

Cambios morfológicos y tasas recientes de erosión-depósito en la costa atlántica oriental de Huelva (España)

Shoreline changes and recent erosion-sedimentation rates on the south Iberian Atlantic coast (SW Spain)

A. Rodríguez Ramírez (*), L.M. Cáceres (**), J. Rodríguez Vidal (*), E. Flores (***), M. Cantano (*) y V. Guerrero (*)

(*) Departamento de Geología, Universidad de Huelva, Campus de La Rábida, 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

(**) Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología (CSIC), Apartado 1052, 41080 Sevilla, España.

(***) Departamento de Ingeniería de Diseño y Proyectos, Universidad de Huelva, Campus de La Rábida, 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

ABSTRACT

Following the maximum Flandrian Transgression (6,900 yr. B.P.), the original coastline, with wide promontories and estuaries, underwent considerable straightening out. This was due mainly to the intense littoral dynamics, causing retreat of the capes and progradation in the inlets. Measurement of recent rates of coastal advance-retreat have been possible thanks to the number of XVth-XVIIth century watchtowers situated on the shoreline, and to geomorphological mapping and radiometric dating of the littoral sedimentary formations (Doñana). An area of maximum retreat has been identified (at the Asperillo tower), averaging around 1.2 m/yr in the last 240 years, and an area of maximum progradation (Doñana), averaging up to 2-4 m/yr for the last 1,800 years and 1.05 m/year in the last 200 years. The natural evolution of this coastal stretch shows a tendency for the erosive-sedimentary point of inflexion to move eastwards, as shown by the different erosive and sedimentary landforms of the area.

Key words: Coastal geomorphology, shoreline change, erosion-sedimentation rates, Cádiz Gulf.

Geogaceta, 21 (1997), 187-189

ISSN: 0213683X

Introducción

A partir del inicio de la transgresión Flandriense hasta la actualidad, en todo el ámbito del Golfo de Cádiz, ha tenido lugar una importante e intensa retrogradación costera en los salientes continentales así como una fuerte progradación en los entrantes.

Los estudios morfosedimentarios más recientes, realizados en las costas españolas, demuestran que un porcentaje significativo de estas tasas de erosión-depósito litorales están controladas, a largo plazo, por el factor tectónico y, a corto plazo, por la dinámica marina (Zazo *et al.*, 1990). Siendo especialmente, en los últimos siglos, la actividad antrópica un factor esencial.

El tramo costero definido entre los ríos Tinto y Guadalquivir (Fig. 1), cumple estas mismas premisas. El factor tectónico ha diferenciado, a largo plazo, una serie de áreas tendentes a sufrir mayor erosión y otras sedimentación. Estos sectores son consecuencia del movimiento de una serie de bloques corticales que basculan hacia el SE; de

gran extensión, en cuanto a la dimensión horizontal, y leves en cuanto al desnivel vertical, dando un perfil litoral constituido por una serie de formas alternantes: acantilados que disminuyen su altura hacia el E, derivados de la erosión y retroceso del correspondiente saliente, y zonas inundables estuarinas con marisma (Flores, 1994).

La dinámica litoral de este sector costero se caracteriza por una serie de factores, tales como: un régimen mesomareal con propagación de la onda hacia el oeste, corriente de deriva con sentido hacia el este, corriente atlántica superficial que penetra en el Mediterráneo recorriendo la plataforma interna en el sentido O-E. Esta dinámica litoral está condicionada en gran medida por el régimen climático. El clima parece ser el principal causante del ascenso-descenso del nivel del mar, de tal modo que en períodos de ascenso se favorece la erosión y en períodos de estabilidad o descenso se favorece la progradación. Este ascenso-descenso se produce, a corto plazo, por el efecto de las mareas y temporales invernales

con régimen de fuertes vientos del SO. A más largo plazo, la tendencia general anticiclónica, en la que estamos inmersos en los últimos miles de años, genera una sobreelevación del nivel marino en el Golfo de Cádiz por mayor entrada de las corrientes atlánticas en el Mediterráneo (Zazo *et al.*, 1994).

En este sector entre los ríos Tinto-Odiel y Guadalquivir todos estos procesos erosivo-sedimentarios se favorecen gracias al lábil sustrato arenoso neógeno y cuaternario. Las corrientes litorales de deriva, hacia el E, se encargan de redistribuir los materiales erosionados a lo largo de la costa, favoreciendo la evacuación del material y el crecimiento de las barreras arenosas.

Para establecer las tasas de retrogradación costera, ya que no existe registro sedimentario, se tiene en cuenta la ubicación precisa de diferentes construcciones históricas. Las diferentes torres de Almenara construidas en el siglo XVI y principios del XVII (Fig. 1), a lo largo de todo este tramo costero, constituyen magníficos puntos de referencia para establecer su evolu-

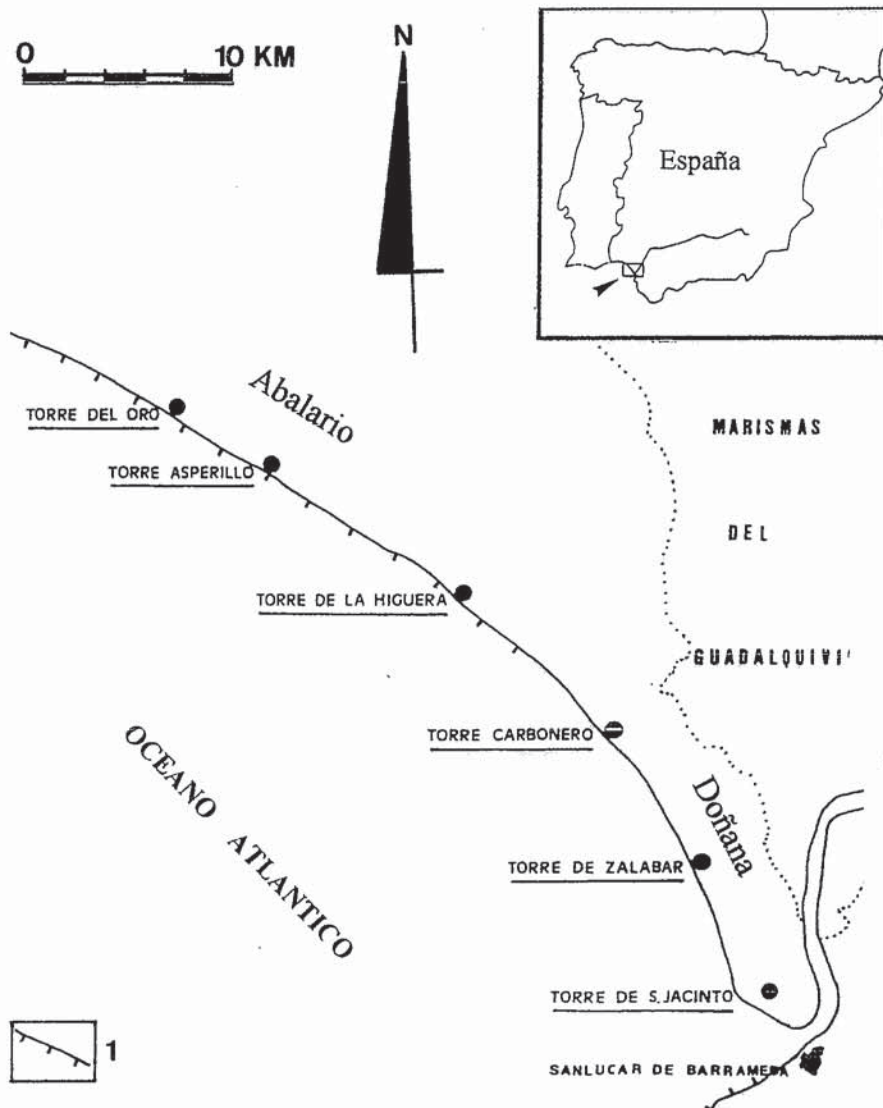


Fig. 1.- Localización de la zona de estudio. Ubicación de las diferentes torres de Almenara, 1. acantilado.

Fig. 1.- Site of the study area. Location of the XVIth-XVIIth centuries watchtowers, 1. cliffs.

ción espacio-temporal. A partir de un texto anónimo de 1756 y de una carta marina de 1770 (Menanteau, 1979), se ha obtenido la situación de estas torres con respecto a la línea de costa para esas fechas; comparándola con la situación actual, podremos establecer el grado de retroceso medio en algo más de los últimos dos siglos.

Para establecer las tasas de progradación contamos también con la situación de las torres de Almenara y con la ventaja de los extensos depósitos litorales holocenos (flecha de Doñana). A partir de la realización de una cartografía geomorfológica del área, así como de un

buen número de dataciones radiométricas calibradas (¹⁴C) en estos depósitos, es posible establecer el grado de avance costero (Rodríguez Ramírez, 1996).

Tasas de retrogradación costera

El sector que presenta las mayores evidencias de retroceso costero lo constituye el tramo comprendido entre la torre del Oro y la torre de Carbonero, donde se desarrolla un extenso acantilado (Fig. 2).

La torre del Oro se encuentra actualmente a unos 90 m del frente acantilado y ya, en un texto anónimo de

1756 ("Relación de plazas y torres..."), se puede leer: "...está combatida del mar que la circunye en las mareas crecientes, y las vertientes del arroyo que en las menguantes corre por su piel; lo cual ocasiona continuas ruinas" (Menanteau, 1979). Por la relación entre la distancia actual y la original, estimamos un retroceso de unos 0.4 m/año de media para los últimos 240 años.

La torre del Asperillo fué construida por dos veces, la última, que es visible en mareas muy bajas, lo fué hacia mediados del siglo XVIII. Se le estima un retroceso de 300 m desde 1756 a la actualidad (Menanteau, 1979), es decir, 1.2 m/año.

Para la torre de la Higuera, según el mismo texto de 1756, se dice: "en un temporal marítimo se cayó a la playa donde se ve arruinada..." Según esto, se puede estimar un retroceso en Matalascañas, en los últimos 240 años, de 170 m; es decir, 0.7 m/año de media.

De igual forma para la torre de Carbonero, situada en la raíz de la flecha litoral de Doñana, se estima un retroceso de 163 m en el período desde 1770 hasta 1956, unos 0.8 m/año (Menanteau, 1979).

Tasas de progradación costera

La cartografía geomorfológica de la flecha litoral de Doñana así como la serie de dataciones efectuadas en estos depósitos, permiten establecer las tasas de progradación costera en los dos últimos milenios.

Esta cartografía ha permitido diferenciar en Doñana dos fases progradantes en los dos últimos milenios (Rodríguez Ramírez, 1996). Teniendo en cuenta los datos cronológicos de su génesis, se puede estimar un valor medio de avance de la línea de costa del orden de 3-4 m/año, desde 1.800 a. BP hasta 1.000 a. BP. En el intervalo desde 1.000 a. BP a la actualidad se ha producido una progradación de unos 2 m/año. Actualmente este proceso de progradación está decreciendo; Menanteau (1979), a partir de la ubicación de la torre de San Jacinto, en una carta marina de 1770, estima una progradación media en este período de 1.05 m/año. Esto se ratifica por el incremento de la erosión litoral en la formaciones más recientes que constituyen la flecha de Doñana, con la destrucción de edificaciones del año 1936 (fortines de defensa de la Guerra Civil).

Este proceso puede estar provocado por la tendencia al ascenso del nivel marino actual. En este sentido, Dabrio

et al., (1993) estiman, a partir de datos cronoestratigráficos y sedimentológicos, una ligera elevación hasta el año 2.050 A.D.

Implicaciones geomorfológicas

La tendencia retrogradante o progradante de la línea de costa tiene unos efectos tanto directos como indirectos sobre la evolución de los diferentes modelados. El más espectacular de ellos es, quizás, el amplio acantilado costero del sector erosivo del Asperillo.

Los dos últimos milenios se han caracterizado por un importante desarrollo de sistemas dunares transgresivos. En el sector retrogradante del Abalarío, los sistemas eólicos más recientes se sitúan sobre el acantilado, adoptando una morfología de dunas imbricadas que se solapan hasta alcanzar cotas superiores a los 100 m. Por el contrario, estos mismos episodios eólicos, en los tramos costeros progradantes (Doñana), adoptan una morfología de sucesivos trenes de dunas parabólicas, bien diferenciados, que se suceden sin solaparse, con amplios espacios interdunares.

La tendencia general del retroceso costero, en el sector del Asperillo, ha provocado la suavización de este promontorio o saliente continental, situado al oeste de Doñana. Ésto ha dado lugar a una traslación progresiva del punto de inflexión erosivo-sedimentario hacia el este, situándose actualmente en torno a la torre Zalabar (Fig. 2). De esta manera, los procesos erosivos se han ido extendiendo hacia áreas que actuaron inicialmente como progradantes. Los sedimentos resultantes de esta erosión han generado las sucesivas formaciones sedimentarias hacia levante (flecha de Doñana).

Estas fases progradantes costeras más antiguas reflejan la mayor prominencia del saliente continental del Abalarío, con una dirección de progradación hacia el SE. Con posterioridad, y dado los procesos de regularización costera, las fases más recientes progradan hacia el SSE.

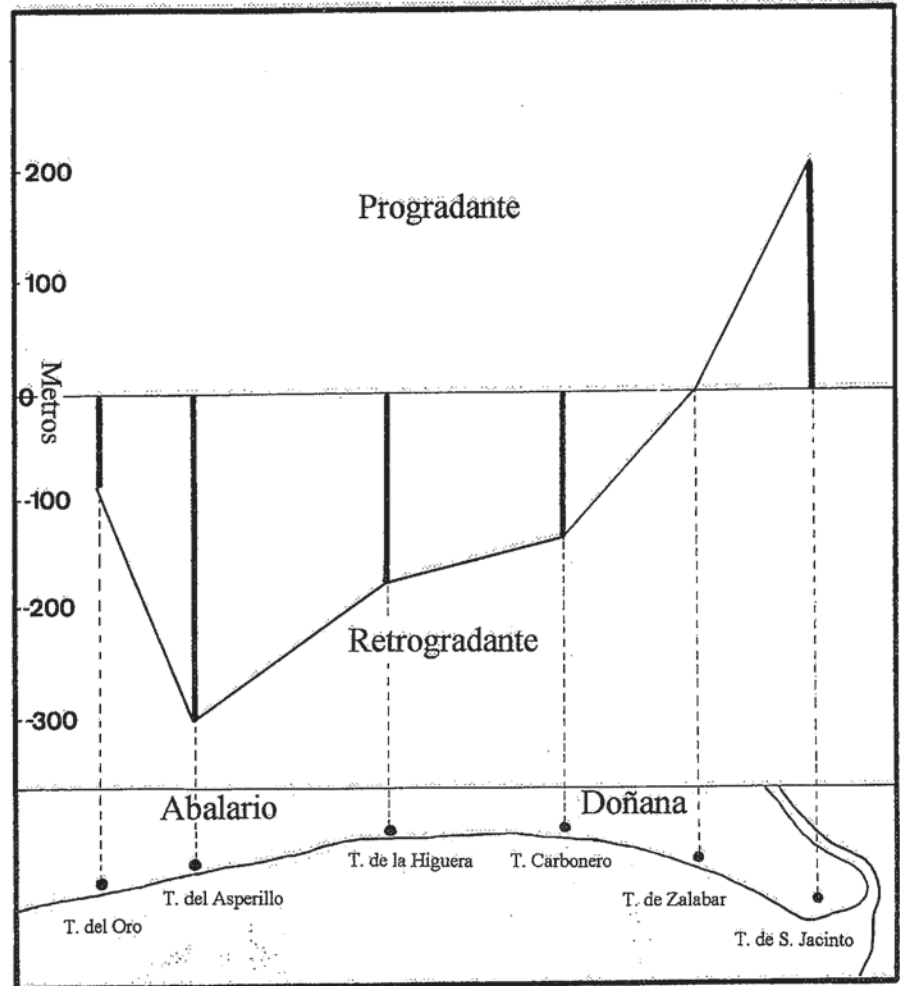


Fig. 2.- Tasas de retroceso y avance costero en los últimos 240 años.

Fig. 2.- Coastal retreat and advance rates in the last 240 years.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por el proyecto de la DGICYT PB94-1090-C03-01 y por el II Plan Propio de Investigación de la Universidad de Huelva. Es una contribución al Proyecto 367 del IGCP.

Referencias

Dabrio, C.J., Zazo, C. y Goy, J.L. (1993): *V Reunión Nac. de Geol. Ambiental y Ord. Territorio*.
Flores, E. (1994): *Tesis Doctoral*. Uni-

versidad de Sevilla.
Menanteau, L. (1979): *Tesis Doctoral*. Universidad de Paris-Sorbonne.
Rodríguez Ramírez, A. (1996): *Tesis Doctoral*. Universidad de Huelva.
Zazo, C., Somoza, L., Goy, J.L. y Bardají, T. (1990): *Ext. Abst. Symp. Quaternary Shorelines: Evolution Processes and Future Changes. Annu. Meet. IGCP, 72-78*.
Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardají, T. y Silva, P.G. (1994): *Journal of Coastal Research*, 10 (4): 933-945.