

DIRECCIONES DE LLEGADA DEL TSUNAMI DE 1755 A LA COSTA GADITANA A PARTIR DE DATOS GEOMORFOLÓGICOS Y ARQUEOLÓGICOS

FCO. JAVIER GRACIA*; CARLOS ALONSO**; JAVIER BENAVENTE*;
GIORGIO ANFUSO*; LAURA DEL RÍO*; JOSÉ MARÍA MEDINA***;
JUAN JOSÉ MUÑOZ****

* Dpto. Geología, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz.
11510 Puerto Real. E-mail: javier.gracia@uca.es

** Instituto Andaluz del Patrimonio Histórico. Consejería de Cultura,
Junta de Andalucía. Avda. Duque de Nájera, 3. 11002 Cádiz.
E-mail: carlos.alonso@ono.com

*** DHI Water & Environment, Director de la División Marina. Isabel de Valois, 20,
28660 Boadilla del Monte, Madrid. E-mail: jmv@dhi-es.com

**** Dpto. Física Aplicada, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales,
Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real. E-mail: juanjose.munoz@uca.es

Resumen: El presente trabajo muestra una síntesis de los distintos registros conocidos hasta la fecha asociados al tsunami de 1755 (terremoto de Lisboa) en la costa gaditana. Los registros incluyen abanicos de desbordamiento, roturas de flechas, mega-flutes y distintos depósitos de bloques, localizados en ambientes costeros muy diferentes, desde costas bajas de carácter sedimentario hasta costas rocosas. En concreto, se analizan con más detalle los registros localizados en la flecha-barrera de Valdelagrana, plataforma rocosa de Torregorda, Cabo de Trafalgar y Ensenada de Los Lances. En la mayoría de los casos existen criterios geoarqueológicos que permiten identificar los registros como debidos al tsunami de 1755. Los registros, de carácter tanto erosivo como deposicional, permiten deducir direcciones de llegada de las olas del tsunami, así como procesos de refracción-difracción de las olas de tsunami a su paso por la plataforma continental y en distintas zonas costeras. La aplicación del software MIKE 21 BW al caso del Cabo de Trafalgar ha dado como resultado una concordancia total entre las deducciones de campo y los modelos físicos de propagación de las olas asociadas a dicho tsunami.

Palabras clave: Tsunamis históricos; geoarqueología; modelos de propagación del oleaje; Cádiz

Abstract: This work presents a summary of the different coastal records known to-date associated with the 1755 tsunami (Lisbon Earthquake) along the Cádiz coast (SW Spain). These include washover fans, spit breachings, mega-flutes and several boulder deposits, appearing at very different coastal exposures and environments (from sedimentary coastal lowlands to rocky coasts). Special attention is paid on the tsunami records existing at Valdelagrana spit-barrier, Torregorda Cape, Trafalgar Cape and Los Lances Bay. Most of these sites include geoarchaeological indicators that helps to identify such coastal records as produced by the 1755 event. The records, of both erosive and sedimentary nature, allow to infer tsunami wave arrival directions and wave refraction-diffraction processes while crossing the continental shelf and at different coastal zones. The application of the software MIKE 21 BW to the Cape Trafalgar study case has resulted in a total agreement between the deductions obtained from field evidences and the predicted tsunami wave propagation model.

Key words: Historical tsunamis; geoarchaeology; wave propagation models; Cádiz

INTRODUCCIÓN

La costa SW de la Península Ibérica es una de las zonas más expuestas a la acción de tsunamis en Europa y desde los años 90 se han estudiado muchos registros de tsunamis holocenos e históricos, especialmente en la costa portuguesa (Andrade, 1992; Hindson y Andrade, 1999; Scheffers y Kelletat, 2005). El límite entre las placas europea y africana está representado por la Falla de las Azores, que une la dorsal mesoatlántica con el Golfo de Cádiz. Al Sur y SW de Portugal esta falla se divide en otras menores y el movimiento de las placas cambia progresivamente de transcurrencia a convergencia. Esta es una zona sismogénica importante que ha dado lugar a varios tsunamis históricos. Desde 218 a.C. el Golfo de Cádiz ha registrado al menos 21 tsunamis (Campos, 1992; Luque, 2002).

De todos ellos el de 1755, asociado al terremoto de Lisboa, fue probablemente el mayor, y sus efectos se notaron a lo largo del Atlántico Norte, produciendo importantes inundaciones en las costas de España, Portugal y Marruecos. Desde entonces no se ha vuelto a registrar otro tsunami destructivo en la zona. Los modelos físicos aplicados a la costa ibérica suroccidental muestran una dirección de desplazamiento de las olas de Oeste a Este. Su amplitud aumenta en el Cabo de San Vicente, disminuye en el litoral onubense y posteriormente se produce una amplificación energética en el sector oriental, cerca de la entrada del Estrecho de Gibraltar (Catalán et al., 1979). Esta podría ser la razón por la que, en contraste con el Algarbe y con el litoral gaditano, en la costa de Huelva se han detectado pocos registros de tsunamis históricos (Ruiz et al., 2004). En la costa de Cádiz, los registros relativos al tsunami de 1755 estudiados hasta el momento están constituidos por diversos depósitos de abanicos de desbordamiento (Luque et al., 1999, 2000, 2001, 2004; Alonso et al., 2003, 2004; Gracia et al., 2004) y acumulaciones de bloques (Whelan y Kelletat, 2005).

El presente trabajo muestra una síntesis de los registros asociados al tsunami de 1755 identificados a lo largo de la costa gaditana, con nuevas aportaciones y observaciones inéditas (Figura 1). Se trata de una costa mesomareal de baja energía, con un rango de mareas medio de 2 m y máximo vivo de 3.7 m en su sector septentrional. El oleaje de buen tiempo normalmente presenta alturas significantes de 0.6 m, mientras que las olas de

temporal adquieren alturas medias de 1.5 m (Benavente et al., 2000). La orientación de la línea de costa, variable a lo largo de la provincia, produce una disminución de ángulo de aproximación del oleaje hacia el Sur. Cerca del Estrecho de Gibraltar las corrientes litorales y las mareas son menores y la costa muestra un régimen micromareal.

Para la distinción entre registros de tsunamis y de fuertes tormentas se ha partido de los resultados obtenidos tras diez años de seguimiento sistemático de playas a lo largo de la costa gaditana, mediante la cuantificación de cambios topográficos en playas, medición de procesos asociados al oleaje y análisis de los efectos de temporales marítimos (Benavente et al., 2000; Gracia et al., 2005). Estos estudios también incluyen modelos de inundación de costas bajas debida a temporales marítimos extremos (Benavente et al., 2005). Toda esta información ha permitido la identificación de registros ligados a la actuación de tsunamis, tanto de tipo erosivo como sedimentario. La adscripción al evento de 1755 se ha realizado mediante la aplicación de métodos geoarqueológicos (Alonso y Gracia, 2004). Los resultados obtenidos han permitido deducir transformaciones de las olas de tsunami (refracción y difracción) a su paso por la plataforma continental y en distintos ambientes costeros. En algún caso concreto los procesos deducidos a partir de los datos de campo se han contrastado con modelos físicos de propagación de oleaje, adaptados para el caso particular del tsunami de 1755.

Flecha de Valdelagrana

Desplazándonos de Norte a Sur, aparte de algunos registros dudosos localizados al Sur de la desembocadura del Guadalquivir (Luque, 2002), los primeros registros significativos del tsunami de 1755 aparecen en la flecha de Valdelagrana, Bahía de Cádiz (Figura 1). Fueron identificados por Dabrio et al. (1998) y estudiados en profundidad por Luque et al. (1999, 2000, 2001). Consisten en cinco abanicos de desbordamiento que aparecen a alrededor de 1 km tierra adentro desde la actual línea de costa de la flecha-barrera de Valdelagrana, espaciados regularmente. Los abanicos tienen 350-400 m de longitud y 200-300 m de anchura

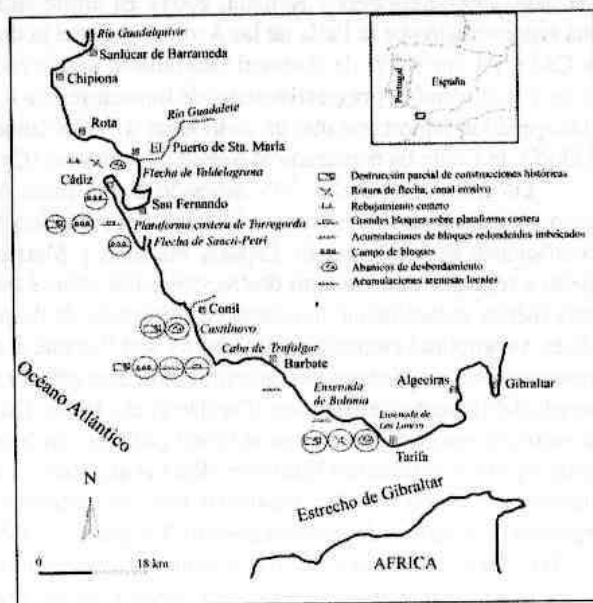


Figura 1. Localización geográfica de lugares citados en el texto y tipos de registros supuestamente asociados al tsunami de 1755. Los símbolos encerrados en círculos representan registros cuya adscripción al evento de 1755 se basa en datos geoarqueológicos.

y afectan a un cordón litoral histórico considerado como activo en 1755 por dichos autores. Su morfología indica una dirección de llegada de las olas desde el NO, debida a la refracción de sus frentes alrededor del tómbolo de Cádiz (Zazo y Goy, 2000). Diversos sondeos realizados en los abanicos muestran tres secuencias arenosas granodrecientes, todas ellas culminadas por una unidad arcillosa interpretada como debida a reflexión del oleaje o a procesos de reflujos; el depósito incluye bioclastos y restos vegetales (Luque et al., 2001). La interpretación de estos abanicos como generados por un tsunami parece indudable y constituyen el primer depósito superficial de tsunami descrito en España. No obstante, la adscripción cronológica al evento de 1755 plantea algunas dudas.

Dabrio et al. (1998) concluyeron que el cordón afectado por los abanicos de desbordamiento era activo en 1755 por comparación con cartas náuticas del siglo XVIII y por correlación regional con otros sistemas de cordones históricos del litoral mediterráneo. Sin embargo, el "río" San Pedro constituye la antigua desembocadura del río Guadalete, que históricamente fue desviada a su posición actual para facilitar el uso portuario del canal cercano al municipio de El Puerto de Santa María. Tras la finalización de las obras en 1730 (Luque et al., 1999), el "río" San Pedro dejó de funcionar como un curso fluvial y desde entonces viene comportándose como un canal mareal. El poder erosivo del flujo mareal dentro del canal, así como la capacidad del cauce para la migración lateral son así muy limitadas y probablemente insuficientes para erosionar cordones litorales arenosos. El hecho de que el canal corte claramente el citado cordón en su extremo septentrional hace pensar que posiblemente ese cordón ya era inactivo cuando el río San Pedro todavía funcionaba como curso fluvial (antes del siglo XVIII), y que otro cordón más exterior debía de ser el activo en aquella época. Además, se reconocen otros grandes abanicos de desbordamiento más recientes a lo largo de la flecha (Dabrio et al., 1998). Por todo ello, creemos que la asignación genética de los citados al evento de 1755 requiere de un mayor número de datos sobre evolución histórica de la flecha de Valdelagrana.

Los documentos históricos de la época describen que la altura de inundación debida al tsunami fue de hasta 8 m en El Puerto de Santa María (Campos, 1992). Debido a su escasa elevación (máxima altura de 4 m por encima de la pleamar máxima equinoccial), la flecha debió de ser totalmente inundada por el tsunami de 1755 y también por otros tsunamis previos y por algunos temporales marítimos posteriores (Benavente et al., 2005). La escasa altura de los cordones de Valdelagrana en comparación con otros sistemas litorales similares de la costa onubense sugiere un proceso de remoción sedimentaria y rebajamiento de la superficie costera, proceso a menudo asociado a la actuación de tsunamis (Dawson, 1994). En la actualidad todo el sistema de cordones litorales más recientes aparece cortado por dos canales mareales estrechos que conectan el "río" San Pedro con el mar y que desarrollan abanicos mareales de flujo/reflujo, roturas muy posiblemente asociadas al episodio energético de 1755.

Tómbolo de Cádiz – Plataforma rocosa de Torregorda

Entre la ciudad de Cádiz y la flecha de Sancti Petri (Figura 1) se observa en numerosos puntos un depósito de alta energía de 1-1.2 m de espesor, constituido por grandes cantos planos discoidales clastosoportados de unos 15 cm de diámetro medio, imbricados y perforados, que terminan con un nivel fino de bioclastos. Este depósito

fosiliza a yacimientos históricos del siglo XVII y está cubierto por depósitos eólicos subactuales correspondientes al primer cordón de dunas vegetadas. Los efectos de temporales energéticos en esta costa producen la erosión y retroceso parcial del primer cordón dunar, lo que permite el afloramiento de este depósito de bloques en muchos puntos, generalmente a unos 2-2.5 m sobre la pleamar media.

Alrededor de 1 km al Sur de Cádiz, en Torregorda (Figura 1), el retroceso costero histórico (Alonso y Gracia, 2004) y los procesos de abrasión y meteorización han dado lugar a la generación de una extensa plataforma rocosa costera sobre conglomerados cuarcíticos pleistocenos, en la que aparecen varios grandes bloques aislados, procedentes de dicho substrato. El mayor de ellos se localiza a más de 100 m tierra adentro de la actual línea de costa y sus dimensiones (4 x 3 x 1.5 m) y tipo de roca permiten estimar su peso en unas 40-50 Tm, lo que hace su transporte por temporales marítimos prácticamente imposible. La edad de emplazamiento de estos bloques es difícil de evaluar, pero los restos arqueológicos que aparecen en el extremo meridional de la plataforma rocosa sugieren la adscripción de estos registros al evento de 1755. Los restos consisten en una carretera construida entre 1720 y 1740, que conectaba los municipios de Cádiz y San Fernando. La carretera estaba flanqueada en este punto por una pared en su lado de barlovento, probablemente con la finalidad de impedir el aterramiento de la calzada por arenas eólicas. Existen evidencias documentales que describen la destrucción de esta carretera por el tsunami de 1755, que inundó y cruzó el tómbolo de Cádiz en su totalidad (Campos, 1992), así como la necesidad de construir una carretera nueva más al Este (la actual N-IV). En la actualidad la pared lateral de esta antigua carretera aparece rota y caída hacia tierra a lo largo de todo su trazado. El substrato arenoso ha desaparecido debido al retroceso costero reciente y quizá también a los efectos del tsunami. En la actualidad el ya citado depósito de grandes cantos discoidales imbricados forma un campo de bloques que se extiende entre los restos de la antigua carretera y la playa actual, ubicada más de 100 m al Este. La geometría del depósito y de las paredes caídas señalan una dirección de llegada de las olas del tsunami del SO.

Conil – Playa de Castilnovo

Alrededor de 1 km al Sur de Conil, en la playa de Castilnovo (Figura 1), Luque *et al.* (2004) describen dos abanicos de desbordamiento desconectados de la línea de costa actual y que se extienden hasta 300 m tierra adentro desde la actual línea de costa. Los depósitos fosilizan una llanura de inundación fluvial con arcillas y limos, muy transformada por las actividades agrícolas. Varios sondeos excavados en los abanicos permitieron la identificación de una unidad sedimentaria superior de 0.5 m de espesor constituida por limos arenosos heterométricos con nódulos carbonatados, bioclastos y algunos foraminíferos. El depósito se acuña hacia tierra e incluye restos constructivos procedentes de algunas viviendas próximas que fueron completamente destruidas por el tsunami de 1755, tal y como se deduce de la documentación histórica. Los sedimentos infrayacentes están formados por arcillas fluviales e incluyen delgados lentejones de arena (de unos 6 cm de espesor) correspondientes a antiguos desbordamientos por tormentas. Los depósitos de tsunami presentan mayor espesor y un mayor tamaño de grano. Los documentos históricos indican que la inundación por el tsunami en esta zona alcanzó los 8 m por encima de la

pleamar, lo que unido a la gran planitud de la zona dio lugar al anegamiento de más de 8 km tierra adentro siguiendo los principales valles (Luque *et al.*, 2004).

Cabo de Trafalgar

El Cabo de Trafalgar es un doble tómbolo de alrededor de 1 km de longitud localizado entre Conil y Barbate. La isla rocosa, de unos 20 m de altura, está constituida por un nivel basal de playa pleistocena formado por conglomerados y areniscas, datado en 107 +/- 2 ka (Zazo *et al.*, 1999) y ubicado a 1 m por encima del nivel medio del mar. El depósito, afectado por varios sistemas de fracturas, aparece fosilizado por una eolianita muy laminada, que forma el cuerpo principal de la isla. El borde SE del Cabo está limitado por una plataforma rocosa de unos 100 m de anchura modelada sobre la playa pleistocena. La isla está conectada con tierra por dos barreras arenosas y una zona lacustre intermedia, actualmente semicolmatada con sedimentos finos. La barrera occidental está expuesta al oleaje atlántico y durante los temporales extremos puede llegar a registrar rompientes de oleaje de hasta 4 m de altura, que da lugar a desbordamientos locales. La barrera oriental (playa de Caños de Meca) se desarrolla sobre una zona protegida sólo afectada por olas refractadas de muy baja energía, con alturas siempre inferiores a 1 m, incluso durante episodios de temporal.

El Cabo de Trafalgar incluye distintos depósitos de tsunami a diferentes alturas, consistentes en acumulaciones de bloques muy similares a los descritos por otros autores en otros lugares del mundo y asociados a tsunamis (Young *et al.*, 1996; Scheffers, 2002). Los bloques de Trafalgar se asocian al episodio de 1755 y fueron citados por Scheffers y Kelletat (2003) y descritos por Alonso *et al.* (2004) y Gracia *et al.* (2005), aunque hay que destacar el detallado estudio llevado a cabo por Whelan y Kelletat (2003, 2005), que incluye una cartografía muy precisa elaborada con GPS. Los autores del presente trabajo coinciden con la mayoría de las observaciones realizadas por dichos investigadores. A continuación se enumeran las características más sobresalientes de los depósitos, así como observaciones e interpretaciones no incluidas en ningún trabajo anterior (Figura 2):

Grandes bloques dispersos sobre la plataforma rocosa

Se trata de unos 80 grandes bloques, todos ellos con forma aproximadamente rectangular, que aparecen sobre la plataforma hasta 100 m de distancia de su borde externo y a 1 m sobre el nivel medio del mar. La mayoría de ellos presentan dimensiones métricas que permiten estimar su peso en más de 10 Tm (Whelan y Kelletat, 2005). La densidad y tamaño de los bloques disminuye de Oeste a Este, hacia la zona más resguardada del cabo (Figura 2). Algunos presentan formas de meteorización (fitokarst) en la cara inferior, con picos y pináculos orientados hacia abajo, mientras que la cara superior es plana y carece de estas microformas, lo cual sugiere un volteado durante su transporte, de manera similar a como se ha descrito en otros lugares del mundo (Scheffers y Kelletat, 2005).

En cuanto a la edad de emplazamiento de los bloques, Whelan y Kelletat (2005) recurren a criterios indirectos (densidad de incrustaciones de cirrípedos, pocos signos de bioerosión, etc.) y estiman una posible correlación con el episodio de 1755. El borde superior, interno, de la plataforma rocosa está salpicado de unas llamativas estructuras anulares excavadas en la roca, de alrededor de 0.5 m de diámetro, de origen claramente antrópico relacionado con la extracción de elementos constructivos (elementos de

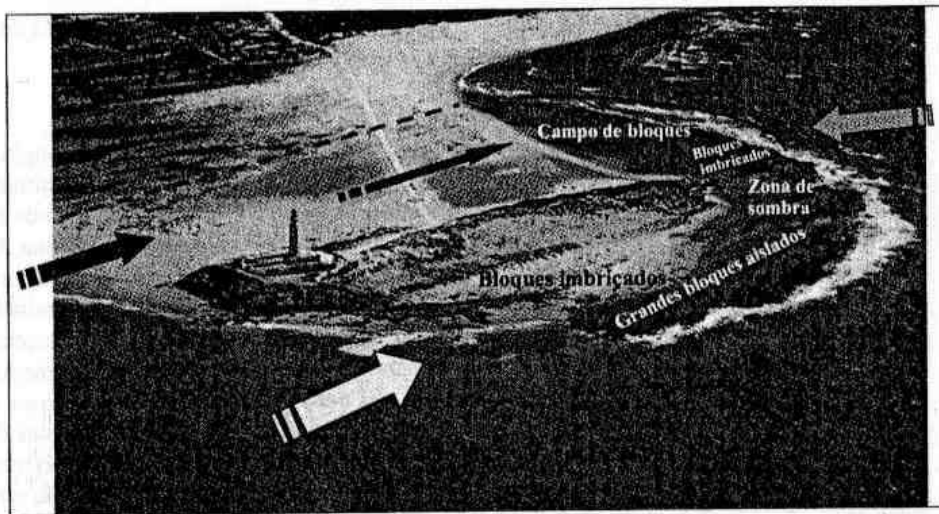


Figura 2. Vista aérea oblicua del Cabo de Trafalgar (foto procedente de la Demarcación de Costas de Andalucía-Atlántico, Ministerio de Medio Ambiente). Las flechas indican diferentes direcciones de llegada de olas del tsunami de 1755 alrededor del Cabo.

columnas, ruedas de molino, etc.). Los citados autores sugieren una edad antigua para estas morfologías. Sin embargo, durante Epoca Romana la ocupación humana de la zona era muy baja, consistente en pequeñas aldeas de pescadores y algunas factorías de salazón. Por el contrario, en Epoca Medieval (siglos XI-XII) a apenas 1 km hacia el Este del cabo existió una ciudad musulmana, *Becca*, que incluía una mezquita, mercado, etc. Parece más probable que las huellas de extracción se excavaran hace unos 800 años y no hace 2000. Puesto que algunos de los grandes bloques fosilizan a estas marcas, la adscripción al episodio de 1755 parece confirmada.

Acumulaciones de grandes bloques imbricados

La eolianita del lado suroccidental del cabo está cubierta por una acumulación de alrededor de 300 bloques redondeados e imbricados, de hasta 1.5 m de diámetro procedentes del nivel de playa pleistoceno. Forman hasta cuatro hileras paralelas, la más alta de las cuales cubre una cornisa desarrollada a unos 6 m por encima del nivel medio del mar (Figura 2). El diámetro de los bloques disminuye hacia las zonas más altas lo que unido a la orientación de las imbricaciones, señala un sentido de transporte de OSO a ENE. Cerca de la cumbre de la isla, a unos 15 m de altura, se reconocen cantos más pequeños procedentes de la playa inferior y flotantes sobre arenas eólicas, interpretados por Whelan y Kelletat (2005) como depositados, igualmente, por el tsunami de 1755.

Campo de bloques

La zona arenosa que se extiende al Norte de la isla muestra miles de bloques angulares de pequeño tamaño, generalmente inferior a los 0.8 m de diámetro, que afloran tras los temporales y que asoman bajo la playa en el lado nororiental del cabo, formando un extenso campo de bloques de más de 100 de anchura, sin matriz y sin una imbricación evidente. Algunos de los bloques están formados por restos constructivos de Epoc.

Romana. En el sector NE del cabo la acumulación de bloques muestra una clara morfología en abanico con al menos dos cordones paralelos, que señalan transporte en sentido Oeste - Este, probablemente por dos o tres grandes olas (Figura 2).

También se reconoce en este sector un segundo conjunto de unos 50 bloques de mayor tamaño, con diámetros superiores a 1 m, que aparecen bordeando el extremo oriental del cordón más externo y que fosilizan al campo de bloques. Su tamaño y densidad disminuyen de Este a Oeste y presentan una clara imbricación que señala transporte en este mismo sentido. No existe ningún tipo de transición gradual entre este conjunto de bloques imbricados y los que conforman el campo infrayacente, ni tampoco entre aquéllos y los grandes bloques dispersos en la plataforma rocosa.

Direcciones de aproximación de las olas

Los depósitos bimodales de bloques suelen ser indicativos de la actuación de diferentes olas (Young et al., 1996). En este caso se deducen dos familias distintas de olas, una responsable del transporte masivo de pequeños bloques en sentido Oeste-Este, y otra posterior, más energética, que produjo el transporte de un menor número de bloques pero de mayor tamaño, en sentido Este-Oeste.

La primera estuvo asociada a la llegada directa de las olas desde el Oeste. La difracción del oleaje causada por la isla dio lugar a dos flujos. Por un lado, el flujo directo que impactó directamente sobre el lado expuesto del cabo y que fue responsable de la acumulación de grandes bloques, tanto imbricados como dispersos por la plataforma. El tamaño de los bloques y la altura a la que éstos aparecen indican una energía del oleaje extremadamente importante en comparación con otros depósitos equivalentes de otros lugares del litoral gaditano. Whelan y Kelletat (2005) interpretan una altura de inundación superior a los 19 m en esta zona. La explicación de esta altura anómala puede estar en la presencia, al Oeste del cabo, de un bajo rocoso conocido como "La Aceitera", que debió de condicionar la concentración de flujo por convergencia de las direcciones de propagación del oleaje, y por tanto una sobre elevación de la altura de ola. Esto explicaría la anómala altura alcanzada por las olas de tsunami en la cara expuesta del Cabo de Trafalgar. El segundo flujo transcurrió por el norte de la isla (flujo de sombra), barriendo completamente los 700 m de anchura del istmo arenoso y dejando un amplio depósito de bloques de menor tamaño. La menor competencia de transporte estuvo sin duda relacionada con la fricción con el fondo rocoso y arenoso.

La segunda familia de olas llegó más tarde e impactó sobre el cabo desde el Este y SE. Sin duda debió de tratarse de olas refractadas alrededor del promontorio, que dieron lugar a un flujo más energético que el flujo de sombra pero menos que el flujo directo, tal y como aparece reflejado en los distintos depósitos. Las olas de tsunami en todo momento se comportan como olas de aguas someras, aunque con un tamaño entre 100 y 1000 veces superior. Por lo tanto, así como la refracción del oleaje generado por el viento está condicionada por la morfología de la playa sumergida, la refracción de los frentes de tsunami estarán controladas por la morfología de la plataforma continental. En el caso del Cabo de Trafalgar, la anchura de la plataforma continental varía mucho a un lado y otro del promontorio. Al Norte, y a lo largo de toda la costa septentrional del litoral gaditano, la plataforma presenta una anchura media de unos 30 km, mientras que al Este del cabo la anchura se reduce drásticamente a unos 4 km, hasta prácticamente desaparecer en las

cercanías del Estrecho de Gibraltar. Indudablemente, este hecho provocó la refracción de las olas del tsunami de 1755, fenómeno que siempre causa el frenado y disipación parcial de la energía de las olas, lo que explicaría el retraso en su llegada y el menor tamaño de los bloques movilizados en comparación con el lado expuesto.

Ambos procesos aparecen reflejados en la Figura 3A. No obstante, de cara a confirmar esta explicación, se ha aplicado a esta zona un programa de propagación del oleaje. Se trata del paquete informático MIKE 21 BW, basado en la resolución numérica de las ecuaciones bidimensionales de Boussinesq, que incluyen fenómenos no lineales y dispersión de frecuencias del oleaje ocasionadas por aceleraciones verticales (Madsen *et al.*, 1991). El modelo, ampliamente utilizado en ingeniería de costas, reproduce la mayoría de los fenómenos asociados al oleaje (agrupamiento y descomposición de olas, asomeramiento, refracción, difracción y reflexión parcial a su paso por batimetrías complejas). Para el caso del tsunami de 1755, y de acuerdo con la documentación histórica que describe las olas que llegaron a esta costa (Campos, 1992), se eligió una ola de 15 m de altura y 30 minutos de periodo. Los resultados (Figura 3B) muestran un apilamiento importante de agua asociado al frente principal de la ola incidente, delante de la cara occidental del cabo, así como otro apilamiento secundario de menor altura y algo retrasado al Sur y SE, ligado a la ola refractada alrededor del cabo. Por lo tanto, el modelo físico confirma plenamente las deducciones hechas a partir de observaciones de campo.

Ensenada de Bolonia

Entre el Cabo de Trafalgar y la Ensenada de Bolonia existen algunos depósitos arenosos con bioclastos, sin formas definidas que se extienden encima de los acantilados

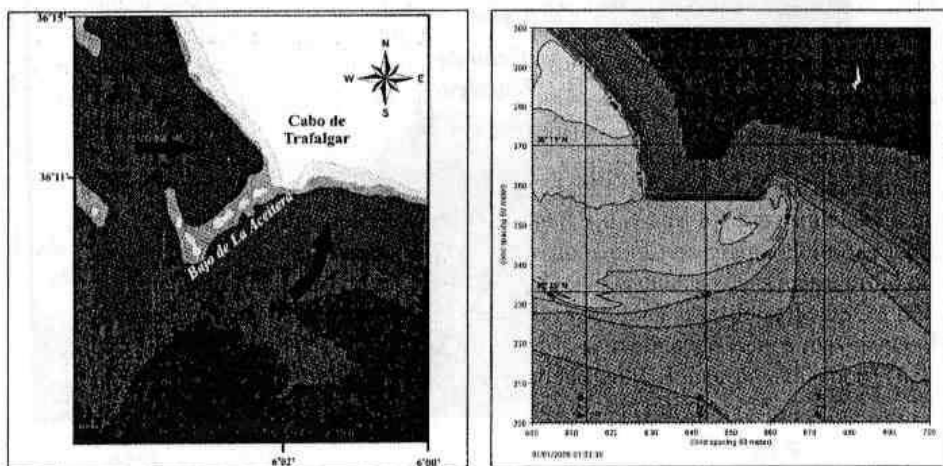


Figura 3. Procesos de refracción-difracción de olas del tsunami de 1755 en torno al Cabo de Trafalgar. A: Direcciones de llegada de olas deducidas de los datos de campo; B: Alturas de ola predichas por el modelo MIKE 21 BW, considerando una ola de partida de 15 m de altura y 30 segundos de periodo, con una dirección general de aproximación desde el Oeste.

bajos de Barbate - Zahara (Figura 1). Aunque se deben sin duda a antiguos episodios de oleaje muy energético, no tenemos datos cronológicos ni sedimentológicos que nos permitan confirmar su naturaleza ni su adscripción al episodio de 1755.

A lo largo del sector oriental de la Ensenada de Bolonia (Figura 1), en torno a paraje de El Lentiscar, se reconoce un depósito de pequeños bloques subredondeados perforados e imbricados (diámetro medio de 0.3-0.4 m), con un cierto grado de alteración y empastados en una matriz limoarcillosa con bioclastos. El depósito, desarrollado a 2-3 m sobre la pleamar media, procede del dismantelamiento parcial de una de terraza marina pleistocena desarrollada a + 7-8 m correspondiente al estadio isotópico 5e (Zazo *et al.*, 1999; Silva *et al.*, 2005). El depósito de bloques cubre una ladera que en su base da paso a una berma de tormenta subactual formada por cantos perforados de menor tamaño (centilo de 0.3 m), frescos y sin matriz, y posteriormente a una amplia playa arenosa. En la actualidad las olas de tormenta no llegan a alcanzar el depósito de bloques imbricados, que de hecho no contiene en superficie cantos frescos procedentes de la berma de tormenta actual, por lo que interpretamos que dicha acumulación fue generada por un episodio muy energético. En cuanto a la edad de su emplazamiento, durante Epoca Romana la Ensenada de Bolonia se encontraba protegida por un sistema de flecha-barrera, que protegió parcialmente a esta zona costera del embate de tormentas fuertes e incluso de posibles tsunamis históricos (Alonso *et al.*, 2003). Durante siglos posteriores la flecha-barrera ha migrado hacia tierra y en la actualidad sólo una pequeña laguna efímera la separa de la playa trasera. Al retroceso de la barrera arenosa hay que unir la acentuada erosión costera registrada en las últimas décadas, especialmente desde que se interrumpió artificialmente en la década de 1950 la importante alimentación eólica de arena que recibía esta ensenada (Alonso y Gracia, 2004). Por tanto, la exposición de esta costa a la acción marina es resultado de una evolución histórica muy reciente. Este hecho y la relativa antigüedad del depósito nos hacen pensar que, probablemente, se produjo como consecuencia de la actuación del tsunami de 1755. Las direcciones de imbricación indican un sentido de flujo procedente aproximadamente del SO.

Ensenada de Los Lances

La Ensenada de Los Lances, al Oeste de Tarifa (Figura 1), consiste en una amplia llanura costera de carácter sedimentario en la que se reconocen tres cordones litorales holocenos separados por marismas fósiles, inactivas. Los cordones, de unos 2 m de altura y 300 m de anchura, se localizan entre 1.5 y 6 m por encima de la pleamar media y están constituidos por depósitos arenosos de playa y duna. Los indicadores arqueológicos (Gracia *et al.*, 2004) permiten deducir la existencia del primer cordón entre los siglos IV a.C. y IV d.C. y correlacionable regionalmente con el episodio de progradación costera H2 de Zazo *et al.* (1994). El segundo cordón se encontraba en esa época probablemente en fase de progradación y sería correlacionable con el episodio H3, mientras que el tercer cordón es claramente post-romano, probablemente medieval y correlacionable con el episodio H4 de Zazo *et al.* (1994).

Estos cordones aparecen cortados por al menos cinco pasillos de rotura espaciados unos 500 m, algunos de ellos con típica forma de abanico de

desbordamiento, que indican una dirección de flujo en sentido Oeste - Este. Afectan incluso al cordón más reciente y a un nivel histórico de marisma con vegetación (supuestamente medieval, Gracia et al., 2004), que queda interrumpido mediante un escarpe vertical muy nítido. Las roturas y abanicos se localizan a unos 500 m de la actual línea de costa, totalmente desconectados de la dinámica litoral actual. Este hecho, así como sus grandes dimensiones (hasta 100 m de longitud por 30 m de anchura), permiten deducir un episodio muy energético histórico postmedieval, con toda probabilidad el tsunami de 1755 (Alonso et al., 2004), que en Tarifa generó olas de unos 12 m de altura (Campos, 1992).

En la zona central de la ensenada se conservan los restos de un puente construido a principios del siglo XVIII para salvar el Arroyo Salado, que corta transversalmente el sistema de cordones (Figura 4A). El puente está dañado, con parte de sus muros caídos hacia tierra en sus extremos. La estructura, inicialmente apoyada sobre el cordón intermedio, está en la actualidad rodeada por dos áreas excavadas, en las que la superficie topográfica está rebajada más de 0.4 en relación a las llanuras de marisma circundante. Igualmente, tanto el cordón intermedio como el medieval aparecen cortados por nítidos escarpes erosivos verticales (Figura 4B). La calzada original del puente ha quedado así colgada 1.1 m por encima del suelo de los dos surcos laterales (Figura 4A). A sombra del puente se identifican unas acumulaciones arenosas de hasta 0.5 m de espesor que se acuñan hacia tierra, ricas en bioclastos y que contienen algunos restos muy fragmentados y microfisurados de sillares procedentes de la destrucción parcial del puente, cuya disposición permiten descartar un origen artificial. En consecuencia, todos estos indicadores permiten invocar la actuación de un evento marino catastrófico como el tsunami de 1755, que por difracción alrededor de esta estructura habría dado lugar a un "mega-flute" asociado a un flujo en sentido SO-NE. Esta dirección, que contrasta con la de las roturas anteriormente mencionadas, se explica por la concentración del flujo en el valle del Arroyo Salado.

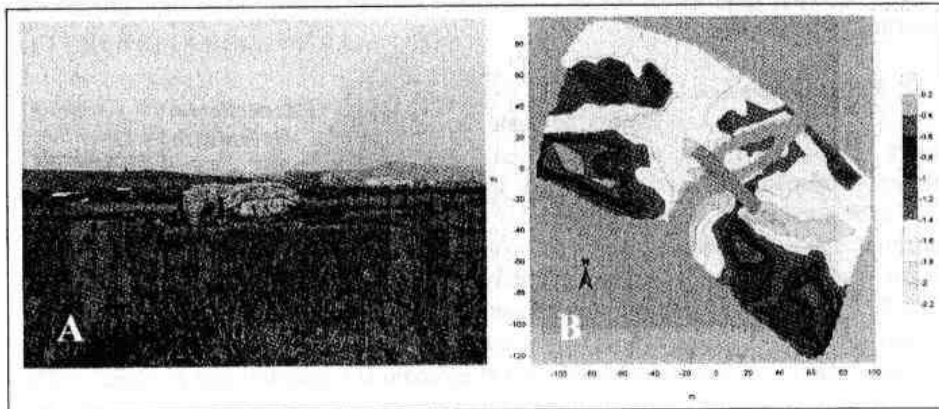


Figura 4. Efectos del tsunami de 1755 en el puente histórico del Arroyo Salado (construido a principios del siglo XVIII), en la Ensenada de Los Lances. A: Imagen del puente desde el Oeste. B: Modelo topográfico de detalle de los alrededores del puente (alturas en metros).

CONCLUSIONES

Todos los datos expuestos permiten reconstruir las direcciones principales de aproximación de las olas asociadas al tsunami de 1755 en la costa gaditana. Como puede apreciarse en la Figura 5, la existencia de una plataforma continental ancha al Norte del Cabo de Trafalgar permitió la refracción total de las olas, dando lugar a flujos perpendiculares a la línea de costa, en sentido SO-NE. Sólo en la Bahía de Cádiz el promontorio de la ciudad de Cádiz produjo la refracción de las olas y su llegada a la costa

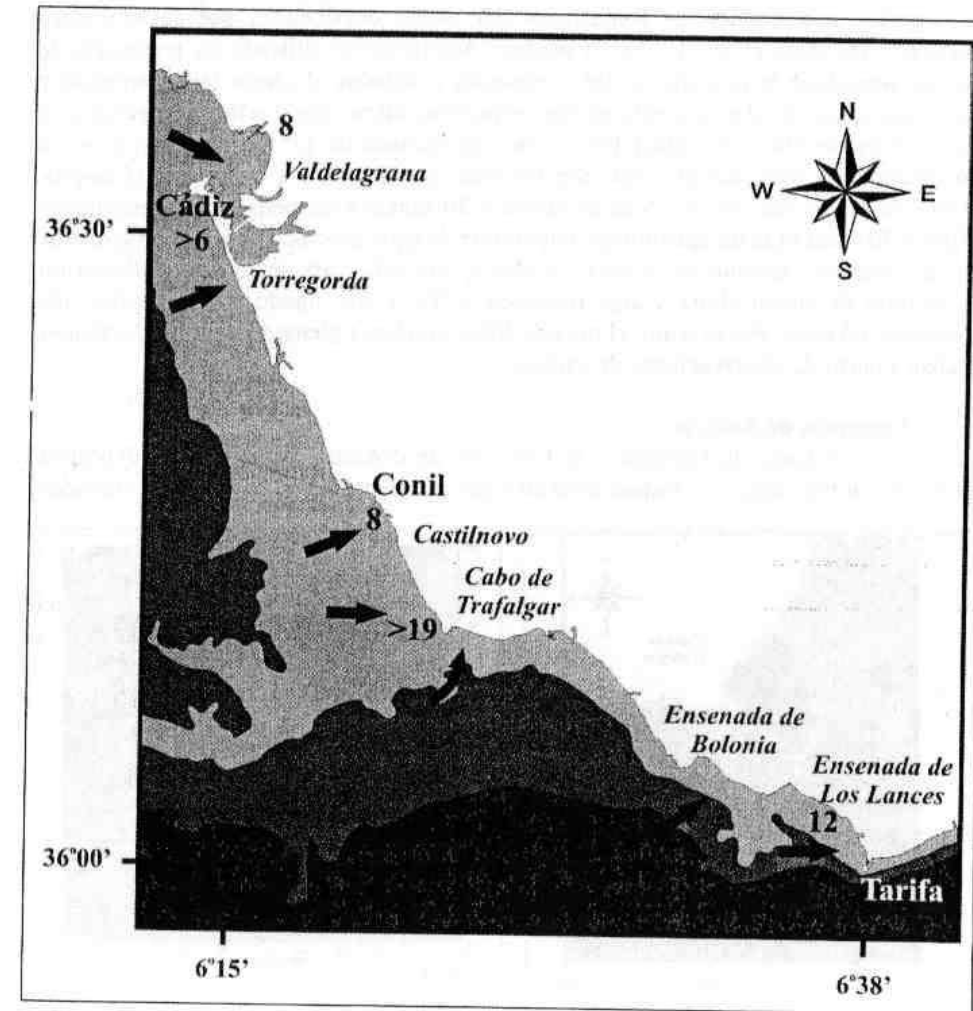


Figura 5. Direcciones de llegada de las olas del tsunami de 1755 a lo largo de la costa gaditana, a partir de datos de campo. Los números indican alturas máximas de inundación por oleaje (run-up) en metros, conocidas a partir de diversa documentación histórica (Luque, 2002).

del interior de la Bahía desde el NO. La altura de inundación a lo largo de todo este tramo de costa se mantuvo más o menos constante, en torno a los 8 m.

En el Cabo de Trafalgar, las especiales condiciones batimétricas (Bajo de La Aceitera) dieron lugar a una concentración puntual del flujo, que llevó a una altura de inundación extraordinariamente elevada, estimada en más de 19 m. Por otro lado, la brusca reducción de la anchura de la plataforma continental al Este del cabo tuvo como consecuencia una acusada refracción de las olas, que dio lugar a la llegada de segundos frentes desde el Sur y SE. En la Ensenada de Bolonia los depósitos de bloques imbricados, supuestamente asociados al mismo episodio, parecen indicar un sentido de flujo SO-NE, probablemente debido a la refracción producida en torno al promontorio que limita la ensenada al Norte (Punta Camarinal). En la Ensenada de Los Lances la reducida anchura de la plataforma continental no permitió una refracción de llegada (Oeste - Este) hasta la misma orilla. La estrecha plataforma y el efecto embudo asociado a la entrada del Estrecho de Gibraltar hicieron que la disipación del oleaje por fricción con el fondo fuera mucho menor que en el norte de la provincia, lo que propició que se alcanzara una mayor altura de inundación (unos 12 m).

Finalmente, hay que señalar que la aplicación de un modelo físico de propagación del oleaje al caso de batimetrías complejas como en el Cabo de Trafalgar han demostrado que la combinación de datos de campo (estudio pormenorizado de formas y depósitos históricos) y modelos físicos resultan muy útiles para la predicción de los procesos físicos de propagación de olas e inundación costera asociadas a la actuación de un hipotético tsunami.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución al proyecto BTE2003-05706, financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología y por fondos F.E.D.E.R., y al grupo de investigación RNM 328 de la Junta de Andalucía (P.A.I.). Asimismo, es una aportación al proyecto IGCP 437.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alonso, C., Gracia, F.J., 2004. La paleotopografía costera y el asentamiento de puertos, fondeaderos y zonas de producción del litoral gaditano durante la antigüedad. In: De Maria, L., Turchetti, R. (eds.) *Evolución paleoambiental de los puertos y fondeaderos antiguos en el Mediterráneo Occidental*, ANSER. Rubbettino, Roma, pp. 167-195.
- Alonso, C., Gracia, F.J., Ménanteau, L., Ojeda, R., Benavente, J., Martínez, J.A., 2003. Paleogeographie de l'anse de Bolonia (Tarifa, Espagne) à l'époque romaine. In: Fouache, E. (ed.) *The Mediterranean World. Environment and History*. Elsevier SAS, Paris, pp. 407-417.
- Alonso, C., Gracia, F.J., Anfuso, G., Del Río, L., Benavente, J., Martínez, J.A., 2004. Registro morfosedimentario de eventos históricos de alta energía en el litoral atlántico del Estrecho de Gibraltar (Trafalgar - Tarifa). In: Benito, G., Díez Herrero, A. (eds.) *Contribuciones recientes sobre Geomorfología*. CSIC, Madrid, pp. 263-271.

- Andrade, C., 1992. Tsunami generated forms in the Algarve Barrier Islands (South Portugal). *Science of Tsunami Hazards*, 10(1), 21 - 34.
- Benavente, J., Gracia, F.J., Martínez, J.A., Reyes, J.L., Anfuso, G., Alonso, C., 2000. Riesgos litorales en la Bahía de Cádiz. In: De Andrés, J.R., Gracia, F.J. (eds.) *Geomorfología Litoral. Procesos activos*. Monogr. S.E.G. nº 7, ITGE, Serv. Publ. Univ. Cádiz, pp. 219 - 225.
- Benavente, J., Del Río, L., Gracia, F.J., Martínez, J.A., 2005. Coastal flooding hazard related to storms in Valdelagrana spit (Bay of Cádiz, SW Spain). *Continental Shelf Research* (en prensa).
- Campos, M.L., 1992. El riesgo de tsunamis en España. Análisis y valoración geográfica. *Monografías Inst. Geogr. Nacional*, 9, Madrid. 204 pp.
- Catalán, M., Boloix, M., Valenzuela, J., 1979. Propagación de maremotos en la región de Azores-Gibraltar. In: III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Instituto y Observatorio de la Marina, San Fernando. IGN, Madrid, pp. 419-438.
- Dabrio, C.J., Goy, J.L., Zazo, C., 1998. The record of the tsunami produced by the 1755 Lisbon earthquake in Valdelagrana spit (Gulf of Cádiz, southern Spain). *Geogaceta*, 23, 31 - 34.
- Dawson, A.G., 1994. Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology*, 10: 83 - 94.
- Gracia, F.J., Alonso, C., Martínez, J.A., Del Río, L., Anfuso, G., Benavente, J., 2004. Evolución geomorfológica holocena e histórica de la Ensenada de Los Lances (Tarifa, Cádiz). In: Blanco, R., López, J., Pérez, A. (eds.) *Procesos geomorfológicos y evolución costera*. Univ. Santiago de Compostela, pp. 255-269.
- Gracia, F.J., Alonso, C., Anfuso, G., Benavente, J., Del Río, L., Domínguez, L., Martínez, J.A., 2005. Historical evolution and erosion problems in the Cádiz Coast. In: Gracia, F.J. (Coord.) *Field trip guide A-4 - Geomorphology of the South-Atlantic Spanish Coast*. 6th Intern. Conf. Geomorphology. Zaragoza, pp.40-58.
- Hindson, R.A., Andrade, C., 1999. Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International*, 56, 27 - 38.
- Luque, L., 2002. Cambios en los paleoambientes costeros del sur de la Península Ibérica (España) durante el Holoceno. PhD Thesis, Univ. Compl. Madrid, 343 p.
- 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). In: Pallí, L., Roqué, C. (eds.) *Avances en el estudio del Cuaternario español*. Universidad de Gerona, pp. 63 - 66.
- Luque, L., Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Silva, P.G., Bardají, T., 2000. Sedimentary record and tsunami hazard in the Gulf of Cádiz (Spain). *Proceedings of the 3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin*. Universidade do Algarve, Faro, pp. 371 - 372.
- Luque, L., Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Silva, P.G., 2001. Tsunami deposits as paleoseismic indicators: examples from the Spanish coast. *Acta Geologica Hispanica*, 36(3-4), 197 - 211.

- Luque, L., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Civis, J., González, F.M., Silva, P.G., Dabrio, C.J., 2004. El efecto del tsunami del año 1755 en el litoral de Conil de la Frontera (Cádiz). In: Baquedano, E., Rubio, S. (eds.) *Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre*, vol. I – Geología. Zona Arqueológica, 4. Alcalá de Henares, pp. 73 – 82.
- Madsen, P.A., Murray, R., Sorensen, O.R., 1991. A new form of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics (Part 1). *Coastal Engineering*, 15(4), 371-388.
- Ruiz, F., Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M., Rodríguez-Vidal, J., Carretero, M.I., Clemente, L., Muñoz, J.M., Yáñez, c., Abad, M., 2004. Late Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (Guadalquivir Estuary, SW Spain): a multivariate approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204, 47 – 64.
- Scheffers, A., 2002. Paleotsunami evidences from boulder deposits on Aruba, Curaçao and Bonaire. *Science of Tsunami Hazards*, 20(1), 26 - 37.
- Scheffers, A., D. Kelletat, D., 2003. Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide – a review. *Earth-Science Reviews*, 63, 83 – 92.
- Scheffers, A., D. Kelletat, D., 2005. Tsunami relics on the coastal landscape West of Lisbon, Portugal. *Science of the Tsunami Hazards*, 23(1), 3 – 16.
- Silva, P.G., Borja, F., Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., De Luque, L., Lario, J., Dabrio, C.J., 2005. Archaeoseismic record at the ancient Roman City of Baelo Claudia (Cádiz, south Spain). *Tectonophysics*, 408, 129 - 146.
- Whelan, F., Kelletat, D., 2003. Analysis of tsunami deposits at Cabo de Trafalgar, Spain, using GIS and GPS technology. *Essener Geographische Arbeiten*, 35, 11-25.
- Whelan, F., Kelletat, D., 2005. Boulder deposits on the Southern Spanish Atlantic coast: Possible evidence for the 1755 AD Lisbon Tsunami? *Science of the Tsunami Hazards*, 23(3), 25 – 38.
- Young, R.W., Bryant, E.A., Price, D.M., 1996. Catastrophic wave (tsunami?) transport of boulders in southern New South Wales, Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*. N.F. 40(2), 191 – 207.
- Zazo, C., Goy, J.L., 2000. Cambios eustáticos y climáticos durante el Cuaternario. Una síntesis sobre su registro en los litorales del Sur y Sureste peninsular, Islas Canarias y Baleares. In: De Andrés, J.R., F.J. Gracia, F.J. (eds.) *Geomorfología Litoral, procesos activos*. I.T.G.E., Serv. Publ. Universidad de Cádiz, pp. 187 - 206.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardají, T., Silva, P.G., 1994. Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Jour. Coast. Res.*, 10(4), 933 - 945.
- Zazo, C., Silva, P.G., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Bhaleb, B., Lario, J., Bardají, T., González, A., 1999. Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain). *Tectonophysics*, 301, 95 – 109.