo de difícil interpretación (Einsele, 1996). Aunque los eventos son conocidos desde hace mucho tiempo, su caracterización y correcta interpretación es complicada y controvertida ya que no existen criterios absolutos que identifiquen los depósitos, dado que sus características dependen en gran medida de factores locales. Lógicamente, la capacidad de modificar el paisaje y el registro sedimentario es proporcional a su energía, siendo mayor en un gran tsunami que la debida a temporales.

El estudio de los eventos costeros ocurridos en el pasado es importante para tratar de conocer el alcance y períodos de recurrencia de los mismos, así como su papel en la acumulación de la secuencia sedimentaria en el litoral. En este aspecto, la interpretación paleoambiental se basa generalmente en los depósitos de sedimentación “normal” (más lenta y continua) desechando, por lo general, el análisis de los eventos debidos a su escasa frecuencia a escala humana (Dott, 1983). Además de su interés desde el punto de vista de los riesgos naturales y la interpretación paleoambiental, los eventos presentan una capacidad considerable de modificación del registro arqueológico costero.

En este trabajo se analizan varios registros de eventos costeros en el litoral del Golfo de Cádiz. Los eventos más frecuentes que afectan a estas costas son los temporales debidos a borrascas atlánticas que pueden llegar a provocar fuertes vientos, generalmente de poniente y raramente por encima de los 120 km/h, que azotan el litoral. Éstos se producen normalmente en invierno y con alturas de ola significativa de 6 a 6,5 metros (IGN, 1991). Debido a su posición geográfica, el Golfo de Cádiz está fuera de la ruta de huracanes, que se generan en aguas cálidas tropicales y se diluyen a medida que atraviesan el océano Atlántico. Sin embargo, pueden llegar restos debilitados de estos fuertes fenómenos meteorológicos y dar lugar a importantes temporales, como sucedió en el año 1984 con el huracán Hortensia. Éstos generan borrascas extratropicales, cargadas de humedad, que en el caso de la Península Ibérica afectan más a la mitad norte (Gil Oncina, 1994). El caso de los tsunamis es, sin duda, mucho menos frecuente. Sin embargo, entre el año 218 BC y el 1800 AD se han producido al menos 18 tsunamis en las costas de la Península, según la recopilación de documentos históricos llevada a cabo por Galbis (1932, 1940), de los que entre 8 y 11 afectaron al litoral de Cádiz. El origen de estas olas gigantescas se puede asociar a diversas causas, como veremos, y sus efectos pueden ser catastróficos para los asentamientos humanos costeros, tal y como sucedió en el tsunami generado por el terremoto de Lisboa del año 1755.

1.1. Los eventos catastróficos costeros y el registro sedimentario

Los eventos sedimentarios pueden llegar a constituir una parte importante del registro de una cuenca (entre el 10 y más del 90 %: Einsele *et al.*, 1996), ya que son procesos con gran

capacidad de incrementar la tasa de sedimentación con respecto a la debida a procesos graduales o “normales”. Generalmente, los eventos sedimentarios constituyen capas discretas de sedimentos con una amplia dispersión, que se caracterizan por una variación en textura, estructura y contenido faunístico con respecto a los materiales encajantes (Shiki, 1996). Las capas están constituidas por sedimentos depositados previamente en el ambiente original (o fragmentos rocosos del sustrato) que son resedimentados por el proceso de alta energía y acumulados finalmente en un medio alóctono (Einsele *et al.*, 1996). El reflejo más directo del aumento de la energía deposicional en un sedimento detrítico es el incremento del tamaño de grano. En principio, estos materiales de grano más grueso quedarían intercalados entre otros de menor tamaño. Sin embargo, que así ocurra depende del tipo de materiales del área fuente, que suele ser muy cercana, y del medio alóctono en que se acumule. Por este motivo, los medios de baja energía como marismas o llanuras mareales permiten distinguir estos niveles mucho mejor que las costas predominantemente arenosas. Otro criterio utilizable es la mayor extensión y cota alcanzada por estos materiales en comparación con los debidos al oleaje corriente, tanto respecto a la línea de costa como en los márgenes de los estuarios. La capacidad de conservación de los mismos depende también de factores como la posición del nivel freático y la morfología del relieve, ya que sedimentos expuestos o en pendientes fuertes serán fácilmente removilizados y transportados a áreas más bajas por la escorrentía. Ambientes con frecuente removilización de sedimentos como fondos de canales, llanuras de inundación o plataformas someras, presentan también un bajo potencial de sedimentación (Dott, 1983).

El efecto de los eventos costeros sobre el paisaje es tanto erosivo como sedimentario y difiere en magnitud y origen entre temporales y tsunamis. Los temporales son perturbaciones atmosféricas que afectan a la sedimentación marina por una transferencia de energía desde el aire al mar y de éste al fondo marino (Figura 1A). La altura del oleaje y su periodo de oscilación dependen de la velocidad y longitud de onda del viento y de la duración de la perturbación. Por regla general, los temporales dan lugar a una modificación en el perfil de las playas, desplazando sedimentos mar adentro debido al refluo de las olas y las corrientes generadas o amplificadas por el temporal. La línea de costa suele sufrir un retroceso de decenas de metros, generándose un perfil más escarpado (p.ej. Reyes *et al.*, 1996; o Ballesta, Morales y Acosta, 1998) (Figura 2A). El material removilizado se deposita como barras arenosas sumergidas, paralelas a la costa, denominadas barras de tormenta, que en el periodo estival aportarán material a la playa para recuperar el equilibrio del perfil (Scoffin, 1993). En la zona de *backshore*, expuesta al aire durante la mayoría del tiempo, los sedimentos pueden quedar como un manto de arena, una vez que las playas han sido arrasadas o las dunas superadas por el oleaje, o bien como abanicos de derrame (*washover fans*) (Figura 2B); este proceso es muy evidente tras el paso de huracanes (Bourrouilh-le Jan y Talandier, 1985; Liu y Fearn, 1993; Coch, 1994; o Goodbred y Hine, 1995). La morfología y estructura interna de los abanicos de derrame depende de múltiples factores como la granulometría de los sedimentos, la pendiente, o bien si se depositan en un medio inundado o expuesto. Suele consistir en una estratificación horizontal o de bajo ángulo inclinada hacia tierra y estratificación cruzada (*delta foreset*) en la zona más distal (Hobday y Jackson, 1979; Schwartz, 1982). Cada lámina, marcada por un *lag* de minerales más pesados, generalmente oscuros (como ilmenita, hematite o rutilo), corresponde al paso de una ola. Su extensión varía mucho dependiendo de la altura del cordón litoral y de la energía del oleaje, que a su vez puede estar condicionada por la pendiente de la costa (Schwartz, 1982; Jelgersma, Stire y van der Valk, 1995). El espesor de los abanicos es muy variable, pero no suele sobrepasar los 0,4 a 0,6 m y se acúan hacia tierra o al alejarse de los *levees* estuarinos o canales de marea. El tamaño de grano decrece en la misma dirección (p.ej. Goodbred y Hine, 1995). Estas arenas suelen contener microfauna marina (Collins, Scott y Gayes, 1999). En

conjunto, la acumulación de estos abanicos sobre el *foredune* colabora a la estabilización y crecimiento de los cordones arenosos (Orford y Carter, 1982; Duffy, Belknap y Kelley, 1989) e

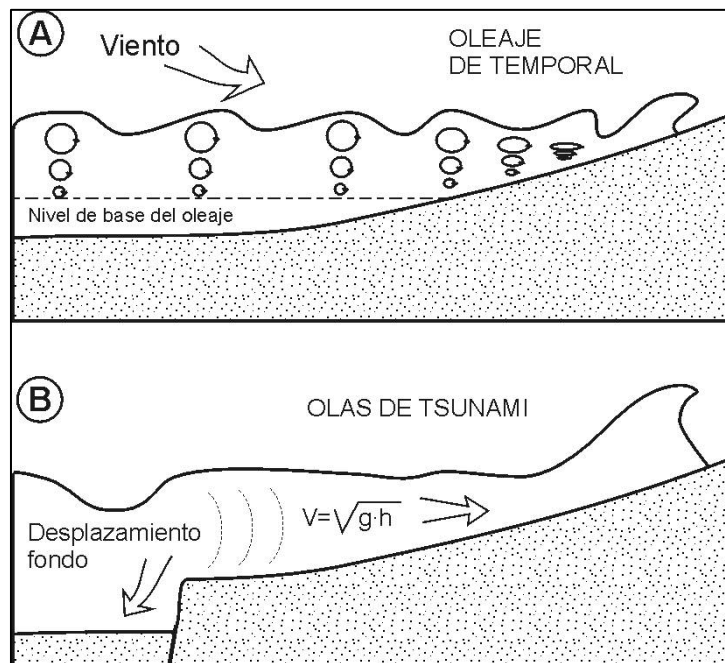


Figura 1. El origen y tipo de onda del oleaje de temporal (A) y tsunamis (B) es muy diferente. A) Las olas de temporales se forman por la acción del viento sobre la superficie del mar y tienen un alcance limitado en profundidad. B) Los tsunamis se forman por un desplazamiento del fondo oceánico y las ondas se desplazan en todo el espesor de agua con una gran longitud de onda y velocidad proporcional a la profundidad.

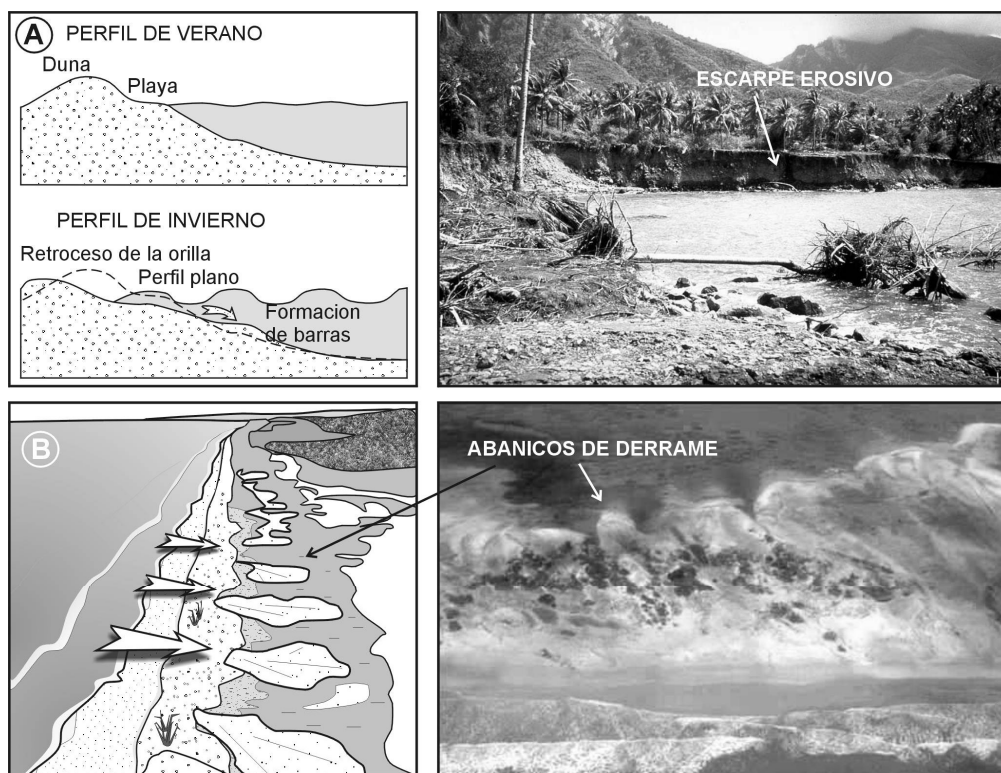


Figura 2. Temporales, tsunamis y huracanes dan lugar a procesos erosivos (A) y sedimentarios (B) en la costa. A) La erosión consiste en arrasamiento de playas y formación de escarpes y B) la sedimentación en formación de abanicos de derrame y mantos de arena.

incrementan sensiblemente la tasa de sedimentación del *backshore* en muchas costas (Goodbred y Hine, 1995). Los depósitos dejados por huracanes a menudo están compuestos por abundantes restos de conchas y arena masiva o por varias secuencias granodecrecientes (Davis, Krowles y Blend, 1989). En el caso de que la costa sea rocosa o arrecifal, huracanes o temporales muy intensos pueden arrancar fragmentos del sustrato e incorporarlos al *backshore* (Bourrouilh-le Jan y Talandier, 1985; o Scoffin, 1993). Si el sustrato es arcilloso, también puede ser desplazado e incorporado al depósito (Reyes *et al.*, 1996).

Los tsunamis tienen un origen y dinámica muy diferente de las olas debidas a fenómenos meteorológicos. Un tsunami se forma por un desplazamiento del fondo oceánico, ya sea por un terremoto (entonces conocidos también como maremotos), un deslizamiento submarino o costero que alcanza el mar, una erupción volcánica violenta o colapso de calderas o incluso un impacto meteorítico. Al producirse este desplazamiento del fondo, el agua recupera el equilibrio desplazándose a su vez y formando una onda que abarca todo el espesor de agua y se transmite radialmente a una velocidad proporcional a la profundidad y la aceleración de la gravedad (lo que se denomina una onda de gravedad) (p.ej. González, 1999) (Figura 1B). Estas ondas presentan escasa amplitud en mar abierto, donde viajan a una velocidad de alrededor de 700 km/h y sin casi disipación de la energía, pero al acercarse a la costa y reducirse su velocidad por efecto de la menor profundidad, se equilibra aumentando la amplitud, lo que se traduce en un aumento de altura de la ola que puede rebasar los 30 m. La magnitud del tsunami está en función de la superficie de fondo marino desplazado (a veces en relación directa con la magnitud del terremoto), el relieve del fondo (ya que la onda se refleja y se refracta durante su desplazamiento) y la morfología y orientación de la costa (bahías en forma de embudo o estuarios cerrados amplifican la altura de la ola). Los tsunamis pueden tener sólo unos centímetros o decenas de metros de altura y constar desde una a cinco olas. Todavía se conoce poco del efecto de los tsunamis en la costa y los sedimentos que arrastran. Sin embargo, desde los años 90 se han multiplicado los trabajos en los que se caracterizan depósitos de tsunamis recientes y se comparan con el registro antiguo y con los depósitos de tormentas (p.ej. Dawson *et al.*, 1991; Foster *et al.*, 1991; Minoura y Nakaya, 1991; Dawson, 1994; 1996; 1999; 2000; Dawson y Shi, 2000; Fujiwara *et al.*, 2000; Goff, Chagué-Goff y Nichol, 2001). Aunque la hidrodinámica de los tsunamis es mucho más compleja que el oleaje de temporales, su efecto parece ser el mismo pero amplificado, con una gran variedad de estructuras y texturas sedimentarias en función del área fuente de sedimento, la zona de deposición y la magnitud del tsunami. No obstante, si se conocen las características de la dinámica costera del área existen características relativas que permiten distinguirlos de otros depósitos debidos a eventos de menor energía (una síntesis de esos criterios se presenta en Luque *et al.*, 2001). El alcance de los sedimentos en el interior aporta valiosa información sobre la altura del tsunami y su datación sobre el periodo de recurrencia de estos destructivos fenómenos. Cuánto aportan estos depósitos a la secuencia sedimentaria costera y cómo modifican el sistema geodinámico litoral depende de factores locales y regionales que en el Golfo de Cádiz aún se encuentran poco estudiados. La presencia de tsunamis destructivos está documentada históricamente y la actividad tectónica de la Falla de Gloria y el Estrecho de Gibraltar, el volcanismo de las Islas Canarias y los megadeslizamientos registrados en la plataforma del Golfo de Cádiz son claros indicadores del potencial para producir y recibir tsunamis en la región (Udías y Arroyo, 1972; Baraza, Ercilla y Nelson, 1999).

1.2. Los eventos catastróficos costeros y el registro arqueológico

La interacción entre eventos costeros y yacimientos arqueológicos no ha sido prácticamente estudiada hasta el momento, a pesar de que ejemplos recientes, como el tsunami

de 1755 sugieren su importancia. Los eventos pueden afectar al registro arqueológico y su interpretación de forma directa e indirecta. Las sociedades de cualquier momento han estado expuestas a los desastres naturales de igual manera, variando el riesgo en función de la ocupación humana de la zona afectada. Así, un fenómeno catastrófico como un tsunami o un temporal excepcional puede provocar la inundación violenta y la destrucción de poblaciones o asentamientos costeros dando lugar a la formación de un yacimiento, en el caso de que existan restos que se conserven. Así, existe un ejemplo controvertido con respecto a la decadencia de la civilización minoica en Creta en relación al tsunami provocado por el colapso de la caldera volcánica que constituye la isla de Santorini (antigua *Thera*), en Grecia (Marinatos, 1939). Según numerosos autores, la erupción de 1500 ó 1628 BC provocó un gran tsunami (10-12 m) que arrasó la costa norte de Creta destruyendo numerosas construcciones y palacios, contribuyendo así a la desaparición de la cultura minoica. Existen diversas referencias a depósitos sedimentarios generados por el tsunami tanto en Santorini como en otras islas griegas, la costa más occidental de Turquía, así como en el fondo del Mediterráneo (Marinos y Melidonis, 1959; Cita, Camerlenghi y Rimoldi, 1996; Dominey-Howes, 2002). Otros ejemplos están sólo documentados históricamente, como la caída del ejército de Tryphon de Apamaea, arrastrado por un tsunami en la costa de Siria en el siglo II AD (en Deinosophistas de Athanaeus), o el abandono de regiones bajas costeras como el registrado en un gran área del litoral de Nueva Zelanda por parte de los maoríes hacia 1500 AD (Goff y McFadgen, 2001). La relación entre las catástrofes naturales y las migraciones o cambios culturales ha sido puesta de manifiesto también en culturas peruanas de entre 5800 y 2800 BP como consecuencia del fenómeno climático de El Niño (Sandweiss *et al.*, 2001). También de forma directa, un temporal o un tsunami puede modificar un yacimiento existente transportando sus restos, incluso si son de gran tamaño, como ocurrió en la Isla de Pascua en 1960, donde un tsunami originado en la costa de Perú desplazó cientos de metros 15 moais de varias toneladas de peso. Por otra parte y, a pesar de ser un fenómeno ocasional, se han mencionado casos en los que tras el paso de un tsunami han aflorado ruinas que permanecían cubiertas por sedimentos costeros colaborando así al descubrimiento de nuevos yacimientos. Este hecho ha sido descrito en varias ocasiones en documentos sobre el tsunami de Lisboa de 1755 en las costas del Algarve y Andalucía (Pereira de Sousa, 1919). Por otra parte, sus efectos de forma indirecta, deben ser tenidos en cuenta ya que pueden alterar la interpretación paleoambiental atribuida al entorno de un yacimiento arqueológico y cambiar de forma efectiva la geografía y los recursos aprovechables de una zona. Este proceso es frecuente en zonas del *backshore*, especialmente marismas, donde tras el paso de una fuerte tormenta o un tsunami se modifica la red de drenaje por rotura del cordón (como ocurrió en 1755 en el lagoon de Faro, Portugal: Andrade, 1992) y puede terminar temporalmente con su aislamiento del mar. Goff y McFadgen mencionan capas de grava interpretadas inicialmente como pavimentos transportados por los habitantes de una población y que podrían atribuirse a un tsunami (Goff y McFadgen, 2001). La acción de temporales, huracanes y tsunamis produce en ocasiones una gran mortandad de fauna marina, como moluscos, que pueden ser arrastrados y acumulados en la costa (Boyajian y Thayer, 1995; Jelgersma, Stire y van der Valk, 1995). Esto puede dar lugar a una mala interpretación como acumulación de origen antrópico, al igual que sucede con árboles y vegetación litoral (Boss y Neumann, 1993; Coch, 1994).

2. Tsunamis y temporales excepcionales en el Golfo de Cádiz; registro sedimentario

El principal fenómeno que condiciona la evolución sedimentaria del litoral es el cambio del nivel del mar (Nummedal, Pilkey y Howard, 1987). El registro sedimentario de eventos que se produzcan en el litoral se intercalará, por tanto, entre los materiales acumulados a un ritmo

más constante influenciados por este condicionante de origen principalmente climático. La oscilación debida a las alternancias climáticas Glacial-Interglacial durante los últimos cientos de miles de años en la Península Ibérica han conducido a variaciones del nivel del mar del orden de la centena de metros, desde -110/150 m, con relación al nivel actual, durante los periodos fríos y +1/2 m en los cálidos (existen numerosos trabajos al respecto de la evolución sedimentaria y los cambios del nivel del mar en nuestro entorno, varias síntesis se pueden encontrar p.ej. en Zazo *et al.*, 1996; Zazo, 1999; Rodrigues, Magalhães y Dias, 1991; o Dias *et al.*, 2000). La subida del nivel del mar en el Presente Interglacial condujo a la inundación de los antiguos valles fluviales hasta alcanzar el máximo hace aproximadamente 6800-5800 años convirtiéndolos en estuarios. Desde hace 6000 años hasta la actualidad, las oscilaciones del nivel del mar han sido debidas a reajustes locales y regionales y la relativa estabilidad se ha traducido en un progresivo relleno de los estuarios por sedimentos (Zazo *et al.*, 1994a; 1994b; Rodríguez Ramírez *et al.*, 1996; Dabrio *et al.*, 1998; 2000; Borrego *et al.*, 1999). Los principales rasgos nuevos que aparecen en el paisaje son barras y flechas litorales, que empiezan a desarrollarse en el litoral Atlántico hace aproximadamente 4400 años con la unidad H-2 definida por Zazo *et alii* (1994a; 1994b; Borja *et al.*, 1999). Estas flechas restringen los estuarios, donde se desarrollan llanuras de marea y marismas, especialmente a partir de los últimos 2700 años, sujetas a oscilaciones marinas menores (Gracia *et al.*, 1999; 2000a; 2000b; González Amuchastegui, 2000; o en el delta del Ebro: Somoza *et al.*, 1998). Durante la Edad Media, en algunos estuarios del litoral mediterráneo se desarrollan deltas que progradan muy rápidamente (Arteaga y Hoffmann, 1986), mientras en el litoral atlántico muchas marismas y llanuras mareales se colmatan y transforman en llanuras de inundación (Dabrio *et al.*, 2000; Luque, 2002).

En el Golfo de Cádiz la evolución costera sigue esta tendencia general con variaciones en función de la tasa de sedimentación, el espacio de acomodación, la energía del oleaje, rango de marea, relieve, litología, tectónica y otros factores locales. La sedimentación continua en el interior de los estuarios, podría permitir la formación de secuencias entre las que se intercalan las capas de alta energía objeto de nuestro estudio.

2.1. El registro sedimentario de temporales en el Golfo de Cádiz

Los temporales en el Golfo de Cádiz actúan de forma intensa sobre las playas y cordones litorales desarrollados paralelamente a la costa. Estos procesos dan lugar a la formación de cuerpos sedimentarios de alta energía que hoy en día se distribuyen a lo largo de la costa. En esta parte del trabajo presentamos los resultados del estudio de varios de estos depósitos, tanto recientes como antiguos, en el litoral de Cádiz.

2.1.1. Abanicos de derrame recientes

Un ejemplo actual ha sido descrito por Reyes *et alii* (1996) en las playas de Sancti Petri, en Cádiz. Se ha realizado un estudio geomorfológico de la zona con el fin de localizar depósitos sedimentarios debidos a entradas marinas de alta energía (Figura 3). Así se han identificado varios abanicos de derrame de distintas dimensiones adosados al cordón litoral que se extienden sobre la marisma y llanura de inundación tierra adentro. En esta zona no sólo actúan los temporales en la actualidad sino que también fue una de las costas más afectadas por el tsunami de 1755 y algunos de estos depósitos podrían corresponder a dicho evento (RAH, 1756). Sin embargo, al tratarse de una zona militar de paso restringido y, a pesar de las solicitudes presentadas, no se nos ha permitido el estudio sobre el terreno.

No obstante, en esta zona se han realizado un conjunto de catas de 30x30x30 cm con el fin de analizar la estructura sedimentaria de uno de los abanicos de derrame localizado en el área más meridional (Figura 4).

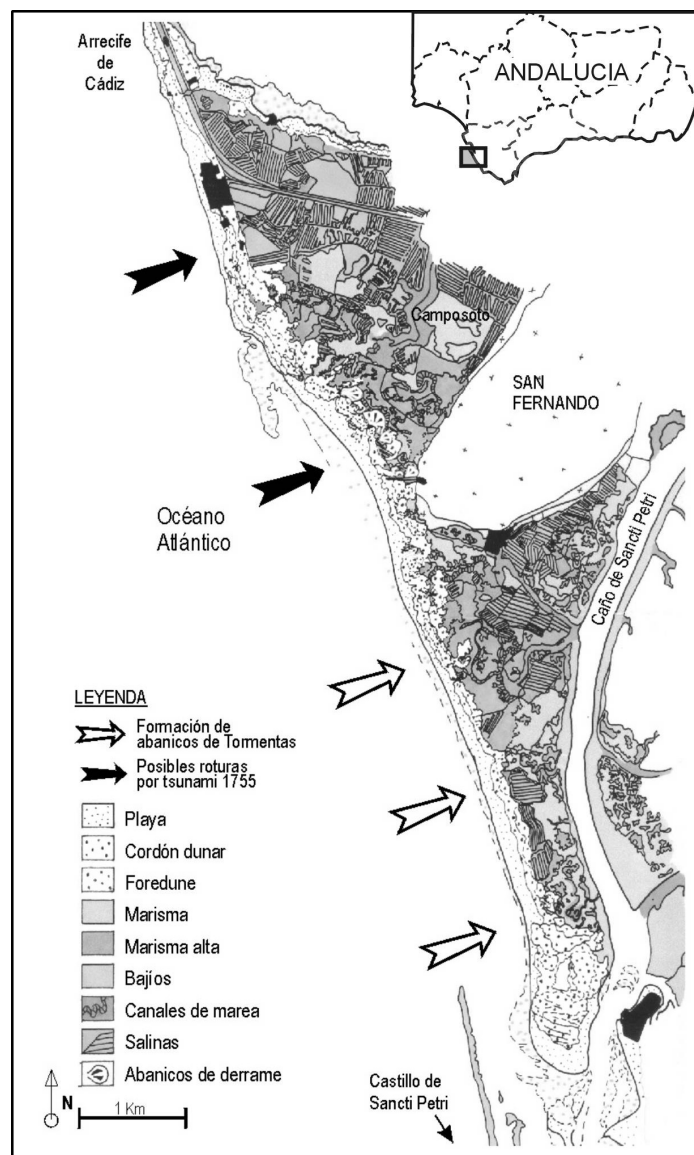


Figura 3. La costa de Sancti Petri o Camposoto, al oeste de San Fernando (Cádiz). Presenta un prolongado cordón litoral que es rebasado en algunos puntos durante los temporales de invierno, formándose abanicos de derrame en el backshore.

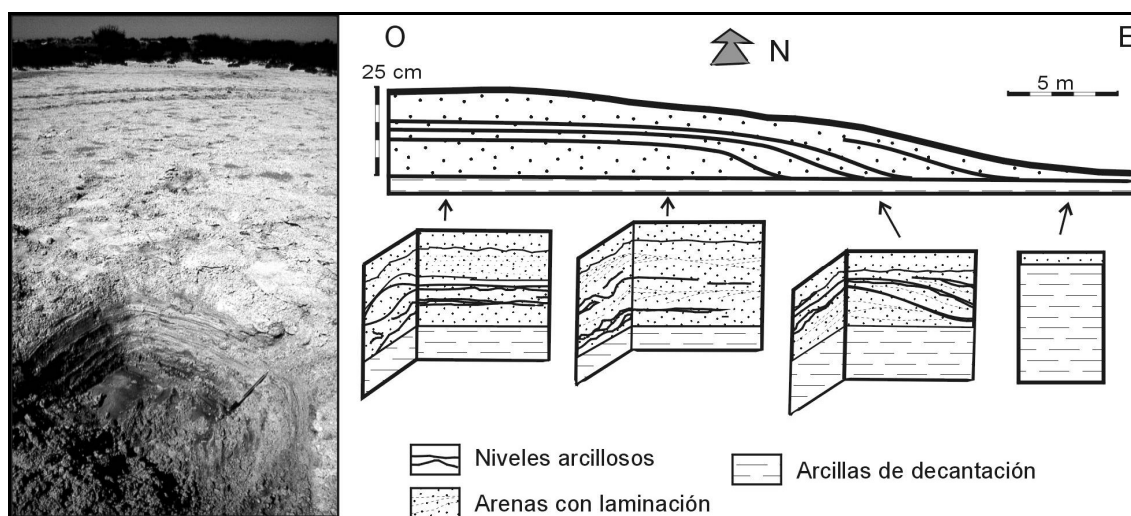


Figura 4. Se han realizado catas de 30x30x30 cm en abanicos de derrame de Camposoto (San Fernando, Cádiz). La estratificación horizontal y de delta foreset es típica de este tipo de depósito (Schwartz, 1982).

El abanico de derrame se debe a la rotura del cordón litoral de la zona de Sancti Petri, cuyas dimensiones han sido transformadas antrópicamente, lo que impide conocer su altura original. Presenta una longitud aproximada de 50 m, morfología lobular (orientada de Oeste a Este) y se extiende sobre una pequeña marisma parcialmente colmatada. El espesor máximo de las arenas finas-gruesas que configuran el abanico es de 0,25 m y se apoya sobre las arcillas marrones de marisma. Este espesor de arenas se acuña de Oeste a Este adelgazándose bruscamente hasta los 2,5 cm. Las arenas presentan una clara laminación marcada por los minerales más densos de color oscuro que en la zona distal del abanico se intercalan con niveles de arcilla, indicando la detención temporal de la sedimentación de alta energía y la existencia de períodos de decantación en la zona del *backshore* (al menos en tres momentos). En la parte media, la estratificación es horizontal, con presencia de *ripples* y estratificación cruzada de Oeste a Este. Las arenas son principalmente de cuarzo, aunque abundan los minerales oscuros, pobremente seleccionadas y muy redondeadas. Muchos granos presentan la superficie opaca debido a micro-impactos, lo que podría significar una influencia eólica en el área fuente. No contienen bioclastos ni microfauna y sólo algún fragmento de molusco muy redondeado. La parte media presenta un tamaño de grano más grueso (arenas medias a gruesas) y mejor selección del tamaño que el observado en zonas más distales. En este área marginal la estratificación es de *delta foreset*. Las arcillas que se intercalan pueden contener restos vegetales, aunque escasos, y carecen de microfósiles. Las arcillas que subyacen al abanico presentan abundantes restos vegetales, semillas y oogonios y tallos de algas caráceas y, aunque los foraminíferos son muy escasos, están presentes con especies como *Haynesina germanica*, propias de medios salobres.

La morfología y estructura interna del abanico es coherente con la definida por Schwartz (1982) en distintos abanicos de derrame. La estratificación en *delta foreset* coincide con un medio inundado en la zona distal del abanico. La intercalación de niveles arcillosos indica, como mencionábamos la repetición de los eventos de temporal en el mismo punto, aunque es difícil determinar el intervalo de tiempo transcurrido entre uno y otro. La escasez de restos vegetales y ausencia de microfauna indicaría que se trata de un medio muy inestable que sólo se inundaría temporalmente, en comparación con las arcillas de la base del depósito.

Otros depósitos de abanicos de derrame se encuentran en la flecha de Valdelagrana, al sur de El Puerto de Santa María (Figura 5). En esta zona predominantemente arenosa se han formado dos abanicos extensos y de muy escaso relieve asociados el primero al caño del Caserón, un canal de marea que cruza los cordones litorales que constituyen la Flecha, y otro al margen sur de la flecha, donde la parte distal de los cordones se curva hacia tierra. En ambos casos el relieve rebasado por las olas es muy bajo (menos de 1 m), especialmente en el segundo caso. En éste, el abanico permanece inundado casi permanentemente posiblemente como una forma relictal asociada a la morfología cambiante de la propia flecha. El abanico del caño del Caserón se extiende de Oeste a Este unos 250 m y es cortado actualmente por la carretera que recorre la flecha litoral. Aunque su cota es baja, permanece expuesto la mayoría del tiempo, lo que ha permitido realizar dos sondeos de 1,5 m de profundidad separados 80 metros de distancia.

La composición de los dos testigos es arenosa y de aspecto masivo, lo que dificulta la determinación de los límites del depósito de alta energía y su diferenciación del propio cordón litoral. Sin embargo, presenta intercalados varios niveles de conchas finas, fragmentadas, de pocos centímetros de espesor. El más alto separa en ambos casos la capa de arenas a 0,21 y 0,17 cm de profundidad que en superficie presenta un mayor contenido de arcillas, debido a la decantación durante las mareas altas y su infiltración entre las arenas. Este abanico se relaciona con el desbordamiento del caño mareal como consecuencia de temporales o inundaciones, muy

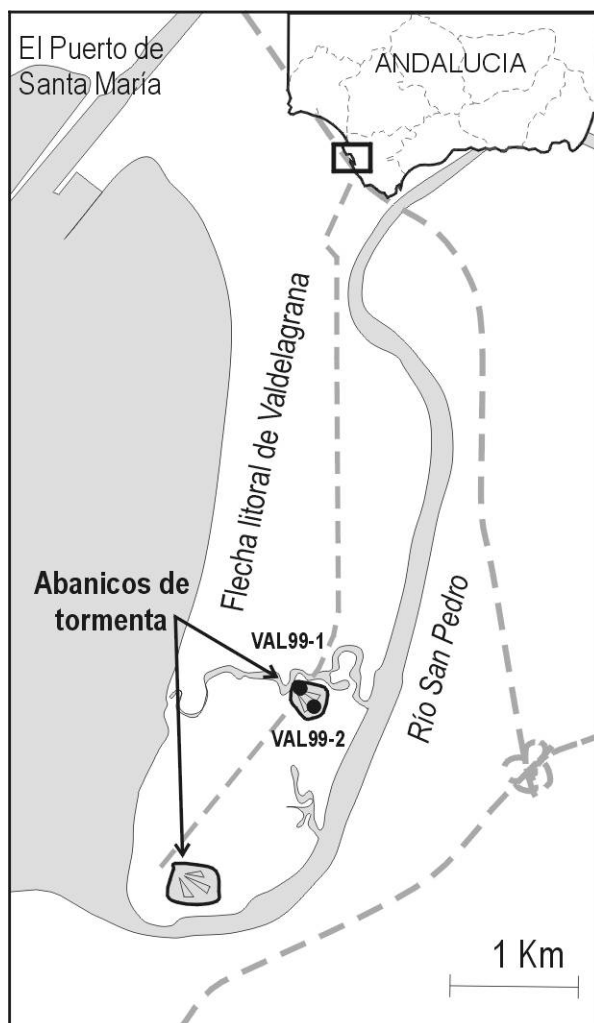


Figura 5. Situación de dos abanicos de derrame asociados a un canal de marea y el final de la flecha litoral en Valdelagrana (Cádiz).

posiblemente por los primeros, ya que por su morfología y contenido faunístico indican un origen marino.

2.1.2. Registro sedimentario de temporales en testigos de sondeos

En ausencia de afloramientos, los testigos de sondeos constituyen la principal herramienta para la interpretación paleoambiental de un registro sedimentario. Como hemos mencionado, la intercalación de una capa cuya estructura o textura difieren del material encajante e indique un incremento en la energía de sedimentación, puede reflejar la actividad de un evento dentro de la secuencia general. En ocasiones, se encuentran este tipo de capas al realizar los sondeos, pero comúnmente se trata de barras arenosas sumergidas, rellenos de canales, deltas mareales y muchas otras formas que se desarrollan bajo condiciones de sedimentación normal. Sin embargo, en algunos casos, la interpretación paleoambiental permite inferir la actividad de estos eventos en función del medio en que se produce la acumulación del sedimento y las características de éste. Un ejemplo de registro antiguo de la acción de temporales se encuentra en la costa de Conil de la Frontera, en Cádiz.

La costa de Conil de la Frontera presenta una morfología rectilínea que se extiende hacia el sur a lo largo de 15 km hasta el Cabo de Trafalgar. El relieve de la zona está muy condicionado tectónicamente y presenta un conjunto de cerros y plataformas entre los que circulan varios arroyos y el río Salado, principal cauce de la zona. La franja de playa es muy

ancha, de 200 a 300 m, con un cordón litoral arenoso de alrededor de 3,5 m de altura sobre la pleamar y más de 10 m en algunos puntos con una anchura media de 50 a 100 m. El *backshore* está constituido por la llanura de inundación de los mencionados cauces excepto en algunas zonas marginales tras el cordón litoral, donde se desarrolla una estrecha marisma. En esta zona se han realizado 8 sondeos mecánicos paralelos a la costa mediante una máquina de percusión, recuperando el testigo de forma continua y con profundidades que oscilan entre los 2 y 6 m (Luque, 2002).

La evolución ambiental del área estudiada a partir de los sondeos (Figura 6) indica el paso de un medio marino somero y estuarino a una marisma, que en la parte sur (arroyo del Conilete) se transforma rápidamente en una laguna litoral con cambios de salinidad que tiende hacia techo a agua dulce. En el norte se observan dos etapas de desarrollo de marismas claramente separadas por un periodo de exposición y la formación de una llanura de inundación fluvial. La segunda etapa presenta una tendencia a la colmatación más lenta, con una primera fase de influencia marina que se hace más restringida a techo. Tres de los sondeos realizados en esta zona presentan la peculiaridad de registrar un conjunto de hasta 14 niveles de arenas de muy finas a finas, de entre 6 cm y 1 milímetro de espesor, bien seleccionadas, granosostenidas, de color amarillo y a veces laminadas que se intercalan en la parte baja de la llanura de inundación o la parte alta de la marisma (de 1,9 a 1,0 m de profundidad). Las arenas contienen abundantes foraminíferos planctónicos marinos. Dos de los sondeos se situaron perpendicularmente a la costa a una distancia de 25 m entre sí y a 170 m del cordón actual. Los niveles arenosos presentes en el sondeo más cercano no se encuentran en el segundo, lo que indica una extensión de los mantos de arena o abanicos producidos por los temporales de menos de 200 m. Posiblemente, la sedimentación de los mencionados niveles arenosos se produjo en las zonas más próximas al cordón litoral debido a las roturas del cordón como consecuencia de

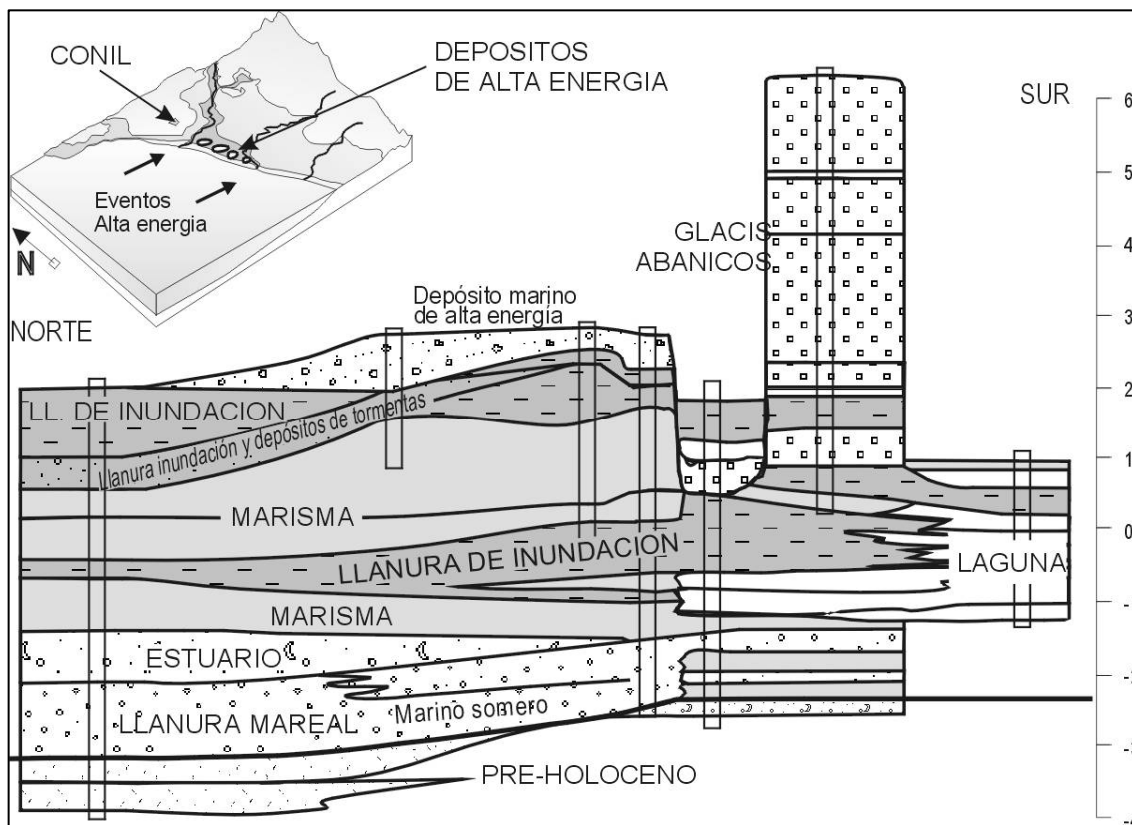


Figura 6. Esquema de la interpretación paleoambiental de siete sondeos mecánicos realizados en la costa de Conil de la Frontera (Cádiz). En la marisma y llanura de inundación más altas se intercalan hasta 14 niveles arenosos de tormenta.

los temporales que afectan a la costa una vez que el medio se encontraba prácticamente colmatado. Por correlación con otros cordones litorales de la costa, deducimos que la segunda etapa de marisma se produce tras los últimos 2400 años y la colmatación posiblemente en los últimos 1500-1000 años (Luque, 2002).

2.2. El registro sedimentario de tsunamis en el Golfo de Cádiz

Sabemos que la acción de los tsunamis sobre las costas del Golfo de Cádiz es más frecuente de lo que comúnmente se piensa. Hasta hace muy poco tiempo los estudios al respecto eran muy escasos; el catálogo sísmico de Galbis (1932; 1940), los parámetros de propagación de tsunamis en Azores-Gibraltar (Catalán, Boloix y Valenzuela, 1979), la estimación del riesgo y sus costos económicos (Ayala *et al.*, 1988) así como un estudio exhaustivo sobre el efecto de los tsunamis especialmente a partir de los datos del tsunami de 1 de noviembre de 1755 (Campos, 1991; 1992). Posteriormente, Dabrio *et alii* (1998) describieron la presencia de varios abanicos de derrame en la unidad de progradación más reciente (H4) de la Flecha litoral de Valdelagrana (Cádiz) que atribuyeron, en base a los datos geomorfológicos, cartográficos e históricos, a la acción del tsunami de 1755. Posteriormente, estos abanicos han sido estudiados en mayor detalle por medio de sondeos, permitiendo una interpretación más precisa de los procesos que los generaron (Luque *et al.*, 1999; 2000; 2001). Otros depósitos asociados al tsunami de 1755 han sido descritos en el litoral de Conil de la Frontera (Cádiz) (Luque *et al.*, 2004). Estos se añaden a los encontrados en el Algarve (Portugal) por otros investigadores y generados por el mismo tsunami (Andrade, 1992; Andrade *et al.*, 1994; 1997; Andrade, Monhá y Paulino, 1998; Dawson *et al.*, 1995; Hindson, Andrade y Dawson, 1996; Kortekaas, Andrade y Andrade, 1998; Hindson y Andrade, 1999). Por otra parte, Luque *et alii* (2002) describen un conjunto de abanicos de derrame asociado a la unidad H-3 de la Flecha de Valdelagrana que podrían haberse originado en un evento de época romana (siglo III ó I BC) con registro histórico. A continuación haremos una breve síntesis de estos registros.

2.2.1. El tsunami de 1755

El tsunami histórico mejor documentado es, sin duda, el generado por el Terremoto de Lisboa de 1 de noviembre de 1755. Tras los desastres ocurridos en Portugal y España se realizó una recopilación de los daños en ambos países por medio de una encuesta a las poblaciones afectadas que permite conocer hoy día los efectos del terremoto y el tsunami en toda la Península (RAH, 1756; Pereira de Sousa, 1919; Guillén, 1956; Martínez Solares, 2001).

El Terremoto de Lisboa tuvo su epicentro en el Atlántico, al suroeste de la Península y al noroeste de Marruecos y se sintió con gran intensidad en toda la región, llegando incluso al norte de Europa. La intensidad en la zona del Golfo de Cádiz se estima entre VIII y IX (Martínez Solares, López y Mezcua, 1979) y su magnitud podría haber sido de 8,5 a 9 (Udías y Arroyo, 1972; Abe, 1989; Baptista *et al.*, 1998a). La posición exacta del epicentro se debate aún en la actualidad (Baptista *et al.*, 1996; 1998b; Zitellini *et al.*, 1999; 2001). El tsunami llegó a las costas más occidentales del Golfo de Cádiz 15 minutos después de sentido el terremoto y a Cádiz capital algo más de una hora más tarde. Las máximas alturas de ola se registraron en el Cabo de San Vicente, donde se mencionan alturas de 30 a 60 m (Pereira de Sousa, 1919), aunque seguramente sobredimensionadas (Baptista *et al.*, 1998a). En el resto del litoral del Algarve y Andalucía la altura de las olas varió localmente entre 12 y 2 m con una media cercana a los 4 m. Aunque las dimensiones de las olas se redujeron hacia el este, existen algunos puntos donde, debido a factores locales, las olas pudieron experimentar alturas anormalmente elevadas (El Puerto de Santa María: 8,5 m; Tarifa: 11,5 m). Se registraron entre tres y cinco olas mayores que se elevaron sobre las playas e inundaron las zonas bajas varios cientos de metros al interior

en muchos lugares. Las olas destruyeron casas y cabañas temporales de pesca a lo largo de toda la costa, produciendo más de mil muertos en las costas españolas, principalmente en Huelva. En muchas zonas se documentó una retirada del mar previa a la llegada de las olas, que dejó multitud de peces en la playa. Los documentos también mencionan que parte de la costa quedó allanada y cubierta de arena, broza y plantas así como grandes bloques de roca, fragmentos de muro y embarcaciones empujadas tierra adentro por las olas (RAH, 1756; Pereira de Sousa, 1919; Guillén, 1956; Campos, 1992; Martínez Solares, 2001).

El Puerto de Santa María recibió el impacto del tsunami una hora y diez minutos después de sentido el terremoto. La ola entró en la población y causó cinco muertos, arrancó fragmentos del muelle que arrojó a más de diez metros, inundó casas y almacenes a las orillas del Guadalete, y arrastró embarcaciones al interior. No existen datos directos sobre el efecto del tsunami en la flecha litoral de Valdelagrana, situada al sur de la población, sin embargo ésta debió ser inundada por las olas que entraron en la Mar Chica y llegaron a unirse por encima del arrecife de Cádiz con las provenientes del mar abierto. Los abanicos de derrame descritos por Dabrio *et alii* (1998) se encuentran asociados al cordón litoral que, según la cartografía histórica, estaba activo a mediados del siglo XVIII (Figura 7A). Presentan una longitud de 350 a 400 m y 200-300 m de anchura, con una cota máxima de entre 3 y 4 m (Figura 7B-C). El estudio de los sondeos realizados sobre los abanicos de derrame localizados en el primer cordón litoral de la unidad H-4 muestra que existen de tres a cinco secuencias granodecrecientes constituyendo el depósito. Cada una de estas secuencias comienza con un nivel de conchas del género *Glycymeris* y continúa con 0,2 a 0,4 m de arenas que culminan en un nivel más arcilloso

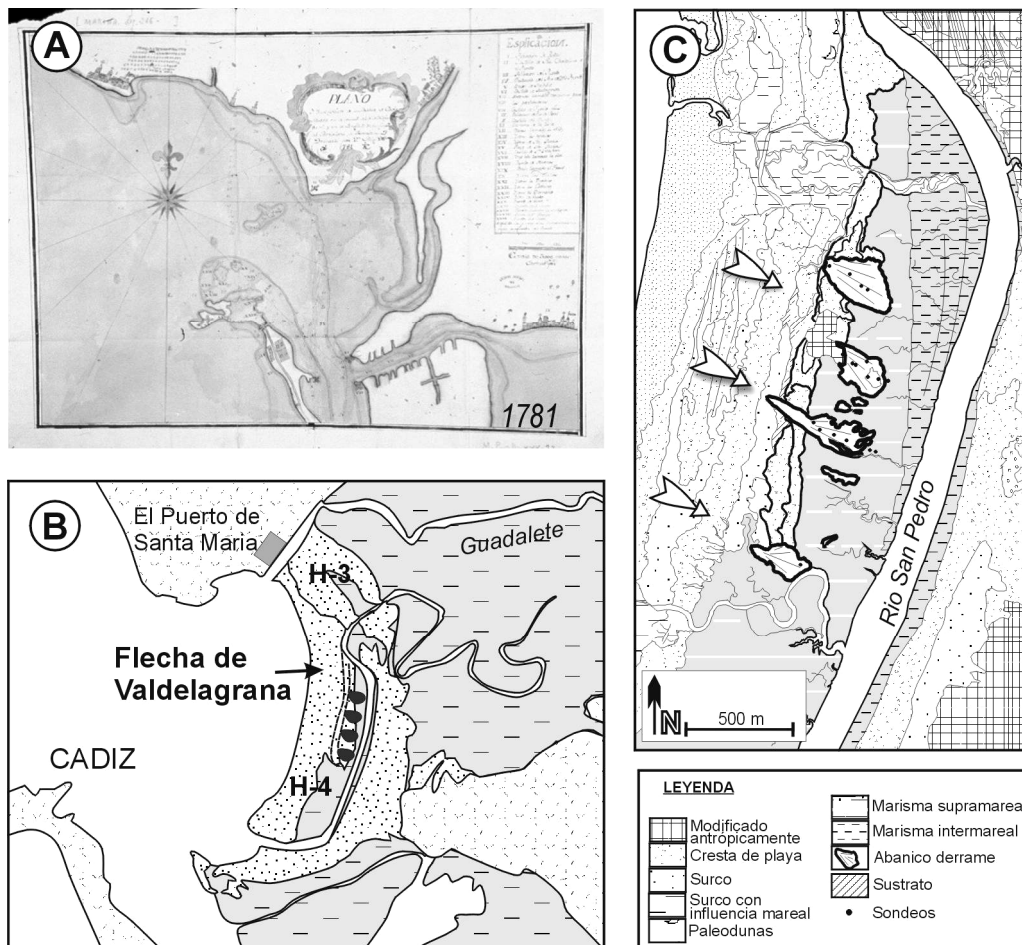


Figura 7. A) Cartografía del año 1781 que muestra el cordón activo de la flecha de Valdelagrana (B) (unidad H-4) poco después del tsunami de 1755. Posición de los abanicos de derrame asociados a este cordón (C).

o una intercalación de varios niveles de arcillas y arenas con algunos restos vegetales. Luque *et alii* (1999) interpretan que los abanicos han sido originados por la rotura del cordón litoral debido a la entrada de 3 a 5 olas de más de 3,5 m de altura que primero depositaron las arenas con conchas más pesadas arrastradas desde la zona de playa y tras sedimentar las arenas más ligeras, finalmente acumularon las arcillas provenientes de la marisma del *backshore* en un medio inundado y turbulento. Dado que se trata de un evento único en los 300-400 años de la formación de la flecha y la aproximación cronológica que ofrece la cartografía histórica, se atribuye el depósito a la acción del tsunami de 1755 (Dabrio *et al.*, 1998; Luque *et al.*, 2001) y no a fenómenos meteorológicos de mayor frecuencia como temporales.

Otra zona de la costa de Cádiz que fue muy afectada por la acción del tsunami de 1755 es la costa de Conil de la Frontera. En esta población se produjeron más de 24 muertes, la pérdida de mucho ganado y la destrucción de numerosas viviendas, de todo ello existe numerosa documentación. Ésta ha permitido deducir la altura aproximada de la ola del tsunami que llegaría a 8,5 m sobre el nivel alto de la marea ordinaria (Luque *et al.*, 2004) (Figura 8).

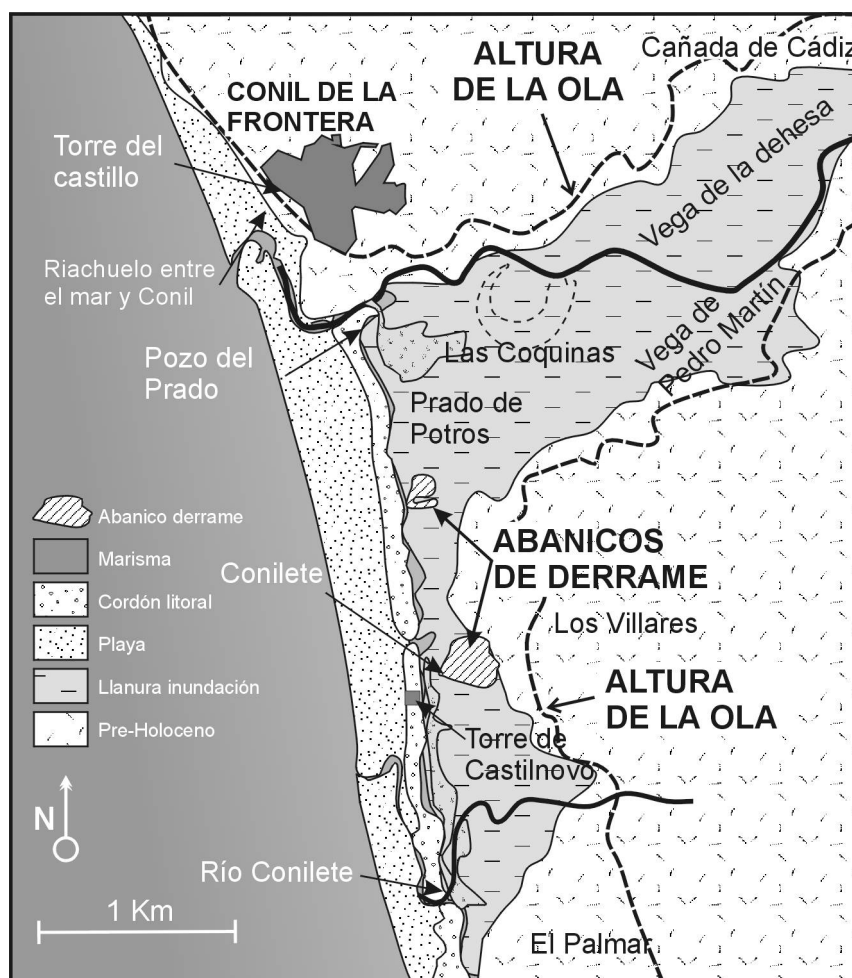


Figura 8. Alcance de las olas del tsunami de 1755 en las costas de Conil de la Frontera (Cádiz). La altura se ha obtenido a partir de los lugares inundados mencionados en la figura según los documentos históricos.

También existe registro sedimentario en forma de dos abanicos de derrame, situado tierra adentro, con una longitud de 300 y 400 m. Los sondeos realizados en la zona indican que el espesor máximo es de 0,55 m y el abanico está constituido por arenas masivas con escasa microfauna marina que a veces incluye fragmentos de rocas y muros. Estas arenas han sido removidas posteriormente por el uso agrícola del terreno. La posición y dimensiones de estos abanicos y su comparación con el registro de temporales descrito en apartados anteriores

sugieren que se formaron como consecuencia del tsunami de 1755. Uno de los datos más interesantes del efecto del tsunami en esta zona fue la destrucción de una pequeña población llamada Conilete, que se estaba formando al sur de Conil, junto a la torre de Castilnovo, ya que todavía se conservan ruinas de algunas de estas construcciones enterradas entre las arenas de los abanicos de derrame (Figura 9). Durante muchos años los vecinos de la cercana zona de El Palmar construyeron sus casas con los restos de esta población. Éste es un buen ejemplo de la formación de un yacimiento arqueológico como consecuencia de un evento costero.



Figura 9. Ruinas del poblado de Conilete, arrasado por las olas del tsunami de 1755 en Conil de la Frontera (Cádiz).

2.2.2. Registro sedimentario de tsunamis anteriores a 1755

El registro de tsunamis anteriores a 1755 es aún más escaso en la Península Ibérica. Lario *et alii* (2000) realizaron dos sondeos en las marismas de Doñana para la interpretación paleoambiental de la secuencia. En ellos describen la presencia de un nivel de alta energía de origen marino con una fecha aproximada de 2400 aBP. Sugieren que este nivel pudo formarse por efecto de un periodo de tormentas, una subida relativa del nivel del mar (ya propuesta para esa fecha por Zazo *et alii*, 1994a) y un evento catastrófico de tipo tsunami. Rodríguez Vidal (1987) llegó a una conclusión parecida con respecto a barras y flechas litorales del estuario de Tinto-Odiel. Por otra parte, Luque *et alii* (2002) describen la presencia de diez abanicos de derrame junto al cordón más antiguo de la unidad H-3 también en la Flecha de Valdelagrana (Figura 10). El inicio de la formación de esta unidad se produjo entre 2550 y 2300 aBP (Borja *et al.*, 1999; Dabrio *et al.*, 1999; 2000) y dataciones radiocarbónicas ofrecen una edad de los cordones cercanos de 1860 calBP. Las dimensiones de los abanicos han sido modificadas por el uso antrópico de la marisma sobre la que están depositados, pero aproximadamente alcanzan los 300 m de longitud, 200 m de anchura y una cota de sólo 0,5 a 1,0 m sobre el nivel alto de la marea. Se realizaron tres sondeos sobre tres de los abanicos que muestran unas secuencias que se inician con la erosión de las arcillas subyacentes. Estas presentan gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos propios de un medio de agua salobre, como una marisma alta, edafizada a techo. Por encima se registran alrededor de 1 m de arenas gruesas con varias secuencias

granodecrecientes que no se correlacionan entre los tres abanicos estudiados. Contienen bioclastos y microfauna abundante reelaborada, así como autóctona propia de medios salobres de tipo estuarino o marisma. Por encima se encuentran depósitos arenosos eolizados.

Posiblemente el evento que produjo unas olas de más de 2 m se produjo al inicio de la formación de la unidad H-3, entre 2300 y 1800 aBP. Con el fin de precisar la edad del depósito se realizó una datación AMS de un fragmento de concha en la base del depósito, que ofreció el dato de 1910 calBP. Revisando los documentos históricos se encuentran dos tsunamis que pueden haber generado el depósito; particularmente dos referencias entre los años 218 y 210 BC y otra 60 BC en la que se mencionan tsunamis de origen sísmico que afectaron al Golfo de Cádiz. En la misma zona en que se encuentran los abanicos de derrame se observa un corte del terreno donde afloran las dos unidades arenosas (de origen estuarino y eólicos suprayacentes) con los restos de una construcción antigua cuya relación con el evento costero no ha sido estudiada.

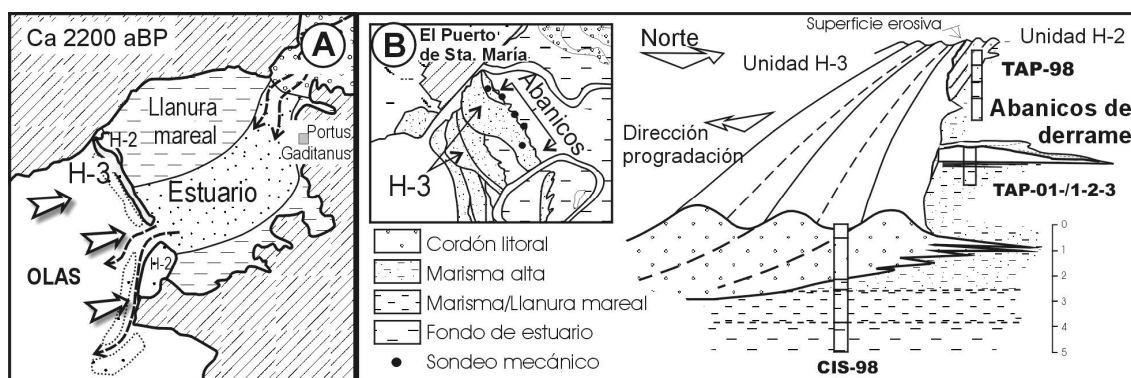


Figura 10. A) Reconstrucción de la paleogeografía del estuario del Guadalquivir y el desarrollo de la unidad H-3 de la flecha de Valdelagrana (Dabrio *et al.*, 2000). B) Situación de los sondeos realizados sobre los abanicos de derrame e interpretación estratigráfica de los mismos.

3. Síntesis

Como hemos visto, no sólo existen eventos costeros de alta energía en el Golfo de Cádiz, sino que existe también registro sedimentario de algunos de ellos. Estos eventos, debido a la situación geográfica y geológica de la Península, consisten en temporales y tsunamis. Los primeros con una frecuencia anual que varía en función de las condiciones meteorológicas, principalmente influidos por los temporales atlánticos, y los segundos, aparentemente debidos, sobre todo, a la actividad tectónica de las fallas transformantes que se extienden desde la Dorsal Meso-Atlántica hasta el estrecho de Gibraltar. Parece ser que el relieve submarino del Estrecho actúa como una barrera al paso de las ondas de tsunamis, impidiendo que penetren en el Mediterráneo más de unas decenas de kilómetros. Estamos acostumbrados a observar construcciones como paseos marítimos, infraestructuras playeras o incluso edificaciones que con cierta frecuencia son destruidas por los temporales invernales, ya que la extraordinaria presión urbanística y de ocupación del litoral hace olvidar fenómenos que ocurren con una recurrencia de pocos años. En el caso de los tsunamis esta falta de memoria es aún más alarmante, ya que la escasa frecuencia del fenómeno multiplica su peligrosidad al obviarse las medidas preventivas o de información sobre las acciones a realizar en caso de sentir un terremoto estando en la costa u otros indicios de un posible tsunami. Los daños materiales y humanos que podrían producirse si un tsunami como el ocurrido hace “sólo” 250 años se repitiera son difícilmente calculables. En casos semejantes de otros países, como en el noroeste de Estados Unidos y Canadá, donde se ha determinado un periodo de recurrencia de 300 años

para los tsunamis (el último ocurrió en 1700) (Atwater, 1987; Clague, Bobrowsky y Hutchinson, 2000), la población permanece alertada e informada del peligro de un posible terremoto con epicentro submarino en la región.

El registro sedimentario de eventos en el Golfo de Cádiz se presenta tanto en superficie en forma de uno o más abanicos de derrame, como en testigos de sondeos como niveles de granulometría más gruesa y contenido en microfauna marina. Los depósitos se asocian a la presencia y rotura de un cordón litoral como consecuencia de la entrada del oleaje. Los cordones, playas y barras arenosas aportan los sedimentos que constituyen estas capas alcanzando un área limitada a 300-400 m de distancia de los cordones. Las dimensiones de los cuerpos sedimentarios para una misma zona dependen de la magnitud del evento, como se aprecia en el registro sedimentario de Conil de la Frontera (hasta 6 cm de espesor los depósitos de temporal y 55 cm los de tsunami). En áreas diferentes, como se ha observado en temporales y tsunamis recientes (p.ej. Imamura *et al.*, 1995), un mismo evento puede dar lugar a registro sedimentario de distinta naturaleza o incluso no formarlo, dependiendo de los factores locales mencionados a lo largo de este trabajo. Otra cuestión importante a tener en cuenta en el estudio de eventos es la capacidad de preservación en el registro. En los casos estudiados en el Golfo de Cádiz, sólo se conservan las capas sedimentadas en zonas inundadas temporalmente, como marismas altas o llanuras de inundación y no en medios sumergidos, aunque sean someros, donde la re-movilización de sedimentos es muy frecuente. Por tanto, es necesario que se desarrollen medios de baja energía como marismas o llanuras mareales para que queden registradas las entradas bruscas de agua marina debidas a eventos como tormentas o tsunamis. La posibilidad de distinguir estas capas entre las encajantes también debe ser tenida en cuenta, ya que la sedimentación de arenas en una secuencia arenosa puede impedir la interpretación correcta del depósito. Por otra parte, un medio arenoso implica, generalmente, una mayor energía de sedimentación que dificulta la conservación de estos niveles. En el caso del Golfo de Cádiz, el oleaje del tsunami de 1755 fue muy intenso en el litoral de Huelva, sin embargo, su registro se ha localizado mayoritariamente en la provincia de Cádiz, con la excepción de la flecha litoral de Punta Umbría (Rodríguez Vidal, 1987). Esto puede deberse a los dos factores: una costa más arenosa y una mayor dinámica litoral.

Los eventos pueden modificar la interpretación paleoambiental de un área, ya que una capa sedimentada de forma rápida por un aumento excepcional de la energía e intercalada en un medio diferente puede ser interpretada como el establecimiento durante un periodo prolongado de tiempo de un ambiente más dinámico. Por otra parte, la presencia de un evento separando dos niveles de distinto significado paleoambiental puede explicar el paso de uno a otro (un medio restringido a otro más marino por rotura del cordón litoral, por ejemplo).

Desde el punto de vista de la arqueología, hemos visto que los eventos pueden generar yacimientos debido a su poder destructivo, como ocurrió en la población de Conilete en 1755. La presencia de una capa de sedimentos de alta energía podría ayudar a la interpretación del abandono o la destrucción de poblaciones costeras en otras zonas. La capacidad de arrancar y transportar el sustrato por parte de los temporales y tsunamis es aplicable al patrimonio arqueológico y yacimientos del litoral, que pueden ser modificados por la acción de las olas. En otros casos, la intensa erosión puede dejar al descubierto construcciones antiguas, como en el caso de Albufeira también en 1755.

En general, desde el punto de vista de modificación del paisaje, los temporales en la Península Ibérica tienen relevancia en las primeras decenas o pocos cientos de metros, mientras que los tsunamis pueden alcanzar varios kilómetros tierra adentro (Figura 8). Por ello, y a pesar de la escasa frecuencia de estos procesos catastróficos, se deben tener en cuenta al estudiar la evolución paleoambiental en áreas costeras como el Golfo de Cádiz.

4. Agradecimientos

A la Dra. Cari Zazo, Dr. José Luis Goy y Dr. Jorge Civis en cuyos proyectos se incluye este trabajo (Proyectos BTR2002-1065, BTE2002-1691). A Frank González, Javier Lario, Israel García Paredes, Ángel Luis Herranz y Susana Fraile por su colaboración en el trabajo de campo. A los doctores Francisco Giles y Emiliano Aguirre por su colaboración y la información aportada.

5. Bibliografía

- ABE, K., 1989: "Quantification of tsunamigenic earthquakes by the mt scale". *Tectonophysics* 166, pp. 27-34.
- ANDRADE, C., 1992: "Tsunami generated forms in the Algarve barrier islands (South Portugal)". *Science of Tsunami Hazards* 10, pp. 21-34.
- ANDRADE, C., HIDSON, R., FREITAS, C. y DAWSON, A., 1994: "Sedimentary evidence of tsunami flooding in Algarve coastal lowlands". *Littoral* 94, pp. 26-29.
- ANDRADE, C., ANDRADE, A. M., KORTEKAAS, S. y DAWSON, A., 1997: "Sedimentological traces of tsunamigenic overwash of the martinhal lowland (western Algarve, Portugal)". En *Proceedings of the Simposium Littoral 97* (Faro, Portugal), pp. 11-17.
- ANDRADE, C., MONHÁ, J. M. y PAULINO, J., 1998: "Geochemical signature of extreme marine flooding on the Boca do Rio lowland (Algarve, Portugal)". En *Comunicaciones V Congreso Nacional de Geología*, pp. C51-C54. Lisboa.
- ARTEAGA, O. y HOFFMANN, G., 1986: "Investigaciones geológicas y arqueológicas sobre los cambios de la línea costera en el litoral de la Andalucía mediterránea". *Anuario Arqueológico de Andalucía* 1986 (II), pp. 194-195.
- ATWATER, B. F., 1987: "Evidence for great holocene earthquakes along the Outer Coast of Washington State". *Science* 236, pp. 942-944.
- AYALA, F. J., FERRER, M., GONZÁLEZ, L. I. y BELTRÁN DE HEREDIA, F., 1988: *Catálogo Nacional de Riesgos Geológicos*. Madrid.
- BALLESTA, M., MORALES, J. A. y ACOSTA, E. A., 1998: "Efecto erosivo de los temporales del invierno 1995-1996 sobre la playa de Mazagón (Huelva, SO de España): influencia de las construcciones costeras". *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11, pp. 285-296.
- BAPTISTA, M. A., MIRANDA, P. M. A., MIRANDA, J. M. y MENDES, L. V., 1996: "Rupture extent of the 1755 Lisbon earthquake inferred from numerical modeling of tsunami data". *Physics and Chemistry of the Earth* 21, pp. 65-70.
- BAPTISTA, M. A., HEITOR, S., MIRANDA, J. M., MIRANDA, P. y MENDES VICTOR, L., 1998a: "The 1755 Lisbon tsunami, evaluation of the tsunami parameters". *Journal Geodynamics* 25 (2), pp. 143-157.
- BAPTISTA, M. A., MIRANDA, P. M. A., MIRANDA, J. M. y MENDES VICTOR, L., 1998b: "Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami". *Journal Geodynamics* 25 (2), pp. 159-174.
- BARAZA, J., ERCILLA, G. y NELSON, C. H., 1999: "Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cádiz slope (SW Spain)". *Marine Geology* 155, pp. 191-215.
- BORJA, F., ZAZO, C., DABRIO, C. J., DÍAZ DEL OLMO, F., GOY, J. L. y LARIO, J., 1999: "Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of Southern Spain". *The Holocene* 9, pp. 333-339.
- BORREGO, J., RUIZ, F., GONZÁLEZ-REGALADO, M. L., PENDÓN, J. G. y MORALES, J.

- A., 1999: "The Holocene transgression into de estuarine central basin of the Odiel river mouth (Cadiz Gulf, SW Spain): lithology and faunal assemblages". *Quaternary Science Reviews* 18 (6), pp. 769-788.
- BOSS, S. K. y NEUMANN, A. C., 1993: "Impacts of hurricane Andrew on carbonate platform environments, northern Great Bahama Bank". *Geology* 21, pp. 897-900.
- BOURROUILH-LE JAN, F. G. y TALANDIER, J., 1985: "Sédimentation et fracturation de haute énergie en milieu récifal, tsunamis, ouragans et cyclones et leurs effets sur le sédimentologie et la geomorphologie d'un atoll: Motu et Hoa, a Rangiroa Tuamotu, Pacifique SE". *Marine Geology* 67, pp. 263-333.
- BOYAJIAN, G. E. y THAYER, C. W., 1995: "Clam calamity, a recent supratidal storm-deposit as an analog for fossil shell beds". *Palaos* 10, pp. 484-489.
- CAMPOS, M. L., 1991: "Tsunami hazard on the Spanish coasts of the Iberian Peninsula". *Science of Tsunami Hazards* 9, pp. 83-90.
- CAMPOS, M. L., 1992: *El riesgo de tsunamis en España. Análisis y valoración geográfica*. Monografías Instituto Geográfico Nacional 9. Madrid.
- CATALÁN, M., BOLOIX, M. y VALENZUELA, J., 1979: "Propagación de maremotos en la región de Azores-Gibraltar". En *III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, pp. 419-438. Madrid.
- CITA, M. B., CAMERLENGHI, A. y RIMOLDI, B., 1996: "Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: new evidence and depositional models". *Sedimentary Geology* 104, pp. 155-173.
- CLAGUE, J. J., BOBROWSKY, P. T. y HUTCHINSON, I., 2000: "A review of geological records of large tsunamis at Vancouver Island, British Columbia, and implications for hazard". *Quaternary Science Reviews* 19, pp. 849-863.
- COCH, N. K., 1994: "Geologic effects of hurricanes". *Geomorphology* 10, pp. 37-63.
- COLLINS, E. S., SCOTT, D. B. y GAYES, P. T., 1999: "Hurricane records on the South Carolina coast: Can they be detected in the sediment record?". *Quaternary International* 56, pp. 15-26.
- DABRIO, C. J., ZAZO, C., LARIO, J., GOY, J. L., SIERRO, F. J., BORJA, F., GONZÁLEZ, J. A. y FLORES, J. A., 1998: "Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cádiz (southern Spain)". *Mediterranean and Black Sea Subcommission Newsletter* 20, pp. 45-48.
- DABRIO, C. J., ZAZO, C., LARIO, J., GOY, J. L., SIERRO, F. J., BORJA, F., GONZÁLEZ, J. A. y FLORES, J. A., 1999: "Secuence stratigraphy of Holocene incised-valley fill and coastal evolution in the Gulf of Cádiz (southern Spain)". *Geologie en Mijnbouw* 77, pp. 263-281.
- 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 Cadiz, Southern Spain)". *Marine Geology*, pp. 26-58.
- DAVIS, R. A., KROWLES, S. C. y BLEND, M. J., 1989: "Role of hurricanes in the holocene stratigraphy of estuaries: examples from the Gulf Coast of Florida". *Journal of Sedimentary Petrology* 59, pp. 1052-1061.
- DAWSON, A. G., 1994: "Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash". *Geomorphology* 10, pp. 83-94.
- DAWSON, A. G., 1996: "The geological significance of tsunamis". *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, Suppl.-Band 102, pp. 199-210.
- DAWSON, A. G., 1999: "Linking tsunami deposits, submarine slides and offshore earthquakes". *Quaternary International* 60, pp. 119-126.

- DAWSON, A. G., 2000: "Tsunami deposits". *Pure and Applied Geophysics* 157, pp. 875-897.
- DAWSON A.G. y SHI, S., 2000: "Tsunami deposits". En KEATING, B. H., WAYTHOMAS, C. F. y DAWSON, A. G., Eds.: *Landslides and tsunamis*. Pure Applied Geophysics 157, pp. 875-897.
- DAWSON, A. G., FOSTER, I. D., SHI, S., SMITH, D. E. y LONG, D., 1991: "The identification of tsunami deposits in coastal sediment sequences". *Science of Tsunami Hazards* 9, pp. 73-82.
- DAWSON, A. G., HINDSON, R., ANDRADE, C., FREITAS, C., PARISH, R. y BATEMAN, M., 1995: "Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal". *The Holocene* 5, pp. 209-215.
- DIAS, J. M. A., BOSKI, T., RODRIGUES, A. y MAGALHÃES, F., 2000: "Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis". *Marine Geology* 170, pp. 177-186.
- DOMINEY-HOWES, D. T. M., 2002: "Documentary and geological records of tsunamis in the Aegean Sea region Greece and their potential application to risk assessment and disaster management". *Natural Hazards* 25, pp. 195-224.
- DOTT, R. H., Jr., 1983: "1982 SEPM Presidential Address. Episodic sedimentation – How normal is average? How rare is rare? Does it matter?". *Journal of Sedimentary Petrology* 53, pp. 5-23.
- DUFFY, W., BELKNAP, D. F. y KELLEY, J. T., 1989: "Morphology and stratigraphy of small barrier-lagoon systems in Maine". *Marine Geology* 88, pp. 243-262.
- EINSELE, G., 1996: "Event deposits: the role of sediment supply and relative sea-level changes – overview". *Sedimentary Geology* 104, pp. 11-37.
- EINSELE, G., CHOUGH, S. K. y SHIKI, T., 1996: "Depositional events and their records - an introduction". *Sedimentary Geology* 104, pp. 1-9.
- FOSTER, I. D. L., ALBON, A. J., BARDELL, K. M., FLETCHER, J. C., JARDINE, T. C., MOTHERS, R. J., PRITCHARD, M. A. y TURNER, S. E., 1991: "High energy coastal sedimentary deposits; an evaluation of depositional processes in southwest England". *Earth Surface Processes and Landforms* 16, pp. 341-356.
- FUJIWARA, O., MASUDA, F., SAKEI, T., IRIZUKI, T. y FUSE, K., 2000: "Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan". *Sedimentary Geology* 135, pp. 219-230.
- GALBIS, J., 1932: *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W de Greenwich y los paralelos 45° y 25°N*. Madrid.
- GALBIS, J., 1940: *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W de Greenwich y los paralelos 45° y 25°N*. Madrid.
- GIL ONCINA, J., 1994: *Riesgos climáticos en la Península Ibérica*. Barcelona.
- GOFF, J., CHAGUÉ-GOFF, C. y NICHOL, S., 2001: "Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective". *Sedimentary Geology* 143, pp. 1-6.
- GOFF, J. R. y McFADGEN, B. G., 2001: "Catastrophic seismic-related events and their impact on prehistoric human occupation, coastal New Zealand". *Antiquity* 75 (287), pp. 155-162.
- GONZÁLEZ, F. I., 1999: "Tsunamis". *Investigación y Ciencia* 1999 (julio), pp. 24-33.
- GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M. J., 2000: "Evolución morfoclimática del País Vasco durante el Cuaternario: estado de la cuestión". *Cuaternario y Geomorfología* 14, pp. 79-100.

- GOODBRED, S. L. y HINE, A. C., 1995: "Coastal storm deposition: Salt-marsh response to a severe extratropical storm, March 1993, west-central Florida". *Geology* 23 (8), pp. 679-682.
- GRACIA, F. J., ALONSO, C., GALLARDO, M., GILES, F., RODRÍGUEZ, J., BENAVENTE, J. y LÓPEZ-AGUAYO, F., 1999: "Aplicación de la Geoarqueología al estudio de cambios costeros postflandrienses en la Bahía de Cádiz". En ROSSELLÓ, V., Ed.: *Geoarqueología i Quaternari litoral. Memorial María Pilar Fumanal*, pp. 357-366. Valencia.
- GRACIA, F. J., ALONSO, C., BENAVENTE, J. y LÓPEZ-AGUAYO, F., 2000a: "Origen y evolución de la Bahía de Cádiz". En DE ANDRÉS, J. R. y GRACIA, F. J., Eds.: *Geomorfología litoral. Procesos Activos*, pp. 211-215. Monografía S.E.G. 7. Cádiz.
- GRACIA, F. J., ALONSO, C., GALLARDO, M., GILES, F., BENAVENTE, J. y LÓPEZ-AGUAYO, F., 2000b: "Evolución eustática postflandriense en las marismas del sur de la Bahía de Cádiz". *Geogaceta* 27, pp. 71-74.
- GUILLÉN, J., 1956: "En el segundo centenario del maremoto de Cádiz (1755)". *Boletín de la Real Academia de la Historia* 139 (1), pp. 107-158.
- HINDSON, R. A. y ANDRADE, C., 1999: "Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunamis generated by the 1755 Lisbon earthquake". *Quaternary International* 56, pp. 27-38.
- HINDSON, R. A., ANDRADE, C. y DAWSON, A. G., 1996: "Sedimentary processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon Earthquake on the Algarve Coast, Portugal". *Physics and Chemistry of the Earth* 21, pp. 57-63.
- HOBDAV, D. K. y JACKSON, M. P. A., 1979: "Transgressive shore zone sedimentation and syndepositional deformation in the Pleistocene of Zululand, South Africa". *Journal of Sedimentary Petrology* 49, pp. 145-158.
- IGN (INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL), 1991: *El medio marino*. Atlas Nacional de España, Sección III. Madrid.
- IMAMURA, F., SYNOLAKIS, C. E., JICA, E., TITOV, V., LISTANCO, E. y LEE, H. J., 1995: "Field survey of the 1994 Mindoro Island, Philippines Tsunami". *Pure and Applied Geophysics* 144, pp. 875-890.
- JELGERSMA, S., STIRE, M. J. F. y VAN DER VALK, L., 1995: "Holocene storm surge signatures in the coastal dunes of the western Netherlands". *Marine Geology* 125 (1), pp. 95-110.
- KORTEKAAS, S., ANDRADE, C. y ANDRADE, A. M., 1998: "Litoestratigrafía e foraminíferos do enchimento sedimentar da baixa do Martinhal-Algarve (Portugal) – dados preliminares". En *Comunicaciones V Congreso Nacional de Geología*, pp. C55-C58. Lisboa.
- LARIO, J., ZAZO, C., PLATER, A. J., GOY, J. L., DABRIO, C. J., BORJA, F., SIERRO, F. J. y LUQUE, L., 2000: "Particle size and magnetic properties of Holocene estuarine deposits from the Doñana National Park (SW Iberia): evidence of gradual and abrupt coastal sedimentation". *Zeitschrift für Geomorphologie* 45 (1), pp. 33-54.
- LIU, K. y FEARN, M. L., 1993: "Lake-sediment record of Late Holocene hurricane activities from coastal Alabama". *Geology* 21, pp. 793-796.
- LUQUE, L., 2002: *Cambios en los paleoambientes costeros del sur de la Península Ibérica (España) durante el Holoceno*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- LUQUE, L., ZAZO, C., GOY, J. L., DABRIO, C. J., CIVIS, J., LARIO, J., GÓMEZ-PONCE, C., 1999: "Los depósitos del tsunami de Lisboa de 1755. Su registro en la Bahía de Cádiz: Flecha de Valdelagrana (Spain)". En *Actas de la X Reunión Nacional del*

- Cuaternario*, pp. 63-66. Girona.
- LUQUE, L., LARIO, J., ZAZO, C., GOY, J. L., DABRIO, C. J. y BORJA, F., 2000: "Sedimentary record of historical tsunamis in the Bay of Cádiz (Spain)". En 3rd *International Conference of the IGCP Project 437. Sea-level changes and neotectonics*. Durham.
- LUQUE, L., LARIO, J., ZAZO, C., GOY, J. L., DABRIO, C. J. y SILVA, P. G., 2001: "Tsunami deposits as palaeoseismic indicators: examples from the Spanish coast". *Acta Geologica Hispanica* 36 (3-4), pp. 197-211.
- LUQUE, L., LARIO, J., CIVIS, J., SILVA, P. G., ZAZO, C., GOY, J. L. y DABRIO, C. J., 2002: "Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cádiz, Spain". *Journal of Quaternary Science* 17 (5-6), pp. 623-631.
- LUQUE, L., ZAZO, C., LARIO, J., GOY, J. L., CIVIS, J., GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ, F. M., SILVA, P. G. y DABRIO, C. J., 2004: "El efecto del tsunami del año 1755 en el litoral de Conil de la Frontera (Cádiz)". En BAQUEDANO, E. y RUBIO, S., Coords.: *Miscelanea en homenaje a Emiliano Aguirre 1. Geología*, pp. 72-82. Madrid.
- MARINATOS, S., 1939: "The volcanic destruction of Minoan Crete". *Antiquity* 13, pp. 425-439.
- MARINOS, G. y MELIDONIS, N., 1959: "On the Amplitude of the Tsunami Originating in the Prehistoric Eruption of Santorin". *Greek Geological Society* 4, pp. 210-218.
- MARTÍNEZ SOLARES, J. M., 2001: *Los efectos en España del terremoto de Lisboa (1 de noviembre de 1755)*. Madrid.
- MARTÍNEZ SOLARES, J. M., LÓPEZ ARROYO, A. y MEZCUA, J., 1979: "Iseismic map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from spanish data". *Tectonophysics* 53, pp. 301-313.
- MINOURA, K. y NAKAYA, S., 1991: "Traces of tsunami deposits preserved in intertidal lacustrine and marsh deposits, some examples from Northeast Japan". *Journal of Geology* 99, pp. 265-287.
- NUMMEDAL, D., PILKEY, O. H. y HOWARD, J. D., Eds., 1987: *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 41. Tulsa, Okla.
- ORFORD, J. D. y CARTER, R. W. G., 1982: "Geomorphological changes on the barrier coasts of south Wexford". *Irish Geography* 15, pp. 70-84.
- PEREIRA DE SOUSA, F. L., 1919: *O terremoto do 1º de Novembro de 1755 em Portugal e um estudo Demografico*. Lisboa.
- RAH (REAL ACADEMIA DE LA HISTORIA), 1756: *Noticia individual que da la Academia de la Historia del Terremoto de 1º de noviembre de 1755 por orden del Rey Nuestro Señor a quien la dedica*. Manuscrito. Madrid.
- REYES, J. L., BENAVENTE, J., GRACIA, F. J. y LÓPEZ AGUAYO, F., 1996: "Efectos de los temporales sobre las playas de la Bahía de Cádiz". En GRANDAL, A. y PAGÉS, L., Eds.: *IV Reunión Nacional de Geomorfología* (O Castro, La Coruña, 1996). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 21, pp. 631-639.
- RODRIGUES, A., MAGALHÃES, F. y DIAS, J. M. A., 1991: "Evolution of the North Portuguese Coast in the last 18000 years". *Quaternary International* 9, pp. 67-74.
- RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A., RODRÍGUEZ VIDAL, J., CÁCERES, L. M., CLEMENTE, L., BELLUOMINI, G., MANFRA, L., IMPROTA, S. y DE ANDRÉS, J. R., 1996: "Recent coastal evolution of the Doñana National Park (SW Spain)". *Quaternary Science Reviews* 15, pp. 803-805.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J., 1987: "Modelo de evolución geomorfológica de la flecha litoral de

- Punta Umbría, Huelva, España”. *Cuaternario y Geomorfología* 14, pp. 109-113.
- SANDWEISS, D. H., MAASCH, D. A., BURGER, R. L., RICHARDSON III, J. B., ROLLINS, H. B. y CLEMENT, A., 2001: “Variation in Holocene El Niño Frequencies: Climate Records and Cultural Consequences in Ancient Peru”. *Geology* 29, pp. 603-606.
- SCHWARTZ, R. K., 1982: “Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies”. *Sedimentology* 29, pp. 835-849.
- SCOFFIN, J. P., 1993: “The geological effects of hurricanes on coral reefs and the interpretation of storm deposits”. *Coral Reefs* 12, pp. 203-221.
- SHIKI, T., 1996: “Reading of the trigger records of sedimentary events – a problem for future studies”. *Sedimentary Geology* 104, pp. 249-255.
- SOMOZA, L., BARNOLAS, A., ARASA, A., MAESTRO, A., REES, J. G. y HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J., 1998: “Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations delta lobe switching and subsidence processes”. *Sedimentary Geology* 117, pp. 11-32.
- UDÍAS, A. y ARROYO, A., 1972: “Seismic activity of the Azores-Gibraltar region”. *Nature Physical Sciences* 237, pp. 67-69.
- ZAZO, C., 1999: “Efectos del cambio climático en áreas del litoral”. En RUIZ ZAPATA, B., DORADO, M., GIL, M. J. y VALDEOMILLOS, A., Eds.: *Efectos del cambio climático en la región mediterránea durante los últimos 3.000 años*, pp. 76-85. Madrid.
- ZAZO, C., GOY, J. L., HILLAIRE-MARCEL, C., DABRIO, C. J., HOYOS, M., LARIO, J., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L. y SILVA, P. G., 1994a: “Variaciones del nivel del mar: Estadios isotópicos 7, 5 y 1 en las costas peninsulares (S y SE) e insulares españolas”. En RODRÍGUEZ VIDAL, J. *et alii*, Eds.: *Gibraltar during the Quaternary*, pp. 26-35. AEQUA Monografías 2. Sevilla.
- ZAZO, C., GOY, J. L., SOMOZA, L., DABRIO, C. J., BELLUOMINI, G., IMPROTA, S., LARIO, J., BARDAJÍ, T. y SILVA, P. G., 1994b: “Holocene sequence of Sea-Level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast”. *Journal of Coastal Research* 10, pp. 933-945.
- ZAZO, C., GOY, J. L., LARIO, J. y SILVA, P. G., 1996: “Littoral zone and rapid climate changes during the last 200.000 years. The Iberia study case”. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 102, pp. 119-134.
- ZITELLINI, N., CHIERICI, F., SARTORI, R. y TORELLI, L., 1999: “The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami”. *Annali di Geofisica* 42 (1), pp. 49-55.
- ZITELLINI, N., MENDES, L. A., CORDOBA, D., DANOBEITIA, J., NICOLICH, R., PELLIS, G., RIBEIRO, A., SARTORI, R., TORELLI, L., BARTOLOMÉ, R., BORTOLUZZI, G., CALAFATO, A., CARRILHO, F., CASONI, L., CHIERICI, F., CORELA, C., CARREGGIARI, A., DELLA VEDOVA, B., GRACIA, E., JORNET, P., LANDUZZI, M., LIGI, M., MAGAGNOLI, A., MAROZZI, G., MATIAS, L., PENITENTI, D., RODRIGUEZ, P., ROVERE, M., TERRINHA, P., VIGLIOTTI, L. y ZAHINOS RUIZ, A., 2001: “Source of 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated”. *EOS. Transaction. American Geophysical Union* 82 (26), pp. 285, 289-290.