FACIES Y EVOLUCIÓN HOLOCENA RECIENTE EN EL CANAL MAREAL DE MIRA (PORTUGAL)

A. Corrochano [1], M. Galera [1], P. Barba [1] y C.A. Bernardes [2]

[1] *Departamento de Geología, F. de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.*
[2] *Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro. 3700 Aveiro, Portugal.*

Resumen: El canal mareal de Mira está situado detrás de la barrera de Aveiro. Su relleno muestra un conjunto de facies típicas de ambientes de detrás de la barrera. Se han identificado cinco secuencias, cuya correlación define dos etapas en la evolución del canal. En la etapa Reciente (entre los siglos XVI y XIX), la barrera ya formada estaba abierta por Vagueira, originando una distribución asimétrica de las corrientes de flujo y reflujo; se depositaron arenas de canal y lutitas intermareales al norte y sur del estrecho, mientras que en sus proximidades se formaron deltas de flujo mareales. En la etapa Actual (desde principios del siglo XIX), la barrera se cerró en Vagueira y se abrió artificialmente en San Jacinto, más al norte, lo que ocasionó la inversión en el sistema de corrientes y el funcionamiento del canal de Mira tal y como se conoce hoy día. En la zona de cabecera predominan arenas de canal submareal, en la intermedia arenas de canal y barras lineales y en la desembocadura el ciclo está completo, incluyendo depósitos de canal submareal, deltas mareales de flujo y lutitas intermareales. El registro tiene mayor espesor hacia el N, marcando la pendiente sedimentaria del canal.

Palabras clave: Isla-barrera, deltas mareales de flujo, canal mareal, Holoceno, Aveiro, Portugal.

Abstract: The Mira tidal channel, trending SSW-NNE, is situated in the Aveiro backbarrier area. It corresponds to the last evolution phase of the Aveiro and Mira estuaries, developed during the Plio-Quaternary period. The stratigraphy of the infilling deposits of the Mira channel has been studied in 47 cores, grouped throughout 15 transects. The boreholes correlation indicates the presence of two stages in this area which have been related to the last 500 years, according to the historical references. In this time the development of the barrier was the more important process together with a subsequent southward displacement of the estuary mouth. The barrier was completely developed during the Recent stage. The barrier shows an inlet located in Vagueira with an assymetric distribution of the ebb and flood currents and a well developed flood tidal delta. This situation is reflected by subtidal channel sands and intertidal mudstones, deposited north and southward of the inlet, while in the inlet proximity the deposits consist of tidal sand bars. During the Present stage, the Vagueira inlet is closed and a new northernmost inlet (S. Jacinto) is open, which results in the inversion of the current system and the present running of the Mira channel. The flood tidal delta and the subtidal chanel sands predominate in the head zone; the channel sands and intertidal linear bars are widespread in the intermediate zone and in the mouth zone the whole cycle appears, including the intertidal mudstones. The Present stage is thicker toward the north, indicating the depositional slope of the Mira channel.

Key words: Barrier-Island, flood tidal delta, tidal channel, Holocene, Aveiro, Portugal.

Corrochano, A., Galera, M., Barba, P. y Bernardes, C.A. (1999): Facies y evolución Holocena reciente en el canal mareal de Mira (Portugal). *Rev. Soc. Geol. España,* 12 (1): 123-135.

Los depósitos pliocuaternarios de la región de Aveiro (Fig. 1A) están conservados en un *graben* de dirección NNE-SSO (Cabral y Ribeiro, 1989). La última etapa de la sedimentación holocena en este sector está documentada históricamente por escritos y cartografía antigua (Souto, 1923; Loura, 1984; Silva, 1991). En en el siglo X se describe un estuario (Fig. 1B) y comenzó el crecimiento de la flecha litoral hacia el sur desde la región de Ovar, creándose los ambientes protegidos detrás de la barrera. En la cartografía del siglo XIV se muestra cómo la flecha ya había alcanzado el paralelo de Aveiro y se dibujan barras en el dominio interno relacionadas con la desembocadura de los ríos (Fig. 1C); el crecimiento de la flecha continuó hasta fundirse al continente en las proximidades de Mira. El canal de Mira es un canal mareal que conecta con el mar abierto y que está situado en el dominio interno de la barrera (tipo TF de Ashley y Zeff, 1988); su trazado es NNE-SSO, discurriendo entre la barrera y un antiguo complejo dunar, su longitud aproximada es de 16 km y su anchura máxima en la desembocadura es mayor de 750 m. El canal se instaló en el siglo XVI, sobre los depósitos holocenos previos que constituyen su principal fuente de sedimentos. A principios del siglo

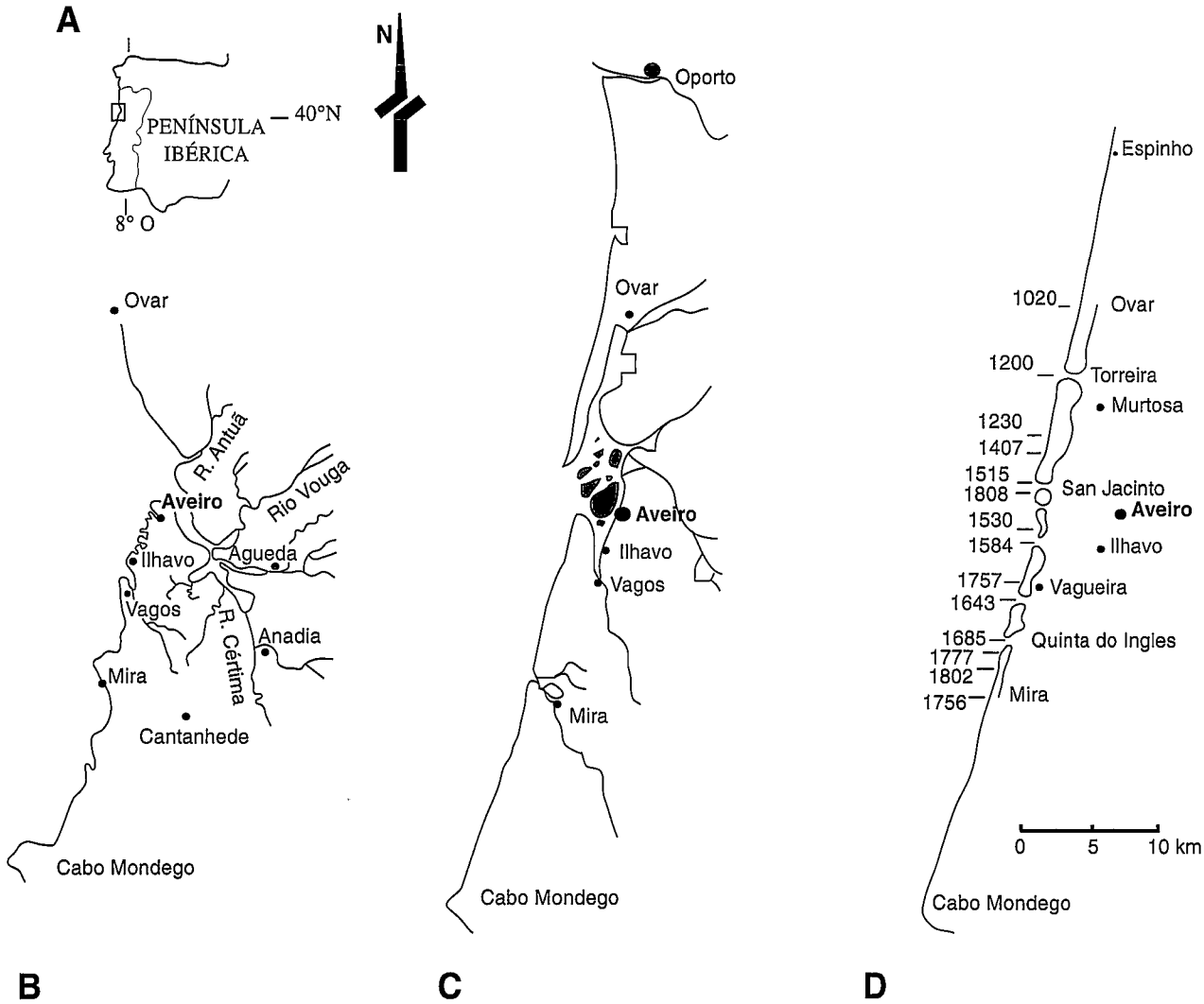

Figura 1.- Situación geográfica del canal de Mira (A). La costa de Aveiro en los siglos X (B) y XIV (C), tomadas de Souto (1923) y Silva (1991); (D) fechas históricas de la situación de la barra y los estrechos de marea, según Teixeira (1994).

XIX la costa adquiere la configuración actual, cuando se abre la barrera en San Jacinto artificialmente. Todos estos procesos están documentados por las sucesivas posiciones de la boca del estuario y la situación de los estrechos de marea durante esos tiempos (Fig. 1D).

El propósito de este trabajo es dar a conocer los primeros resultados estratigráficos del canal de Mira a lo largo de su trazado actual, así como su integración en un modelo paleogeográfico coherente con la cartografía histórica. Los datos han sido obtenidos de 47 sondeos efectuados en el margen del canal (Fig. 2) entre 1996 y 1997. Los sondeos, situados en transectos con orientación O-E perpendiculares al canal, distan entre sí pocos metros, por lo que la correlación entre las facies es relativamente precisa. El dispositivo de sondear, diseñado en la Universidad de Aveiro, consta en síntesis de un tubo de PVC de 4 cm de diámetro y 3 m de longitud que se introduce en el sedimento, una bomba de vacío, un dispositivo para atrapar el agua e impedir que llegue a la bomba y un cabrestante para la extracción del tubo con sedimento; los tubos posteriormente son cortados en el laboratorio, estudiando y muestreando la sucesión de facies. Los sedimentos superficiales fueron estudiados y muestreados en pequeñas zanjas realizadas con ese propósito.

Características hidrodinámicas y morfológicas del canal actual de Mira

El rasgo más característico de este sector costero es su topografía plana y la presencia de una barrera con una laguna interna, en contraposición con la zona situada más al norte (zona de Oporto) que es más abrupta y sin lagunas pero con estuarios y restingas (Granja, 1989). La costa es de energía mixta con dominio del oleaje (Davis y Hayes, 1984); la dirección del oleaje más frecuente se sitúa entre N10°O y N20°O, la corriente de deriva se dirige hacia el sur y el rango mareal oscila entre 1,1 m en mareas muertas y 3,2 m en mareas vivas.

En el dominio interno de la barrera, el factor de control fundamental en el canal de Mira es la dinámica

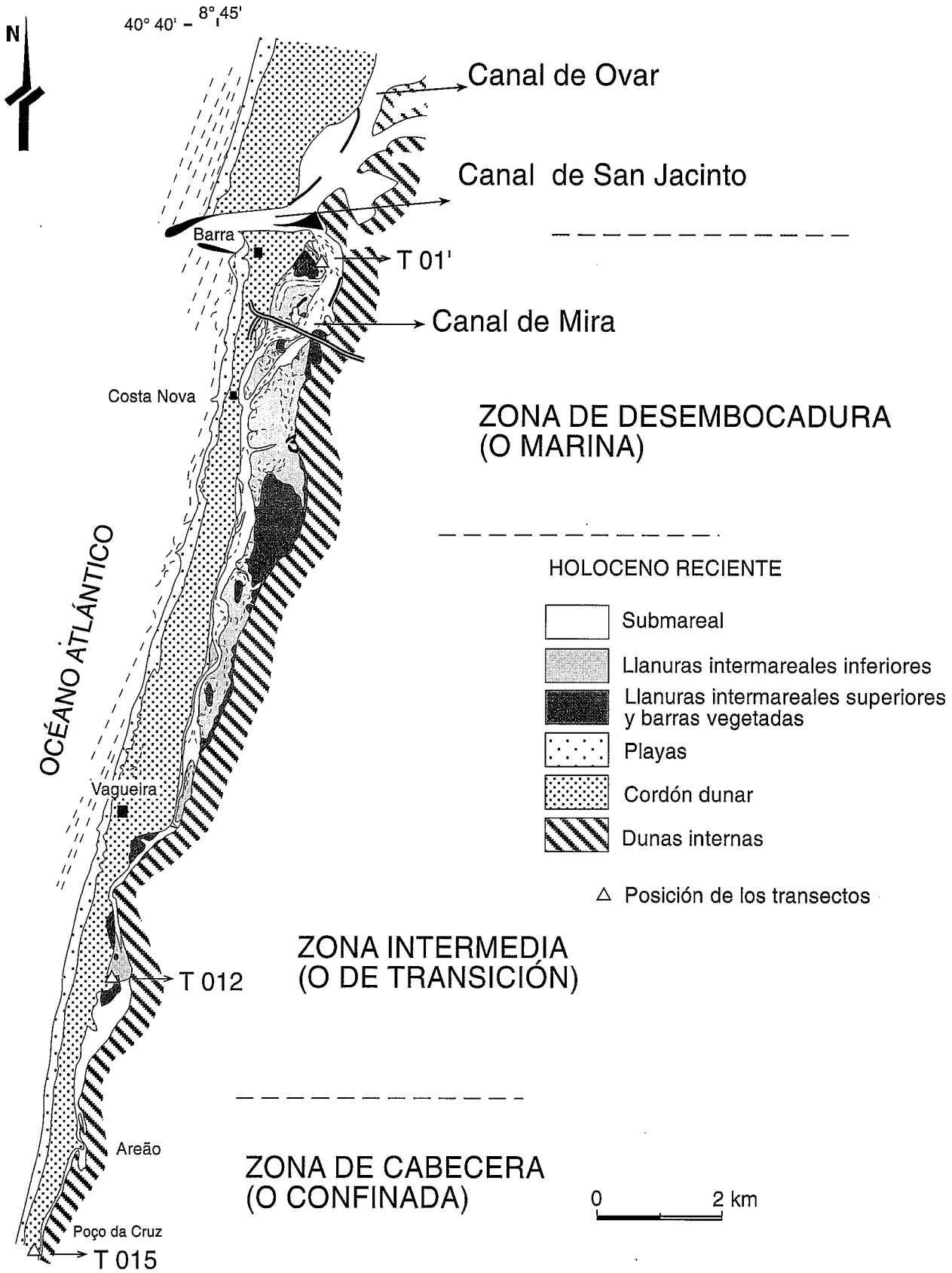

Figura 2.- Esquema cartográfico y zonación del canal actual de Mira, con la situación de los transectos de la figura 3, (modificado de Corrochano *et al.*, 1999).

mareal, ya que la entrada de agua dulce en el sistema es casi nula, limitándose casi exclusivamente al procedente de las precipitaciones (valor medio anual de 1422 mm) y a la infiltración en los terrenos arenosos adyacentes ya que la escorrentía superficial es muy escasa. El régimen mareal es semidiurno, observándose en el

canal un frenado y un retraso mareal que se traduce en la variación de la amplitud de la onda mareal a lo largo de su trazado. El frenado es de norte a sur, llegando a retrasos en Vagueira de 4 y 3 horas de las mareas vivas y muertas respectivamente; la amplitud mareal en mareas vivas y muertas oscila desde más de 1,8 y 1,2 m en la desembocadura respectivamente, a menor de 0,2 m en la cabecera (Vicente, 1985). Existe una asimetría muy marcada entre la onda mareal y las velocidades de corriente; en el caso de las mareas vivas las máximas velocidades de corriente se dan dos horas después de bajamar (80 cm/s) y pleamar (120 cm/s); en mareas muertas las máximas velocidades se dan dos horas antes de bajamar (70 cm/s) y pleamar (100 cm/s) (Teixeira, 1994).

Los factores hidrodinámicos, distribución de ambientes y relación del canal con otros elementos morfológicos adyacentes (barrera, dunas interiores, etc.), han sido utilizados para subdividir su trazado en tres zonas (Fig. 2): confinada o de cabecera, de transición o intermedia y marina o de desembocadura (Teixeira, 1994; Corrochano *et al.*, 1997). Así mismo las características morfológicas y sedimentarias de los ambientes del canal actual (canal submareal y barras, llanuras intermareales, marismas, caños y *washover*) también han sido descritas (Corrochano *et al.*, 1997; Corrochano *et al.*, 1999).

Descripción e interpretación de facies.

Las facies identificadas han sido agrupadas en tres grandes conjuntos: arenosas, heterolíticas y fangosas. El esquema energético aplicado en la interpretación de las facies arenosas sigue los datos hidrodinámicos del canal actual, la pauta establecida por Terwindt (1981) en función de las condiciones hidrodinámicas (corrientes fuertes, medias y débiles) y la clasificación e interpretación de formas de lecho en ambientes mareales de Dalrymple *et al.*, (1978); el color de las arenas ha sido también un criterio diferenciador de facies, separando aquellas relacionadas con la presencia o ausencia de materia orgánica. Las facies heterolíticas se han subdividido en tres tipos, de acuerdo con el predominio de los procesos tractivos o de decantación: el primero está caracterizado por estratificación *flaser* y el segundo por estratificaciones *wavy* y lenticular, mientras que la característica del tercer tipo es la intensa bioturbación por raíces. Finalmente, los fangos son negros, con materia orgánica, vegetales y muy bioturbados.

Todas las facies corresponden con procesos ocurridos en ambientes de detrás de la barrera representados en el esquema cartográfico del canal (Fig. 2). La descripción e interpretación de cada una de ellas ha sido efectuada de acuerdo con observaciones en superficie, en zanjas realizadas en los perfiles morfológicos transversales al canal actual, o bien de acuerdo con su posición en las secuencias que se muestran en los paneles de correlación de sondeos (Fig. 3). Conviene reseñar que en el análisis de facies y la correlación de los sondeos, se ha tenido en cuenta la geometría, extensión y relación entre los litosomas; la mayoría de ellos, especialmente los arenosos, tienen geometrías tabulares, canaliformes o en cuña y sus dimensiones sobrepasan el ámbito actual del canal.

Facies de laguna

Están constituídas por arcillas negras bioturbadas, con bioclastos, restos de vegetales, abundante materia orgánica y niveles intercalados en los que se concentran gasterópodos (*Hydrobia s.p.*) (sondeos S3 y S4 del transecto T012 en la figura 3).

Estas facies se han depositado en un ambiente reductor de muy baja energía, donde sólo se produce decantación; en la laguna debieron de existir cambios en la salinidad de sus aguas como atestiguan las acumulaciones de gasterópodos, marcando episodios más o menos confinados que alternaron con otros en los que la entrada de agua marina fue masiva por los estrechos de marea o por tormentas.

Facies de canal submareal

La base de la asociación es una superficie erosiva tapizada por gravas y arenas gruesas de color gris-verdoso con cantos blandos y conchas (*Hydrobia s.p.*, *Littorina s.p.*, *Nassarius s.p.*, *Gibbula s.p.*, *Cerastoderma s.p.*), interpretada como el relleno del fondo del canal. Por encima se dispone un conjunto de unidades granodecrecientes en los que cada unidad esta compuesta por: a) arenas de grano grueso, verdes con cantos aislados y conchas (*Potamopyrgus jenkinsi* y *Valvata piscinalis*), y b) arenas de grano medio-fino, verdes con bioclastos (*Potamopyrgus jenkinsi*); en algunas unidades se ha observado una laminación difusa, por lo que cada una de ellas podría corresponder con *sets* de estratificación cruzada que no son visibles por el pequeño diámetro del testigo. El conjunto de unidades superpuestas que caracteriza esta asociación de facies, presenta igualmente una tendencia granodecreciente.

Estas facies han sido identificadas en dos contextos: en la zona de cabecera del canal actual, donde la profundidad (<1m) permite su observación directa (sondeos del T015 en la fig. 3), y en zonas de desembocadura donde han sido interpretadas mediante testigos de sondeos (sondeos S4 del transecto T01' y S6 del T012 en la fig. 3). En el primer caso forman el cuerpo de barras laterales submareales, cuyos elementos morfológicos y estadios evolutivos hasta barras lineales han sido descritos por Corrochano *et al.* (1999). La observación de estas barras muestra que en sus techos, situados junto al nivel de bajamar en mareas vivas, y en sus flancos, las estructuras tractivas están siempre orientadas a favor de la corriente de reflujo a lo largo de todo el ciclo mareal. Asumiendo este hecho, las unidades granodecrecientes con estratificación cruzada? que componen las facies del cuerpo de la barra, reflejan un cambio en la velocidad de la corriente de reflujo en el

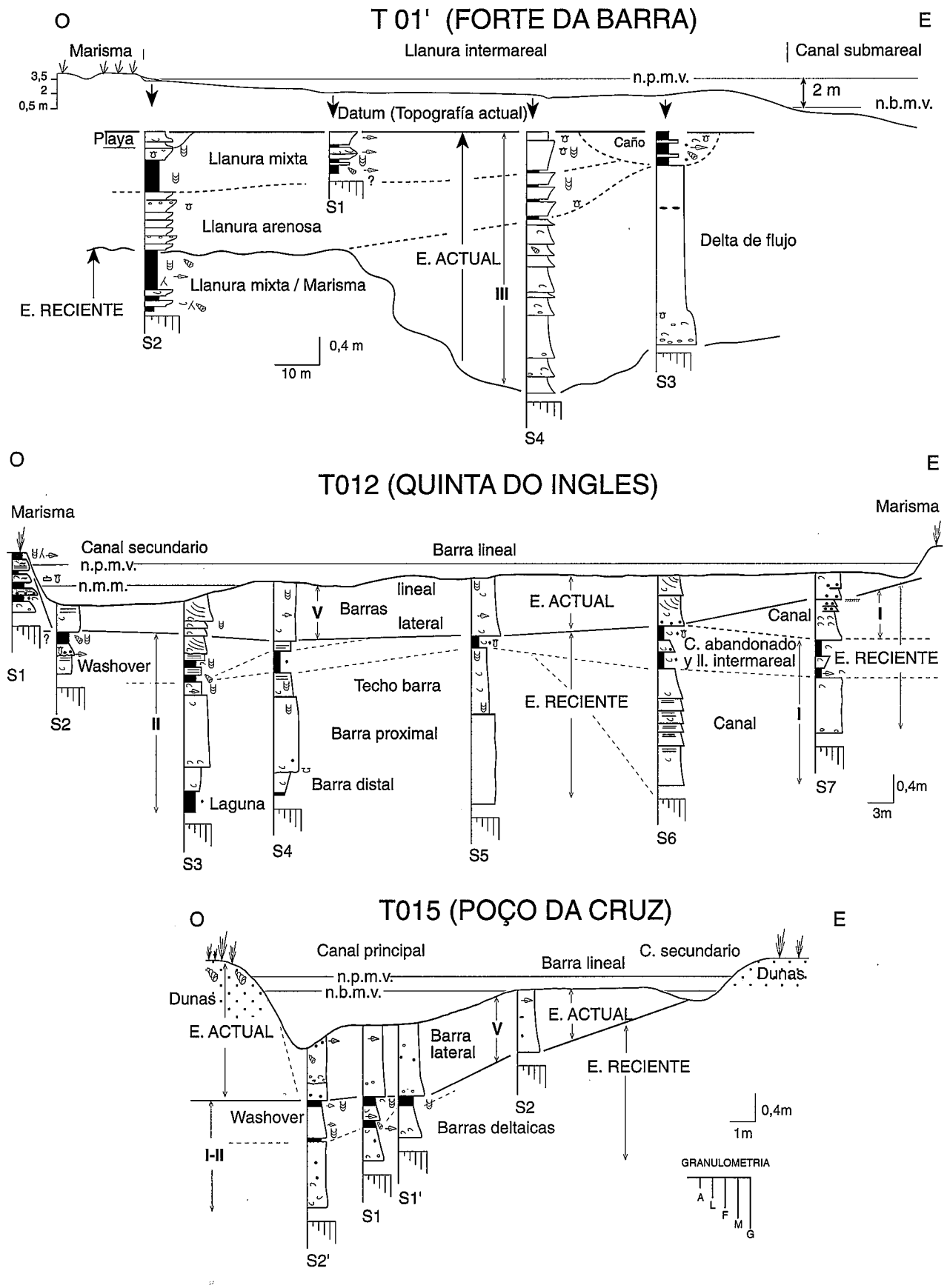

Figura 3.- Perfiles morfológicos y correlación de sondeos de los transectos T 015 (z. de cabecera), T 012 (z. intermedia) y T 01' (z. de desembocadura) en el canal de Mira. Los perfiles muestran la morfología y subambientes actuales; en los paneles de correlación se muestran las columnas de los sondeos con las secuencias (I, II, ...) definidas y las dos etapas evolutivas del canal (Reciente y Actual). Nótese la diferencia de escala horizontal en los transectos. Para la simbología obsérvese la figura 4.

mismo lugar durante sucesivos ciclos de mareas vivas-muertas; las máximas velocidades se dan en mareas vivas (arenas gruesas) y las velocidades menores (arenas medias-finas) en mareas muertas.

En el caso del canal profundo de la desembocadura las unidades granodecrecientes deben de tener el mismo significado dinámico, aunque la escasa consolidación del sedimento y la rotación de los testigos impide cualquier análisis de paleocorrientes que posibilite una interpretación más precisa. Por otra parte, diversos autores han descrito deltas de flujo caracterizados por una secuencia granodecreciente, como la aquí observada, compuesta por arena gruesa, facies laminadas y fangos que corresponderían, respectivamente, con: 1) la migración de *sand waves* en el delta submareal incipiente, 2) la migración de *ripples* a lo largo de la superficie intermareal del delta de flujo y, 3) la acumulación de fango por el efecto de la vegetación que colonizó el techo (Kumar y Sanders, 1974; Moslow y Tye, 1984; Berelson y Heron, 1985; Morales, 1997).

De cualquier modo, en ambos casos, el hecho más destacable es la preservación de las unidades granodecrecientes. Su potencial de preservación debe ser muy pequeño debido al propio proceso genético de las mismas, ya que en mareas vivas la mayor capacidad de la corriente debe erosionar el depósito del ciclo inmediatamente anterior, por lo que su registro es excepcional. El hecho de que aquí hayan quedado preservadas se explica, en nuestra opinión, por el progresivo aumento en volumen del prisma mareal y la gran cantidad de sedimento disponible en el canal; en esta misma línea, Moslow y Heron (1994) han atribuido el origen de unidades similares en *inlets* de islas barreras subsidentes al control paleotopográfico del fondo del canal, aumento del prisma mareal y aporte de sedimentos.

Facies de deltas de flujo

Son arenas gris-verdosas que tienen un rango amplio en el tamaño de grano. La organización de los cuerpos arenosos de muro a techo permite diferenciar tres tipos: facies distales, proximales y de techo del delta (sondeos S3 y S4 del T012 en la fig. 3). Las facies de delta de flujo distal son arenas con gradación inversa, de grano muy fino en la base a medio en el techo, con escasos bioclastos; a veces se observa alguna laminación cruzada planar muy difusa. El contacto de las facies proximales con las anteriores suele ser una superficie remarcada por estructuras de deformación por carga; son areniscas de grano grueso y medio, bioclásticas y con escasa bioturbación; la organización interna es masiva, aunque en ocasiones se han observado estratificaciones cruzadas y laminaciones paralelas. Las facies del techo presentan gradación normal desde arenas de grano medio a fino, son bioclásticas, están muy bioturbadas y a techo presentan laminación paralela.

La interpretación de estas facies está basada en: a) la geometría lenticular de los litosomas arenosos (Fig. 3), observándose en algunos casos topografías positivas relictas de los deltas, coincidiendo en esas zonas el mayor desarrollo de las facies proximales y de techo; b) las relaciones de estos litosomas con otras facies manifiestadas en el análisis de las secuencias; c) la articulación de las facies (distales-proximales-techo) en cada uno de los litosomas, constituyendo una tendencia granocreciente en la base y granodecreciente a techo, indicando la progradación de lóbulos deltaicos.

Las facies distales se depositan cuando se abre el canal, las arenas deltaicas depositadas en estas condiciones de baja energía se mezclan con las facies de fangos de la laguna o de la llanura mareal interna. La invasión masiva de siliciclásticos que supone las facies de barra proximal en condiciones de mayor energía, es la responsable de las estructuras de deformación por carga y del trazado granocreciente que presenta la base del litosoma. Por último, el techo del delta es una plataforma próxima al nivel medio de la marea, en la que los organismos bioturban intensamente el sedimento; sus sedimentos son los de grano más fino, confiriendo el trazado granodecreciente que caracteriza el techo del delta.

Facies de barras intermareales lineales

Las observaciones sobre estas facies se han realizado sobre barras actuales intermareales, lineales en el sentido de Barwis (1978), y testigos de sondeos embocados en el techo de las mismas (T012 y T015 en la fig. 3). La característica común es que todas las facies arenosas son de color amarillento, por su procedencia marina y la ausencia de materia orgánica debido a la energia de las corrientes mareales. En la base se encuentra una microsecuencia granocreciente (barra distal) compuesta por arenas de grano medio a grueso. Sobre ella se apilan unidades granodecrecientes que constituyen el cuerpo de la barra; están compuestas por arenas gruesas y medias-finas, con bioclastos y estratificación cruzada.

El paso del estadio de *point-bar* submareal al de barra lineal en el canal actual comienza cuando el techo del *point-bar* queda expuesto en bajamar de mareas vivas. Esto ocasiona la diversificación de la corriente de reflujo sobre el techo de la barra; la arena que se encuentra en los bordes es removilizada y depositada por la corriente aguas abajo, en el extremo de la barra, originándose un espolón que avanza por el centro del canal con los sucesivos ciclos mareales. Esta dinámica conforma el trazado granocreciente de la microsecuencia de la base que culmina con arenas gruesas, con estratificación cruzada orientada preferentemente hacia el reflujo. Las microsecuencias positivas arenosas que forman el cuerpo de la barra lineal corresponden a la acreción de los frentes de *megaripples* orientados a favor del reflujo y posterior relleno de los surcos en estadios energéticos menores, en un proceso idéntico al descrito por Terwindt (1981).

Facies de canal abandonado

Las facies son principalmente fangosas con delgadas unidades arenosas intercaladas que tienen base erosiva y clastos blandos; tienen concentraciones de

gasterópodos (*Hydrobia s.p.*, *Potamopyrgus jenkinsi*, *Bithynia s.p.*, etc.), bivalvos y restos vegetales. Depósitos similares a estos han sido descritos por Vilas *et al.* (1988) en el relleno de un canal abandonado por la migración del *inlet* de Corrubedo (Galicia).

Estas facies constituyen el relleno de los canales secundarios situados junto al margen del canal principal, que se forman por el proceso acrecionario de la barra lineal y la progradación de su espolón aguas abajo hacia el margen del canal; el paulatino estrangulamiento del canal provoca su abandono, dejando un área de aguas estancadas en la que el proceso dominante es la decantación con escasos episodios tractivos relacionados con corrientes de flujo y reflujo en mareas vivas.

Facies de borde de canal y llanura arenosa.

Consisten en una superposición de microsecuencias de espesor centimétrico, compuestas por tres facies: a) arenas crema con estratificación cruzada inclinada hacia la corriente de flujo, b) arenas crema con estratificación cruzada inclinada hacia la corriente de reflujo, y c) tapices de fangos.

Todas estas facies corresponden al depósito en una llanura arenosa, en la parte inferior de la llanura mareal no vegetada que es marginal al canal submareal (Zeff, 1988); sus límites, inferior y superior, coinciden con el nivel de bajamar en mareas vivas y el de pleamar en mareas muertas (ver perfil morfológico del T01' en la Figura3). El elemento morfológico mas importante de la llanura arenosa es el dique del canal o berma (cresta arenosa en el sentido de Boersma y Terwindt, 1981) en el borde del canal actual. Cada una de esas facies fue depositada durante las diversas fases de un ciclo mareal y su interpretación está basada en la observación directa de las bermas. Las arenas gruesas bioclásticas de la base de las microsecuencias marcan la etapa constructiva de la berma al inicio del desbordamiento del canal durante el flujo. La siguiente facies arenosa, separada de la anterior por una superficie de reactivación tapizada con bioclastos, es idéntica a las del cuerpo de las barras lineales, con estratificación cruzada orientada hacia la corriente de reflujo; al igual que en las barras, representan la sedimentación durante el descenso de la velocidad de la corriente de reflujo. Culminando los ciclos puede quedar preservado un tapiz de fango decantado en estadios próximos a bajamar. La secuencia de la llanura arenosa es, por tanto, el producto del apilamiento de estos ciclos pequeños que marcan la construcción del dique en el borde del canal en condiciones de flujo y su erosión parcial durante el reflujo.

Facies de llanura mixta y de fangos

Son facies heterolíticas organizadas en unidades granocrecientes de fangos negros a arenas de grano fino con laminación cruzada; los techos de las unidades presentan colores de rubefacción.

Estas facies se han depositado en llanuras mixtas y de fangos que se desarrollan entre los niveles de pleamar en mareas muertas y pleamar de mareas vivas. Las microsecuencias corresponden a ciclos mareales y los fangos negros muy bioturbados, fundamentalmente por *Arenicola* y *Cerastoderma s.p.*, son el resultado de episodios de decantación durante la detención de las corrientes en el período de pleamar. El intervalo arenoso se origina durante el descenso de la lámina de agua bajo la influencia de corrientes de reflujo de pequeña energía que forman *ripples*; el episodio de rubefacción a techo está originado por la oxidación de la materia orgánica durante los períodos de exposición de esta parte de la llanura durante el resto del ciclo mareal.

Facies de marisma salada

Los depósitos correspondientes a este ambiente constituyen un conjunto heterolítico formado por arcillas negras y arenas finas, verdes, bioclásticas y con laminación cruzada; el conjunto está intensamente bioturbado por raíces. Estas facies ocupan dos posiciones diferentes con relación al nivel medio de la marea. Por una parte, una marisma inferior sobre las barras lineales y los canales abandonados; en el canal actual esta marisma se desarrolla junto al nivel medio de la marea y predominan en ella *Spartina*, indicando un estadio evolutivo poco maduro (Frey y Basan, 1978); la vegetación actúa como trampa de sedimento, culminando así el proceso de agradación de la barra lineal. Por otra parte, la marisma superior se desarrolla en la parte alta de la llanura intermareal, por encima del nivel de pleamar en mareas vivas; la vegetación está caracterizada por juncáceas y *Spartina*, lo que implica mayor grado de madurez en su evolución.

Asociadas a la marisma actual y recubriendo el escalón erosivo, se encuentran pequeñas playas siempre en el margen izquierdo del canal; son de origen antrópico, resultado de la acumulación de los materiales dragados del canal que posteriormente son retocados por el pequeño oleaje en pleamar de mareas vivas.

Facies de relleno de los caños mareales

Constituyen pequeños litosomas arenosos y heterolíticos con geometría canaliforme y distinta organización interna según su posición en la secuencia general de facies. Cuando se intercalan entre las facies de marisma, los cuerpos comienzan con un pavimento de conchas y arenas de grano fino hasta facies heterolíticas, configurando una estratificación cruzada de acreción lateral, típica de *point bars* en caños mareales. Cuando estos cuerpos se intercalan entre las facies de llanura intermareal se confunden con los depósitos heterolíticos de la llanura, a no ser que se detecte la cicatriz erosiva basal con forma canalizada. Cuando se relacionan con las facies de borde de canal, esto es, en sus desembocaduras en el canal principal, forman una secuencia granocreciente desde fangos hasta arenas finas-medias, característica de pequeños lóbulos deltaicos.

Facies de washover.

Son arenas bioturbadas y bioclásticas (destacan restos de foraminíferos marinos, Lining), dispuestas en

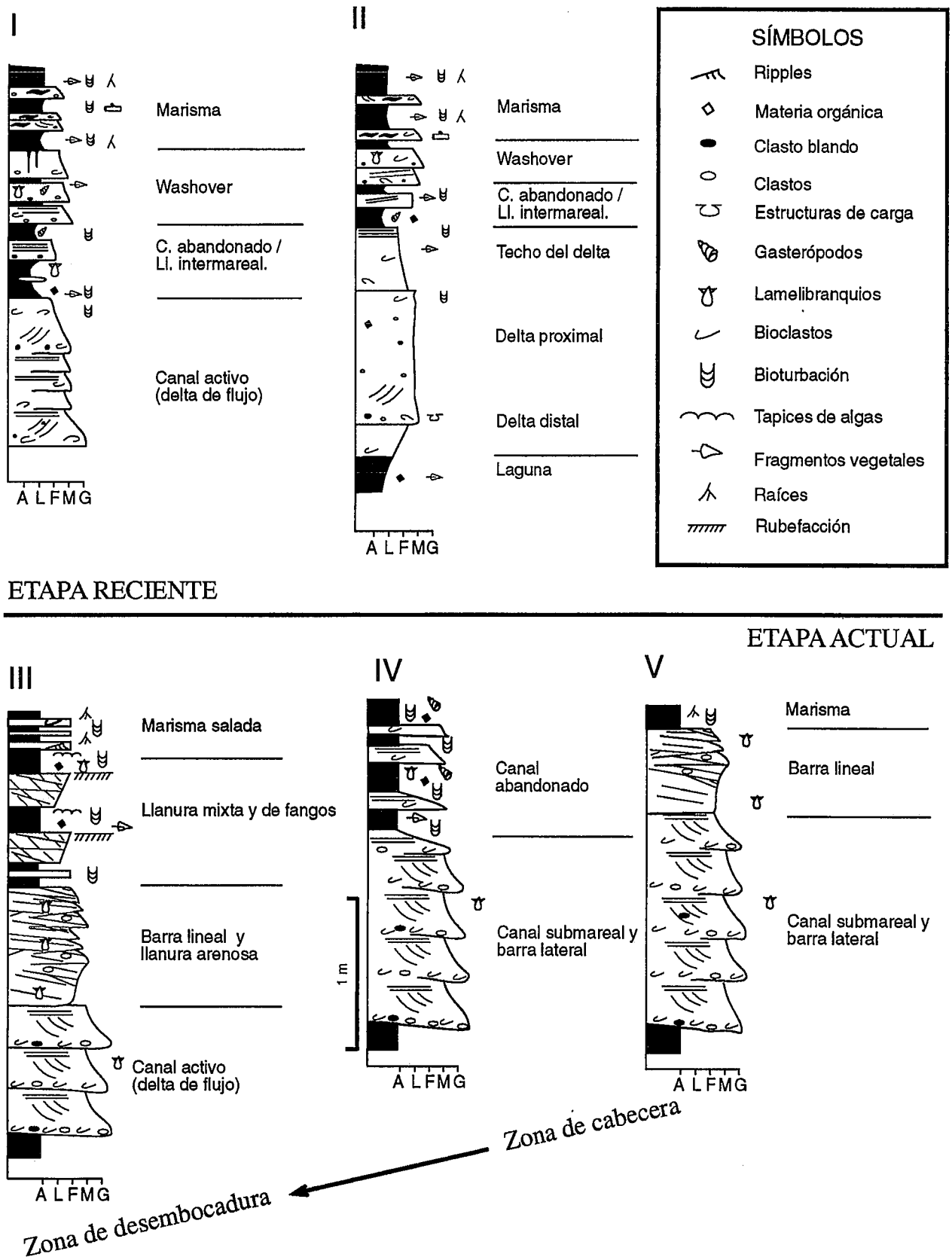

Figura 4.- Esquema de las secuencias identificadas en los depósitos del canal de Mira en sus dos etapas; obsérvese la distribución de las secuencias en la etapa Actual a lo largo del perfil longitudinal del canal. Compárese con las secuencias reales expuestas en la figura. 3.

unidades granodecrecientes con base erosiva recubierta por cantos y conchas, en ocasiones se reconocen laminación horizontal y cruzada planar; el espesor de los ciclos disminuye a medida que se alejan de la barrera hacia la parte más interna (sondeos S2, S3 y S4 del T012 en la figura 3). La interpretación de estas facies está sustentada, en la correlación de sondeos, por los procesos que implica su geometría, organización inter-

na y estructuras sedimentarias, así como su asociación con las facies de marismas.

Durante los inviernos de 1997 y 1998 se han observado en épocas de tormentas la rotura de la barrera y la formación de *washover* al sur de Vagueira, probablemente porque la barrera allí es muy estrecha. Están compuestos por arenas de grano grueso a medio de color crema, muy semejantes a las de la playa actual; teniendo en cuenta su gran extensión y el gran volumen de sedimentos que tienen, denotan una fuente de arena muy importante en la alimentación del canal.

Las secuencias características y las etapas de relleno

Se han identificado cinco secuencias principales en el relleno del canal mareal de Mira (Fig. 4): I) formada por facies de canal, llanura intermareal/canal abandonado, *washover* y marisma; II) constituída por facies de laguna, de delta de flujo, llanura intermareal/canal abandonado, *washover* y marisma; III) caracterizada por facies de canal activo, llanura arenosa, llanura mixta y marisma; IV) formada por facies de canal activo y canal abandonado; V) la sucesión de facies es de canal activo y barras submareales, barras intermareales lineales y marisma.

Las tres primeras secuencias (I, II y III) están relacionadas con deltas de flujo y estrechos de marea, mientras que las dos restantes (secuencias IV y V) pertenecen a un canal mareal en zonas alejadas de la desembocadura. Algunos ambientes son comunes a las cinco secuencias, variando en ellas sólo aquellos elementos que las definen, como son los deltas de flujo, canales abandonados o la presencia de la llanura mareal marginal. La tendencia de todas ellas es granodecreciente, aunque con cierta complejidad derivada del conjunto de microsecuencias que las configuran.

Como se observa en los paneles de correlación (Fig. 3), las secuencias se superponen varias veces, definiéndose sobre esta base, al menos, dos etapas temporales en la evolución del canal desde su origen en el siglo XVI: Reciente (secuencias I y II) y Actual (secuencias III, IV y V). Estas dos etapas tienen un sentido histórico, ya que, de acuerdo con los modelos estuarinos (Clifton, 1982; Allen, 1991), las dos forman parte de un único ciclo de facies; sin embargo, la expresión y continuidad de cada una de ellas en todo el ámbito del canal mareal, y su significado en relación con su instalación y evolución aconseja esta división.

Los rasgos fisiográficos de la costa y su evolución en tiempos históricos son relativamente bien conocidos. La documentación histórica ha facilitado un soporte cronológico y corroborado los modelos sedimentológico y paleogeográfico (Fig. 5). Desde la instalación del canal en el siglo XVI su relleno estuvo condicionado por diversos episodios de inundación (algunos provocados por la apertura artificial de la barra) y colmatación, correspondiendo la sucesión de depósitos estudiada a los dos últimos episodios de inundación-colmatación.

La etapa Reciente

El inicio de la etapa Reciente corresponde con la instalación del canal (principios del siglo XVI). Las secuencias pertenecen a los tipos I y II que han sido interpretadas como deltas de flujo. Lo más característico de estas dos secuencias son sus términos basales (canal y barras deltaicas) que corresponden con las fases de construcción de los deltas; el resto de los términos (canal abandonado, llanura intermareal y marisma) que confieren el caracter relicto al delta, constituyen las fases de abandono en las que se intercalan depósitos de tormentas (*washover*). La posición de los sondeos donde han sido identificadas las secuencias I y II implica la existencia en esos tiempos de un estrecho de marea y deltas de flujo en las cercanías de Vagueira, indicando al mismo tiempo un predominio mareal en los procesos costeros.

El marco paleogeográfico descrito para la etapa Reciente está corroborado por la cartografía realizada en la segunda mitad del siglo XVIII que sitúa en Vagueira un estrecho de marea (Fig. 5); de esa cartografía se deduce que la circulación en el canal era inversa a la actual, dirigiéndose la corriente de flujo hacia el norte y la de reflujo hacia el sur.

Las secuencias I y II, que reflejan el relleno del canal durante esta etapa, tienen una tendencia regresiva, acorde con eventos de carácter más general ocurridos durante esos tiempos. La costa atlántica de la Peninsula Ibérica en esa época estaba dominada por mareas y hay diversos ejemplos de estuarios cuyo relleno muestran una tendencia regresiva (Nombela *et al.*, 1995; Flor *et al.*, 1996; Morales, 1997; Pendón *et al.*, 1998; Dabrio *et al.*, 1998). Por otra parte, la etapa Reciente coincide con la Pequeña Edad Glaciar, comprendida entre 1700-1850 AD, relacionándose el descenso eustático que hubo en las costas europeas durante ese período con el incremento de los hielos (Mörner, 1973; Oost, 1995).

La etapa Actual

Esta etapa se inicia con la apertura artificial del estrecho en San Jacinto a principios del siglo XIX (1808). El cambio en la posición más al norte del estrecho de marea con relación a la etapa anterior produjo una inversión en la circulación en el canal: la corriente de flujo se dirige desde entonces hacia el sur y la de reflujo hacia el norte. Esta etapa se caracteriza por las secuencias III, IV y V que reflejan el relleno en diversas partes del canal, como muestra la distribución general de facies en esta etapa con predominio de los depósitos de llanura intermareal hacia la desembocadura (Fig. 5).

La secuencia III está relacionada con deltas de flujo y una llanura intermareal zonada (llanura arenosa, mixta y marisma) marginal al canal y que prograda sobre el mismo; la secuencia presenta variaciones derivadas fundamentalmente de la intercalación de los depósitos de caños mareales en diversas posiciones de la llanura

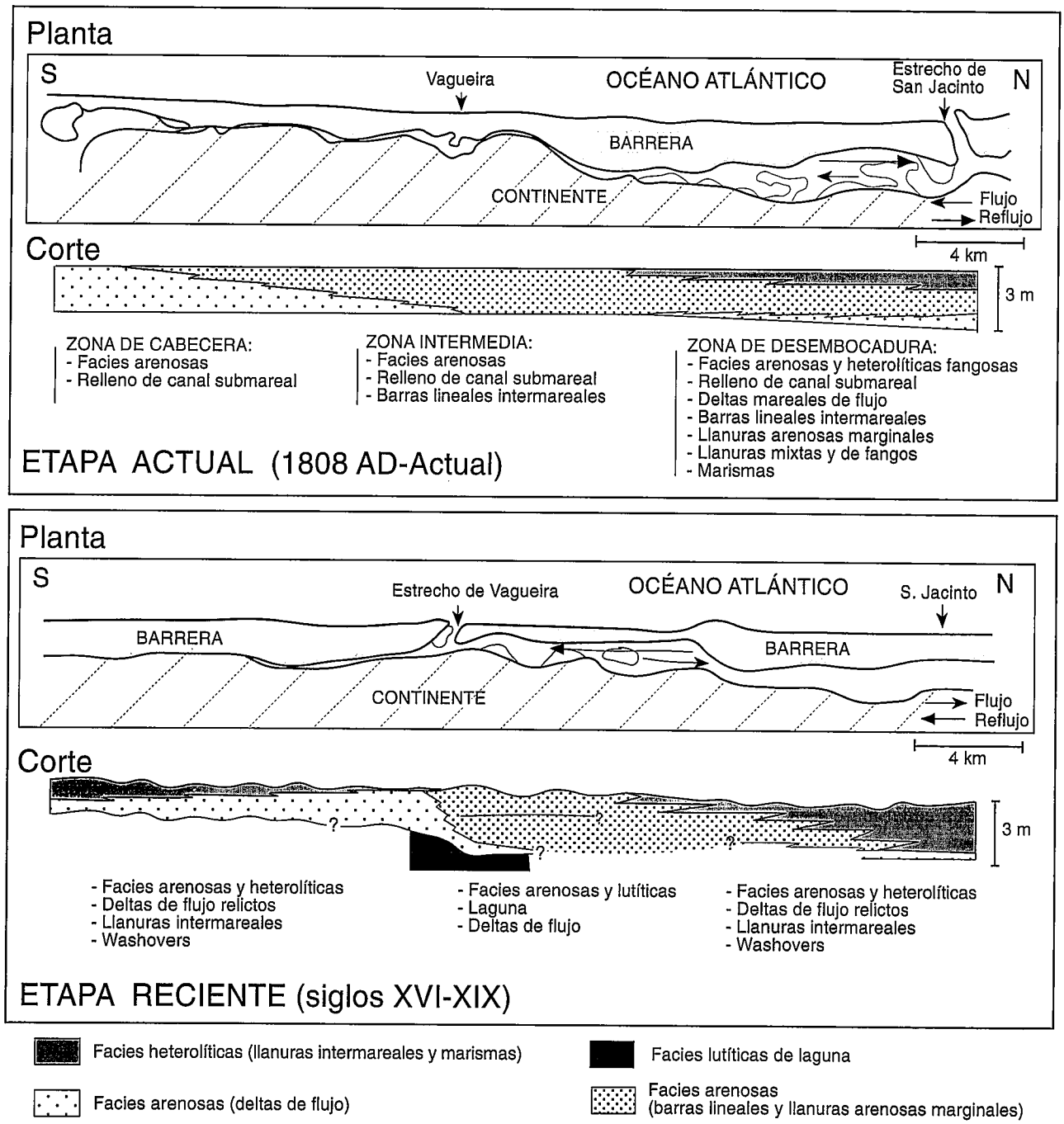

Figura 5.- Esquemas paleogeográficos (basados en cartografía antigua) y de facies a lo largo del trazado del canal de Mira en sus dos etapas. Obsérvese la inversión en el sistema de corrientes en el canal y la variación en la polaridad de las facies entre las etapas Reciente y Actual.

intermareal. La secuencia III es característica de la zona de desembocadura, donde el sistema tiene mayor anchura y profundidad, y es muy similar a las descritas por otros autores para canales mareales situados detrás de una barrera (Fenies *et al.*, 1986; Duc y Tye, 1987).

Las secuencias IV y V corresponden a la zona intermedia y de cabecera del canal mareal, caracterizadas por tener dimensiones (anchura y profundidad) y amplitud mareal mucho más pequeñas que en la zona de desembocadura; la secuencia V, formada por depósitos de canal activo y barra intermareal lineal, correspondería a una posición de centro de canal, mientras que la secuencia IV es marginal al sistema y se forma al abandonarse el canal secundario, originado por la progradación aguas abajo de la barra lineal.

La superficie que constituye la base de las tres secuencias es una superficie transgresiva que coincide con la apertura artificial del estrecho en San Jacinto, fecha a partir de la cual se inundó progresivamente el dominio interno previamente colmatado. La zona de cabecera del canal de Mira ha ido retrocediendo paulatinamente (Fig. 6B), al mismo tiempo que se ensanchaban las llanuras mareales de la desembocadura. Este proceso ha sido debido al aumento progresivo del volumen del prisma mareal en los últimos 125 años (Teixeira, 1994); esto confiere a la superficie

transgresiva una carácter heterócrono, es más antigua en la zona de desembocadura y más moderna hacia el sur, en el sentido del flujo (aguas arriba de la desembocadura).

La construcción de las secuencias y su posición dependen de la fisiografía del canal (anchura y profundidad) y del rango mareal, por lo que su presencia y el espesor de sus términos varían a lo largo del perfil longitudinal del canal. Algunos hechos deducidos del análisis secuencial, aplicables a sedimentos antiguos, son:

a) El espesor de las secuencias (III) es mayor en la zona de desembocadura (más de 3 m), debido a que la profundidad del canal y el rango mareal (en la actualidad del orden de 2 m), allí son mayores, disminuyendo el espesor aguas arriba (en torno a 1 m las secuencias IV y V); esto, por otra parte, define la pendiente hacia el norte (hacia el estrecho de S. Jacinto) del perfil longitudinal del canal actual.

b) Los términos de delta de flujo y de la llanura mareal zonada (secuencia III) identifican las áreas de desembocadura, ya que el desarrollo de estas últimas es favorecido por el mayor rango mareal allí existente.

c) Las barras arenosas predominan en las secuencias IV y V de los tramos altos del canal, donde el rango mareal es considerablemente más pequeño (< 0,2 m). El espesor de las barras sub- e intermareales es un criterio para establecer la evolución de su perfil de equilibrio, pudiéndose estimar la profundidad del antiguo canal con el espesor de las barras laterales y la variación en la amplitud mareal con el de las lineales.

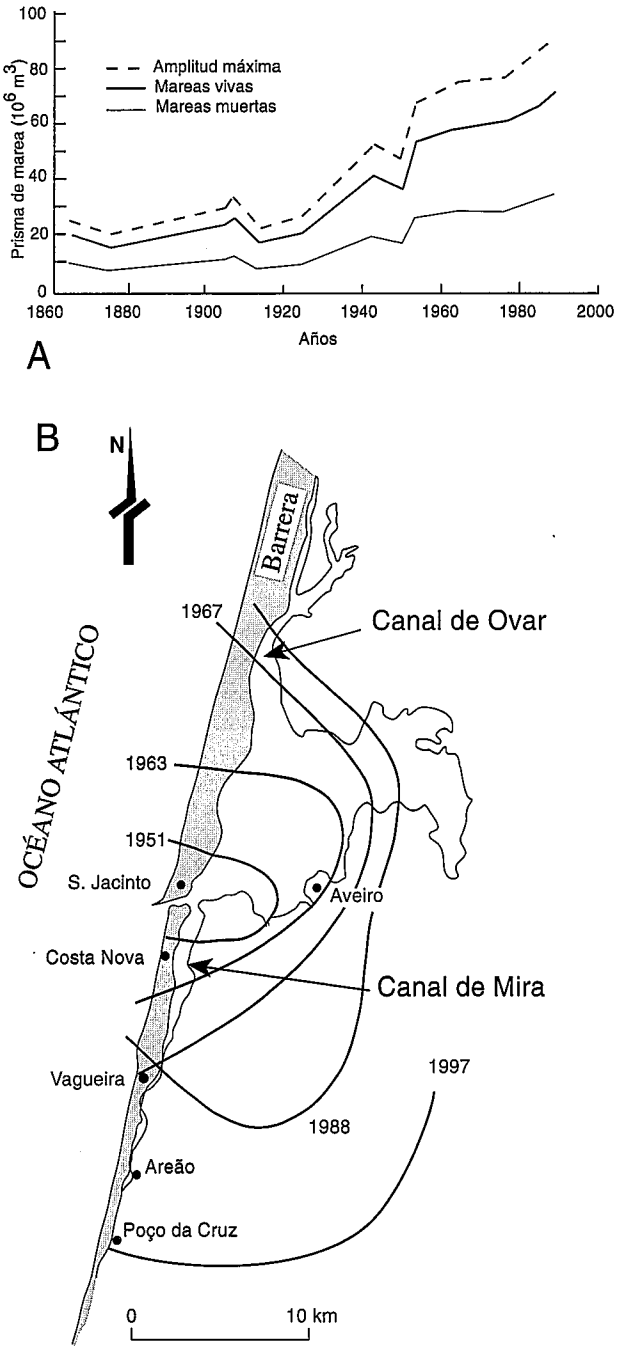

Figura 6.- Evolución del prisma de marea en volumen durante los últimos 125 años en el sistema de Aveiro (A), y desplazamiento de la zona de cabecera o confinada de los canales desde 1951 a 1997 (B), (modificado de Teixeira , 1994).

Conclusiones

El canal de Mira es un buen ejemplo de canal mareal situado detrás de una barrera y que discurre paralelo a la misma; sus características fisiográficas e hidraúlicas coinciden a grandes rasgos con las descritas por Ashley y Zeff (1988) y Hayes y Sexton (1989) para este tipo de canales. En su relleno se han identificado un conjunto de facies que definen cinco secuencias: tres (I, II y III) compuestas por depósitos de canal, deltas de flujo y llanuras de mareas, y dos (IV y V) que pertenecen a depósitos de canal activo, abandonado y barras lineales en zonas alejadas de la desembocadura. Desde el punto de vista paleogeográfico, el análisis de la documentación histórica ha facilitado un soporte cronológico para cada uno de los episodios sedimentarios y su relación con los eventos más generales ocurridos desde el siglo XVI. Asimismo, se han reconocido en el relleno del canal dos etapas: Reciente y Actual. La Reciente, coincidente con la Pequeña Edad Glaciar, abarca desde el siglo XVI hasta el inicio del siglo XIX, y la Actual comprendería desde entonces hasta la actualidad.

Las dos etapas están separadas por una superficie transgresiva heterócrona que refleja un cambio drástico en el esquema circulatorio del canal. En la etapa Reciente el hecho más importante es la posición del estrecho de marea en Vagueira, en contraposición con la etapa Actual en la que el estrecho se situó en San Jacinto; la inversión del sistema de corrientes provocada por ese cambio geográfico en la entrada de la onda mareal es un hecho lo suficientemente importante como para delimitar estas etapas.

A la vista de esta cuestión, uno de los problemas planteados es la importancia de las discontinuidades que coinciden con la base de canales mareales dentro de un ciclo estuarino, como expresión del cambio de tendencia en ciclos transgresivos/regresivos de corta duración. Esto es importante en aquellas islas-barreras antiguas que han podido ser rotas por causas naturales

(tormentas o tsunamis), interrumpiéndose la migración normal de los estrechos de marea y produciendo, en los canales del dominio interno, la misma o similar inversión en el modelo de corrientes que la causada artificialmente en el canal de Mira.

Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto PRAXIS XXI: EICOS (Estudo Integrado da Transferencia e Efeitos Contaminantes em sedimentos -Ría de Aveiro). Los autores quieren agradecer al Centro de las Zonas Costeras y del Mar (CZCM) de la Universidade de Aveiro su integración en ese proyecto y la magnífica acogida en las instalaciones del Departamento de Geocîencias durante las campañas de campo. Así mismo quieren agradecer al Dr. José Pedro Calvo Sorando y a dos revisores anónimos las sugerencias y correcciones al manuscrito original.

Bibliografía

Allen, G.P. (1991): Sedimentary processes and facies in the Gironde Estuary: A model for macrotidal estuarine systems. En: *Clastic tidal sedimentology* (D.G. Smith, J.E. Reinson, B.A. Zaitlin y R.A. Rahmani, Eds). *Canad. Soc. Petrol. Geolog.*, Mem. 16: 219-226.

Ashley, G.M. y Zeff, M.L. (1988): Tidal channel classification for a low-mesotidal salt marsh. En: *The Hydrodynamics and Sedimentology of a Back-Barrier Lagoon-Salt Marsh System, Great Sound, New Jersey* (G.M. Ashley, Ed.). *Mar. Geol.*, 82: 17-32.

Barwis, J.H.(1978): Sedimentology of some South Carolina tidal-creeks point-bars, and a comparison with their fluvial counterparts. En: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, Ed.). *Canad. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 5: 129-160.

Berelson, W.M. y Heron, S.D. (1985): Correlations between Holocene flood tidal delta and barrier island inlet fill sequences: Back Sound-Shackleford Banks, North Carolina. *Sedimentology*, 32: 215-222.

Boersma, J.R. y Terwindt, J.H.J. (1981): Neap-spring tide sequence of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28: 151-170.

Cabral, J. y Ribeiro, A. (1989): Estudos de neotectónica em Portugal continental (Mapa Neotectónico). En: *El cuaternario de España y Portugal*, Actas 2° Reunión del Cuaternario Ibérico, Vol. 2: 669-674.

Clifton, H.E. (1982): Estuarine deposists. En: *Sandstone Depositional Environments* (P.A. Scholle y D. Spearing, Eds). *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 31: 179-189.

Corrochano, A., Galera, M., Bernardes, C. A. y Barba, P. (1997): Características de la llanura intermareal asociada al canal de Mira (dominio interno del complejo isla-barrera de Aveiro, Portugal). *Geogaceta*, 22: 47-50.

Corrochano, A., Galera, M., Barba, P. y Bernardes, C.A. (1999): Procesos mareales y depósitos correlativos en el canal de Mira, Aveiro (Portugal). *Com. Inst. Geol. Min. Portugal* (en prensa).

Dabrio, C.J., Goy, J.L. y Zazo, C. (1998): The record of the tsunami produced by the 1755 Lisbon earthquake in Valdelagrana spit (Gulf of Cádiz, sothern Spain). *Geogaceta*, 23: 31-34.

Dalrymple, R.W., Knight, R.J. y Lambiase, J.J. (1978): Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environments, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, 275: 100-104.

Davis, R.A. y Hayes, M.O. (1984): What is a wave dominated-coast? *Marin. Geol.*, 60: 313-329.

Duc, A.W. y Tye, R.S. (1987): Evolution and stratigraphy of a regressive barrier/back-barrier complex: Kiawah Island, South Carolina. *Sedimentology*, 34: 237-251.

Fenies, H., Allen, G. y Faugeres, J.C. (1986): Caractérisation des dépôts de chenaux de marée du bassin d'Arcachon (France). *Bull. Inst. Géol. Basin d'Aquitaine*, 39: 7-38.

Flor, G., Fernández-Pérez, L.A., Menéndez, R., Martínez, E.M. y Rodríguez, G. (1996): Dynamics and sedimentaion of the mesotidal estuary of Villaviciosa (Asturias, northern Spain. *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (3-4): 205-226.

Frey, R.W. y Basan, P.B. (1978): Coastal salt marshes. En: *Coastal Sedimentary Environments* (R.A. Davis, Ed.). Springer Verlag, New York: 101-169.

Granja. H.M. (1989): Aplicação da vibrosondagens ("vibrocoring") na formações holocénicas da zona costeira do NO de Portugal. En: *El Cuaternario de España y Portugal*, Actas 2ª Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid, I: 211-225.

Hayes, M.O. y Sexton, W.J. (1989): Fieldtrip Guidebook: Modern clastic depositional environments, South Carolina. *29th Int. Geol. Congr., Washington*: 85 p.

Kumar, N. y Sanders, J.E. (1974): Inlet sequence: A vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology*, 21: 491-532.

Loura, J.C. (1984): A Barra de Aveiro. *Bol. Municip. Aveiro*, 4: 45-54.

Morales, J. (1997): Evolution and facies architecture of the mesotidal Guadiana river delta (S.W. Sapin-Portugal). *Mar. Geol.*, 138: 127-148.

Mörner, N.A. (1973): Eustatic changes in last 300 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 13: 1-14.

Moslow, T.F. y Tye, R.S. (1984): Recognition and characterization of Holocene Tidal Inlet sequences. *Mar. Geol.*, 63: 129-198.

Moslow, T.F. y Heron, S.D. (1994): The outer banks of North Carolina. En: *Geology of Holocene Barrier Islands Systems* (R.A. Davis, Ed.), Springer Verlag, New York: 47-74.

Nombela, M.A., Vilas, F. y Evans, G. (1995): Sedimentation in the mesotidal Rías Bajas of Galicia (north-western Spain): Ensenada de San Simón, Inner Ría de Vigo. En: *Tidal Signatures in Modern and Ancinet Sediments* (B. W. Flemming y A. Bartholomä, Eds), *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, 24: 133-149.

Oost, A.P. (1995): Dynamics and sedimentary development of the Dutch Wadden Sea with emphasis on the Frisian inlet: a study of the barrier-island, ebb tidal deltas, inlets and drainage basins. *Geologica Ultraiectina*, 126: 455 p.

Pendón, J.G., Morales, J.A., Borrego, J., Jiménez, I y López, M. (1998): Evolution of estuarine facies in a tidal channel environment, SW Spain: evidence for a change from tide-to wave-domination. *Mar. Geol.*, 147: 43-62.

Silva, M.J.V.B.M. (1991): *Aveiro Medieval*. Cámara Municipal de Aveiro, 203 p.

Souto, A. (1923): *Origens da Ría de Aveiro*. Livraria Vieira da Cunha, Aveiro, 165 p.

Teixeira, S. L. R. B. (1994): *Dinâmica morfosedimentar da ría de Aveiro*. Tesis Doctoral, Univ. Lisboa: 397 p.

Terwindt, J.H.J. (1981): Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. En: *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin* (S.D. Nio, R.T.E. Shuttenhelm y Tj.C.E. Van Weering, Eds),

Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 5: 4-26.

Vicente, C. M. (1985): Caracterização hidraulica e aluvionar da ria de aveiro. Utilização de modelos hidraulicos no estudo de problemas da ría. En: *Jornadas da ría de Aveiro*, Vol. 2: 41-58.

Vilas, F., Sopeña, A., Rey, L., Ramos, A., Nombela, M.A. y Arche, A. (1988): The Corrubedo tidal inlet, Galicia, NW Spain: Sedimentary processes and facies. En: *Tide influenced sedimentary environments and facies* (P.L. de Boer, A. van Gelder y S.D. Nio, Eds.). D. Reidel Publishing Company, Dordretch, 183-200.

Zeff, M.L. (1988): Sedimentation in a salt marsh-tidal channel system, southern New Jersey. En: *The Hydrodynamics and Sedimentology of a Back-Barrier Lagoon-Salt Marsh System, Great Sound, New Jersey* (G.M. Ashley, Ed.). *Mar. Geol.*, 82: 33-48.

Manuscrito recibido el 27 de Mayo de 1998
Aceptado el manuscrito revisado el 17 de Marzo de 1999