

# ASPECTOS MORFOLÓGICOS DEL ESTUARIO DEL EO

G. FLOR, FERNANDEZ PEREZ, L. A. Y CABRERA CEÑAL, R.

TRABAJOS DE  
GEOLOGÍA



Flor, G.; Fernández Pérez, L. A. y Cabrera Ceñal, R. (1993).— Aspectos morfológicos del estuario del Eo, *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 19, 75-95.

Se identifican rasas costeras a diferentes alturas (12-20 m., 25-35 m., 45-60 m. y 65 m.) y terrazas fluviales (14 m., 22 m., 70 m. y 110 m.), situadas en el borde litoral y tramo inferior del Eo. Se trata de un estuario de valle fluvial inundado con un semi-confinamiento rocoso, abierto gracias a una gran falla N-S, con una serie de ensenadas laterales que aprovechan fallas NNE-SSO y E-O, que se rellenó con motivo de la última transgresión flandriense. Las mezclas de agua determinan su asignación a estuarios altamente estratificados y verticalmente homogéneos (dominantes). Se separan diferentes unidades morfosedimentarias superficiales: deltas mareales de flujo y refluo, canales principal y secundario, barras longitudinales y «spillover», llanuras fangosas, zosterales y halofíticas, drenadas por canales mareales. Morfológicamente, se individualizan cinco sectores longitudinales mayores: paso («inlet»), bahía, transición, llanuras y canal estuarino superior.

*Palabras clave: morfología, estuario, zonas morfosedimentarias, NO de España.*

Several raised marine platforms: 12-20 m., 25-35 m., 45-60 m. and 65 m. and fluvial terraces: 14 m., 22 m., 70 m. and 110 m. are defined near the Eo estuary. It is a drowned river valley semi-enclosed by a rocky inlet; a fault orientated N-S is located in the axis valley and lateral bays are affected by NNE-SSW and E-W faults; the sedimentary infill was produced during the Flandrian transgression. It varies from a vertically homogeneous estuary mainly to a salt wedge type. Several morphosedimentary units are distinguished: ebb and flood tidal deltas, main and secondary channels, longitudinal and spillover bars, and muddy, zosterale and halophytic flats drained by tidal creeks. The estuary exhibits a geomorphological zonation comprising: inlet, bay, transition area, tidal flats and upper estuary channel.

*Key words: morphology, estuary, morphosedimentary zones, NW Spain.*

*G. Flor, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 30 de septiembre de 1990; revisado el 9 de enero de 1991.*

## INTRODUCCION

La ría del Eo se encuentra en el límite geográfico y administrativo del oriente de Galicia (Lugo) con el Principado de Asturias, en las coordenadas: 43°33'30" - 43°28" de latitud norte y 7°3'16" de longitud oeste (meridiano de Greenwich), en la esquina noroccidental de la Península Ibérica. Se desarrolla dentro de una costa típicamente acantilada y con un clima

templado húmedo (precipitaciones próximas a los 1.000 mm.), sujeto a la acción de la franja de vientos procedentes del O.

Tiene una forma alargada y estrecha, pudiéndose dividir en dos grandes segmentos. El comprendido entre la desembocadura y la villa de Vegadeo, en que adquiere una alineación prácticamente N-S, sobre una longitud de 9 Km. 750 m. y una anchura media de 800 m., sin tener en cuenta las diferentes ensenadas que

se abren a uno y otro margen. Y el tramo Vegadeo-Abres, en que la orientación cambia bruscamente a NNE-SSO en una longitud de 4 Km. 500 m. y anchuras sumamente variables, con un máximo de 571 m. al NE de ría de Abres y un mínimo de 95 m., justo al N de esta zona; en este tramo la acción de las mareas es reducida en el tiempo, por lo que la dinámica fluvial domina sobre la mareal; en consecuencia, el cauce adopta un trazado meandriforme y desarrolla en sus costados las típicas llanuras de inundación (Fig. 1).

Se abordan aspectos sobre la morfología de la ría del Eo en cuanto a la descripción detallada de las unidades morfosedimentarias y dinámicas más importantes (extensión superficial, litologías representativas, estructuras sedimentarias y colonización vegetal y animal), incluyendo datos referentes a las terrazas fluviales y superficies de abrasión («rasas») del entorno del estuario, como una aportación adicional al conocimiento de la morfología costera.

Se han aprovechado datos de campo y de gabinete, incluidos en trabajos anteriores (Encinar, 1982; Encinar y Flor, 1983), así como cuatro campañas de campo durante el último trimestre de 1989, recogidas en un informe (Flor et al., 1990). Estas últimas se centraron, fundamentalmente, en la recogida de datos sobre las facies sedimentarias más representativas.

Para las determinaciones batimétricas, se dispuso de la Carta Náutica 550 A (Ría de Ribadeo), a escala 1/10.000, editada por el Instituto Hidrográfico de La Marina (Cádiz, España) en 1961 (1ª Edición), con la 5ª impresión en octubre de 1981 y corregida por «Avisos a los Navegantes» hasta el 29 de julio de 1982; esta carta tiene una mejor fiabilidad en toda la ensenada de Arnao, margen izquierdo hasta la ensenada de Las Aceñas y margen derecho hasta la pequeña ensenada de Fontela. Asimismo, se contó con el Plano de la Ría de Ribadeo, a escala 1/16.666, confeccionado en 1957 y cedido amablemente por don Benito García-Espina Reinante, donde está mejor deta-

llado el canal principal hasta la misma población de Vegadeo, así como el canal secundario que bordea por el N, E y S al bancal de La Berlinga.

Se han utilizado las diferentes fotografías aéreas disponibles: vuelo americano de 1958 (escala aproximada 1/33.000), fotos del Principado de Asturias de 1965 (a escala 1/20.000), vuelo sobre las playas de Asturias para el Principado de 1983, realizado por CETFA (escala 1/8.000), fotografías para el Ministerio de Hacienda de octubre de 1983 (escala 1/18.000) y vuelo del Ejército del Aire (CECAF), de 1985 (escala 1/30.000). Han permitido controlar la distribución y forma superficiales de bancales y barras arenosas, así como emitir algunas ideas sobre la trayectoria de las corrientes que las hacen crecer y migrar.

Buena parte de los datos referentes a la infauna, la vegetación y la avifauna se han recogido de informes elaborados por diferentes autores para la empresa INYPSA (1990).

## GEOLOGIA

La ría del Eo se sitúa en la parte septentrional de la Zona Asturoccidental-leonesa y, dentro de ésta, en el Dominio del Manto de Mondoñedo, en la Unidad del Eo (Marcos, 1973). Según Fernández-Catuxo (1990), los materiales presentan un grado de metamorfismo bajo (zona de la clorita). Las litologías que bordean la ría forman parte del pliegue acostado del anticlinal Foz-Tapia de Casariego y, dentro de éste, del sector Foz-Ribadeo, flanco normal de dicho pliegue (Bastida y Pulgar, 1978).

Los materiales litológicos más antiguos (Cámbrico Inferior) pertenecen a la Caliza de Vegadeo (calizas y dolomías recristalizadas), que afloran formando un eje anticlinal fallado. Por encima, ocupando la mayor parte de la zona, se sitúa la Serie de Los Cabos (Cámbrico Inferior-Medio hasta el Arenig), en la que

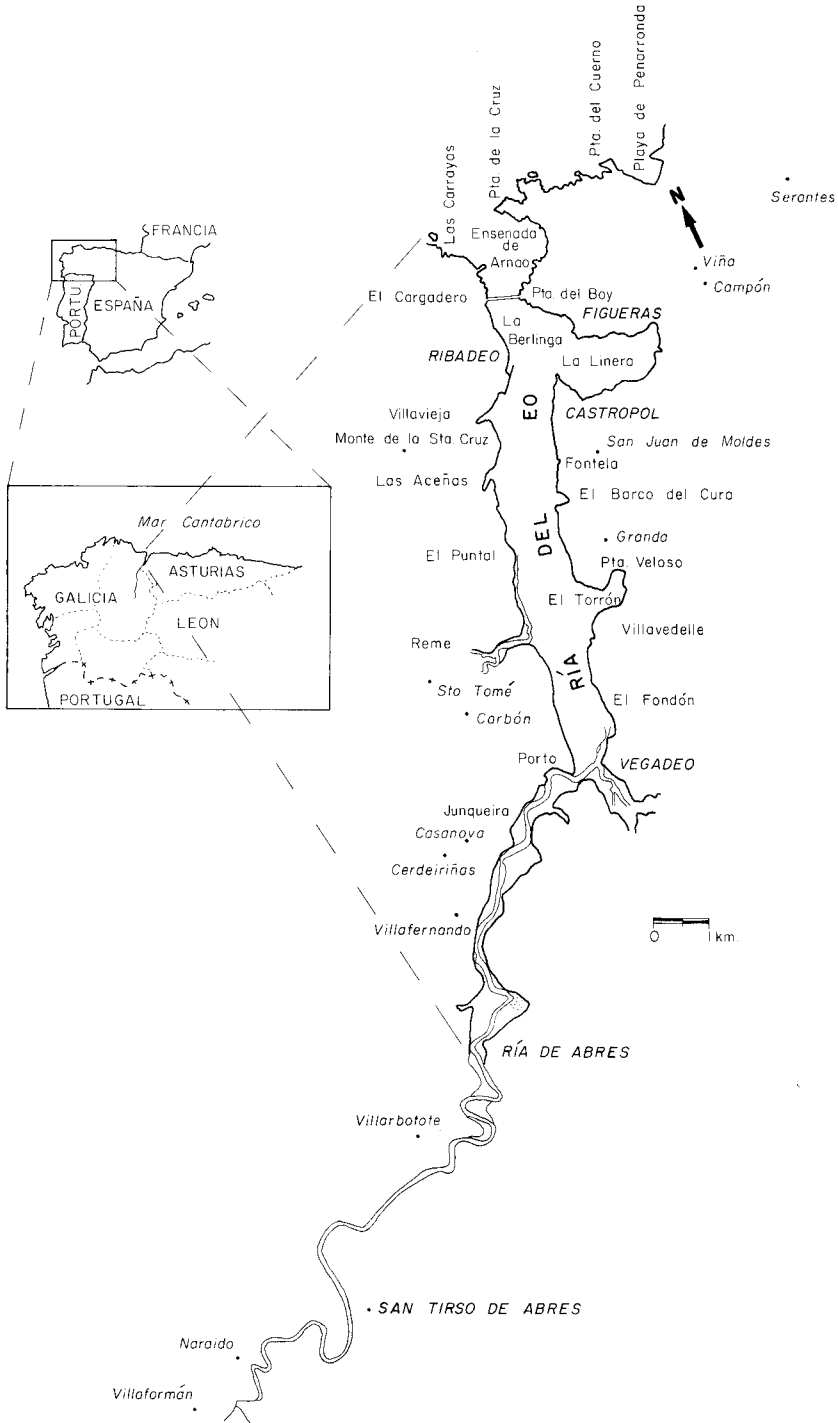


Fig. 1.- Esquema de situación del estuario del Eo en el que se incluyen localidades y áreas geográficas de referencia.

Marcos y Pérez-Estaún (1981) diferencian hasta cinco Miembros; en la ría del Eo se distinguen, de muro a techo, los siguientes:

- \* Pizarras con Trilobites, constituidas por pizarras verdes y, ocasionalmente, margas de idéntica tonalidad, con abundantes restos fosilíferos (trilobites); afloran en una franja estrecha coincidente con la población de Vegadeo (espesor máximo de 200 m.) y donde forman el eje de un anticlinal estrecho; éstas parecen continuarse hasta un poco al E de Castropol, donde abarcan una mayor superficie.
- \* Capas de Bres: areniscas y limolitas claras laminadas horizontalmente con un espesor de unos 800 m. Dentro del borde occidental y hacia el muro de la sucesión, hay capas de limolitas y areniscas verdosas. Forman una ancha banda a ambos lados de la localidad de Vegadeo.
- \* Capas de Taramundi, constituidas por pizarras gris azuladas con escasas intercalaciones areniscosas, cuyos espesores pueden llegar a los 2.200 m. Afloran entre La Junquera y Abres. Marcos y Pérez-Estaún (1981) distinguen dos partes:
  - Inferior, de alternancias de pizarras, más abundantes y areniscas, con un espesor de unos 1.000 m.
  - Superior, de pizarras gris azuladas, mucho más abundantes que la parte inferior, y de escasas areniscas; hacia el techo se estratifica una roca volcánica diabásica; el espesor total es de 1.200 m.

Son anecdóticas las rocas filonianas, del tipo microgranitos y felsitas, con caracteres subvolcánicos, quizá ligadas a fenómenos magmáticos tardihercínicos e incluso posteriores (Marcos y Bastida, 1980); aparecen en la ensenada de Arnao y al O de la desembocadura de la ría, intruyéndose dentro de la Serie de Los Cabos. Ocasionalmente, alrededor de las felsitas, tie-

nen lugar procesos de segregación de diques de cuarzo.

Los depósitos cuaternarios más importantes se relacionan con la dinámica de la ría, es decir, tanto los aluviales, formando llanuras de inundación, prácticamente inactivas de la cola estuarina (Ría de Abres), como los que se distribuyen de acuerdo con la dinámica periódica de mareas y descargas fluviales, principalmente. Hay retazos de terrazas fluviales en determinados puntos de los márgenes estuarinos, destacando los depositados encima de la rasa de 40 m., al N de Figueras y al S de Castropol, en que alcanzan espesores de hasta 3 m.

Los depósitos marinos ligados a estas superficies de abrasión marina, actualmente incorporadas al relieve continental, son muy reducidos tanto en espesor (1,5 m. máximo) como en distribución superficial (unas centenas de metros cuadrados).

En el entrante de Los Caleros, al S de la ensenada de La Linera y en posición supramareal, se conserva un depósito continental de algo menos de 1 metro de altura, constituida por fangos beige con pasadas de arenas y de clastos angulosos, predominantemente; su composición es variada: cuarzo, cuarcita, esquistos y pizarras pardo amarillentas. Parte de los niveles de clastos están cementados por óxidos de hierro. Presentan una laminación muy tendida, aunque tienden a acuñarse lateralmente. Se interpretan como coladas de soliflucción muy tendidas procedentes de esta vaguada, que se formarían en algún momento anterior, posiblemente preflandriense.

Destacan los recubrimientos eólicos situados entre la porción meridional de la ensenada de Arnao y la punta del Cuerno, sobre la rasa y sus depósitos, cuyo espesor es de carácter métrico y dibujan en superficie una banda irregular de dirección NE-SO. Están actualmente desligadas de la actividad eólica, pero se emplazaron con motivo de la última transgresión (Flandriense) por vientos que actuaron del SO, barriendo la ensenada arenosa de Arnao; aún quedan en los acantilados de esta playa dunas

de tipo remontante que enlazarían directamente con este recubrimiento de dunas colgadas. Este hecho es muy similar al que aparece en la playa de La Mexota (Serantes) y en la más cercana de Penarronda, donde tan sólo se formó un retazo minúsculo (unas pocas decenas de metros cuadrados de superficie al O de la ermita de San Lorenzo) en la zona oriental de la playa. En la primera, fueron los vientos del NE los encargados de sedimentar las dunas remontantes y colgadas, mientras que, en la segunda, fueron los del NO.

Se producen movimientos en masa de tipo rotacional por la evolución de los acantilados, que aportan material grueso: bloques, cantos y gravas, mayoritariamente. Son muy frecuentes entre Castropol y la punta Veloso, así como entre Las Aceñas y la desembocadura del Reme.

La alineación estructural de los materiales es NNE-SSO, mientras que el eje de la ría se acerca mejor a N-S, lo que induce a pensar en la existencia de una gran fractura con esta dirección. Se evidencian otras fracturas transversales posteriores, responsables pasivas de las aperturas de las ensenadas de La Linera (ONO-ESE), El Torrón y Reme (ENE-OSO). Fernández-Catuxo (1990) modifica la cartografía existente, apuntando la existencia de fallas en La Linera y en El Fondón, así como otra rotacional en Figueras. Los depósitos cuaternarios no presentan deformación aparente alguna (Fig. 2).

## RASAS COSTERAS Y TERRAZAS FLUVIALES

El fenómeno epigenético viene actuando desde el Terciario (Peón, com. personal), como lo demuestran los sucesivos pedimentos asturianos y gallegos, en muchos lugares con depósitos de origen fluvial trenzado y lacustre, así como «rasas» o superficies planas de origen marino, incorporadas al relieve continental costero, que permiten deducir que dichos movimientos tuvieron pausas en las que se labraron dichas plataformas de abrasión, seguidas de un

ascenso continental relativamente prolongado (Flor, 1981). La misma configuración de la costa, en que el conjunto acantilado/plataforma de abrasión es el sistema mayoritariamente representado, abona la idea de una emersión generalizada del continente. En las fases inmediatamente posteriores al encajamiento de cada rasa, se pudo producir una sedimentación marina progradante o fluvial por rebajamiento del nivel de base del río; este es el caso de la formación de los depósitos fluviales situados en todo el margen derecho de la ría del Eo, mejor representados por los afloramientos del N de Figueras. Estos movimientos relativamente rápidos de ascenso continental obligan a la génesis de plataformas de abrasión sin apenas sedimentos (espesores métricos), según un modelo de regresión con erosión (Corrales et al., 1977).

Son varias las rasas existentes en esta zona: una superior a unos 65 m. al S de la localidad de Castropol; la de 45-60 m. ampliamente representada en ambos márgenes desde Ribadeo a Reme y desde Castropol a la ensenada de El Torrón. Un conjunto de otras tres, con depósitos asociados, fundamentalmente marinos (granulometrías gruesas), que están situadas en zonas próximas del occidente asturiano: 25-35, 12-20 y 2-7 (Mary, 1979 y 1983; Flor, 1983). En la ensenada de Arnao existen dos niveles de rasas solapados (25-35 y 12-20 m.), la más inferior en posiciones más septentrionales, que dan la impresión de una única superficie reglada; se identifican depósitos de cantos y arenas de origen marino, con un espesor de unos 2 metros, que aparece en retazos discontinuos a lo largo de todo el borde acantilado, entre la ensenada de Arnao y la primera playa arenosa hacia el E: Penarronda. La más baja (2-7 m.) no se ha puesto en evidencia en este entorno estudiado, pero sí más hacia el E, en el margen derecho de la desembocadura del Canero-Esva, en el concejo de Valdés (Mary, 1979). Esta sucesión de rasas deberá ser tenida en cuenta a la hora de correlacionar tanto los niveles situados en la región cantábrica como en Galicia, así como evaluar la magnitud del basculamiento hacia el O,

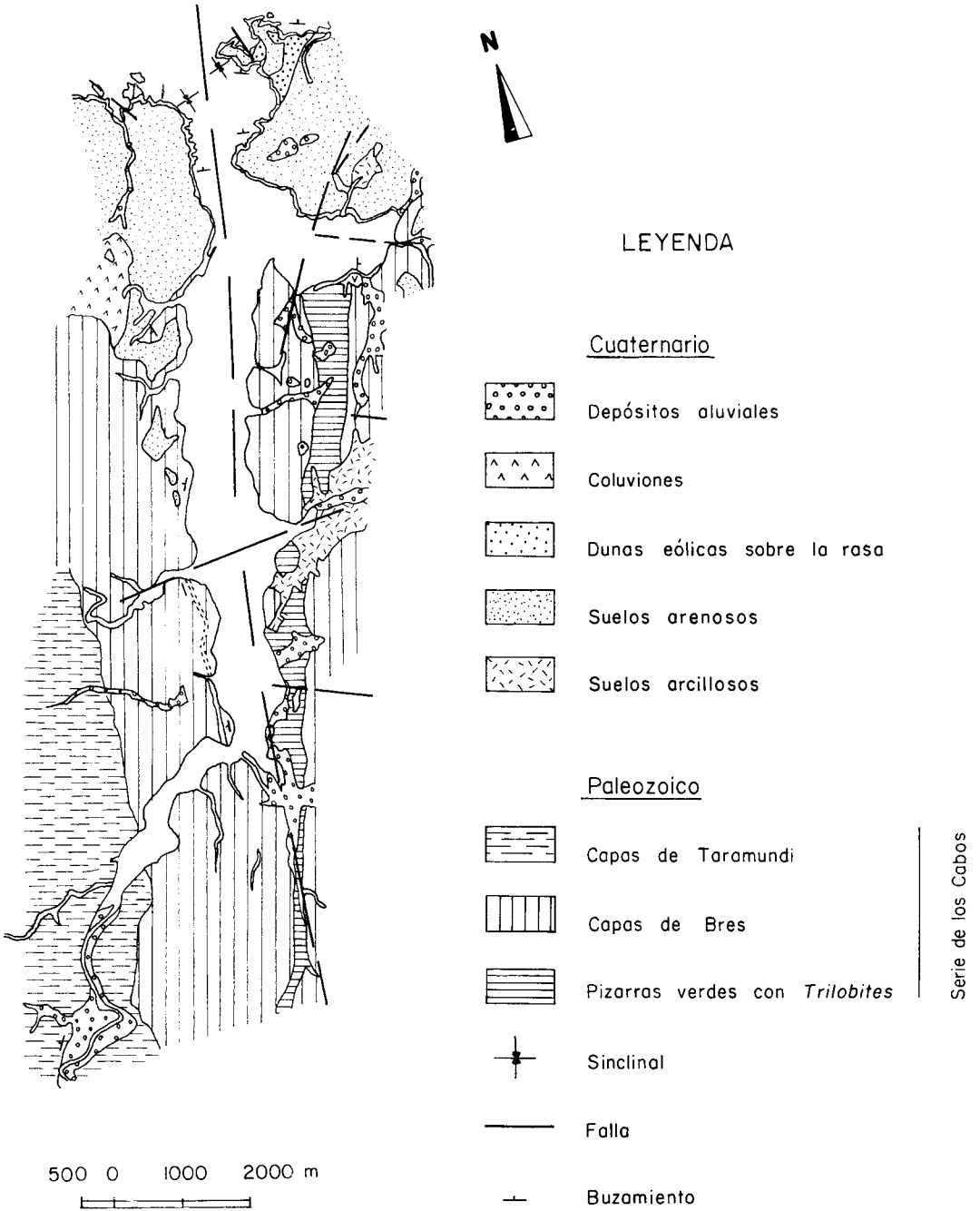


Fig. 2.- Esquema geológico en el que se especifican los diferentes Miembros pertenecientes a la Serie de los Cabos de edad Cámbrico Inferior-Medio hasta el Arenig (Paleozoico), que constituyen el entorno en el que se encaja el estuario (modificado de Marcos, 1973, y Fernández Catuxo, 1990). Una gran fractura de dirección N-S ocupa el eje del valle estuarino. Asimismo, se consignan los recubrimientos cuaternarios más significativos.

deducido por numerosos autores (Llopis, 1955; Mary, 1979; Flor, 1983), y el momento en que se produce.

Además, se encuentran diversas terrazas fluviales que son totalmente asimilables por su altitud, desde el punto de vista genético, a estacionamientos marinos, si bien la correlación mediante el parámetro altimétrico requiere tener en cuenta el perfil longitudinal de la cuenca fluvial. La formación de una llanura aluvial que, en el encajamiento posterior, queda configurada como una terraza fluvial, o una hombrera, es coetánea con un determinado nivel marino que puede o no quedar como un relieve de rasa y/o sus depósitos. Asensio Amor (1985) encuentra una correlación entre depósitos fluviales de la cola estuarina (Ría de Abres) y marinos de la propia ría del Eo (en el barrio de Figueirúa, dentro del casco urbano de Ribadeo), pertenecientes al nivel de 30-35 m.

Asensio Amor (1967, 1970) describe varios niveles de terrazas fluviales: 7-12 m. (Abres, muelle de Vegadeo, Villafernando y Cerdeiriñas), 15-20 m. (antiguo campo de concentración de Arnao y más al E en la punta de La Rubia y playa de Santa Gadea), 25-30 m. (Campón-La Viña, de carácter torrencial y eólico: SE de Figueras), 35 m. (Casco urbano de Ribadeo, San Triso de Abres, Villafernando), 55-60 m. (La Granda; San Juan de Moldes), 70 m. entre San Tirso de Abres y Vilarbetote, Naraídos, Puente del Monte Santa Cruz). En el margen derecho del estuario, entre el cementario de Castropol y la ensenada de Fontela, sobre el acantilado que bordea la ría, afloran cantos basales imbricados con sentido de flujo hacia el N y arenas amarillentas superpuestas, con 1,5 m. de espesor; este nivel fluvial se originaría con posterioridad a la rasa última (2-7 m. de altura) y sus depósitos asociados, una vez que ésta se incorpora al continente y se encaja la red fluvial. La terraza de 70 m. tendría su equivalencia en el margen izquierdo del Eo en el desarrollo de glacia mixtos de vertiente por erosión y débil acumulación (Asensio Amor y Lombardero Rico, 1988).

En el margen izquierdo del tramo Ría de Abres-Porto, se han identificado diferentes niveles de terrazas u hombreras de origen fluvial: 14 y 22 m., entre Cerdeiriñas y Villafernando, alrededor de los 70 m. entre Fornelo y Casanova y 110 m. al S de Carbón.

Las sucesivas fases eustáticas son consecuencia de las glaciaciones y deglaciaciones sucesivas a lo largo del Pleistoceno. Durante las fases glaciares, el nivel del mar se retira hacia la plataforma externa. La construcción del puente de Los Santos permite deducir que durante la última fase glacial (würmiense, según la nomenclatura alpina, cuyo máximo se situaría en 15.000 años B.P.) el Eo excavó su valle hasta unos 64 m. por debajo del nivel actual. La fase interglacial posterior provocó el relleno sedimentario del estuario. La recuperación eustática, a diferencia de las anteriores, superó hasta una altura entre +2,5 y +3 m. el nivel de las mareas medias actuales (transgresión flandriense: unos 6.000 años B.P.). En diferentes puntos de la costa cantábrica, se detectan indicios evidentes de una elevación lenta del nivel de mar (erosión de los frentes dunares eólicos de las playas de la ría de Barqueiro, Aguilera-Verdicio, Rodiles-Villaviciosa, etc.) que debiera inducir un relleno generalizado.

Para Vergnolle (1988), la paleogeografía de la desembocadura del «paleo-Eo» consistiría en un delta emergido disimétrico, con mayor progradación hacia el Este, controlado por una falla que le delimitaría por el lado meridional. Esta hipótesis plantea numerosos problemas, como el encajamiento de las rasas sucesivas, la coincidencia del contacto plataforma de abrasión/acantilado antiguo con la línea de falla propuesta, la litología tan grosera de los depósitos fluviales, las secuencias positivas de los sedimentos, etc.

## ORIGEN DEL ESTUARIO

El término ría fue definido por Von Richtofen (1886), en Galicia y Asturias, para

una serie de estuarios largos y rodeados de montañas, que no tienen origen glaciario, y han sufrido una erosión subaérea, formando valles fluviales, trazados por el ascenso del nivel del mar posglaciario. Esta aceptación tiene una connotación morfológica, debiéndose limitar, conceptualmente, a valles inundados por el mar, más largos que anchos, con forma de embudo en planta, que se ensanchan y adquieren mayor profundidad hacia el mar.

Los autores pioneros de primeros de siglo piensan en un origen glaciario para la excavación de los estuarios (Hernández Sampelayo, 1913), quien, después de las ideas de Obermaier (1914) y Obermaier y Carandell (1915), rectificó la idea primitiva (Hernández Sampelayo, 1915). Para Solé Sabarís (1952), la morfología de las rías es un claro reflejo del carácter estructural que poseen las redes fluviales gallegas, condicionadas siempre por accidentes tectónicos. En opinión de Asensio Amor (1970) su formación fue consecuencia de un movimiento de inmersión, el cual pudo deberse a un fenómeno de eustatismo o de hundimiento epirogénico.

La ría del Eo se abrió sobre fallas y, en parte, sobre litologías más blandas que actuaron de forma pasiva en un área con ascensos epirogénicos continuados, que permitieron el encajamiento de la red fluvial, a los que se superponen los procesos eustáticos. Las fracturas provocan una mayor trituración de los materiales que los hace más fácilmente erosionables y, consecuentemente, susceptibles de formar parte del eje del valle principal y de los entrantes estuarinos (Fig. 2).

Así, el valle estuarino se instala sobre una gran fractura de dirección N-S, aparentemente de escaso desplazamiento horizontal, que hacia el S afecta al valle de drenaje del río Suarón (Vegadeo).

Las ensenadas situadas en el borde oriental de la ría: El Fondón, El Barco del Cura, El Torrón (Vilavedelle), La Linera y la ensenada de Arnao, así como las que se abren en el margen opuesto: Reme, Las Aceñas y Villavieja se

formarían, muy posiblemente, siguiendo fracturas de desplazamiento mínimo con dirección ONO-ESE (Marcos y Pérez-Estaún, comunicación personal). Por lo que respecta a la ensenada de Arnao, puede también pensarse en la existencia de las Capas de Taramundi, que afloran siguiendo un pliegue parásito (Bastida y Pulgar, 1978); dentro de esta zona, de acuerdo con las ideas de Fernández-Catuxo (1990), se individualizan diferentes fracturas menores y pliegues estrechos, que siguen direcciones dominantes E-O, lo cual permitiría una mayor erosión de los agentes marinos y continentales, siendo los oleajes los responsables, en último término, de la forma de concha tan característica, en planta.

En las ensenadas de La Linera y de El Torrón existe una continuidad de las Capas de Pizarras Verdes con Trilobites, litologías siempre fácilmente erosionables. En La Linera, la existencia de una gran falla NNE-SSO y otra E-O, que la atraviesan transversalmente, unido al giro de las estructuras desde dirección N-S a E-O, y un sustrato de rocas de distinta competencia, induce a pensar que su origen no es sólo estructural, que es fundamental, sino también litológico.

La configuración de la ría responde a toda una serie de procesos de excavación y relleno del valle sobre el que se asientan los sedimentos estuarinos, de los cuales, los situados en superficie, son una consecuencia de los aportes marinos y fluviales, principalmente, y los producidos en la propia ría de menor importancia, sometidos a los diferentes agentes dinámicos que los redistribuyen: oleajes, vientos, mareas y descarga fluvial.

## AGENTES DINAMICOS

Este estuario ha sido estudiado, desde el punto de vista de la dinámica de las mezclas de aguas y de la distribución sedimentaria superficial, por Encinar (1982) y Encinar y Flor



(1983), levantándose una primera cartografía de las zonas morfosedimentarias más importantes.

Las mareas son el principal agente marino que interviene en el movimiento del agua en el interior del estuario. Son semidiurnas en mar abierta (componente  $M_2$  semilunar principal) con rangos variables entre micromareales (próximos a 1,0 m.) en mareas muertas y mesomareales (4,20 m.) en mareas vivas, constituyen estas últimas del orden del 73% del total. Las vivas llegan hasta el puente de la localidad de Ría de Abres (Asturias), mientras que las muertas lo hacen hasta las proximidades de una industria salinera, próxima a Porto (Galicia).

Por otra parte, la acción fluvial en su constante descarga de agua dulce se une a la acción mareal para completar la dinámica estuarina. La descarga de la cuenca hidrográfica del Eo presenta marcadas variaciones estacionales: estiajes durante el verano que se llegan a extender en el otoño e incluso el invierno y avenidas durante los meses de invierno y primaverales, alcanzando el máximo en el mes de febrero.

El Eo drena una superficie de 819 Km<sup>2</sup> (287 Km<sup>2</sup> en Asturias y los restantes 532 Km<sup>2</sup> en

Galicia) con una longitud de 78,5 Km., sobre sustratos prácticamente impermeables. Su caudal absoluto medio anual, en San Tirso de Abres (estación de aforo próxima a la cola estuarina), para un período de 31 años, es de 20,93 m<sup>3</sup>/seg. El coeficiente de irregularidad es de 4,26, mientras que las variaciones extremas de caudal (máximos y mínimos referidos a los medios) son de 425,0 para el máximo y 0,60 para el mínimo. (Fernández Martínez, 1981).

Al tratarse de un ciclo mareal de 12 horas 20 minutos, aproximadamente, los caudales fluviales deben referirse a este intervalo de tiempo. Los caudales mareales se deducen, a partir de los rangos mareales máximos, que se acercan a los 4,20 m. y los mínimos, cercanos a 1,00 m. (datos de las Tablas de Mareas de predicción), y de las superficies cubiertas por el agua en bajamar y pleamar. En el caso del agua dulce, representan el caudal fluvial que entra en el estuario, mientras que el de agua salada se refiere al que entra y sale durante el ciclo mareal completo (Tabla I).

Para condiciones empíricas, se pueden obtener las relaciones entre los caudales mareales y fluviales (Tabla II).

TABLA I. Caudales fluviales y mareales para un ciclo mareal (12 h. 20')

| CAUDAL FLUVIAL<br>$Q_F$ (m <sup>3</sup> ) | ESTIAJES<br>2,66 x 10 <sup>4</sup> | AVENIDAS<br>18,87 x 10 <sup>6</sup> | MEDIAS<br>8,93 x 10 <sup>5</sup> |
|---|------------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|
| CAUDAL MAREAL<br>$Q_M$ (m <sup>3</sup> )  | MUERTAS<br>5,86 x 10 <sup>6</sup>  | VIVAS<br>2,43 x 10 <sup>7</sup>     | MEDIAS<br>1,42 x 10 <sup>7</sup> |

TABLA II. Valores de la relación  $Q_F/Q_M$

| $Q_F/Q_M$            | ESTIAJE | AVENIDAS | MEDIAS |
|----------------------|---------|----------|--------|
| MAREAS MUERTAS ..... | 0,004   | 3,220    | 0,150  |
| MAREAS VIVAS .....   | 0,001   | 0,760    | 0,037  |
| MAREAS MEDIAS .....  | 0,002   | 1,330    | 0,062  |

De éstos cabe concluir que los extremos de la relación oscilan entre valores propios de estuarios del tipo altamente estratificado o con estratificación horizontal, cuando  $Q_F/Q_M$  es inferior a 0,1 (Simmons, 1955), predominando a lo largo del año este último, por cuanto los estiajes son los caudales fluviales más extendidos.

Los oleajes son importantes en las áreas de desembocadura, particularmente en la ensenada de Arnao, donde condicionan mayoritariamente la dinámica de la playa arenosa. Los trenes más frecuentes a lo largo del año proceden del NO, siendo importantes los del NE durante el verano, coincidiendo con situaciones atmosféricas anticiclónicas persistentes. Suelen tener una media de 1 m. de altura y períodos de 8 a 20 segundos. Los oleajes de tormenta proceden del NO y N, registrándose alturas de hasta 4 metros (Losada et al., 1989). Dentro del estuario, se originan oleajes locales por el viento que actúan de forma muy restringida determinando la formación de playas de cantos al pie de los acantilados internos.

Los componentes de viento reinantes son del cuarto cuadrante (NO), y los persistentes del NE en condiciones anticiclónicas. Los vientos del S, que actúan previamente a los barridos de frentes lluviosos del Atlántico, tienen una incidencia corta en el tiempo pero significativa por su intensidad. Juegan un papel secundario sobre los lechos preferentemente arenosos, creando pequeñas corrientes inducidas en la superficie del agua y retocando las superficies de bancales y barras con la formación de ripples pequeños de corriente.

## UNIDADES MORFOSEDIMENTARIAS

Este estuario de valle fluvial inundado, según la clasificación de Pritchard (1967), queda semiconfinado, como los de Tinamayor (Asturias-Cantabria) y Tinamenor (occidente de Cantabria) entre los de mayores dimensiones, por un estrechamiento rocoso que hace las

veces de una barra arenosa, formada por un sistema de playa/dunas, común a los restantes estuarios de la cornisa cantábrica. Es el estrechamiento de Los Santos el que permite el cierre estuarino, mejor que el de la punta de La Cruz (Asturias)-punta de Castrelius (Galicia), entre los que se abre la ensenada de Arnao. Este hecho queda confirmado por el perfil longitudinal del prisma sedimentario (Vergnolle, 1988) y por la dinámica deducida para cada sector de valle.

De acuerdo con el rango mareal (Hayes, 1975), este estuario queda encuadrado dentro del tipo mesomareal, que se traduce en la formación de deltas de flujo y reflujo característicos ligados al paso («inlet») y bahía.

Atendiendo a criterios morfosedimentarios y dinámicos del relleno, se pueden separar varios ambientes y subambientes estuarinos en la superficie activa, incluyendo las áreas propiamente de plataforma continental interna y las áreas externas de ensenada que están sometidas al oleaje (Fig. 3).

La plataforma interna, que se extiende frente a la desembocadura externa de la ría, presenta un fondo rocoso hasta aproximadamente la isobata de 30 m. con una distribución batimétrica regular y de pendiente más o menos uniforme (1,43°); a partir de esa profundidad el fondo es arenoso con pendientes regulares que disminuyen mar afuera. Todo parece indicar que, en la actualidad, existe una desconexión casi total en el transporte de sedimentos por deriva costera a través de la plataforma interna y zona costera entre el borde gallego y el asturiano, en buena parte motivado por la escasez de volumen sedimentario disponible en el oriente de Galicia.

Prácticamente en el centro del estrechamiento externo, comprendido entre las puntas de la Cruz y Castrelius, se sitúa una depresión sumergida canaliforme, practicada en el sustrato rocoso, con una dirección NO-SE y una anchura de 700 m. para girar, hacia el S, a NNE-SSO, ampliándose a 1 Km. en la ensenada de Arnao y estrecharse hasta 500 m. en Los Santos. El sector situado dentro de la ensenada de Arnao

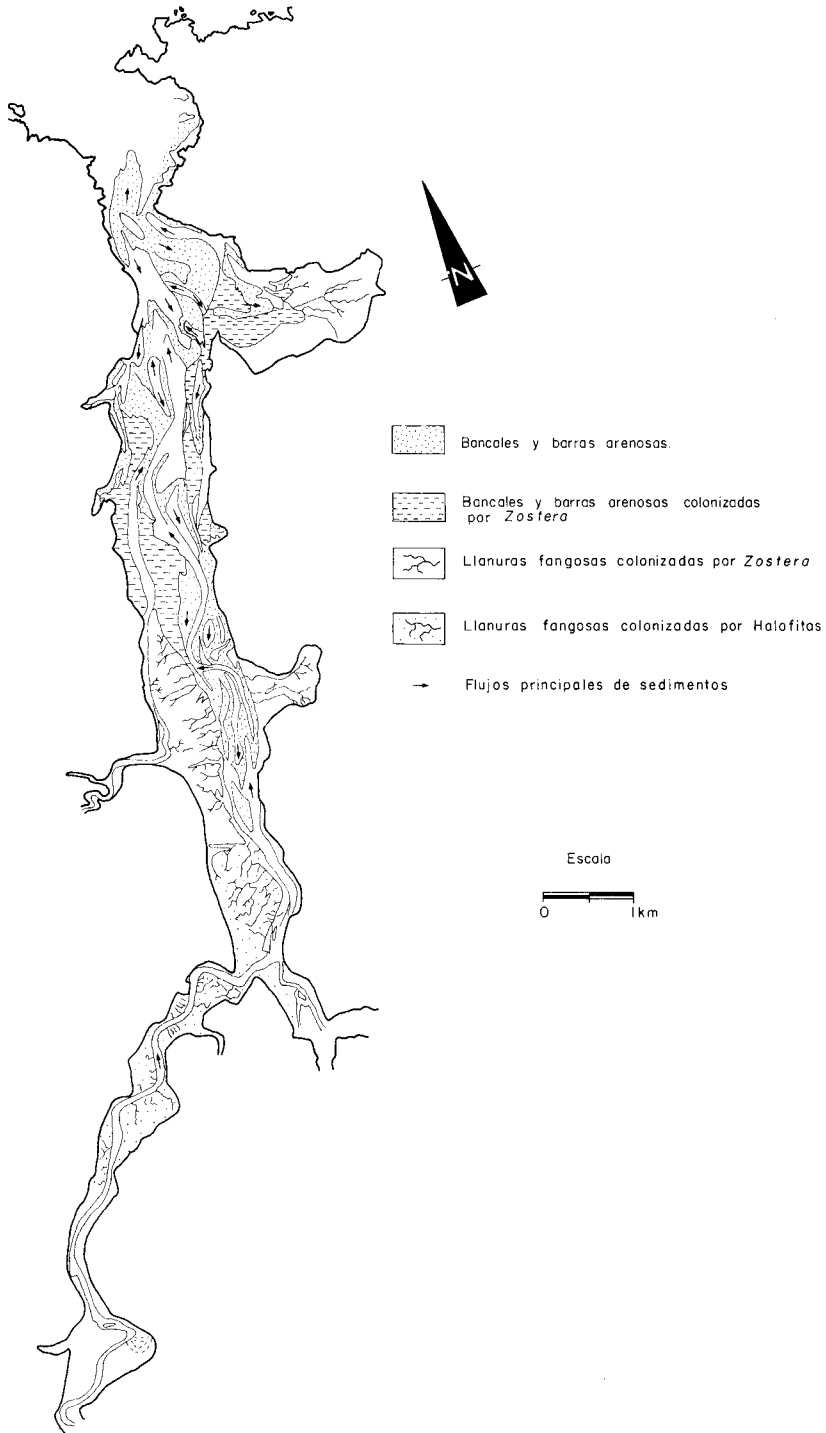


Fig. 3.- Zonas morfosedimentarias superficiales más características y flujos de sedimentos destacables.

pierde profundidad, desde un máximo de 15 m. hasta el «0» geográfico un poco al S del puente de Los Santos. El margen occidental, entre las Carrayas y el Cargadero, tiene una alineación convexa hacia el mar que contrasta con el margen derecho que se extiende en forma de concha con la concavidad hacia el eje de la ría, seguida hacia el S por un amplio promontorio con la convexidad en el mismo sentido. La refracción del oleaje, con trenes dominantes del NO, responsable de la erosión del borde costero, conforma la figura arqueada de la ensenada de Arnao (perfil de concha en planta). Representa una profunda depresión rocosa ocupada por un recubrimiento sedimentario arenoso que, como revelan los sondeos efectuados para la construcción del puente de Los Santos, en el límite interno, puede superar los 60 m. En la zona sumergida, los organismos más importantes pertenecientes a la infauna del sedimento arenoso son los crustáceos ermitaños (*Diogenes pugilator*) y los Poliquetos (*Siphonocetes sabatieri*, *Polydora ciliata*, *Nephtys cirrosa*), siendo frecuentes los bivalvos: *Terrina gabula*, *Donax vittatus* (coquinas), así como el equinodermo *Echinocardium cordatum*.

El enlace de la playa sumergida con la zona de la desembocadura se efectúa de una forma gradual; esta última representa un área compleja cuya particularidad reside en constituir el frente terminal de mayor pendiente del prisma sedimentario que solamente alcanza una pendiente de 0,5° desde la cola estuarina (Vergnolle, 1988).

En el paso («inlet») de Los Santos, la depresión practicada en el sedimento arenoso se subdivide en otros dos, el occidental de mayor calado (máximo 7 m.) y el oriental con fondos entre 7 y 2 m. Ambos canales delimitan un bancal sumergido, denominado de La Carabela que culmina con cotas de 2,1 m. de calado; este bancal tiene una forma alargada en planta en dirección NNE-SSO, como los canales descritos, adquiriendo una anchura de unos 250 m. y una extensión de 500-600 m.; posee arenas finas y muy finas (Asensio Amor, 1974). A pesar de las difi-

cultades que presenta su visualización sobre las fotografías aéreas, todo parece indicar se trata de una construcción deltaica de reflujo poco marcada entre la que se abren canales laterales.

Este estrechamiento de Los Santos constituye dinámicamente el cierre del estuario («inlet»). Más al S, se abre la bahía de Ribadeo (triángulo Ribadeo-Castropol-Figueras), donde los sedimentos que emergen durante las bajamares son arenosos y forman tres extensos bancales (denominados banco o tesón de La Berlinga y de Berbesa) que son construcciones deltaicas de flujo, propios de estuarios mesomareales (Hayes, 1975). Tienen forma subelíptica en planta, alargados en la dirección de los flujos y reflujos mareales (Fig. 4).

En el bancal de La Berlinga, que es el más septentrional y de mayores dimensiones, se distingue alguna de las partes características definidas por Hayes (1975) y Boothroyd y Hubbard (1975). Así, se identifica la rampa de flujo, canales de flujo, zona plana elevada, en este caso



Fig. 4.- Vista aérea hacia el N, en 1985, en la que se aprecian las diferentes unidades de la parte externa del estuario. El confinamiento estuarino se materializa en el estrechamiento de Los Santos (puente). Los bancales arenosos con los retoques de corrientes, el más septentrional por flujos hacia el SE y los meridionales buscando el interior del estuario, en dirección SSE. Los lóbulos «spillovers» se aprecian en el bancal meridional, al E de la población de Castropol. El canal principal se adosa al borde occidental, mientras que el secundario bordea los bancales por la parte oriental, donde se colonizan ampliamente por *Zostera marina*.

no colonizada por vegetación, y lóbulos («spillovers»). No obstante, en un estudio realizado recientemente (Flor et al., 1990), se puso de manifiesto cómo este bancal era el resultado, durante la pleamar, de la acción de corrientes horizontales de sentido levógiro (contrarias a las agujas del reloj), por el efecto de Coriolis, y, simultáneamente corrientes de flujo por el fondo, con una trayectoria hacia el SE, es decir, hacia la ensenada de La Linera y, durante las bajamares, con un retoque de refluo a través de los canales principal y secundario y otros menores. Quedan bordeados en su margen occidental por el canal principal, mientras que en la parte oriental se extiende un canal secundario de menor calado. La infauna más característica está representada por los bivalvos *Angulus tenuis*, *Cerastoderma edule* (berberecho) y *Tellina tenuis* y por los poliquetos *Spio filicornis* y *Nephtys cirrosa*.

En esta misma bahía de Ribadeo, el canal principal, continuación del canal del río Eo por el S y del occidental del estrechamiento de Los Santos por el N, se coloca a lo largo de todo el costado occidental, barriando la población de Ribadeo. Su calado aumenta desde una cifra próxima a los 3 m. en el puente de Los Santos hasta los 4,5 m. en el extremo S de la villa gallega, con variaciones intermedias irregulares. En el margen occidental del mismo y al N del muelle de Ribadeo, se sitúa el denominado bancal de Porcillán, de forma estrecha y alargada en dirección N-S. Se trata, en realidad, de la porción sumergida del canal principal, por cuanto disminuye su pendiente desde la orilla hasta el eje del propio canal. Según Asensio Amor (1974), este bancal tenía calados de tan solo 1,1-1,4 m. en la zona N y de 0,2 a 0,8 m. en la S, en marea baja, habiéndose incrementado, en 1974, a 2,7 y 5-6 m. (Fig. 4).

El canal secundario oriental de La Berlinga es mucho más somero, con calados máximos de alrededor de los 3 m. al O de Figueras, decreciendo hacia el S hasta algo menos de los 2 m. en la zona situada inmediatamente al N de la punta de Castropol.

El sector del canal principal entre Ribadeo y la porción situada frente a la ensenada de Las Aceñas se caracteriza por calados máximos próximos al metro y medio, con disminuciones rápidas del fondo, que se reducen progresivamente en su enlace con el canal menor que drena dicha ensenada. Entre Las Aceñas y el muelle de Castropol, el canal principal pierde su forma característica para resolverse en un fondo arenoso irregular con formación de barras y lóbulos «spillovers» (Hayes, 1975).

Los lóbulos tienen el lado de barlovento más tendido que el de sotavento, dibujando una forma lunada con alas alargadas en la dirección de la corriente, con la convexidad apuntando corriente abajo; se forman preferentemente en condiciones de flujo marea, es decir, desde la bajamar a la pleamar; se les superponen ondas de arena, mejor formadas en el borde, también con un origen, mayoritariamente, durante el flujo, aunque se identifican otros propios del refluo marea. Estas barras enlazan, hacia el interior del estuario, con otras fluviomareales de menores dimensiones, más estrechas y alargadas, con o sin megaripples superimpuestos (Fig. 5).

Desde Las Aceñas hasta El Torrón, el canal discurre siguiendo un trazado sinuoso, cruzan-

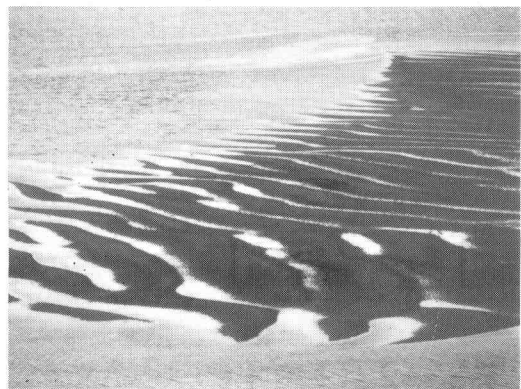


Fig. 5.- Ondas de arena, con ripples de corriente superpuestos, sobre una barra arenosa, originadas por corrientes de flujo algo al S de Ribadeo, en el margen izquierdo del estuario.

do desde el margen occidental al oriental, con anchuras que se reducen en ese mismo sentido, desde unos 260 m. a 120 m., y calados muy variables: desde un máximo de 3,2 m. a un mínimo de 1,3 m. con anchuras medias de no más de 115 m. y calados muy reducidos, que disminuyen desde 2,7 m. en el Barco del Cura a 0,6 m. en El Torrón. En este mismo tramo, el canal principal propiamente dicho.

Se desarrollan barras arenosas longitudinales al cauce de origen fluviomareal y lóbulos característicos, creciendo, tanto hacia el interior como hacia la parte externa del estuario; estos últimos desaparecen un poco al N de la ensenada de El Torrón. Parte de estas barras y bancaltes de naturaleza arenosa pueden estar colonizadas por *Zostera*.

En todo el margen oriental, entre Castropol y el Barco del Cura, se ubica un canal secundario que se activa de forma particular durante los momentos en que ese tramo estuarino sostiene una capa de agua importante; entonces, la trayectoria dominante es de reflujos por todo ese costado. Frente al puerto de Castropol alcanza los calados mayores: del orden de los 3 metros, disminuyendo la batimetría y la anchura del mismo hasta la ensenada de Fontela, lugar donde solamente queda un testimonio menor del canal. Este canal deja a su costado occidental, barras mareales y lóbulos con infauna dominante de poliquetos (*Mediomastus fragilis*, *Polycirrus sp.*, *Nemertinos spp.* y *Spio filicornis*, así como almejas (*Venerupis pullastra*); están colonizados bastante ampliamente por *Zostera marina*.

En El Puntal, desemboca un gran canal tributario procedente de la ensenada de Reme, que deja en su margen derecha la porción más septentrional de una gran llanura de fangos colonizada casi exclusivamente con vegetación de *Zostera noltii*, que se continúa hasta Vegadeo. Este canal de lecho plano de 10 m. de anchura deja taludes marginales de suave pendiente con anchuras de 20-25 m. Aquella porción que drena al canal de Reme desarrolla canales mareales («tidal creek») incipientes y con cabeceras den-

dricas, de no más de dos metros de anchura y un metro de profundidad y con un trazado de tendencia rectilínea, que se espacian entre sí entre 10 y 20 metros, mientras que las que drenan hacia el canal principal tienen cabeceras simples o con dos cauces estrechos que dan una forma de V y evolucionan a meandriformes, aguas abajo. Los canales que dan al canal derivado del Reme son cortos y con cabeza compleja (dendriforme) y excavan profusamente, teniendo un trazado subrectilíneo. La llanura está ampliamente colonizada por *Zostera noltii* a la que acompañan algas verdes y pardas. Sobre ella viven multitud de gasterópodos pequeños, que son los dominantes (*Hydrobia ulvae* y *Bittium reticulatum*), crustáceos (*Microdeotopus gryllotalpa* y *Gammarus locusta*) y abundantes Poliquetos. (Fig. 6). Inmediatamente al S de la ensenada de Reme, las llanuras fangosas se vegetan en los márgenes superiores en el contacto con la carretera mediante *Juncus maritimus* junto con otras especies como *Glaux maritima*, *Carex extensa* y *Juncus gerardi*. Desde esta zona hasta la superficie con vegetación de *Juncus maritimus* más densa, la *Zostera noltii* es más dispersa. Esta llanura es sustituida bruscamente, hacia el S, por una llanura supramareal modificada por el hombre; de hecho, esta zona, a primeros de siglo, fue utilizada como campo para el cultivo de lino. Hay canales inducidos por la parcelación, que son profundos y subrectilíneos cuando están conectados a algún regato excavados en fangos. Tanto las llanuras zosterales como las supramareales se extienden sobre una superficie de unos 1.492.200 m<sup>2</sup>. Estas llanuras sirven de residencia temporal a multitud de aves: zarapito real, correlimo, chorlito gris, ostrero, avoceta, avefría, aguja colinegra y archibebe claro; asimismo, otras se instalan durante las bajamares en las áreas próximas a los canales, como el ánade silbón, garza real y garceta. Entre la ensenada de El Torrón y Vegadeo, el canal principal se caracteriza por discurrir pegado al borde oriental con calados decimétricos: mínimos de 0,1 m. y máximos de 0,8 m. frente al puerto de Vegadeo.

Desde El Fondón hasta el puente del FEVE en Vegadeo, el Eo deja los márgenes orientales constituidos por arenas finas y limos con cantos y gravas angulosas y subangulosas dispersas y ocasionalmente ocupando toda la superficie, mientras que el lecho es más arenoso; algunos clastos están colonizados por *Fucus* y, menos frecuentemente, por *Ulva*, siendo frecuentes restos de valvas de *Scrobicularia plana*, así como algún caparazón de *Carcinus*. El margen derecho tiene unas dimensiones, en mareas bajas vivas, de unos 25 m., mientras que el izquierdo es más ancho: 30-35 m. En el recodo apenas si se deja sentir la formación de barras de meandro.

Desde Vegadeo hacia el SO, la ría del Eo se continúa hasta la población asturiana de Ría de Abres, en un tramo en que el río meandrifica, con morfologías de barras longitudinales y de meandro recubiertas de fangos en la época de estiaje, activándose durante períodos de avenida, y los márgenes de llanuras de fangos colonizadas por vegetación halofítica. Hasta donde funciona la onda mareal, el cauce fluvial es de arenas, gravas y cantos, predominando estas dos últimas categorías de tamaños. La pendiente de los bordes del canal disminuye de Porto a Ría de Abres y, consecuentemente, la anchura es menor en este mismo sentido. Los márgenes del canal con la llanura, donde el flujo es erosivo, desarrollan bloques rotos escalonados, siendo este fenómeno más efectivo entre Porto y La Junqueira.

Tanto los bordes del canal de Reme como los del río Eo y desde Porto al aluvial de Ría de Abres, son fangosos simples, sin colonización vegetal alguna ni estructuras biogénicas aparentes. Tan sólo, entre Porto y La Junqueira, se observan matas irregulares de *Fucus* y *Ulva* flotadas.

Las llanuras aluviales son relativamente planas e inclinadas suavemente hacia el canal, colonizadas por juncáceas (*Scirpus maritimus* en posición topográfica inferior y sobre zonas encharcadas de baja salinidad y *Juncus maritimus* donde las inundaciones son poco frecuentes) y cañizos (*Phragmites australis*), que soportan



Fig. 6.— Llanuras de fangos fuertemente colonizadas por *Zostera noltii*, con incisiones de canales mareales («tidal creeks»). Los situados en primer plano, que drenan al canal que deriva de la ensenada de Reme, son cortos, con la cabecera y el canal muy erosivos. Los del fondo drenan al canal principal, son más largos, meandriformes y con cabeceras más difusas. Detalle de la gran llanura de fangos situada en el margen izquierdo de la ría, entre El Puntal y la ensenada de Reme. Al fondo, la ensenada de El Torrón.

inundaciones esporádicas con motivo de las pleamares vivas y se instalan en las áreas más elevadas; en estos cañizos, nidifican el ánade real y el zampullín chico y se pueden encontrar el racón, polla de agua y fochas. El grado de canalización de las llanuras de inundación es mayor cuanto más cerca de Vegadeo, dentro del sector en que el Eo, prácticamente queda restringido al canal fluvial, disminuyendo río arriba. Son canales de marea con cabeceras compuestas, que desarrollan una incisión de un máximo de 1,5 m. de profundidad y anchuras comprendidas entre 1,5 y 2,0 m.; la longitud es de 50 a 75 m. con un trazado sinuoso, separándose uno de otro alrededor de 60-70 m.

Las llanuras aluviales o fluviomareales, que se encharcan en mareas vivas y sobremanera con caudales de avenida del Eo, se formaron desde el episodio de la transgresión flandriense. El límite de la cuña salina máxima está marcada por el área hasta donde llegan los fangos, lugar donde se produce el «entrainment» o sedimentación en el plano horizontal de contacto de las cuñas de agua salada/agua dulce. Está situa-

do, aproximadamente, un poco al SO de la última casería (margen izquierda del Eo), al NE de la gran llanura aluvial de Ría de Abres. Dentro de ésta, se identifica un meandro abandonado.

Otras llanuras de estas características aprovechan las diferentes ensenadas donde se reproducen condiciones de decantación sedimentaria. Estas llanuras colonizadas mayoritariamente por *Zostera*, con algas dispersas de los géneros *Fucus* y *Ulva*, ocupan prácticamente desde la ensenada de Las Aceñas o del Molino hasta enlazar con las llanuras zosterales y las supramareales colonizadas por *Juncus*.

La ensenada de La Linera es una amplia llanura de arena fija y de fangos muy colonizada por *Zostera marina* y *Zostera noltii*, siendo ésta mucho más importante, aunque de forma dispersa por las excavaciones que practican los buscadores de gusanos como cebo de pesca y por la reciente explotación acuícola de bivalvos. La vegetación es mucho más escasa en las áreas próximas al bancal central. De una forma aproximada, midiendo entre la punta de Castropol y la punta Peñalba (E de Figueras), la superficie que ocupa la ensenada es de 1.111.500 m<sup>2</sup>. Dentro de ésta, se localizan playas arenosas menores, originadas por la erosión del oleaje sobre afloramientos de rocas o sedimentos poco consolidados. Un buen ejemplo es el de Los Caleros, donde el recubrimiento de coladas fangosas con clastos angulosos emplazadas, probablemente, durante la última glaciación sirven de área fuente para la incorporación de arenas y cantos en forma de una playa restringida.

La ensenada de Villavieja, que abarca una superficie de 15.300 m<sup>2</sup>, tiene un reborde de acantilados, desarrollando en la parte superior, pegada a los mismos, una banda de anchura variable (5-6 m. de media) que está constituida por clastos angulosos, de tamaño canto, con tendencia hojosa heredada de las rocas que constituyen las paredes acantiladas. En la base de todos estos acantilados, son frecuentes las estructuras de erosión alveolar por las salpicaduras del oleaje. El fondo propiamente es fangoso, con colonización vegetal irregular, gene-

ralmente de *Enteromorpha*, pero más acentuada en el centro de la ensenada donde se instalan canales menores de drenaje. Los fangos se encuentran bioturbados por *Arenicola marina* y otros anélidos.

La ensenada de Las Aceñas, con una superficie estimada de 30.690 m<sup>2</sup>, también contiene una banda de clastos angulosos y subangulosos hojosos en el reborde superior, por erosión de los acantilados. En esta parte alta, se forman matas aisladas de *Juncus maritimus*. Las construcciones del molino, en buena parte arruinadas, separan dos dominios. El externo lo constituye una llanura de fangos colonizada por una mezcla de *Zostera noltii* y *Enteromorpha* sp. El canal que la drena es asimétrico, con una anchura próxima a los tres metros y altura de 1,5 m. y márgenes desiguales, al N con pendiente más fuerte; en el borde del canal hay frecuentes moradas de carnícidos. El interno es fangoso con colonias vegetales de *Juncus maritimus* y otras halófitas (*Halimione portulacoides*) tan sólo en los bordes y en la cola. También en la parte superior, donde hay clastos inducidos por las construcciones, se colonizan éstos con *Fucus* y *Ulva*, así como con balanos, ostreoides, *Littorina saxatilis*, *Gibbula umbilicalis*, *Littorina littorea* y *Patella* sp; en esta zona, clastos y fango se reparten de forma irregular, quedando restos de *Cassostrea angulata*, *Cerastoderma edule*, *Scrobicularia plana*, *Littorina littorea* y *Venerupis pullastra*.

La ensenada de El Torcón está colonizada, en su mayor parte, por *Zostera marina*, en las partes más bajas y *Zostera noltii* en las más elevadas, siendo ésta más abundante y en los márgenes internos meridionales por *Juncus maritimus*. El drenaje es muy deficiente, realizándose de forma laminar. Se extiende sobre una superficie de 309.600 m<sup>2</sup>.

La ensenada de Reme se continúa río arriba con una colonización vegetal de márgenes fangosos constituida por vegetación halofítica (*Scirpus maritimus*). Se bifurca en dos ramales, con una superficie total de 143.100 m<sup>2</sup>. El drenaje se lleva a cabo a través de un canal mean-



driforme, que se divide en dos, los cuales tienen bordes fangosos y una llanura aluvial colonizada por juncos. La marea llega hasta las instalaciones lácteas de Reme, en el ramal septentrional, y un poco la SE de la población de Santo Tomé, en el meridional.

En todo el reborde del margen izquierdo del estuario, particularmente entre las amplias llanuras de fangos y el acantilado, cuando el perfil dibuja una ensenada, se forman depósitos de clastos angulosos hojosos de tamaño canto, con imbricaciones características hacia los bordes acantilados, a modo de playas controladas por la formación de oleajes internos en el estuario; tienen anchuras muy variables, con máximos de 25 metros (Fig. 7). Sobre los clastos se instalan multitud de moluscos: *Crassostraea angulata* de pequeño tamaño, *Gibbula umbilicalis*, *Littorina saxatilis*, *Balanos* y, en menor proporción, por *Patella sp* y *Mytilus edulis*. Se insertan escasos *Fucus*. Se esparcen restos bioclásticos entre los clastos, más abundantes hacia la parte interna de la llanura contigua; se distinguen restos de *Venerupis pullastra* y *Cerastoderma edule*; dentro del fango arenoso atrapado entre los cantos, se desarrollan escasos *Arenicola marina*, que dejan sus restos de digestión sobre la superficie.

La ensenada de Vegadeo está colonizada por *Juncus maritimus* en los dos tercios orientales y carrizo (*Phragmites australis*) en el tercio occidental. Tiene un área de 262.800 m<sup>2</sup>. Hay canales de marea, sinuosos al final del recorrido, que dejan aflorar fango en sus márgenes. En su entronque con el Eo, se forman pequeñas ensenadas que son la continuación del margen derecho del río, lugar en donde se colonizan por *Zostera*. El reborde más occidental de la llanura de Vegadeo, desde el canal hasta la ladera, está también colonizado por *Juncus maritimus*.

## ZONACION MORFOLOGICA LONGITUDINAL

Descritas las diferentes áreas morfosedimentarias del estuario del Eo, se puede esque-



Fig. 7.- Playa de cantos aplanados, con la típica estructura de imbricación debida al oleaje, originado por el viento dentro del estuario, que erosiona los acantilados marginales. Enlaza de forma neta con la llanura de fangos colonizada por *Zostera noltii*. Área inmediatamente al S de El Puntal con un trazado típicamente acantilado.

matizar el conjunto siguiendo los criterios de diferentes autores que han separado los estuarios, longitudinalmente, en tres partes geomorfológicas y energéticas, incluyendo las facies sedimentarias. Bird (1967) distingue una zonación tripartita, de acuerdo con las características mareales y de salinidad, variando sus propiedades geomorfológicas y ecológicas en función de la forma y dimensiones, descarga fluvial y volumen del intercambio mareal de cada estuario. Esto se ha llevado a cabo particularmente en sistemas macromareales (Allen *et al.*, 1973; Wright, 1977; Nichols y Biggs, 1989; Allen, 1991), así como en mesomareales (Oomkens y Terwindt, 1960) y micromareales (Nichols, 1991; Flemming, 1988), aplicándose también a series antiguas (Rahmani, 1988; Reinson *et al.*, 1988; Zaitlin y Schultz, 1990). También Smith (1988) separa tres grandes zonas: estuario inferior, medio y superior de acuerdo con las influencias macro, meso y micromareal, respectivamente.

No obstante las propuestas anteriores, y a diferencia de otros estuarios cantábricos en fase de estudio y revisión, en el estuario del Eo se pueden distinguir hasta cinco unidades distin-

tas. Desde la desembocadura hasta las áreas con influencia neta fluvial, se separan (Fig. 8):

- El **paso** («inlet») o estrechamiento morfológico, que es lugar de confinamiento del estuario, está representado por el segmento de separación entre el delta mareal arenoso de reflujó, alargado hacia el mar, y el delta mareal arenoso de flujo que se desarrolla hacia el interior.
- El área de **bahía** aprovecha el ensanchamiento del estuario, continuándose hacia el E por una ensenada amplia rellena por sedimentos arenoso-limosos y fangosos principalmente colonizados por *Zostera*. Los depósitos arenosos más ampliamente representados lo constituyen bancales deltaicos, limitados al O por el canal principal, que toma carta de naturaleza en las proximidades del paso, y por el canal secundario en posición oriental; llegan hasta el extremo meridional de la población de Castropol.
- Un segmento subrectilíneo de **transición**, caracterizado por la forma de barras are-

nas de gran extensión longitudinal, en muchos casos culminando en sus extremos por barras de «spillover», donde el canal principal pierde su carácter típico, produciéndose una somerización de todo el fondo; representa un área de interacción entre los procesos dominados por el flujo mareal y los derivados de la acción fluvial en bajamares, extendiéndose hasta un poco al N de la ensenada de El Torrón.

- Las **llanuras** fangosas y colonizadas por halófitas se desarrollan entre algo más al N de la ensenada de Reme y las proximidades de Vegadeo, por cuyo borde oriental circula el canal principal ahora con todas sus características más notables, donde se produce una mayor influencia fluvial.
- El segmento del **canal estuarino superior** se extiende desde Vegadeo hasta Ría de Abres, donde se deja sentir la influencia de las ondas mareales, pero dominan los procesos fluviales. El canal adopta un trazado sinuoso con barras de meandro fangosas y arenosas.

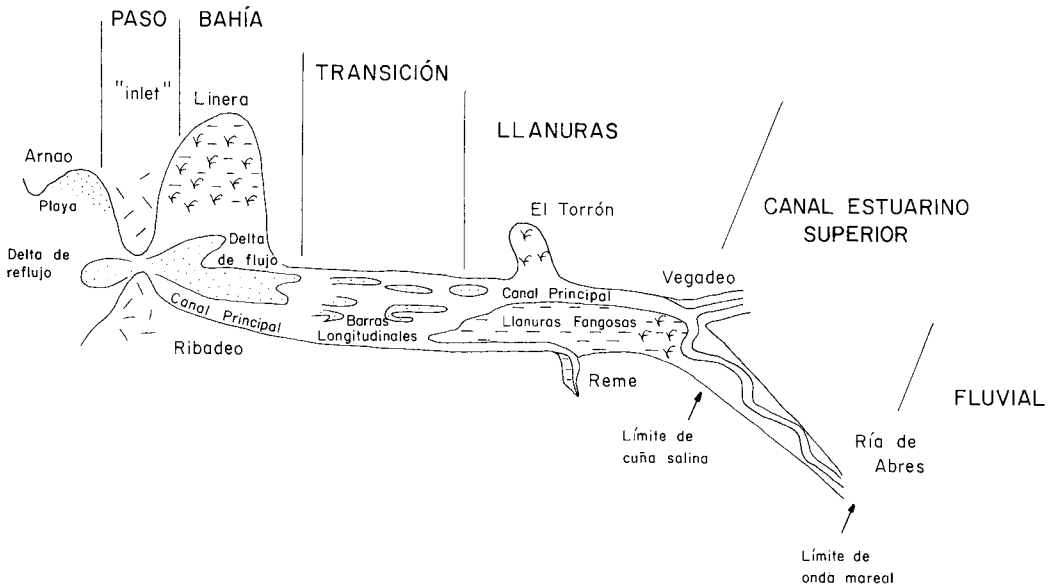


Fig. 8.- Esquema ilustrativo de la división longitudinal de las áreas estuarinas mayores de acuerdo con la morfología y dinámica dominante.

Salvo la ensenada de La Linera, las restantes tienen un origen y desarrollo totalmente lateral, en buena parte desligadas de la dinámica general del área sobre la que se asientan, por lo que su inclusión es puramente secundaria.

## CONCLUSIONES

- 1.- En el entorno del estuario el Eo, se han identificado cuatro niveles de rasa: 12-20 m. en el borde de la ensenada de Arnao, 25-35 m., 45-60 m. en ambos márgenes y 65 m. al S de Castropol. Asimismo, se definieron cuatro terrazas u hombreras de origen fluvial: 14 y 22 m., entre Cerdeiriñas y Villafernando, la de 70 m. entre Fornelo y Casanova y la de 110 m. al S de Carbón. Estos niveles, añadidos a los encontrados previamente, permitirán reconstruir la historia del encajamiento del Eo en su tramo inferior.
- 2.- El origen de la ría tiene un control pasivo, fundamentalmente estructural, por el cual a partir de las fracturas mayores y menores se instalan el valle principal y las ensenadas, respectivamente. La excavación se acentúa en los episodios glaciares, mientras que el relleno sedimentario actual tuvo lugar como consecuencia de la última transgresión flandriense y las pulsaciones eustáticas posteriores. Se trata de un estuario de valle fluvial inundado semiconfinado por un estrechamiento rocoso.
- 3.- En condiciones de estiaje, la influencia de las mareas vivas llega hasta el puente de la localidad de Ría de Abres, mientras que en mareas muertas se localiza al S de Porto. De acuerdo con las relaciones de caudal fluvial/caudal marea, se deduce que el estuario varía desde el tipo altamente estratificado al verticalmente homogéneo, dominando este último, puesto que las condiciones de estiaje son mayoritarias a lo largo del año.
- 4.- Se han separado diferentes unidades morfosedimentarias: deltas de flujo y refluo, canales principal y secundario, barras longitudinales y de «spillover», llanuras fangosas, zosterales y halofíticas drenadas por canales mareales. Asimismo, se incluyen las ensenadas laterales, mayoritariamente fangosas, que tienen una mejor representación en el margen oriental de la ría, y llanuras aluviales.
- 5.- Desde el punto de vista de la distribución sedimentaria y de la dinámica mareal, el estuario se puede subdividir longitudinalmente en cinco grandes sectores.
  - a) El estrechamiento («inlet») de Los Santos, de carácter rocoso, hacia afuera del cual se forma un delta de refluo permanentemente sumergido.
  - b) La bahía, fundamentalmente arenosa, en la que se individualizaba el canal principal, situado en el borde occidental, un canal secundario y un delta mareal de flujo con una morfología compleja, al E de los cuales se extiende una llanura arenoso-fangosa colonizada por *Zostera*.
  - c) Un segmento de transición de naturaleza arenosa con desarrollo de barras longitudinales y de «spillover», modeladas tanto por flujos como por reflujos, en que el canal principal cambia de margen y se someriza extraordinariamente.
  - d) Llanuras fangosas y llanuras colonizadas por *Zostera* y halofíticas, bordeadas por el canal principal bien definido, con granulometrías de arenas, gravas y cantos.
  - e) Canal estuario superior, en el sector Vegadeo-Ría de Abres, donde meandrifica, siendo los procesos fluviales mucho más efectivos que los propiamente mareales.

## BIBLIOGRAFIA

- Allen, G. P. (1991).— Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. In: *Clastic Tidal Sedimentology*. Eds. D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin y R. A. Rahmani. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 15, 29-40.
- Allen, G. P.; Carbonel, P.; Castaing, P.; Gayet, J.; Jouanneau, J. M.; Klingebiel, A.; Latouche, C.; Legigan, Ph.; Jujos, M. y Vernett, G. (1973).— Environments and sedimentary processes of the North Aquitaine Coast. *Guide Book, International Symposium on Interrelationships of Estuarine and Continental Shelf sedimentation*. Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine. Bordeaux.
- Asensio Amor, I. (1967).— Nivel cuaternario de +80 m. en la margen occidental de río del Eo (zona galaico-astórica). *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.)*, 65, 299-315.
- Asensio Amor, I. (1970).— Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-astórica en relación con las oscilaciones glacioeustáticas. *Estudios Geológicos*, XXVI, 29-91.
- Asensio Amor, I. (1974).— Evolución morfológica de «tesos» o bancos de arena en la ría del Eo (zona galaico-astórica). *Estudios Geológicos*, XXX, 599-602.
- Asensio Amor, I. (1985).— Conexión entre terrazas preitorales y litorales en las proximidades del límite galaico-asturi. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 9, 321-328.
- Asensio Amor, Y. y Lombardero Rico, J. M<sup>a</sup> (1987).— Contribución al estudio de terrazas fluviales en el valle del Eo (Lugo). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11, 31-36.
- Asensio Amor, I. y Lombardero Rico, J. M<sup>a</sup> (1988).— Glacis mixtos de vertiente en el valle del Eo (límite galaico-astur). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 12, 25-34.
- Bastida, F. y Pulgar, J. A. (1978).— La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapa de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*. Univ. Oviedo, 10, 75-159.
- Bird, E. C. F. (1967).— Coastal lagoons of southeastern Australia. In: *Landform Studies from Australia and New Guinea*, 365-386. Eds. J. N. Jennings y J. A. Mabbutt. Cambridge Univ. Press. 457 pp.
- Boothroyd, J. C. y Hubbard, D. K. (1975).— Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. In: *Estuarine Research*, V. II. Geology and Engineering, 217-234. Ed. L. E. Cronin. Academic Press, Inc. 587 pp.
- Corrales, I.; Rosell, J.; Sánchez de la Torre, L.; Vera, J. A. y Vilas, L. (1977).— *Estratigrafía*. Ed. Rueda. 718 pp.
- Encinar, M. V. (1982).— *Dinámica y Sedimentación de la Ría del Eo*. Tesis de Licenciatura (inédita). Área de Estratigrafía. Facultad de Geología. Universidad de Oviedo. 153 pp.
- Encinar, M. V. y Flor, G. (1983).— Aportaciones para el conocimiento de la dinámica y sedimentación en la ría del Eo. *Cuadernos del CRINAS*, 5. 51 pp.
- Fernández-Catuxo, J. (1990).— Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la ría del Eo (NW de España). *Geogaceta*, 8, 109-112.
- Fernández Martínez, M<sup>a</sup> V. (1981).— IV. Hidrografía de Asturias. In: *Enciclopedia Temática de Asturias*, 10 (Geografía de Asturias), 125-178. Ed. Silverio Cañada. Gijón, 328 pp.
- Flemming, B. W. (1988).— Process and pattern of sediment mixing in a microtidal coastal lagoon along the west coast of South Africa. In: *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*, 275-288. Eds. P. L. de Boer, A. van Gelder y S. D. Nio. D. Reidel Pub. Co. 530 pp.
- Flor, G. (1981).— La Costa Asturiana. In: *Enciclopedia Temática de Asturias*, 10 (Geografía de Asturias), 23-56. Ed. Silverio Cañada. Gijón. 328 pp.
- Flor, G. (1983).— Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 13, 65-81.
- Flor, G.; Cabrera Ceñal, R.; Fernández Pérez, L. A. y García-Espina, R. (1990).— *Estudio Ambiental y de Ordenación Territorial de la Cuenca y Desembocadura del Río. Diagnóstico de la ría del Eo y su entorno inmediato. Análisis del Medio Físico*. 86 pp. 26 Fig. (Informe interno de INYPSA para el Principado de Asturias y la Xunta de Galicia).
- Hayes, M. O. (1975).— Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the Symposium. In: *Estuarine Research*, V. II. Geology and Engineering, 3-22. Ed. L. E. Cronin. Academic Press, Inc. 587 pp.
- Hernández Sampelayo, P. (1913).— Estudio geológico de la costa de la provincia de Lugo. *Bol. Inst. Geol. Min.*, 34.
- Hernández Sampelayo, P. (1915).— Estudio de la denudación de la costa en la provincia de Lugo. *Bol. Inst. Geol. Min.*, 36, 304.
- Instituto Hidrográfico de la Marina. *Carta Náutica de la Ría de Ribadeo (550 A)*. Escala 1:10.000. Cádiz. 1961. Corregida por «Avisos a los Navegantes» hasta el 17 de julio de 1982.
- INYPSA (1990).— Estudio de la calidad de las aguas. In: *Estudio Ambiental y de Ordenación Territorial de la Cuenca y Desembocadura del Río Eo. Diagnóstico de la Ría del Eo y su entorno inmediato. Análisis del Medio Físico*. Agencia de Medio Ambiente del Principado de Asturias y Axencia de Calidade Ambiental de la Xunta de Galicia. 223 pp.
- Losada, M. A.; Medina, R. y Desiré, J. M. (1989).— The Orio Inlet: A Case Study from the North Coast of Spain. *Journal of Coastal Research*, 5, 137-145.
- Llopi, N. (1955).— Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias). *Speleon*, 6, 333-348.
- Marcos, A. (1973).— Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 6. 113 pp. 68 lám. 1 mapa.

- Marcos, A. y Bastida, F. (1980).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 10 (Ribadeo). Escala 1/50.000. *IGME*.
- Marcos, A. y Pérez-Estaún, A. (1980).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 25 (Vegadeo). Escala 1/50.000. *IGME*.
- Marcos, A. y Pérez-Estaún, A. (1981).— La estratigrafía de la Serie de los Cabos en la zona de Vegadeo (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 11, 89-94.
- Mary, G. (1979). *Evolution de la Bordure Côtière Asturienne (Espagne) du Néogène à l'Actuel*. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Caen. 288 pp.
- Mary, G. (1983).— Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 13, 3-35.
- Nichols, M. M. (1991).— Zonation and sedimentology of estuarine facies in a incised valley, wave-dominated, microtidal setting, New South Wales, Australia. In: *Clastic Tidal Sedimentology*. Eds. D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin y R. A. Rahmani. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 16, 41-85. 387 pp.
- Nichols, M. M. y Biggs, R. b. (1985).— Estuaries. In: *Coastal Sedimentary Environments (2ª ed.)*, 77-186. Ed. R. A. Davis, Jr. Springer-Verlag. 420 pp.
- Obermaier, H. (1914).— *Estudio de los glaciares de los Picos de Europa*. Fac. de la Ed. de Madrid. 41 pp., 15 lám., 3 grab. y 1 mapa. Reed. Grupo de Montaña de La Calzada (1988).
- Obermaier, H. y Carandell, J. (1915).— Datos para la climatología cuaternaria en España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XV, 402-412.
- Oomkens, E. y Terwindt, J. H. J. (1960).— Inshore estuarine sediments in the Haringvliet (Netherlands). *Geol. en Mijnbouw*, 39, 701-770.
- Pritchard, D. W. (1967).— What is an estuary: a physical view-point. In: *Estuaries*. Ed. G. H. Lauff *Am. Assoc. Adv. Sci. Mem.*, 83, 3-5.
- Rahmani, R. A. (1988).— Estuarine tidal channel and nearshore sedimentation of a Late Cretaceous epicontinental sea, Orumheller, Alberta, Canadá. In: *Tidal-Influenced Sedimentary Environments and Facies*, 433-471. Eds. P. L. de Boer, A. van Gelder y S. D. Nio. D. Reidel Pub. Co. 530 pp.
- Reinson, G. E.; Clark, J. E. y Foscolos, A. E. (1988).— Reservoir geology of Crystal Viking field, Lower Cretaceous estuarine tidal channel-bay complex, south central Alberta. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 72, 1.270-1.294.
- Smith, D. G. (1988).— Modern point bar deposits analogous to the Athabasca oil sand, Alberta, Canadá. In: *Tidal-Influenced Sedimentary Environments and Facies*, 417-432. Eds. P. L. de Boer, A. van Gelder y S. D. Nio. D. Reidel Pub. Co. 530 pp.
- Simmons (1955).— Some effects of upland discharge on estuarine hydraulics. *Proc. Amer. Soc. Civil Eng.*, 81. Sep. Nº 792. 20 pp.
- Solé Sabarís, L. (1952).— *España. Geografía Física*. I, 270-285. Ed. Montaner y Simón. Barcelona.
- Vergnolle, Ch. (1988). *Morphogénese des Reliefs Côtières Associés à la Marge Continentale Nord-espagnole. L'exemple du Nord-est de la Galice*. Thèse de Doctorat «nouveau régime». Univ. Toulouse Le Mirail. 217 pp. 109 fig. 3 map.
- Von Richtofen, F. (1886).— *Führer für Forschungsreisende*. Hannover, Jancke. 734 pp.
- Wright, L. D. (1977).— Sediment transport and deposition at river mounths, a synthesis. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 88, 857-868.
- Zaitlin, B. A. y Schultz, B. C. (1990).— Wave-influenced estuarine sand boy, Sentinel heavy oil pool, Saskatchewan, Canadá. In: *Sandstone Petroleum Reservoirs-Casebooks in Earth Science*, 363-387. Eds. J. H. Barwis, J. G. McPherson y R. J. Studlick. Springer-Verlag.

