

EVOLUCION SEDIMENTARIA RECIENTE DE LA DESEMBOCADURA DE LA RÍA DE HUELVA (SUROESTE DE ESPAÑA)

J. Borrego¹, J.A. Morales¹ y N. Gil²

¹ Departamento de Geología, Universidad de Huelva, 21819 La Rábida, Palos de la Frontera, Huelva, España.

² Departamento de Ingeniería Minera, Mecánica y Energética, 21819 La Rábida, Palos de la Frontera, Huelva, España.

Resumen : En la desembocadura del estuario de los ríos Tinto y Odiel, en la costa de Huelva (SO de España), se sitúa un sistema de cordones arenosos que alternan con zonas de amplias llanuras intermareales vegetadas y que se conoce con el nombre de Isla Saltés. En el sector sur de este sistema sedimentario se han reconocido diferentes ambientes y sus correspondientes facies, como son: plataforma de batida de oleaje, llanura intermareal, *cheniers*, abanicos de tormenta, deltas de flujo mareal, playa expuesta y marisma salada. Se ha estudiado la evolución sedimentaria de este sistema desde principios del siglo pasado, determinando dos periodos, uno anterior al año 1977 que corresponde a una dinámica sedimentaria natural y otro posterior a ese año, donde la construcción de un espigón de contención de arenas en el canal de entrada al puerto comercial de Huelva origina un cambio radical en el modelo de evolución sedimentaria que afecta a este sector. El análisis de la evolución histórica para este periodo y el modelo de arquitectura de facies sedimentarias permite afirmar que este sector de la desembocadura de la Ría de Huelva ha funcionado como una llanura de *cheniers* al menos durante los últimos 200 años.

Palabras clave: Costa de Huelva, estuarios, llanura de *cheniers*, ambientes sedimentarios

Abstract: A sandy ridge system alternating with vegetated tidal salt marshes is located in the mouth of the Tinto and Odiel rivers on the Huelva Coast (SW Spain). This system is known as Saltés Island. In the southernmost area of the sedimentary system, different sedimentary environments and corresponding depositional facies are recognized: swash platforms, ebb-tidal deltas, tidal flats, *cheniers*, washover fans, open beach and salt marshes. The sedimentary evolution of this system in the last two centuries has been studied, determining two periods with distinct dynamics. The first one, developed before 1977, corresponds to a natural sedimentary dynamics, the other one related with the construction of a groin to protect the Huelva harbour, that modified all the sedimentary dynamics affecting this coastal sector. The analysis of the historical evolution for this period and the architectural facies model allows to conclude that the Huelva Ría has behaved as a chenier plain at least during the last 200 years.

Key words: Coast of Huelva, estuaries, *cheniers* plain, sedimentary environments

Borrego, J., Morales, J.A. y Gil, N. (2000): Evolución sedimentaria reciente de la desembocadura de la ría de Huelva (Suroeste de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4): 405-416

La Isla de Saltés se encuentra en la desembocadura de los estuarios de los ríos Tinto y Odiel, conocida como Ría de Huelva (Fig. 1), localizada en el sector central de la Costa de Huelva en el noroeste del Golfo de Cádiz. Geológicamente se sitúa en el borde costero sur-occidental de la Cuenca del Guadalquivir, cuyo relleno está constituido por materiales arcillosos del Mioceno superior, sedimentos limo-arenosos del Plioceno inferior, arenas del Plio-Pleistoceno y paquetes de gravas rojas del Pleistoceno (Pendón y Borrego, 1987).

La desembocadura de los ríos Tinto y Odiel se encuentra excavada sobre los materiales descritos, teniendo lugar esta incisión fluvial durante el Pleistoceno y principios del Holoceno, periodos en los que el nivel del mar se encontraba en una posición más baja a la actual (Zazo, 1999). El valle fluvial formado durante

este nivel de aguas bajas comenzó a ser invadido por el mar hace aproximadamente 11.000 años, alcanzándose el máximo transgresivo en este sector de la costa de la Península Ibérica hace unos 6.500 años (Zazo *et al.*, 1994; Borrego *et al.*, 1999). Desde el punto de vista fisiográfico, el sistema estuarino de los ríos Tinto y Odiel puede definirse como un "estuario barrera" o *bar-built estuary*, según los criterios de Fairbridge (1980). En su interior se desarrollan amplias llanuras mareales vegetadas o marismas saladas, que han crecido sobre cuerpos de acreción estuarina de origen mixto (marino y continental), pero con dominio volumétrico de los de procedencia marina (Borrego *et al.*, 1995). El sistema de cierre del estuario está constituido por tres elementos geográficos: 1) en el sector más occidental, se observa una flecha litoral que se ha desarrollado desde el

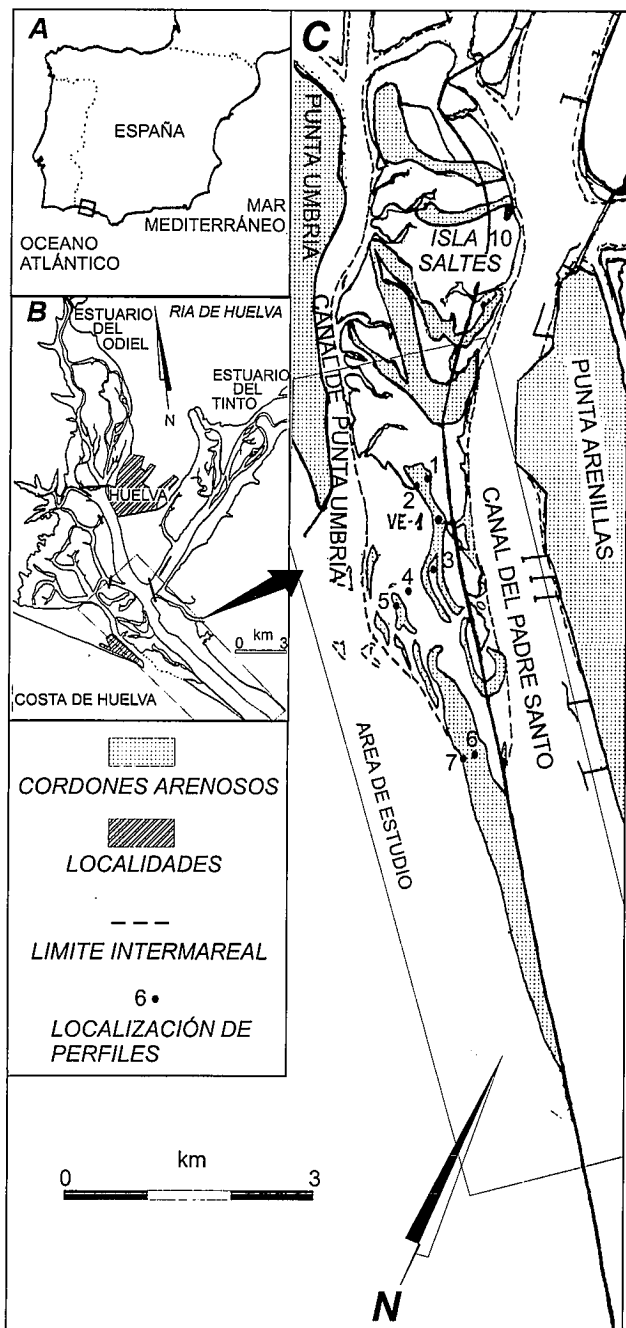


Figura 1.- Localización del área de estudio en la Ría de Huelva y situación de las secuencias estudiadas.

oeste hacia el este, conocida como Flecha de Punta Umbría, separada del segundo de los elementos por un canal mareal (Canal de Punta Umbría); 2) la Isla de Saltés, en la que se observa una compleja sucesión de cordones arenosos subparalelos a la línea de costa, entre los cuales se desarrollan cuerpos de marisma salada y en cuya zona frontal (área de estudio) se desarrolla una llanura intermareal junto con una extensa playa adosada a la cara expuesta del Espigón de Contención de Arenas del Puerto de Huelva; el canal principal del Estuario (Canal del Padre Santo) separa, a su vez, esta isla del tercero de los elementos de cierre; y 3) en el margen oriental de la desembocadura aparece una flecha litoral desarrollada de sureste a noroeste en contacto directo

con el sustrato Plio-Pleistoceno (Fig. 1).

El estudio de este sistema de cordones arenosos de Isla de Saltés ha sido abordado por diferentes autores (Rodríguez Vidal, 1987; Borrego, 1992; Lario, 1996; Borrego *et al.*, 1998) que han propuesto diferentes modelos de evolución morfosedimentaria. En el presente trabajo se estudian las secuencias de facies de la zona frontal de este sistema sedimentario, así como su evolución sedimentaria reciente, siendo posible, a partir de estos datos definir su funcionamiento sedimentario durante los últimos 200 años como una llanura de *cheniers*.

Métodos de estudio

En este trabajo se estudian: a) La evolución morfológica de Isla de Saltés, desde 1829 hasta 1956, a partir de cartas náuticas antiguas y, desde 1956 hasta 1994, mediante la utilización de fotogramas aéreos verticales pareados para su análisis estereográfico. En este sentido y al objeto de interpretar la evolución morfo-sedimentaria del área, se han construido mapas de refracción de oleaje, teniendo en cuenta la topografía del fondo costero obtenida de las citadas cartas náuticas y los parámetros de los trenes de olas más frecuentes. b) Los ambientes sedimentarios asociados en esta parte del sistema deposicional, mediante el análisis sobre el terreno de sus asociaciones y secuencias de facies, obtenidas mediante la obtención de testigos de pistón y la excavación de trincheras de hasta un metro de profundidad. La textura del sedimento que conforma las diferentes facies se ha determinado usando un contador de partículas Coulter modelo ZM y la determinación de la materia orgánica se ha realizado mediante el método de Coureau (1983).

Marco dinámico

El viento es el agente fundamental a tener en cuenta para entender el funcionamiento dinámico de este sector costero. Los vientos dominantes son los procedentes del SO, cuya frecuencia es el 22,5% del año; también son importantes los vientos procedentes del NO, NE y SE, que actúan el 18,5%, 12% y 14% respectivamente (Borrego, 1992).

El régimen de oleaje está relacionado con la actuación del viento. Así el 75 % del tiempo llegan a la costa olas con alturas significativas ($H_{1/3}$) inferiores a 0,5 m que se aproximan a la costa con direcciones N 35-40° E (MOPU, 1991; Borrego, 1992). Con condiciones anticiclónicas el mar está normalmente en calma y únicamente al mediodía una leve brisa marina induce olas de periodo corto con esta misma procedencia. Estas olas del SO sólo llegan a alcanzar alturas mayores de 1 m el 7% del tiempo y, generalmente, están relacionadas con las tormentas que actúan sobre el Océano Atlántico y que llegan a la costa como mar de fondo. Las olas mayores de 1,5 m. están asociadas con las tormentas atlánticas o del Estrecho de Gibraltar, de acuerdo con su procedencia.

La orientación oblicua de la costa respecto a las direcciones de aproximación de los trenes de olas dominantes hace que aparezca una componente de deriva litoral neta, que funciona de oeste a este. Los valores de transporte potencial de sedimentos por la deriva oscilan de $1,9 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{año}$ (Cuenca, 1991) a $3 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{año}$ (CEEPYC, 1990).

La onda de marea en el Golfo de Cádiz presenta un carácter progresivo (no estacionario), desplazándose en sentido este-oeste, desde el Estrecho de Gibraltar hacia las costas del Algarve. El rango mareal medio es de 2,10 m, variando entre 0,70 m de la marea muerta extrema y 3,85 m en la marea viva de equinoccio. Este régimen mareal confiere a este sector costero un claro carácter mesomareal, semidiurno y con una leve desigualdad diaria (Borrego, 1992).

El régimen mareal da lugar a diferentes ciclos que induce la existencia de distintas franjas en la zona intermareal, separadas por Niveles Críticos de Marea (*sensu* Doty, 1946), que resultan del tiempo medio y del número de exposiciones y sumersiones que sufren según su posición topográfica; estos niveles críticos son:

- Nivel de *Marea Baja Extrema*: 0,11 m.
- Nivel de *Marea Baja Media*: 0,85 m, 490 horas de sumersión y 250 horas de exposición mensuales.
- Nivel de *Marea Alta Muerta Media*: 2,30 m, rebasado por el 95 % de las mareas.
- Nivel de *Marea Alta Viva Media*: 3,18 m, rebasado no mas de 10 veces y sumergido sólo unos 20 minutos por mes.
- Nivel de *Marea Alta Extrema*: 3,48 m.

Evolución sedimentaria reciente

El estudio de las cartas náuticas antiguas (Fig. 2) y de fotogramas aéreos (Figs. 3 y 4) permite diferenciar claramente dos periodos dinámicos distintos, separados por la construcción del dique de contención de arenas Juan Carlos I para la protección de los calados del Puerto de Huelva, situado en el interior del estuario. Esta obra terminó de construirse en 1977. La primera etapa, previa a la construcción, representa un periodo de dinámica natural, mientras que la segunda, posterior a ésta, significa una evolución modificada desde el punto de vista antrópico.

Dinámica sedimentaria anterior a 1977

Las cartas náuticas de 1829, 1852 y 1875 (Fig. 2) reflejan para esas fechas la situación de la zona externa del estuario del Río Odiel en condiciones naturales. Entre ellas, la más fiable espacialmente, en cuanto al sistema de proyección empleado, es la editada por el Instituto Hidrográfico de la Marina en 1875. En todas ellas se observa la existencia de un amplio bajo arenoso al sur de Isla de Saltés (Bajo del Manto) que se extiende en dirección O-E, paralelo a la costa hasta alcanzar la altura del Picacho. Las dos cartas más antiguas son ilustrativas del elevado número de "canalizo" que servían como vías de entrada a los navegantes, rasgo no reflejado

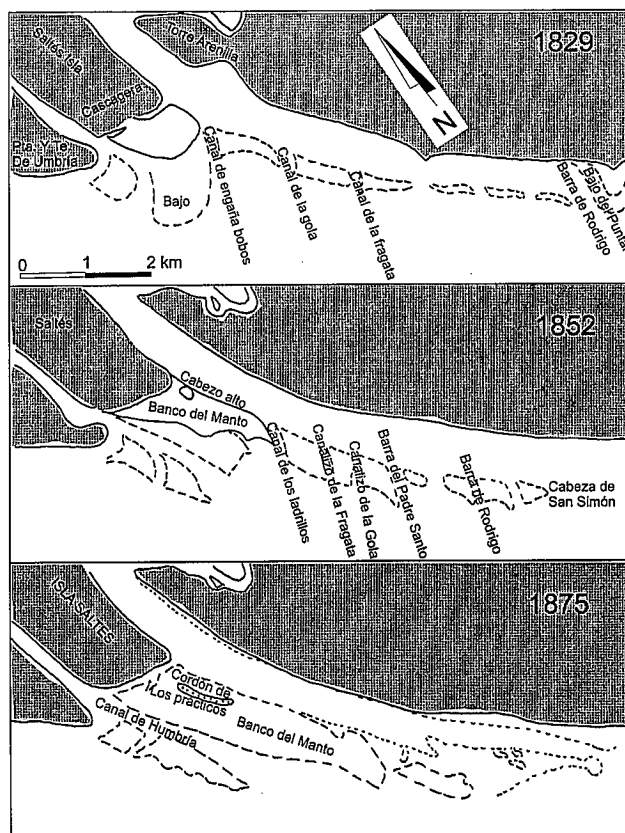


Figura 2.- Evolución histórica del sector desde el año 1829 a 1875, sobre la base del estudio de cartas náuticas antiguas.

en la carta de 1875. Si comparamos esta situación con la cartografía realizada mediante la interpretación de fotogramas aéreos de 1956 (Fig. 3), observamos cómo esa alineación de bajos tiene la misma longitud y el mismo número de canales que las cartas náuticas. Como se puede observar en dicho fotograma, éstos son un sistema de canales de refluo donde claramente se identifican en su zona frontal los lóbulos de descarga (Fig. 3), los bajos localizados entre ellos no son más que los diques (*levees*) de dichos deltas, que quedan constituidos como plataformas de batida del oleaje (*swash platforms*) sobre las que se desarrollan campos de *megaripples*, barras de batida (*swash bars*) y canales secundarios de flujo. Estas morfologías son muy similares a las descritas para otros sistemas de deltas de refluo mareal en la costa de Huelva (Borrego *et al.*, 1995) y en otras costas del mundo (Hayes, 1980; Sha, 1992).

En las cartas náuticas antiguas (Fig. 2) se observa también la existencia de una amplia plataforma de batida frente a la zona apical de la flecha de Punta Umbría. En el fotograma aéreo del año 1956 (Fig. 3), puede comprobarse que se trata de un segundo sistema de deltas de refluo, similares a los anteriormente descritos, que consta de tres canales principales y con amplias plataformas de batida.

Por otra parte, es posible apreciar en las cartas antiguas (Fig. 2) cómo existe un área topográficamente más elevada en la zona más interna del sistema de deltas de refluo de Isla Saltés, indicada como "Bajo o Banco del Manto". Se trata de una zona protegida de la actuación directa del oleaje por el sistema de deltas de Punta

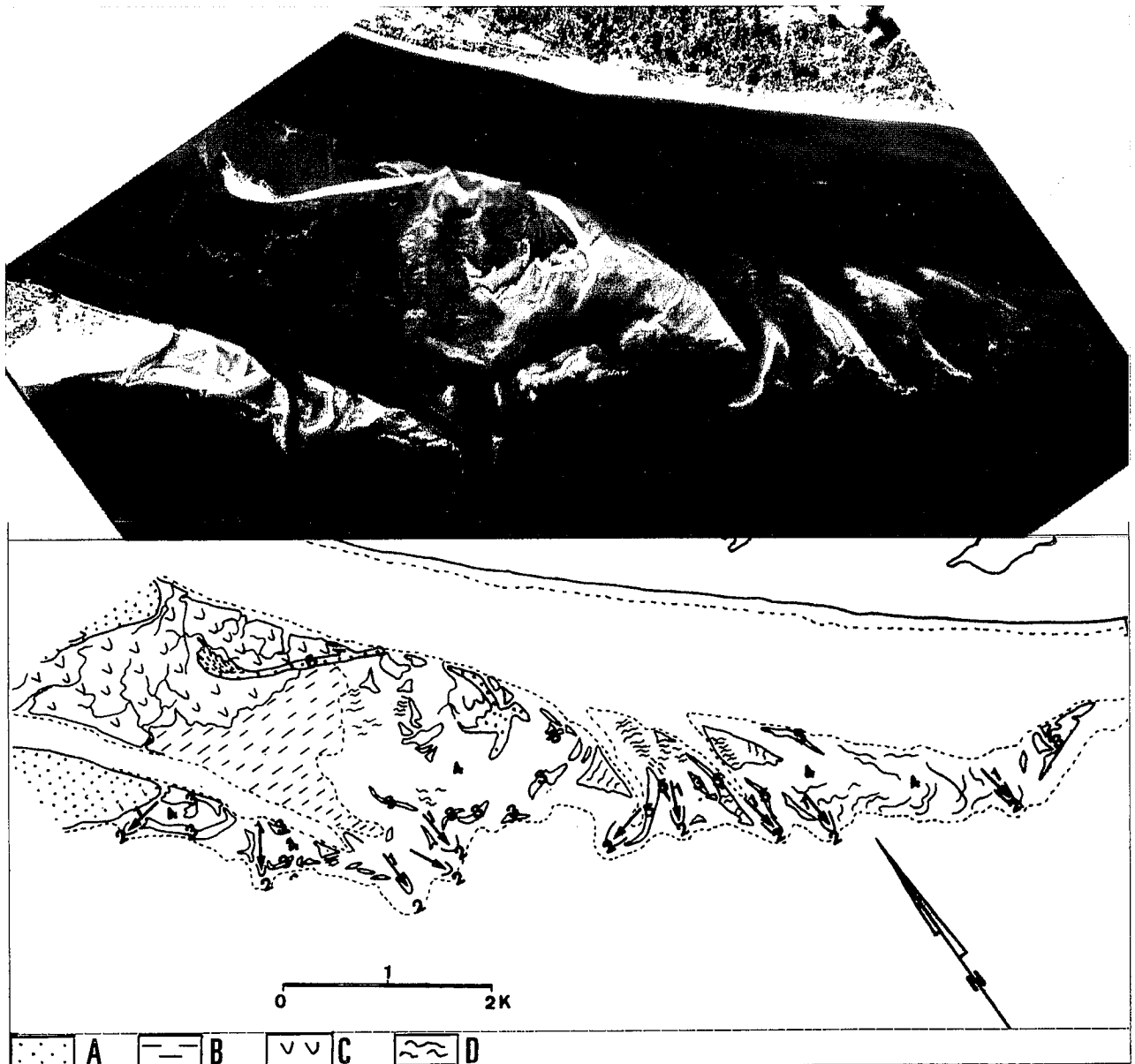


Figura 3.- Cartografía interpretativa de la zona de estudio realizada a partir de fotogramas aéreos de 1956. Leyenda: A) Formaciones arenosas supramareales. B) Llanura intermareal. C) Marisma salada. D) Trenes de *megaripples*. 1) Canales de refluo. 2) Lóbulos terminales de refluo. 3) Barras de batida. 4) Plataformas de batida. 5) Barras marginales de refluo. 6) *Chenier* de Cabezo Alto.

Umbría. En las cartas de 1852 y 1875 (Fig. 2) se observa además, en esta zona, y en una posición aún más elevada, una forma arenosa (Cabezo Alto o Cordón de los Prácticos). Este rasgo morfológico no está recogido en la carta náutica más antigua de 1829, por lo que es de suponer que la estabilización de dicha macroforma es posterior a esa fecha y anterior a 1852. En la carta de 1852, esta forma es denominada Cabezo Alto y posee poca extensión lateral, mientras que en la carta de 1875 se presenta una forma más alargada denominada Cordón de los Prácticos, con una morfología y posición similares a la que se observa en la fotografía de 1956.

Dinámica sedimentaria posterior a 1977

La observación de la cartografía realizada a partir de fotogramas aéreos de los años 1956, 1977, 1982, 1987, 1991 y 1994 (Fig. 4) permite estudiar la evolu-

ción que ha seguido el área de estudio tras la importante modificación de la dinámica introducida por la construcción del dique de contención de arenas del Puerto de Huelva Juan Carlos I. De este modo, se observa cómo el dique cortó la circulación mareal de los canales de refluo, debido a lo cual, todo el sistema de deltas desapareció y parte dio lugar a una playa adosada a la cara expuesta del espigón

Esta modificación de la morfología fue casi instantánea en la zona más afectada por el oleaje. Sin embargo, la zona más interna de la plataforma de batida continuó funcionando bajo una dinámica natural similar a la situación pre-dique, ya que la incidencia de los trenes de oleaje refractados sobre este sector intermareal no fue modificada por el mismo. Esto permitió estudiar *in situ* la evolución de este sector desde 1987, contrastando sobre el terreno la información obtenida de las fotografías aéreas. De este modo ha podido verificarse

que se trata de una llanura intermareal constituida por arena fangosa sobre la que migran distintas mesoformas arenosas: por una parte tiene lugar la migración de barras de arena paralelas al espigón (Fig. 4, 1987) hasta estabilizarse o adosarse a unos cordones arenosos mayores más estables (Fig. 3, 1991) e identificados por Borrego *et al.* (1998) como *cheniers*; por otra, se produce la migración de olas de arena (*sand waves*) en sentido S-N hasta adosarse, bien a barras en migración, bien a *cheniers* estables. En ambos casos el incremento de arena favorece el crecimiento apical de estas formas. Sobre la cara de menor pendiente de las olas de arena migran en la misma dirección sistemas de *megaripples*.

La construcción de un segundo dique en Punta Umbría (Fig. 4, 1987) contribuyó a una nueva modificación de la dinámica de la zona, provocando la pérdida de funcionalidad del sistema de deltas de reflujo asociados a su extremo. De este modo, el oleaje re trabajó la arena procedente de estos deltas de reflujo construyendo barras submareales que fueron alimentando a la playa adosada al dique Juan Carlos I haciéndola crecer apicalmente hasta cerrar la entrada del oleaje a la llanura intermareal (Fig. 4, 1991). A partir de este momento, las olas de arena y los *megaripples* dejaron de migrar sobre la llanura y quedaron fosilizados por sedimentos cohesivos, ya que la sedimentación se tornó principalmente fangosa al estar influenciada exclusivamente por la marea, al tiempo que se fue estableciendo una incipiente red de drenaje mareal (Fig. 4, 1991 y 1994).

Ambientes sedimentarios y facies

Los ambientes sedimentarios que en la actualidad se desarrollan en este sector de la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel y sus correspondientes facies y asociaciones son:

Llanura intermareal

Son zonas con una pendiente muy pequeña (Fig. 5A), situados topográficamente entre los niveles de la Marea Baja Media y Marea Alta Muerta Media. Se encuentran protegidos de la acción directa del oleaje por el extremo de la fecha de Punta Umbría y los bajos arenosos asociados a ella. Los sedimentos dominantes están formados por arenas medias y finas con matriz limo-arcillosa ricas en materia orgánica (entre 3% y 7% en peso). El ordenamiento interno está compuesto por laminación horizontal y con un grado de bioturbación variable, entre el 20 y 60% (Figs. 6 y 7). Esta bioturbación está producida fundamentalmente por la actividad de bivalvos (*Cerastoderma edule* y *Chamelea gallina*) y anélidos (*Arenicolides ecaudata* y *Nereis diversicolor*). También son frecuentes las colonias de fanerógamas marinas (*Zostera noltii* y *Zostera marina*) (Borrego, 1992).

La acción de las corrientes de marea y de los trenes de olas refractados de baja energía sobre esta llanura intermareal da lugar a la formación de olas de arena (Fig. 5B) y sistemas de *megaripples* (Fig. 5C), que migran hacia tie-

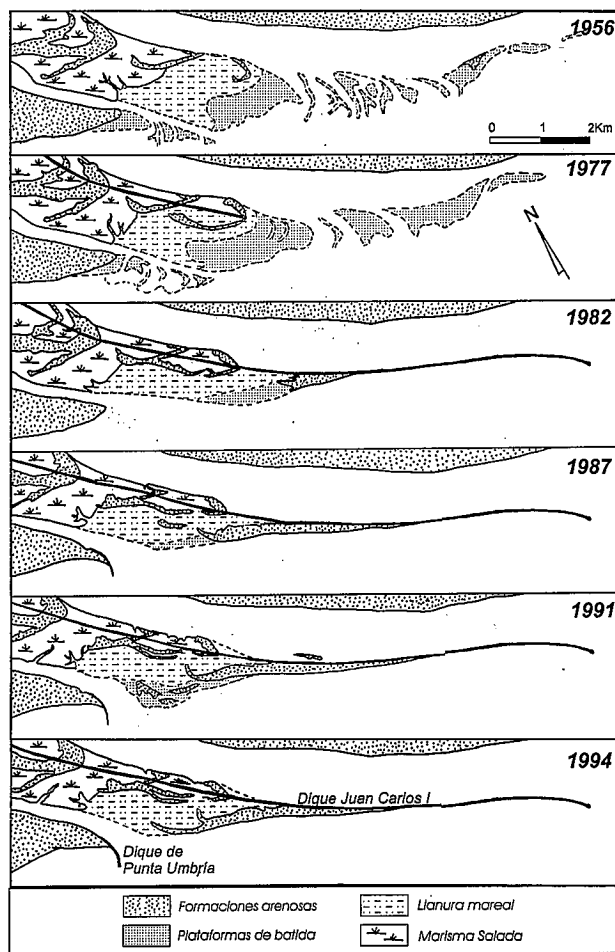


Figura 4.- Evolución reciente del área de estudio desde el año 1956, basada en fotointerpretación.

rra, donde el sedimento dominante es arena media y gruesa con escasa matriz fina, siendo dominantes los granos de cuarzo y los restos bioclásticos. El ordenamiento interno más frecuente está constituido por laminación paralela (Fig. 5D) (Fig. 6, S-5) con láminas granocrecientes; son abundantes las superficies de reactivación y erosión originadas por episodios de tormentas. Los *megaripples* dan lugar a una laminación cruzada planar de escala centimétrica (Fig. 5E). Estas estructuras tienen un bajo potencial de preservación ya que las mesoformas arenosas terminan adosándose a los cordones arenosos (*cheniers*) que limitan hacia tierra estas zonas intermareales.

Cheniers

Son cordones arenosos orientados de forma paralela a la línea de costa de una altura aproximada de 2 m. y situados, topográficamente, entre los niveles de Marea Alta Muerta Media y el de las Mareas Altas Extremas. Se forman sobre zonas de llanura intermareal (Figs. 5A, 6 y 7) por acreción continua de sedimentos arenosos procedentes de las olas de arena y sistemas de *megaripples* que migran a través de estas llanuras intermareales y que pueden ser definidos como *cheniers*, siguiendo la definición de estos establecida por Otvos y Price (1979), Augustinus (1989) y Taylor y Stone (1996).

Macroformas similares se han descrito en numerosas costas del mundo (Vilas y Arche, 1987; Augustinus, 1989; Xitao, 1989; Vilas *et al.*, 1999, etc.).

El sedimento dominante está formado por arena media a muy gruesa con escasa matriz fina. Composicionalmente dominan los granos de cuarzo y los restos bioclásticos de fauna marina. El ordenamiento interno esta constituido por laminación cruzada planar, que en la base de la secuencia presenta una acusada pendiente hacia el mar (Fig. 7); en la parte alta de la secuencia, las láminas van perdiendo esta inclinación y pueden presentarse horizontales (Figs. 5F, 6 y 7) e incluso buzantes débilmente hacia tierra. Son frecuentes en el interior de la secuencia superficies y niveles erosivos originados por episodios de tormentas.

Abanicos de tormentas

Se forman en la parte trasera de los *cheniers* durante los periodos de tormenta. Están constituidos fundamentalmente por secuencias granodecrescentes de acumulaciones de conchas con matriz arenosa (Fig. 5G) que proceden del desmantelamiento del propio *chenier*. Los cuerpos sedimentarios poseen forma linguoide inclinada hacia tierra y sus dimensiones pueden alcanzar los 20 m. de longitud y los 50m de anchura. El sedimento esta formado por arena de tamaño de gramo grueso y abundantes restos bioclásticos de tamaño de grano grava, el ordenamiento interno más frecuente son estratificaciones horizontales o buzando débilmente hacia tierra, de láminas con granuloclasificación normal.

Deltas de Flujo

Son deltas de marea de dimensiones métricas (llegan a alcanzar los 150 m²) formados por las corrientes de flujo mareal que circulan entre dos *cheniers* sucesivos (Fig. 5H). Topográficamente se sitúan entre los niveles de Marea Baja Media y Marea Alta Muerta Media. El sedimento está constituido por arenas bioclásticas de tamaño de grano medio a fino con porcentajes de matriz lutítica entre el 10% y el 30%. El ordenamiento interno dominante es la estratificación cruzada con láminas inclinadas hacia tierra en paquetes decimétricos, sobre los cuales se desarrolla laminación horizontal con granuloclasificación normal en el interior de las capas y acumulaciones puntuales de restos bioclásticos. En la parte superior de la secuencia es frecuente la bioturbación por galerías de anélidos y bivalvos. Por encima del nivel de Marea Alta Muerta Media comienzan a ser colonizados por plantas halófitas típicas de marisma salada.

Playa expuesta

La playa expuesta es un submedio inducido por la actividad antrópica, ya que se originó sobre los antiguos deltas de reflujos y utilizando parte del material de éstos, a partir de la construcción del dique. Presenta todas las zonas de una playa clásica. Su sedimento con-

siste en arenas medias y gruesas bastante bien clasificadas de composición predominantemente cuarcítica, aunque también aparecen abundantes niveles de material bioclástico grueso, correspondiente a los niveles de tormenta y a la zona de rompiente del oleaje. El ordenamiento interno comienza por estratificación cruzada buzante hacia tierra limitada a techo y muro de forma discordante por una laminación paralela inclinada hacia el mar. La secuencia corresponde a la acreción de un sistema de crestas y surcos (Fig. 5I) similar a la descrita por Dabrio (1982) para otros sectores de playa de esta costa. Esta playa continúa creciendo apicalmente hacia el NO.

Marisma salada

Entre *cheniers* sucesivos se desarrollan llanuras mareales vegetadas protegidas de la acción directa de las olas por esos cordones arenosos. Se sitúan topográficamente entre los niveles de Marea Alta Muerta Media y Marea Alta Viva Media. Los sedimentos dominantes son arenas medias y finas con abundante matriz limo-arcillosa rica en materia orgánica (entre el 5% y el 10% en peso). El ordenamiento interno puede variar desde laminación paralela horizontal (Fig. 5J) a ordenamiento masivo, y el grado de bioturbación suele ser muy intenso, producto de las raíces de las plantas halófitas (*Sarcocornia perennis*, *Salicornia ramosissima* y *Spartina maritima*) que la colonizan y de la actividad de anélidos y crustáceos en su base.

Secuencias de facies

Las secuencias de facies han sido reconstruidas a partir de la información suministrada por un conjunto de zanjas y testigos distribuidos en tres perfiles, en los que se ha observado la relación lateral y vertical de las diferentes facies (Fig. 6). Estas facies se agrupan en cuatro secuencias tipo situadas en: 1) zona frontal de los *cheniers*, 2) zona trasera de los *cheniers*, 3) playa expuesta, y 4) zona protegida por los *cheniers* o la playa expuesta.

Secuencia de la zona frontal de los cheniers

Un buen ejemplo lo encontramos en la columna S-2 del perfil 1 (Fig. 6). Comienza en la base por arenas fangosas negras bioturbadas y con abundantes conchas de *Cerastoderma* en posición de vida y estratificación *flaser*; estas facies son identificables como facies de llanura mareal arenosa. A techo y de forma neta, suceden a estas facies otras de arenas bioclásticas o cuarcíticas limpias, de tamaño medio a muy grueso, cuyo ordenamiento interno está constituido por estratificación cruzada inclinada hacia tierra en la base y laminación cruzada planar inclinada hacia el mar a techo; estas facies corresponden con las facies de *chenier*.

Secuencia de la zona trasera de los cheniers

También presenta en la base arenas fangosas negras bioturbadas propias de la llanura de marea. A techo le

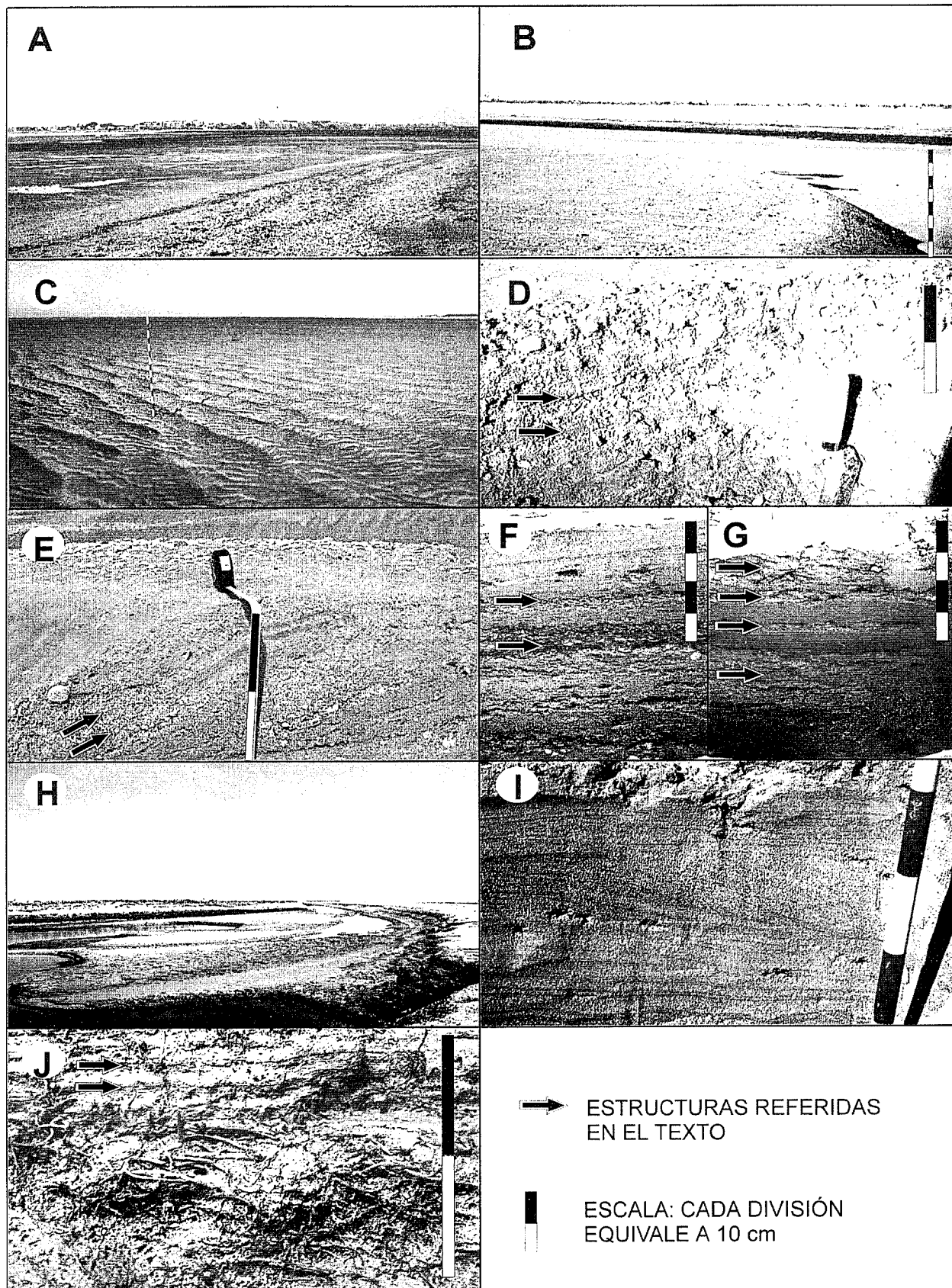


Figura 5.- Detalles de los ambientes sedimentarios y facies presentes. A: Llanura mareal. B: Frente de ola de arena. C: Trenes de *megaripples* con *ripples* de interferencia sobreimpuestos. D: Estructura interna de las olas de arena. E: Estructura interna de los *megaripples*. F: Estructura interna de un *chenier*. G: Secuencia de la zona trasera de un *chenier*, con superposición de facies de abanicos de tormenta sobre facies de marisma salada. H: Delta de flujo mareal en la zona interna de un *chenier*. I: Secuencia de cresta y surco de la playa expuesta. J: Estructura interna de las facies de marisma salada.

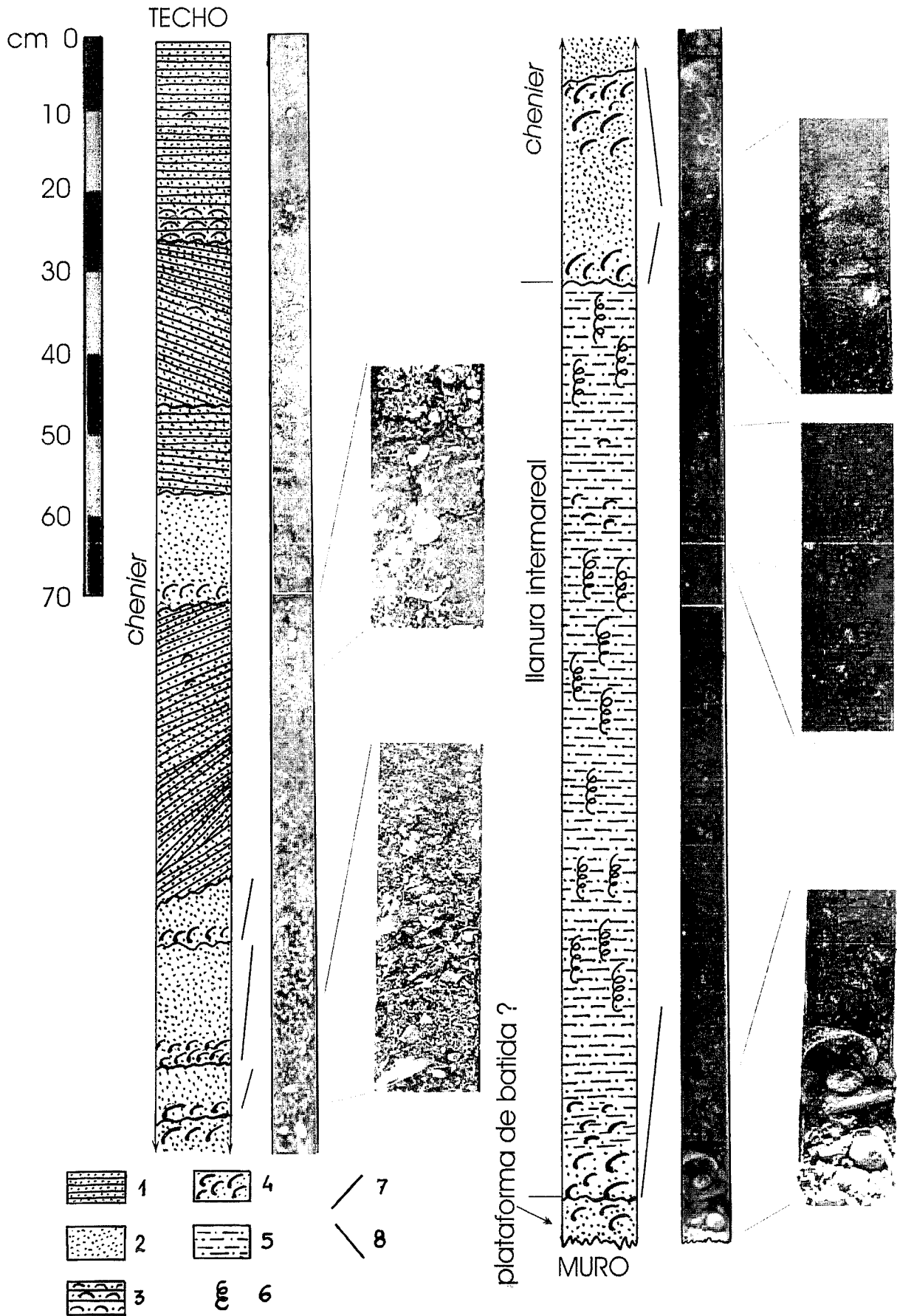


Figura 6.- Secuencias sedimentarias reconocidas con indicación de su localización en diferentes perfiles (ver situación de los perfiles en el gráfico de la derecha de la figura. Leyenda: 1) Arena fina masiva. 2) Arena fina laminada. 3) Arena gruesa con estratificación cruzada. 4) Arena gruesa con laminación tipo ripple. 5) Laminación flaser. 6) Laminación ondulada. 7) Laminación lenticular. 8) Acumulaciones de conchas. Bioturbación: 9) 0%. 10) 1-5%. 11) 5-10%. 12) 10-30%. Varios: 13) Galerías. 14) Raíces. 15) Granuloclasificación normal. 16) Cantos blandos.

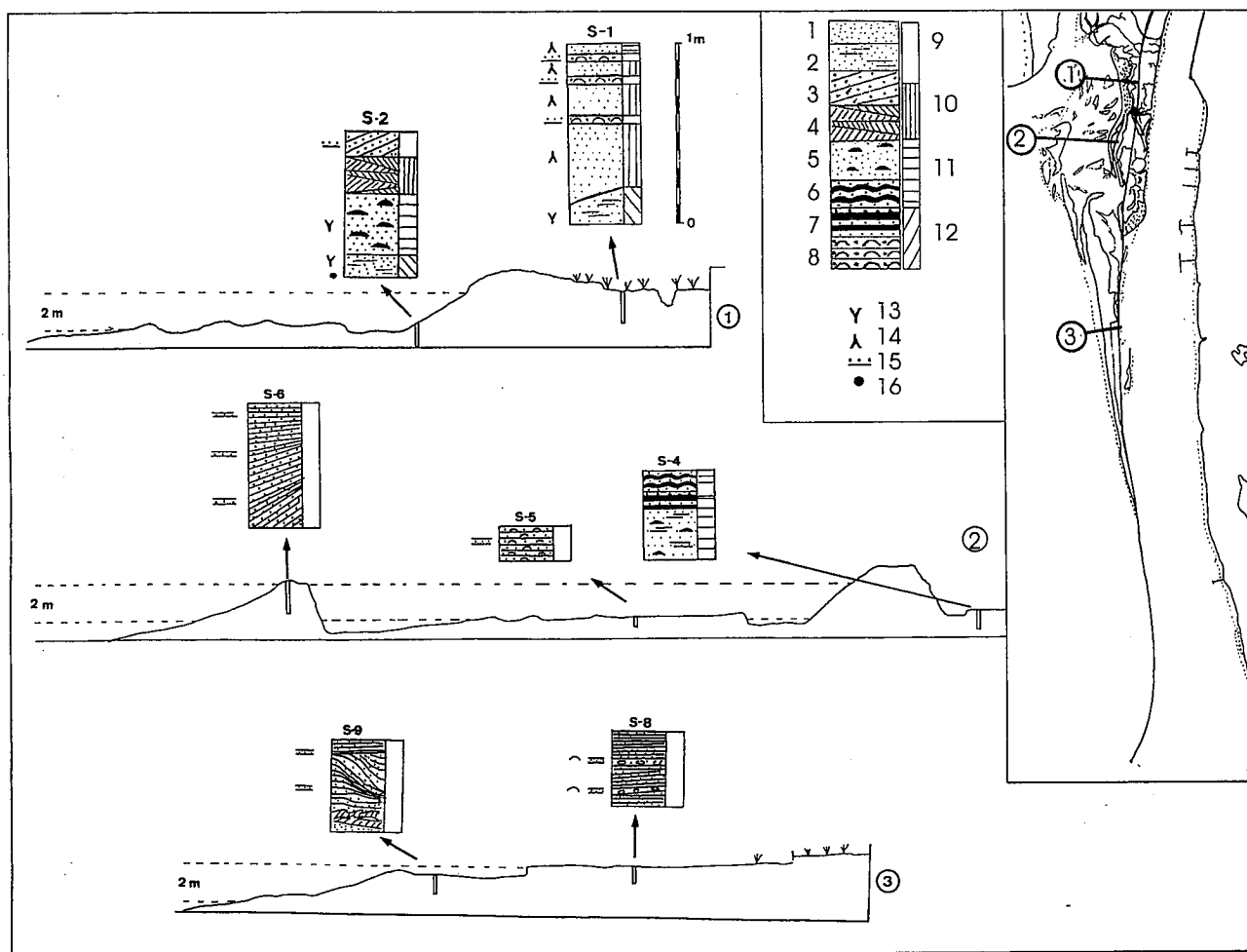


Figura 7.- Secuencia sedimentaria de llanura intermareal y chenier, basada en el testigo de vibración VE-1 (para localización ver figura 1). Leyenda: 1) Arena laminada. 2) Arena masiva. 3) Acumulaciones de restos de conchas con laminación horizontal. 4) Acumulaciones de restos de conchas masivas. 5) Arena con matriz fangosa. 6) Bioturbación por galerías. 7) Granuloclasificación normal. 8) Granuloclasificación inversa.

suceden secuencias granodecipientes de varios decímetros de espesor que comienzan con acumulaciones de conchas marinas y finalizan con arena fina y cuyo ordenamiento interno corresponde a laminación paralela inclinada suavemente hacia tierra. Cada una de estas secuencias corresponde a un evento de tormenta, ya que las facies son interpretables como *washover fans*. En ocasiones, entre las diferentes secuencias aparecen niveles lutíficos bioturbados que se acumulan durante los periodos de dominio mareal. Esta secuencia se observa en el perfil 1, columna S-1 de la figura 6.

Secuencia de playa expuesta

Es una secuencia formada por la alternancia de arenas cuarcíferas medias y gruesas, bastante bien clasificadas, con arenas y gravas bioclásticas, formando secuencias granodecipientes. El ordenamiento interno comienza en la base por estratificación cruzada de doble vergencia (*herringbone*) correspondiente a las facies de las plataformas de batida. A techo y de forma discordante le siguen facies litológicamente similares aunque formando una secuencia de estructuras sedimentarias que comienza con estratificación cruzada bu-

zante hacia el mar sobre la que se dispone laminación cruzada de base curva tipo *ripple* y a cuyo techo se dispone de forma discordante una laminación paralela inclinada hacia tierra. Culmina la secuencia un *set* de láminas inclinadas hacia el mar de forma discordante sobre las infrayacentes. Esta última secuencia corresponde a las facies de la propia playa expuesta y puede observarse en la columna S-9 y S-8 del perfil 3 de la figura 6.

Secuencia de la zona protegida

La secuencia comienza del mismo modo que las dos primeras, con arenas fangosas bioturbadas interpretadas como facies de llanura mareal arenosa. A techo de éstas las facies se vuelven netamente más lutíficas apareciendo fangos con laminación ondulada (*wavy bedding*) y laminación lenticular correspondientes a las facies de llanura mareal fangosa; éstas pueden alcanzar los 2 m de espesor. Estas facies fangosas pueden estar sustituidas por facies arenosas con estratificación cruzada hacia tierra correspondientes a la presencia de un delta de flujo mareal, o bien por sedimentos más groseros correspondientes a depósitos de tormenta (ejemplos

similares sean descrito en costas de Surinam por Augustinus, 1979). A techo de estas facies se disponen facies fangosas rojas con laminación paralela y bioturbación por raíces interpretables con las facies de marisma. La parte inferior de esta secuencia puede observarse en la columna S-4 del perfil 2 de la figura 6.

Interpretación y discusión

La secuencia de facies del sector de estudio está condicionada por la distribución de los distintos submedios respecto a los Niveles Críticos de Marea y a la posición protegida o expuesta al oleaje, así como por la dinámica sedimentaria estudiada mediante el análisis cartográfico.

La dinámica de la marea en la salida del estuario de los ríos Tinto y Odiel y de la Ría de Punta Umbría conformaba históricamente sistemas de deltas de reflujo cuyas zonas intermareales constituían plataformas de batida del oleaje. El sistema de deltas asociado al canal de Punta Umbría, situado más al SO, producía un modelo de refracción del oleaje tal que protegía a la zona más interna del sistema de deltas del canal principal del estuario, en la que se establece una llanura de mareas arenosa.

En los planos de oleaje realizados para las condiciones naturales previas a 1977 (Fig. 8) se observa cómo, para condiciones de oleaje de levante, el desplazamiento neto de la batida de la ola es en dirección NO, mientras que, para el oleaje procedente de poniente, este desplazamiento es en dirección NE (Fig. 8A). En ambos casos, la llegada de los trenes de olas al borde de la plataforma de batida de Punta Umbría origina trenes secundarios de olas refractados muy similares, que convergen en dirección NO. Esta persistencia de los trenes de olas refractados de ambas direcciones originó la formación de barras arenosas en el borde de la llanura mareal, así como la migración de éstas hacia el N sobre las facies de la llanura intermareal arenosa, bien en forma de barras curvas alargadas (*cheniers*), bien en forma de *megaripples* y olas de arena. Esta incidencia del oleaje explica también la forma curvada de estas macroformas en su extremo adyacente al Canal del Padre Santo, morfologías similares han sido descritas por otros autores en otras llanuras de *cheniers* (Augustinus, 1979; Lees, 1992; Vilas y Arche, 1987 y Vilas *et al.*, 1999). También es perceptible (Figs. 7 A y B) la mayor eficacia para el transporte de fondo de las olas procedentes de poniente que las de levante, en las primeras la longitud de onda es menor y las olas llegan de forma más continua. Por el contrario, el rompiente de las olas procedentes de levante es bastante más energético, ya que alcanzan la plataforma de batida con mayores alturas. Estos últimos trenes de olas afectan sobre todo a la zona central de los *cheniers*, siendo estos lugares los de más bajo potencial de crecimiento. Sin embargo, el extremo más interno de los trenes de olas procedentes de poniente sufre un rápido colapso, con la consiguiente pérdida de energía cinética. Este hecho explica la mayor tasa de acreción que se observa en el extremo NO del *Chenier* de Cabezo Alto, mientras que en su zona central no se observa acreción aparente.

En cualquier caso, estos *cheniers* migraban sobre la llanura de marea arenosa existiendo tres posibilidades:

1) Si el *chenier* no dispone del material suficiente para su estabilización la migración continúa hasta que la macroforma cae al canal del Padre Santo y su material arenoso es redistribuido por las corrientes mareales. En este caso no se produce preservación del *chenier*.

2) Si el *chenier* dispone del material arenoso suficiente, durante su migración va ganando en altura hasta alcanzar el nivel de Marea Alta Viva Media, momento en el que sólo se ve sobrepasado por las mareas extremas o durante las tormentas. De ocurrir esto, el *chenier* se estabiliza, protegiendo a su zona trasera de la actuación del oleaje y transformándola en una llanura mareal fangosa que evoluciona hasta transformarse en una marisma salada.

3) Si el *chenier* no dispone de material arenoso suficiente para su estabilización, pero en su camino encuentra otro *chenier* ya estabilizado, se adosa a su frente y su material es parcialmente redistribuido haciendo crecer apicalmente al *chenier* anterior.

Ejemplos similares de migración de *cheniers* sobre las llanuras intermareales en las que se desarrollan han sido descritos por Park *et al.* (1996) en la bahía de Komso, asociados a periodos de alta energía originados por tormentas.

La construcción del dique Juan Carlos I introdujo importantes modificaciones en la dinámica de la llanura de *cheniers*, ya que interrumpió el paso de la arena hacia el canal del estuario impidiendo la primera de las posibilidades indicadas, de tal forma que aceleró la acumulación de *cheniers* sucesivos. Por otra parte, contribuyó a la construcción de una playa expuesta adosada al mismo y sobre el antiguo sistema de deltas de marea del estuario al impedir la comunicación directa entre el Canal del Padre Santo y la zona de poniente de los bajos, esto imposibilitó la acción de las corrientes de reflujo que construían deltas de reflujo sobre la antigua plataforma de batida. Otros importantes cambios morfodinámicos están inducidos por un cambio del sistema de refracción de los trenes de olas que se produjo tras la construcción de un segundo dique en la zona apical de la flecha litoral de Punta Umbría. Así, la incidencia de los trenes de olas procedentes de poniente tiene lugar actualmente con cierta oblicuidad sobre el espigón, rompiendo directamente sobre él durante la marea alta (Fig. 7 C). Esto origina una rápida descarga del material transportado y una aceleración de la velocidad de acreción sobre la cara expuesta del espigón, sobre todo al incorporarse material procedente del antiguo sistema de deltas de Punta Umbría, que queda desconectado de la dinámica mareal debido al encauzamiento de la misma por el nuevo espigón de Punta Umbría. Este fenómeno ha provocado el crecimiento hacia el NO de una contraflecha arenosa en el frente de la llanura mareal arenosa que ha cerrado por completo la entrada del oleaje en la misma, la cual ha quedado sometida a la acción de las mareas.

Las olas procedentes de levante rompen directamente sobre la zona apical del espigón (Fig. 7 D), originando importantes fenómenos erosivos. Además, las olas refractadas de estos trenes originales aumentan la energía de su

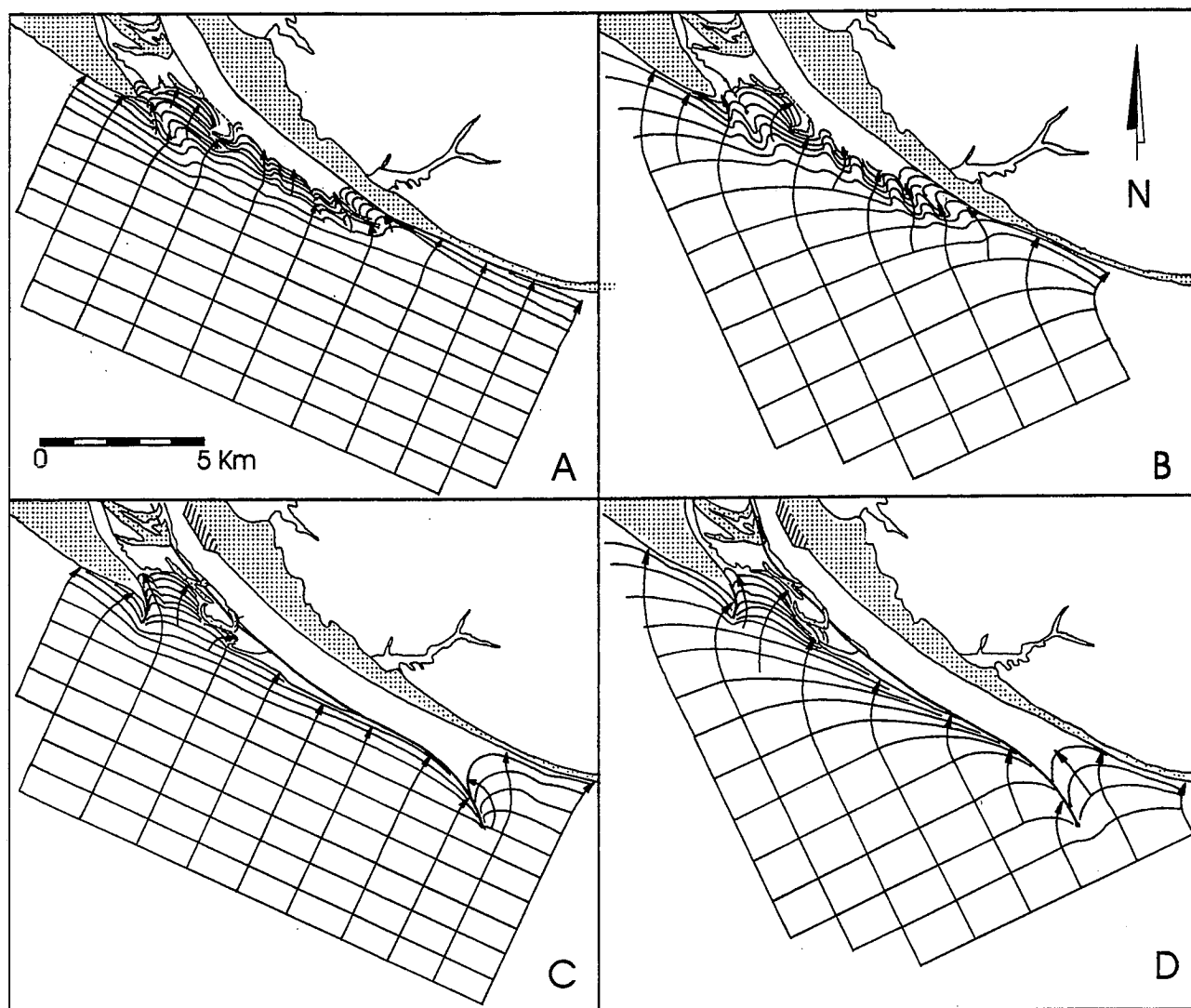


Figura 8.- Mapas de refracción de oleaje. A: Oleaje del SO anterior al año 1977. B: Oleaje del SE anterior al año 1977. C: Oleaje del SO posterior al año 1977. D: Oleaje del SE posterior al año 1977.

rompiente, erosionando la zona interna de la flecha de Punta Umbría y actúan con más violencia sobre el frente de la marisma salada externa, que no queda protegida de estos trenes de olas por la nueva contraflecha litoral, lo que origina episodios de retroceso.

Conclusiones

El principal suministrador de sedimentos a este sector de la desembocadura de la ría de Huelva es la deriva litoral. El material arenoso, transportado por la deriva, es retomado por los trenes de olas refractados que, al alcanzar la plataforma de batida y la parte externa de la llanura intermareal de Isla Saltés, rompen y depositan la carga de sedimentos que transportan. Dichos sedimentos se acumulan en forma de barras paralelas a la línea de costa y a la dirección de llegada de los trenes de olas. Estas barras migran sobre la plataforma de batida en dirección hacia tierra y son retrabajadas por las corrientes de marea que dan lugar a la formación de deltas de reflujos y campos de *megaripples*. En la llanura mareal, las olas de arena migran hacia el interior de

ésta hasta alcanzar el nivel de la Marea Alta Muerta Media y se superponen, entonces, para formar crestas arenosas (*cheniers*) paralelas a la dirección de llegada de los trenes de olas refractados. La llegada sucesiva de material arenoso produce la acreción vertical del *chenier* hasta que supera el nivel de Marea Alta Viva Media o alcanza a la cresta anterior, sobre la que se puede adosar completamente o sólo en parte. En este momento la parte alta del *chenier* mantiene niveles de exposición suficientes como para permitir la colonización por las plantas (*Eringium maritimum*, *Salsola kali* y *Medicago marina*, entre otras) y la aparición de las formas dunares más incipientes. La parte alta de la cresta sólo se ve alcanzada por las olas durante las tormentas y/o las mareas extremas. Estas crestas pueden ser destruidas parcial o totalmente por los temporales antes de alcanzar la estabilidad.

En las zonas protegidas situadas entre las sucesivas crestas arenosas estables (*cheniers*), se desarrollan pequeñas lagunas protegidas con una estrecha comunicación con la zona abierta. En el interior de estas lagunas se desarrollan deltas de flujo de pequeña extensión. Los

sedimentos fangosos colmatan la laguna hasta que ésta alcanza el nivel de Marea Alta Muerta Media. En este momento comienza a ser colonizada por la vegetación halófila. El relleno progresivo de la laguna acabará con la formación de un cuerpo de marisma alta situado entre dos crestas sucesivas. La formación de sucesivos sistemas de *cheniers* y llanuras de marisma salada asociadas, ha dado lugar al menos durante los últimos 200 años, a la construcción de la llanura de *cheniers* de Isla Saltés en la desembocadura de los estuarios de los Ríos Tinto y Odiel.

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos C.I.C.Y.T. (PB93-1205) y TOROS (ENV4-CT96-0217), subvencionado por la Comisión Europea, dentro del programa ELOISE, así como del grupo de Investigación "Sedimentología Aplicada" (P.A.I. RNM-0183). Agradecemos a la Autoridad Portuaria de Huelva la gentileza mostrada al haber permitido la utilización del material de sus archivos.

Bibliografía

- Augustinus, P.G.E.F. (1989): Cheniers and cheniers plains: A general introduction. *Mar. Geol.*, 90: 219-229.
- Borrego, J. (1992): *Sedimentología del estuario del río Odiel (Huelva, S.O. España)*. Tesis doctoral, Universidad de Sevilla, 308 p. (inédita).
- Borrego, J., Gil, N. y Morales, J.A. (1998): Ambientes y dinámica sedimentaria de una llanura de Cheniers en la desembocadura del estuario de los ríos Tinto y Odiel (S. O. España). *1º Simposio Interdisciplinar sobre Procesos Estuarinos*, Faro: 53-56.
- Borrego, J., Morales, J.A., y Pendón, J.G. (1995): Holocene estuarine facies along the mesotidal coast of Huelva, southwestern Spain. En: *Tidal Signatures in Ancient and Modern Environments*. (B.W. Flemming y A. Bartholomä, Eds.). *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 24: 151-170.
- Borrego, J., Ruiz, F., Gonzalez-Regalado, M.L., Pendón, J.G. y Morales, J.A. (1999): The Holocene transgression into the estuarine central basin of the Odiel River mouth (Cádiz Gulf, SW, Spain): lithology and faunal assemblages. *Quat. Sci. Rev.*, 18: 769-788.
- CEEPYC (1990): *Plan de estudio de la dinámica litoral de la Provincia de Huelva*. Informe inédito. Dirección General de Puertos y Costas, Centro de Estudios y Experimentación de Puertos y Costas "Ramón Iribarren". Madrid, 37 p.
- Coureau, P. (1983): Traces métalliques: principes des méthodes, réductions des contaminations. En: *Manuel des analyses chimiques en milieu marin* (A. Aminot y M. Chaussepied, Eds.). Centre Nat. Exploit. Océans, Paris, 211-295.
- Cuena, G.J. (1991): *Proyecto de regeneración de las playas de Isla Cristina*. Informe inédito, M.O.P.U.. Madrid, 100 p.
- Dabrio, C.J. (1982): Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of S. Spain. *Sedim. Geol.*, 32: 141-151.
- Doty, M.S. (1946): Critical tide factors that are correlated with the vertical distribution of marine algae and other organisms along the Pacific Coast. *Ecology*, 27: 315-328.
- Fairbridge, P.V. (1980): The estuary: its definition and geodynamic cycle. En: *Chemistry and Biochemistry of Estuaries*. (E. Olausson e I. Cato, Eds). Wiley and Sons, New York, 1-36.
- Hayes, M.O. (1980): General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedim. Geol.*, 26: 139-156.
- Lario, J. (1996): *Último y Presente Interglacial en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo: Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 269 p. (inédita).
- Lees, B.G. (1992): The development of a chenier sequence on the Victoria Delta, Joseph Bonaparte Gulf, northern Australia. *Mar. Geol.*, 103: 215-224.
- M.O.P.U. (1991): *Estudio sobre el oleaje para la primera fase del estudio de evolución de la playa de Castilla (Huelva)*. Dirección General de Puertos y Costas M. O. P. U., Madrid. Informe inédito, 33 p.
- Otvos, E.G. y Price, W.A. (1979): Problems of chenier genesis and terminology: an overview. *Mar. Geol.*, 31: 251-263.
- Park, Y., Chang, J., Lee, C. y Han, S. (1996): Controls of Storms and Typhoons on Chenier Formation in Komso Bay, Western Korea. *Jour. Coast. Res.*, 12: 817-822.
- Pendón, J.G. y Borrego, J. (1987): El Neógeno del extremo occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Mediterránea Ser. Geol.*, 6: 97-114.
- Rhodes, E. (1982): Depositional model for a chenier plain, Gulf of Carpentaria, Australia. *Sedimentology*, 29: 201-221.
- Rodríguez Vidal, J. (1987): Recent geomorphological evolution in the Ayamonte-Mazagon sector of the south atlantic coast (Huelva, Spain). *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 10: 259-264.
- Russell, E.J. y Howe, H.V. (1935): Cheniers of southwestern Louisiana. *Geogr. Rev.*, 25: 449-461.
- Sha, L.P. (1992): Sedimentological studies of the ebb-tidal deltas along the West Frisian Islands, the Netherlands. *Geol. Ultraiectina*, 64, 159 p.
- Taylor, M. y Stone G. W. (1996): Beach-Ridges: A review. *Jour. Coast. Res.*, 12: 612-621.
- Vilas, F. y Arche, F. (1987): Llanura de Cheniers en la Bahía de San Sebastián, Tierra del Fuego (Argentina). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 245-251.
- Woodroffe, C., Curtis, R. y McLean, R. (1983): Development of a chenier plain, Firth of Thames, New Zealand. *Mar. Geol.*, 53: 1-22.
- Zazo, C. (1999): Interglacial sea levels. *Quaternary International*, 55: 101-113.
- Zazo, C., Goy, J.L.; Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardají, T. y 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: 933-945.
- Xitao, Z. (1989): Cheniers in China: an overview. *Mar. Geol.*, 90: 311-320.

*Manuscrito recibido el 16 de Junio de 1999
Aceptado el manuscrito revisado el 13 de Julio de 2000*