

MODELO DE EVOLUCIÓN HISTÓRICA DE LA FLECHA-BARRERA DE VALDELAGRANA (BAHÍA DE CÁDIZ)

Model of historical evolution of the Valdelagrana spit-barrier (Bay of Cádiz)

C. Alonso¹, F.J. Gracia² y S. Rodríguez-Polo²

¹ Instituto Andaluz del Patrimonio Histórico, Centro de Arqueología Subacuática. Junta de Andalucía. Avda. Duque de Nájera, 3. 11002, Cádiz. carlos.alonso.v@juntadeandalucia.es

² Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Univ.de Cádiz. 11510 Puerto Real

Abstract: Valdelagrana spit-barrier, located in the northern portion of the Bay of Cadiz, presents more than 20 beach ridges developed in the Late Holocene. This work includes the compilation and summary of previous works made in the zone, as well as new data related to the radiocarbon dating of different ridges. An evolutionary model of morphological changes of the spit-barrier is presented, by which this sedimentary system has been affected by different marine high-energy events recorded in sedimentary deposits and also in the geometrical disposition of the ridges.

Palabras clave: Cordón litoral, Holoceno, Bahía de Cádiz, evento energético

Key words: Beach ridge, Holocene, Cádiz Bay, energetic event

1. ZONA DE ESTUDIO

La flecha-barrera de Valdelagrana, situada al norte de la Bahía de Cádiz, tiene una longitud de 7 km en dirección N-S y una anchura de 2 km. Limita al Norte con la desembocadura del río Guadalete y al Sur con el canal mareal del río San Pedro. Su morfología en planta corresponde a una playa en *log-spiral*, generada por una deriva litoral dominante hacia el Sur (Fig. 1). El ambiente costero mesomareal ha favorecido el desarrollo de amplias marismas a su resguardo.

Su origen se remonta a unos 4000 años, a lo largo de los cuales ha tenido una evolución compleja, donde los eventos marinos de alta energía (temporales y tsunamis) han jugado un papel importante, así como la intervención humana. En Valdelagrana se distinguen más de 20 cordones litorales individuales (Rodríguez-Polo et al., 2009) que pueden ser agrupados en tres grandes episodios, H₂ a H₄ (Zazo et al., 1996) dentro de los cuales los cordones mantienen una disposición básicamente paralela.

Las numerosas investigaciones realizadas hasta el momento en la zona (Véase una síntesis en Del Río et al., 2008), aportan visiones parciales aunque complementarias de su evolución. El objetivo del presente trabajo es la recopilación y síntesis de todos estos datos para plantear, desde una perspectiva geomorfológica y

geoarqueológica diacrónica, un primer modelo evolutivo que explique los datos disponibles.

2. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA Y OCUPACIÓN HUMANA

La figura 1 muestra una cartografía de los cordones identificados, así como la localización de las muestras datadas por diversos autores en trabajos previos. La formación y progradación de los cuerpos sedimentarios costeros holocenos del SW de la Península Ibérica se corresponden básicamente con dos episodios de ligero descenso del nivel del mar desde el último máximo eustático: Uno entre 6.900 y 2.700 años BP, y otro entre 2400 años BP y el presente (Zazo et al., 1996). Asociados a ellos se generaron cuatro eventos progradantes de cordones litorales (Zazo et al., 1994): H₁ (6500-4700 años BP); H₂ (4400- 2700 años BP); H₃ (2400-700 años BP) y H₄ (últimos 500 años). Si bien hasta el presente se admite que la fase más antigua (H₁) no está presente en la bahía gaditana (Dabrio et al., 2000), al este de Valdelagrana existen depósitos que podrían corresponderse con restos de esta unidad. La fase H₂ se generó hace unos 3770 años BP (Arteaga et al., 2008) y el cordón resultante fue ocupado por un asentamiento de la Edad del Bronce (Gómez Ponce et al., 1997), lo que confirma su antigüedad (Fig. 2A). Dataciones

realizadas por Zazo et al. (1996) y Dabrio et al. (2000) dan fechas posteriores (Fig. 1), muy probablemente debido a contaminaciones ligadas a eventos energéticos marinos posteriores, un problema frecuente en costas bajas. Paralelamente a la formación de la unidad H₂ se constata un notable desarrollo de marismas entre 3700 y 2500 BP (Dabrio et al., 2000) y sobre éstas, hacia el 2630 BP, un cordón litoral (Gracia y Martín, 2009) cuyo trazado fue cortado por un evento erosivo de alta energía (Fig. 2B; Dabrio et al., 2000). Asociado a este evento se produciría la captura del cauce del río Guadalete, que circulaba por la zona trasera de H₂ (Fig. 2B).

El origen de este evento puede ser un tsunami datado entre 2700 y 2300 BP, con efectos ampliamente documentados en diferentes puntos del Golfo de Cádiz (Lario et al., 2002; Ruiz et al., 2008). Más al Norte (salina de la Tapa), aparecen depósitos de desbordamiento o derrame (*washover fans*) asociados a otro evento posterior (2300-2200 BP según Luque et al., 2002), que igualmente afectó a H₂ (Fig. 2B). Un sondeo realizado al norte de Valdelagrana (Gracia y Martín, 2009), sobre el *gap* existente entre H₂ y H₃ (S-b, Fig. 1) ha permitido constatar que hacia el 2779 BP existía una marisma en momentos previos al desarrollo de H₃ (Fig. 2C). Hacia 1800 BP ese espacio estaba ya ocupado por un nuevo cordón litoral progradante desde el Oeste (H₃). El río Guadalete debía desembocar por el Sur, tal y como indican la presencia de cerámicas recuperadas en sondeos geotécnicos asociadas a contextos de canal (Arteaga et al., 2008), y una playa desarrollada durante s. I d.C. junto al alfar romano de Gallinero (al W de Puerto Real).

Entre los siglos III a.C. y II d.C. la bahía gaditana alcanzó altas cotas de ocupación humana: se construyeron embarcaderos, molinos, calzadas, se roturaron nuevos espacios agrícolas y talaron bosques para atender la demanda de una floreciente industria alfarera y se construyó el *Portus Gaditanus* de Balbo. Es en este momento cuando, ante la necesidad de controlar y favorecer la salida de productos comerciales hacia el mar y de solucionar problemas de navegación, debió de abrirse artificialmente el canal por el que actualmente desemboca el Guadalete, a la altura de El Puerto de Santa María (López Amador y Pérez, 2013). Desde entonces el río vertió al mar a

través de una doble desembocadura: una artificial por el Norte y otra (la original) por el Sur, al oeste del actual Puerto Real (Fig. 2D). Como consecuencia de esta intervención los aportes sedimentarios del río pasaron a alimentar directamente el frente litoral (Fig. 2E), favoreciendo su rápida progradación (1000 m en tan sólo unos 800 años).

Según crónicas de la época, en el 881 d.C. se produjo en el Golfo de Cádiz un devastador tsunami con grandes repercusiones sobre su litoral (Galbis, 1932). Los registros sedimentarios obtenidos en el extremo sur del cordón H₃ (Gutiérrez Mas et al., 2009) han permitido identificar diferentes depósitos de alta energía datados entre 1200 y 700 BP. Su posición y distribución (Fig. 2F) sugieren que, con anterioridad a esta fecha, el río Guadalete nunca estuvo emplazado al oeste de H₃, ya que de lo contrario estos depósitos no habrían podido sobrepasar su canal mareal (al menos si lo comparamos con lo sucedido durante el posterior tsunami de 1755).

Este evento de época medieval arrasó el sector central de H₃, capturando la desembocadura sur del Guadalete hacia la nueva zona de rotura (Fig. 2F.). En la búsqueda hacia un nuevo equilibrio dinámico, comenzarían a desarrollarse las primeras unidades de H₄ (900 BP; Rodríguez et al., 2009). En su migración hacia el Sur, provocada por la deriva litoral dominante, el canal meridional del río Guadalete fue erosionando las antiguas unidades de los cordones litorales romano-medievales de H₃, situados ahora en la margen izquierda del río (Fig. 2G).

El sondeo S-c (Gracia y Martín, 2009) sobre el sector sur de la misma unidad progradante H₃, muestra un nivel acumulativo de alta energía a varios metros de profundidad y datado en 745 años BP, cuya génesis puede relacionarse con el evento energético acaecido en el año 1033 según el catálogo sísmico. Este episodio, menos intenso que otros anteriores o que el de 1755, fue también identificado por Gutiérrez Mas et al. (2009) en la unidad H₄ y también en muestras tomadas en la zona submareal (Fig. 1). En la primera mitad del siglo XVIII, en un intento por aumentar el calado del estuario norte del Guadalete para mejorar su navegabilidad (López y Pérez, 2013) se realizó una corta a raíz de la cual la desembocadura meridional quedó definitivamente desconectada

de la cuenca del Guadalete y pasó a convertirse desde entonces en un canal mareal (río San Pedro), reduciéndose al mínimo su capacidad de migración lateral. Posteriormente, en 1755 ocurrió el tsunami asociado al terremoto de Lisboa. Su efecto fue notable, con numerosos daños en ciudades costeras. Afectó también a Valdelagrana, erosionando buena parte de los cordones formados desde la Edad Media.

Desde entonces y hasta mediados del siglo XX se han formado nuevos cordones, aunque su velocidad de progradación fue menor que en épocas anteriores. En el último cuarto del siglo cabe destacar la construcción de dos largos diques en la desembocadura del río Guadalete, que han provocado un cambio en la forma de equilibrio en planta, desencadenando erosión del extremo meridional y progradación del borde norte (Rodríguez Polo et al., 2009). En la última década parece haberse alcanzado un nuevo equilibrio dinámico.

3. CONCLUSIONES

La evolución geomorfológica del sistema sedimentario costero de Valdelagrana ha estado asociada tanto a la actuación de varios eventos marinos de alta energía (en su mayoría tsunamis históricos) como a diversas intervenciones antrópicas. Tras cada evento energético se produjo el reinicio de la progradación costera, dando lugar a nuevos conjuntos de cordones, que o bien estaban separados de los anteriores por amplios surcos o *gaps*, o bien tomaron direcciones de crecimiento diferentes a las anteriores. Se justifica así que la unidad H₃ se estableciera después del evento de 2700-2300 BP y la unidad H₄ se desarrollara después del evento del año 881 d.C. Otros eventos energéticos intermedios (el de 1033 o el de 1755) probablemente no tuvieron la energía suficiente como para establecer el reinicio de un nuevo episodio costero progradante.

Agradecimientos

El presente trabajo es una aportación a los proyectos CGL2011-25438 (Ministerio de Educación y Ciencia) y P10-RNM-6547 (Junta de Andalucía), así como al Grupo RNM 328 del Plan Andaluz de Investigación.

REFERENCIAS

- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A., Flores, J.A. 2000. Depositional history of estuarine infill during the Late Pleistocene - Holocene postglacial transgression. *Marine Geology*, 162, 381-404.
- Del Río, L., Benavente, J., Gracia, F.J., Alonso, C., Rodríguez Vidal, J., Anfuso, G. 2008. Los espacios protegidos del litoral gaditano. En F.J. Gracia (Ed.): *Geomorfología de los espacios naturales protegidos de la provincia de Cádiz*. S.E.G. y Univ. de Cádiz, 103 - 195.
- Galbis, R.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. Dirección General del Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística, Madrid.
- Gómez Ponce, C., Borja, F., Lagóstena, L., López, J.J., Ruiz, J.A., Borja, C. 1997. Primeras fases de la evolución de la flecha litoral de Valdelagrana (El Puerto de Santa María, Cádiz). Datos arqueológicos. En J. Rodríguez Vidal (Ed.): *Cuaternario ibérico*. AEQUA, Huelva, 165 - 167.
- Gracia, F.J. y Martín, C. 2009. Tasas de sedimentación en las marismas del Parque Natural de la Bahía de Cádiz a partir de sondeos geotécnicos: Una aplicación para la reconstrucción paleoambiental. *Demarcación de Costas de Andalucía Atlántico*, Cádiz, 71 pp. (inédito).
- Gutiérrez Mas, J.M., Juan, C., Morales, J.A. 2009. Evidence of high-energy events in shelly layers interbedded in coastal Holocene sands in Cádiz Bay (South-West Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 810-823.
- Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Borja, F., Silva, P.G., Sierro, F., González, A., Soler, V., Yll, E. 2002. Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International*, 93-94, 171 - 176.
- López Amador, J.J. y Pérez Fernández, E. 2013. El puerto gaditano de Balbo. *El Puerto de Santa María, Cádiz*. Ed. El Boletín, Cádiz, 222 pp.
- Luque, L., Lario, J., Civis, J., Silva, P.G., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J. 2002. Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cadiz, Spain. *Journal of Quaternary Science*, 17 (5-6), 623 - 631
- Rodríguez Polo, S., Gracia, F.J., Benavente, J., Del Río, L. 2009. Geometry and recent evolution of the Holocene beach ridges of the Valdelagrana littoral spit (Cádiz Bay, SW Spain). *Journal of Coastal Research, Spec. Iss.* 56, 20-23.
- Ruiz, F., Abad, M., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Carretero, M.I., Pozo, M., Gómez, F. 2008. The geological record of the oldest historical tsunamis in Southwestern Spain. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 114 (1), 145-154.

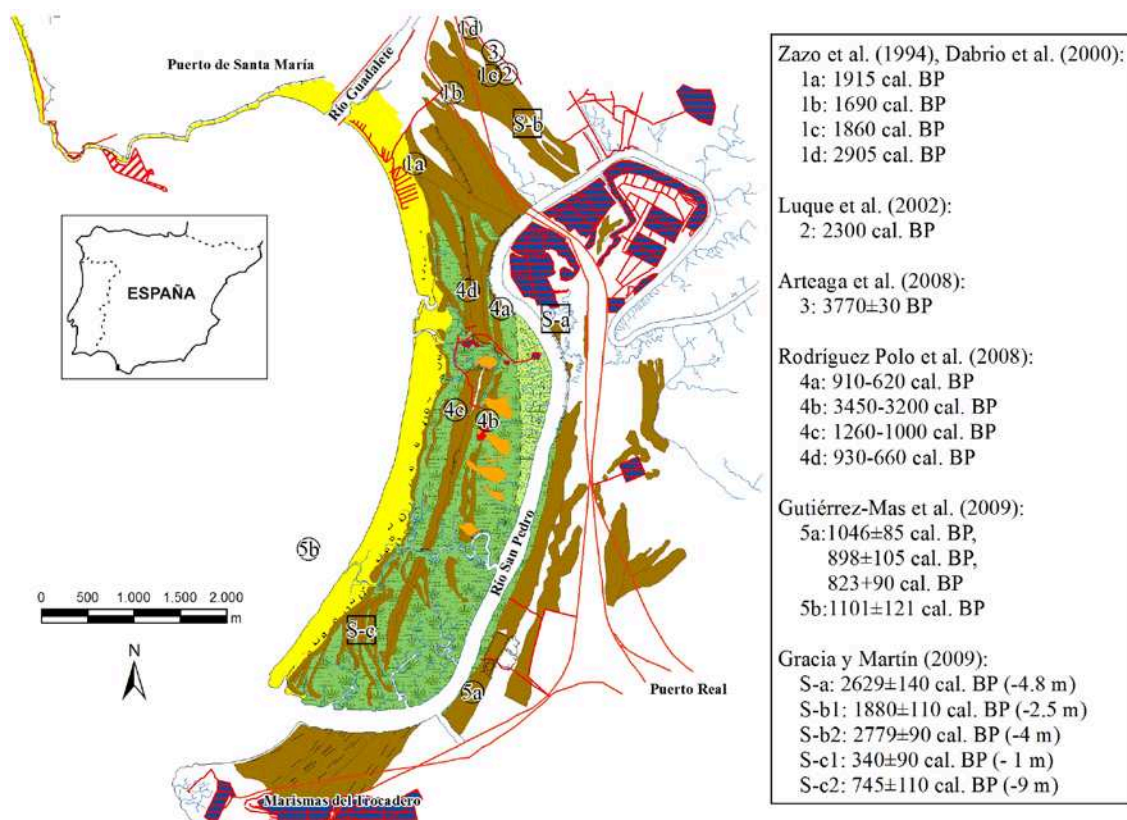


Fig. 1. Mapa geomorfológico de la flecha-barrera de Valdelaqrana (modificado de Rodríguez Polo et al., 2009), con localización de muestras tomadas y datadas por diversos autores.
 Fig. 1. Geomorphological map of Valdelaqrana spit-barrier (modified from Rodríguez Polo et al., 2009), with location of samples taken and dated by different authors.

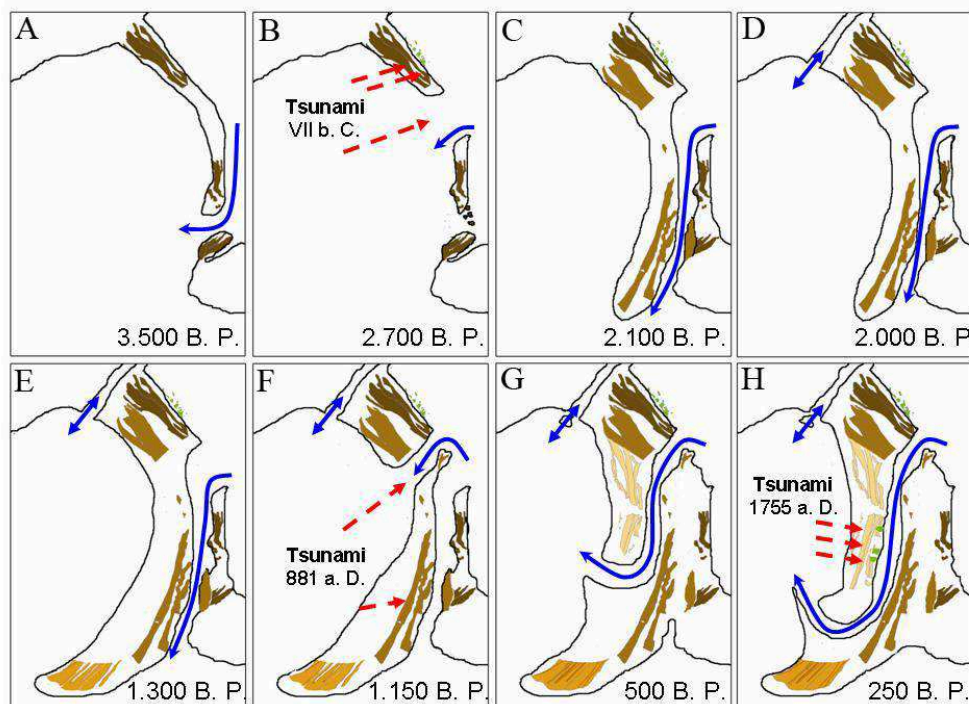


Fig. 2. Principales hitos en la evolución geomorfológica de la flecha-barrera de Valdelaqrana.
 Fig. 2. Main landmarks in the geomorphological evolution of Valdelaqrana spit-barrier.