



IGME

523

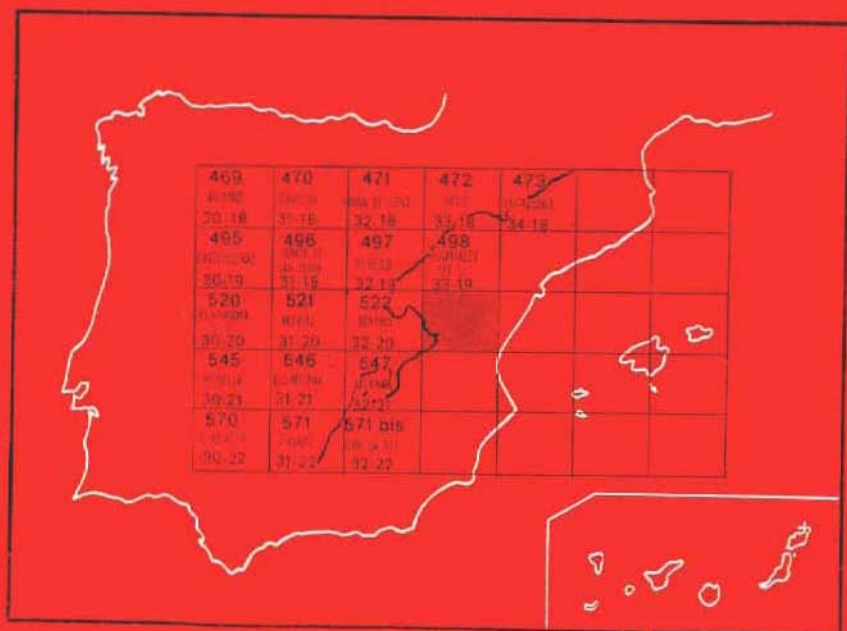
33-20

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BUDA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BUDA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En la *Memoria*: A. Maldonado y O. Riba, Doctores en Ciencias Geológicas.

En *Paleontología*: J. de Porta, Doctor en Ciencias Geológicas, y J. Civís, Licenciado en Ciencias Geológicas.

En *Cartografía y Sedimentología*: A. Maldonado, Doctor en Ciencias Geológicas.

Supervisor del IGME: C. Quesada, Licenciado en Ciencias Geológicas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 29.773 - 1980

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja núm. 523 (Buda) está constituida exclusivamente por la terminación oriental de la llanura deltaica del río Ebro. Esta se prolonga bajo el nivel del mar en los ambientes deltaicos sumergidos (llamados frente deltaico y prodelta), los cuales gradan progresivamente, a su vez, a los ambientes francamente marinos de la plataforma continental. Todos los materiales aflorantes en esta Hoja pertenecen al Holoceno más reciente y se han desarrollado esencialmente durante el transcurso de los tres últimos siglos.

Los materiales presentes constituyen parte integrante de una unidad sedimentaria de gran rango, representado por el delta del Ebro. El delta del Ebro está comprendido dentro de las Hojas de Tortosa (núm. 522), Buda (núm. 523) y Alcanar (núm. 547). En la presente descripción se hace necesariamente referencia a otros ambientes deltaicos no presentes en esta Hoja. Además, para llegar a una visión más amplia de los tipos de ambientes y depósitos deltaicos se remite al lector a la Memoria de la Hoja de Tortosa (número 522), con la cual se complementa esta descripción.

Dada la naturaleza deltaica actual de los materiales aflorantes la cartografía es fundamentalmente una representación de los diferentes ambientes y subambientes sedimentarios que condicionan la distribución de facies asociadas. La Memoria explicativa de esta Hoja, más que una pura descripción estratigráfica de unidades trata de la naturaleza y caracterización sedimentológica de estas facies. Como base de este estudio, se ha seguido el trabajo sedimentológico y estratigráfico previamente realizado por uno de nosotros (A. MALDONADO, 1972) puesto al día y documentado con nuevas observaciones sobre el terreno.

Las necesidades de normalización MAGNA ha condicionado que algunos aspectos sedimentológicos importantes, tales como factores ambientales, no sean tratados en absoluto o no tengan su adecuada extensión. Para una documentación más extensa de ellos se remite de nuevo al lector interesado a la bibliografía publicada, especialmente a los trabajos de A. MALDONADO (1972, 1975a, b).

Para el estudio de deltas y el conocimiento de su evolución, es imprescindible el análisis de sondeos que revelan las asociaciones de facies y secuencias verticales de los diferentes ambientes de depósito. Desgraciadamente, en la Hoja de Buda no se ha dispuesto de tal documentación. Los datos utilizados para la descripción estratigráfica del delta y evolución proceden de la extrapolación de los sondeos realizados en otros puntos no lejanos de la llanura deltaica.

Dentro de la gran dinámica a la que todo delta activo está sometido, el frente deltaico es, con mucho, el elemento más representativo de ésta. Ello condiciona que la morfología del frente deltaico está sometida a un cambio continuo, el cual es de magnitud muy superior al de la mayoría de los fenómenos geológicos. Así, tenemos que las bases topográficas utilizadas para la representación cartográfica envejecen al cabo de pocas décadas, o incluso años, de su levantamiento. Por necesidades de normalización, la base topográfica utilizada para esta representación corresponde a la del año 1957, a la que ha superpuesto la topografía del frente deltaico del año 1971. La presente cartografía, por tanto, en esencia corresponde a un intervalo de tiempo concreto. Su validez en el tiempo es función de dos factores: la evolución deltaica y una periódica revisión.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 CUATERNARIO

1.1.1 ACTUAL-SUBACTUAL

En el delta del Ebro se pueden distinguir tres unidades fisiográficas fundamentales:

- a)* La llanura deltaica.
- b)* Los ambientes marinos.
- c)* Los ambientes fluviomarinos y holomarinós.

Los ambientes fluviomarinos, están constituidos por sedimentos depositados a partir de un aporte fluvial directo y se diferencian de los ambientes holomarinós porque los sedimentos de estos últimos son formados a partir de deriva litoral a lo largo de las costas (OOMKENS, 1970).

La llanura deltaica (figura 1) ha sido construida por sedimentos pertenecientes a cuatro ambientes sedimentarios principales:

- 1) *Fluvial*, que comprende los «levees» naturales, canales del río, canales abandonados y distributarios abandonados.
- 2) *Palustre*, que comprende los ambientes lagunal, marismas, llanuras de arenas y canales de corriente.
- 3) *Fluviomarino*, que incluye playas, barras y flechas.

Los ambientes marinos están representados por los sedimentos de la plataforma continental y los ambientes de bahía. Los sedimentos fluviomarinos del prodelta están íntimamente ligados a los depósitos marinos de plataforma, a los cuales presentan una transición gradual aguas afuera. Los sedimentos fluviomarinos y holomarinos representan la transición entre los depósitos marinos y continentales. Esta transición puede ser gradual, con los límites deposicionales definidos por variaciones cuantitativas en los parámetros que definen las diferentes facies, tales como textura y contenido faunístico. Otras veces, los diversos tipos de sedimentos están bien caracterizados como unidades individuales, quedando generalmente delimitados por un contacto erosional o no deposicional.

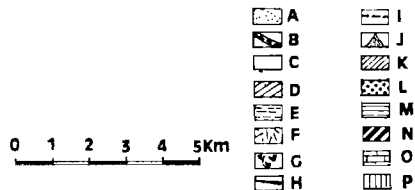
1.1.1.1 Los «levees» naturales (O₂Li)

Los «levees» naturales están formados por los bancos que flanquean el cauce funcional del río. Estos bancos se desarrollan de una manera natural por la sucesiva superposición de capas de sedimentos depositados por el río durante las crecidas y desbordamientos de su cauce. Los «levees» naturales tienen en la parte occidental de esta Hoja una altura media de 1 a 1,5 metros sobre el nivel medio del río, decreciendo progresivamente hasta unos pocos decímetros de altura media hacia la boca del río y zonas de intercanales, o en dirección perpendicular al cauce.

La tectura de los sedimentos es muy variable, mostrando una gran dispersión los sedimentos en los diversos tipos de diagramas texturales (figura 2 α ϕ /Md ϕ , y C/M (FRIEDMAN, 1961; PASSEGA, 1957; MALDONADO, 1972; MALDONADO y col., 1973). Así, se encuentran arenas medias y limos, ausentes de estructura interna o mostrando localmente laminación cruzada de bajo ángulo y *ripples*. El tamaño de grano y la proporción de niveles de arena intercalados muestra un descenso general hacia la desembocadura del río. Texturalmente los sedimentos están caracterizados en los diagramas C/M por estar formados por segmentos OR y RS (PASSEGA y BYRAMJEE, 1969), los cuales corresponden a sedimentos transportados en suspensión gradada y uniforme. El valor máximo de C para estos depósitos en el delta del Ebro es, aproximadamente, 400 μ m.

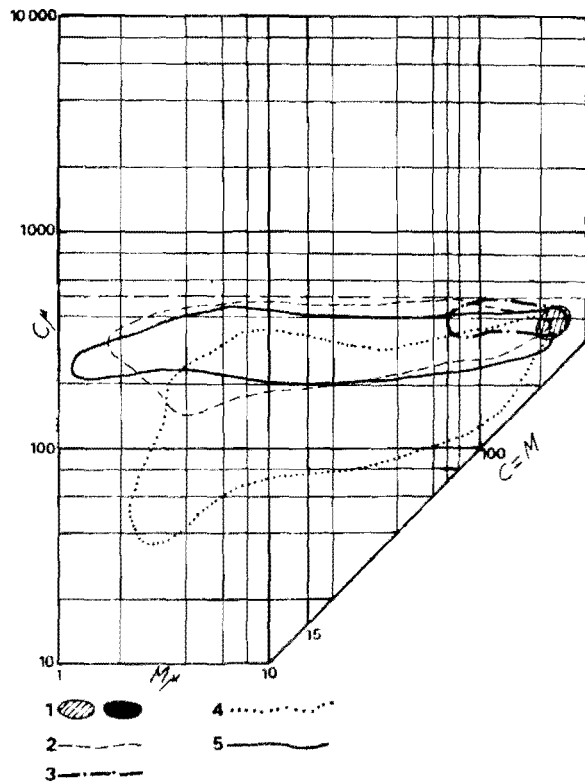
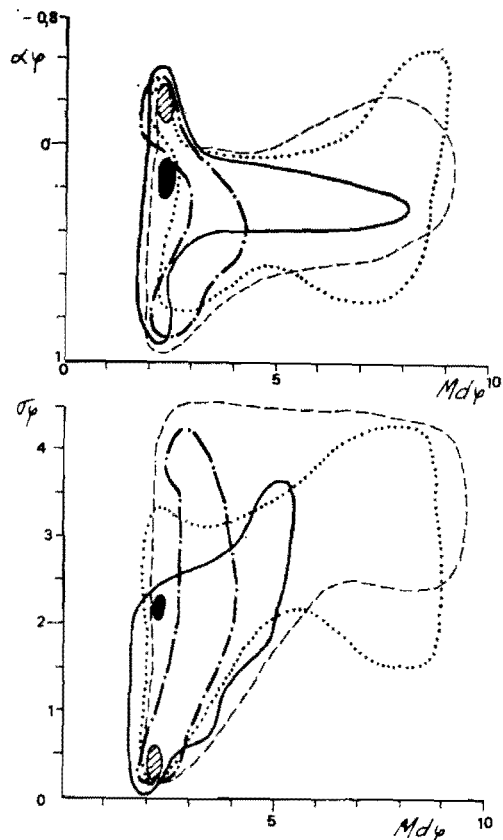
El contenido biológico está caracterizado por raíces y fragmentos de plan-





A.—Ambientes fluviomarinos y holomarinicos. B.—Canales y distributarios abandonados. C.—Ambientes lacustres actuales. D.—Ambientes lacustres colmatados (marismas de agua dulce y agua dulce-salobre). E.—Llanuras de arena permanentemente inundadas (lucios). F.—Levees naturales. G.—Marismas de agua salobre y enclaves de vegetación de las llanuras de arena. H.—Barras de arena. I.—Dunas. J. Abanicos aluviales. K.—Pleistoceno: Depósitos de gravas y conglomerados poligénicos fluviales, indentando lateralmente con depósitos de origen local. L.—Cuaternario indiferenciado. M.—Pleistoceno: fanglomerados calcáreos. N.—Plioceno de Sant Onofre. O.—Mesozoico. P.—Pleistoceno: costras calcáreas y conglomerados.

Figura 1.—Distribución de los ambientes sedimentarios de la llanura deltaica del Ebro y características geológicas de las áreas adyacentes.



- | | | | |
|---|-------|---|---|
| 1 | ● | 4 | ⋯ |
| 2 | - - - | 5 | — |
| 3 | - · - | | |

1.—Depósitos holomarineros y de dunas (en negro a la izquierda). 2.—Depósitos lacustres y de marismas. 3.—Llanuras de arena y depósitos de canales. 4.—Depósitos de bahía y prodelta. 5.—Depósitos fluviales y fluviomarinos.

Figura 2.—Diagramas interpretativos de las características texturales de los sedimentos del delta del Ebro.

tas. El contenido orgánico total es muy bajo, generalmente por debajo del 1 por 100; sin embargo, localmente el contenido en materia orgánica puede ser más elevado e incluso llegar a aparecer delgados lechos turbosos, tal como en la Isla de Gracia, Hoja de Tortosa (DOBBY, 1936). Frecuentemente los sedimentos han sido oxidados a un color rojizo como resultado de exposición subaérea, mientras que los niveles sometidos a inundación presentan un color oscuro y son más ricos en materia orgánica.

1.1.1.2 Los canales fluviales abandonados (O₂Lis)

Cuando el río abandona un cauce funcional a favor de un nuevo cauce de recorrido más corto hacia el mar, el antiguo cauce es rápidamente colmatado. A este fenómeno se lo denomina difluencia. Estos canales abandonados, aunque ocupan una pequeña extensión superficial, son de una gran importancia pues ellos han regido el desarrollo deltaico.

Los procesos de evolución de un cauce abandonado, tal como han podido ser observados en el delta del Ebro, son esencialmente análogos a los descritos en otros grandes deltas (por ejemplo, delta del Mississippi, KOLB y VAN LOPIK, 1966). Una cuña de arena se forma aguas abajo del punto de difluencia en la cabeza del canal abandonado, la cual tiende a colmatar el canal. En el otro extremo, otra cuña de arena se forma en la boca del canal por aporte de sedimentos por las corrientes marinas. Durante los temporales marinos y las crecidas del río, los sedimentos finos, principalmente lutitas, penetran en el cauce abandonado por ambos extremos del canal. Los sedimentos eólicos y las dunas contribuyen asimismo a la colmatación del cauce. Finalmente, una vegetación densa invade el canal desde sus márgenes, convirtiéndose en una marisma que tiende a ser rápidamente colmatada.

La textura de los sedimentos es muy variable (figura 2). Hay una gradación general de arena a limo y arcilla hacia el centro del canal y hacia arriba en las secuencias sedimentarias. En la parte alta de la secuencia aparecen niveles alternantes de arcilla y materiales turbosos.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las truncaciones basales, laminaciones cruzadas no planares y bolas de arcilla. Estas estructuras gradan hacia arriba a laminaciones de *ripples* y laminaciones paralelas, y finalmente arcillas limosas homogeneizadas por actividades orgánicas y raíces vegetales.

1.1.1.3 Ambientes palustres (O₂Mt, O₂Mli, O₂Ms)

En la Hoja de Buda los ambientes palustres están representados fundamentalmente por el ambiente lagunal y las marismas. En la parte nordoriental del actual frente deltaico hay asimismo una zona que puede ser asimilada al ambiente de llanura de arena; pequeños canales de corriente también están presentes en la parte septentrional de la Hoja.

El ambiente lagunal (Q_2Ms , Q_2MLi) está caracterizado por sedimentos con alto contenido en materia orgánica. Este ambiente, ampliamente representado en la Isla de Buda (figura 1), en general ocupa extensas áreas de la llanura deltaica. La profundidad media de las lagunas es de 1 m. o inferior; ninguna excede de los 2 metros.

Las diferentes lagunas de la llanura deltaica del Ebro están caracterizadas por fuertes cambios de salinidad periódicos y no periódicos. Asimismo, hay diferencias de salinidad entre una y otra, pero éstas no están bien definidas en los tipos de sedimentos. La laguna de l'Encanyissada (Hoja de Alcanar) tiene la salinidad más baja, frecuentemente por debajo de 3 por 100. No obstante, cuando el nivel del mar se eleva en la bahía (MALDONADO, 1975b), el agua marina penetra en la laguna a través de un canal de corriente estrecho, con lo que la salinidad aumenta notablemente. La salinidad en las otras lagunas generalmente oscila entre el 8 y el 30 por 100, pero durante el verano llega a ser superior.

Hay una gran variedad de sedimentos en el ambiente lagunal, estando definidos dos tipos fundamentales (figura 2):

1) Arenas con $\alpha\phi \approx 0$; $\partial\phi < 1$, y agrupadas en el diagrama C/M en el área de suspensión gradada.

2) Lutitas con $\alpha\phi > 0$; $\partial\phi > 1$, y agrupadas en el diagrama C/M en el área de suspensión uniforme (MALDONADO, 1972, 1975b).

El tipo primero se encuentra representado en la base de los testigos; mientras que el tipo segundo representa el nivel superior de los testigos y constituye el recubrimiento superficial de la mayor parte del fondo de la laguna.

Estratificación paralela y laminación son las estructuras más abundantes, las cuales están generalmente borradas por una intensa bioturbación. Laminación cruzada se observa eventualmente en la base de las secuencias.

El contenido faunístico está caracterizado por numerosos pelecípodos a menudo representados por sólo unas pocas especies (por ejemplo, *Cardium (Acanthocardia) tuberculatum*, y gasterópodos. Las lutitas contienen foraminíferos bentónicos y ostrácodos. En la Encanyissada hay una asociación monoespecífica de *Protelphidium anglicum* Murray, excepto en el canal de corriente que realiza la comunicación con la bahía dels Alfacs, donde *Ammonia beccarii* (Linné) llega a ser más abundante debido a las mayores salinidades (MURRAY, 1973; SCRUTTON, 1969). Análogamente los lagos salobres están dominados por formas vivientes de *A. beccarii*, acompañadas de *P. anglicum* y *Elphidium oceanensis* (D'ORBIGNY). Los fragmentos de plantas aumentan muy notablemente hacia la parte superior de los testigos, paralelamente con un aumento del contenido en materia orgánica.

El fondo de los lagos está cubierto por sedimentos orgánicos negros del tipo sapropel. Han sido frecuentemente observados fenómenos de cementa-

ción por carbonatos de las arenas y las conchas de moluscos, o lo que es lo mismo formación incipiente de rocas de playa (*beach rock*).

La historia evolutiva de las lagunas se puede establecer en tres estadios sucesivos:

1) Aislamiento de una bahía o albufera por barras litorales o flechas de arena.

2) Cierre de este ambiente restringido y deposición de los sedimentos transportados por las corrientes dentro de la laguna, sedimentándose las fracciones más finas en las zonas más profundas y protegidas, mientras que las arenas se sedimentan en las partes más someras donde son retrabajadas por la acción del suave oleaje.

3) Desarrollo de una intensa vegetación sobre el fondo de la laguna, la cual se transforma en un ambiente reductor.

Las marismas (Q₂Mt) constituyen un estadio más avanzado en la evolución de los ambientes palustres. En general hay una transición gradual entre los ambientes lacustres y las marismas. En función de su origen se pueden distinguir tres clases de marismas:

1) Estadio final de la evolución de una laguna, donde los sedimentos orgánicos se desarrollan extensamente y llegan a colmatar la antigua laguna.

2) Estadio final de relleno de un canal abandonado.

3) Las marismas desarrolladas próximas a la línea de costa sobre los depósitos fluviomarinos y holomarininos, tal como ocurre en parte de la isla de Buda.

Independientemente de su origen, las marismas pueden ser clasificadas en cuatro tipos diferentes atendiendo a la vegetación, perfil del suelo y salinidad del agua (KOLB y VAN LOPIK, 1966). Generalmente hay una gradación en el perfil de una marisma que corresponde a una marisma salobre en el fondo de la secuencia y a una marisma de agua dulce en el techo de la secuencia. No obstante, para las marismas desarrolladas cerca de la línea de costa el perfil puede ser invertido con evolución a salinidad creciente hacia el techo de las secuencias.

Las marismas del tipo de agua dulce a salobre son las más extendidas en el delta del Ebro. Estas están formadas por un perfil de suelo consistente de un entramado vegetal desarrollado sobre turba. En algunos puntos el estadio final de la evolución de las marismas está marcado por la formación de un suelo de costras calcáreas cementando arenas (MALDONADO, 1975b).

Los tipos de sedimentos son análogos a los de los ambientes lacustres (figura 2). El contenido biológico consiste fundamentalmente en restos de plantas y gasterópodos continentales, ostrácodos y unos pocos foraminíferos con caparazones aglutinantes, especialmente *Jadammina macrescens* (Brady) y *Miliammina fusca* (Brady). Las estructuras predominantes son *burrows* y

tubos de raíces. Eventualmente aparece laminación paralela, siendo muy rara la laminación cruzada. El contenido en materia orgánica es elevado, a menudo por encima del 10 por 100.

Las *llanuras de arena* (Q₂P) ocupan la gran generalidad de las dos grandes flechas litorales que flanquean el delta. Este ambiente está asimismo bien representado en el actual frente deltaico al norte de la isla de Buda. Se trata de áreas llanas, ligeramente por encima del nivel medio del mar, que son inundadas parcial o temporalmente por una delgada lámina de agua.

La textura de los sedimentos de las llanuras de arena es muy característica y análoga a la de las arenas holomarinas. No obstante, se distinguen de éstas por la adición de una pequeña cantidad de lutita en el techo de las secuencias, la cual resulta del desarrollo de delgadas láminas zonales de algas (*algal mats*) y eventualmente de marismas o pequeños enclaves con vegetación que fomentan la captura de sedimentos finos.

El contenido faunístico es variable, generalmente bajo. Está compuesto de pelecípodos y gasterópodos (*Cardium*, *Cyclope nariteus*, etc.), unos pocos foraminíferos en los sedimentos más finos y generalmente una gran cantidad de ostrácodos, los cuales sobrepasan el número de los foraminíferos.

La capa superficial de las llanuras de arena tiene a menudo una estructura en «esponja», con un espesor de 5 a 30 cm. Esta es causada por la fluctuación del nivel freático y el escape de burbujas de aire.

Los *canales de corriente* son pequeños canales que ponen en comunicación y drenan los diferentes ambientes palustres entre sí y con los ambientes marinos de aguas someras. El intercambio de agua está regido por cambios en densidad del agua (temperatura y salinidad), descarga fluvial y cambios de nivel del mar. Debido a las fluctuaciones notables de estas variables, de cuando en cuando grandes volúmenes de agua son forzados a discurrir por estos canales, con fuerte aumento en velocidad. Esto da lugar a sobreexcavaciones de los fondos de los canales, los cuales pueden llegar a ser notablemente más profundos que los ambientes que conectan. Los sedimentos de este ambiente son muy diversos, presentando características análogas a los ambientes donde se desarrollan, es decir, de las de los ambientes holomarinicos a las de los ambientes lacustres.

1.1.1.4 Ambientes fluviomarinos y holomarinicos

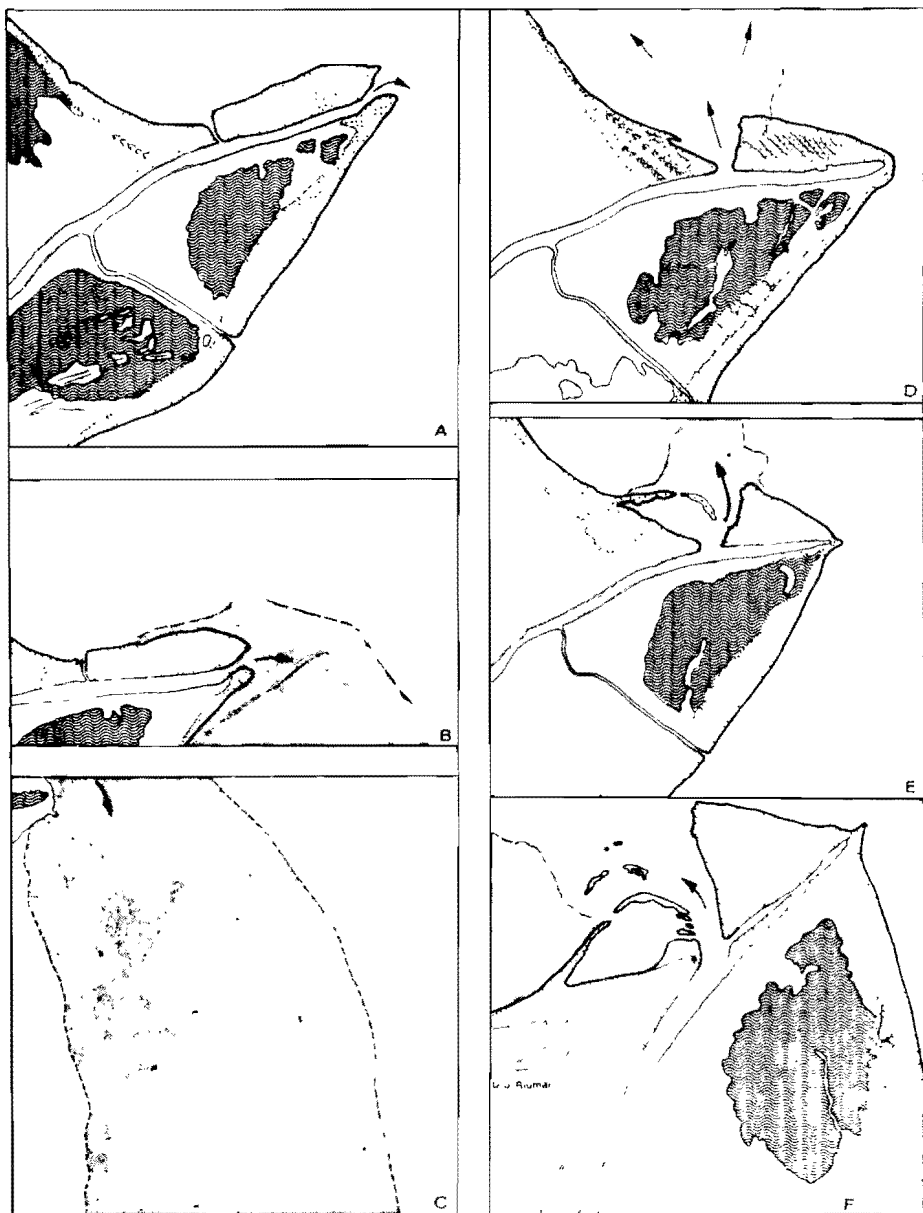
El frente deltaico (Q₂P, Q₂F1, Q₂C1) está caracterizado por la asociación de barras ligadas a la progradación deltaica (COLEMAN y GAGLIANO, 1965). El frente deltaico actual del Ebro presenta unas características intermedias entre las barras digitadas de arena (FISK y col., 1954; FISK, 1961) y las facies deltaicas de aguas someras (FISK, 1955). Es decir, existen barras bien definidas, pero éstas se extienden lateralmente y conectan con una capa de arena que se desarrolla de la línea de costa hacia afuera (figuras 3 y 4). Las



Figura 3.—Evolución del frente deltaico reciente entre 1946 y 1971. Reconstitución realizada a partir de fotos aéreas verticales (ver figura 4).

barras de arena individualizan pequeñas albuferas o lagunas que progresivamente se anexionan a la llanura deltaica.

Durante una crecida del río Ebro, en octubre de 1937, el antiguo canal inició una difluencia hacia el Norte por excavación de un pequeño canal de



A.—Febrero de 1946. B.—25 de febrero de 1946, la descarga de agua dulce bien marcada y orientada hacia el Sur. C.—20 de julio de 1957, detalle de la descarga de agua dulce en el mar. D.—1 de julio de 1957, en este cargo la descarga fluvial se realiza hacia el Norte. E.—25 de julio de 1967. F.—Noviembre de 1971 (ver explicación complementaria en el texto).

Figura 4.—El frente deltaico dibujado según sucesivas fotos aéreas que muestran los cambios en la defluencia y evolución así como las características de la descarga fluvial en diversos tiempos y condiciones.

corriente en el «levee» natural septentrional (figura 4 A). La difluencia del canal tuvo lugar a corta distancia de la boca del río y en menos de 20 años fue sustituida una boca o «gola» por la actual, pasando la antigua a ser colmatada y a retrogradar el cabo Tortosa. Así las barras de arena del nuevo frente deltaico se empiezan a desarrollar en 1957 (figura 4 D) y para 1971 ya se habían desarrollado tres generaciones sucesivas de barras, con las más externas aún completamente sumergidas (figura 4 F).

La textura de las arenas del frente deltaico es la misma que la de las arenas holomarinas (figura 2). No obstante, en el frente deltaico hay una gran variedad de sedimentos que marcan la transición entre los depósitos fluviales, los ambientes palustres y los ambientes holomarinas.

El contenido biológico es muy variado en cuanto a diversidad y número de individuos. Generalmente es muy bajo o nulo; sin embargo, en las barras de arena y flechas litorales se producen acumulaciones locales de fauna que constituyen hasta el 70 por 100 del sedimento total. Estas acumulaciones de fauna están asimismo generalmente ligadas a concentraciones de minerales laminares (biotita fundamentalmente). Las formas más abundantes son *Ammonia*, *Hydrobia*, *Lentidium* y *Cyprideis*.

Las estructuras sedimentarias más comunes son diversos tipos de estratificaciones cruzadas. Son también muy características las concentraciones diferenciales de minerales pesados y minerales laminares. Los minerales pesados se concentran en las zonas del frente deltaico abandonado y en retrogradación como resultado de una erosión diferencial de las arenas por el mar, por un efecto de batea. Las concentraciones de minerales laminares marcan zonas protegidas por barras de corriente, donde las partículas laminares pueden decantarse (SAINZ-AMOR y FONT-ALTABA, 1965; MALDONADO, 1972).

Las playas, barras litorales y flechas (Q₂P, Q₂C1, Q₂F1) están formadas por sedimentos originados a partir de dos fuentes diferentes:

- 1) Fluviales transportados a partir de la boca del río por corrientes litorales.
- 2) Sedimentos derivados de la erosión de lóbulos deltaicos abandonados.

Las flechas litorales se desarrollan por la aneji3n continua de barras litorales sumergidas a la l3nea de costa y a partir del extremo de 3stas, que est3 orientado hacia el punto de procedencia del sedimento. Posteriormente, el peque1o surco existente entre la precedente l3nea de costa y la nueva barra litoral aneji3nada, va siendo colmatado por las aguas y sedimentos que el oleaje transporta saltando la barra (MALDONADO y col., 1975).

La textura de los sedimentos de estos ambientes es la mejor definida de todos los dep3sitos de la llanura deltaica (figura 2). No obstante, se han detectado algunas anomal3as que son el resultado de peculiaridades en la sedimentaci3n. Se trata de acumulaciones de minerales pesados y minerales laminares, como las descritas en el frente deltaico. Es de notar, contraria-

mente a lo que podría esperarse, que las zonas de mayor energía con concentraciones de minerales pesados presentan una textura del sedimento con mediana más pequeña y peor clasificación que la mayor parte de las arenas holomarinas. Las concentraciones de minerales laminares son en general las mejor clasificadas y presentan una media mayor que la mayoría de estos depósitos.

Las estructuras sedimentarias son análogas a las descritas en el frente deltaico. Además, se debe mencionar la presencia de bolos de arcilla (eventualmente «armados» con una capa superficial de arena), estructura en esponja, y diversos tipos de laminaciones con concentraciones diferenciales de minerales. A menudo la zona de fluctuación del nivel freático está marcada por una concentración de carbonatos y de óxido de hierro. Estos compuestos son disueltos por las aguas de lluvia o escorrentía y precipitan en el contacto con el agua marina debido a los cambios de pH y salinidad.

El contenido biológico total es generalmente bajo y presenta características análogas a las descritas para el frente deltaico.

El *prodelta* (figura 5) está constituido típicamente por arcillas y lutitas marinas, laminadas, más o menos calcáreas, las cuales pasan gradualmente a arenas hacia el frente deltaico y a arcillas hacia la plataforma continental. La textura de los sedimentos es muy variable (figura 2). Laminaciones paralelas, lenticulares y ondulantes son las estructuras sedimentarias predominantes; laminaciones de *ripples* se encuentran mejor representadas en el *prodelta* proximal.

El contenido biológico es muy variable. Como resultado de la elevada tasa de sedimentación que prevalece en esta zona, la mayor parte de los depósitos está caracterizada por un bajo porcentaje de individuos en las muestras recogidas. Restos de plantas y láminas oscuras teñidas por materia orgánica son muy comunes.

Los foraminíferos bentónicos vivientes más abundantes en las proximidades de la boca del río, son *Ammonia beccarii* (Linné) y *Elphidium* sp. En el resto del *prodelta*, especialmente en los sedimentos lutíticos, las formas más abundantes son *Valvulineria complanata* (D'Orbigny), *Nonionella opima* Cushman, *Epistominella vitrea* Parker, *Bulimina aculeata* D'Orbigny, y *Brizalina pseudopunctata* (Höglund). El conjunto de las asociaciones faunísticas presentes es muy diverso.

El *prodelta* antiguo y plataforma de *prodelta* (figura 5) son cuerpos sedimentarios que ocupan zonas de lóbulos deltaicos abandonados. Después del abandono de un lóbulo deltaico las tempestades y el oleaje atacan el frente deltaico y *prodelta* dispersando los sedimentos y suavizando las características topográficas (figuras 5, 6 y 7). Las arenas del intradelta son dispersadas lateralmente y pasan a formar parte de las flechas y barras litorales; las lutitas son transportadas a su vez a aguas más profundas. De esta manera se crea una plataforma somera aguas afuera, la cual se extiende hasta una

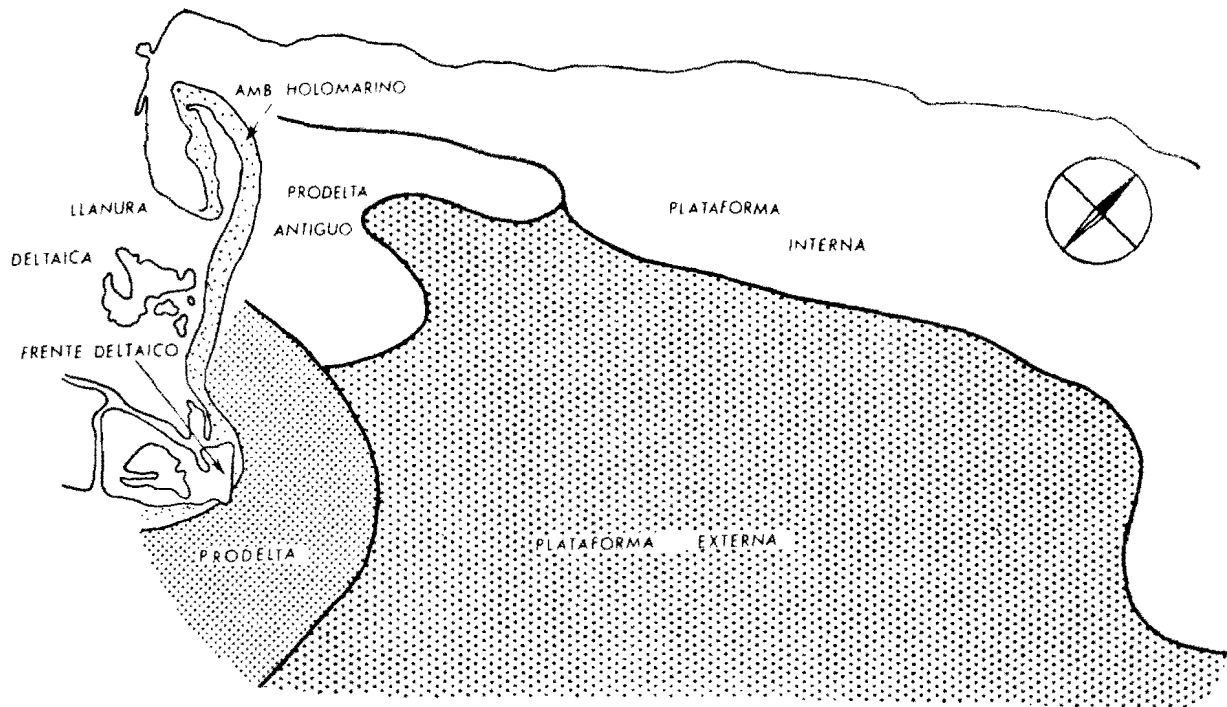


Figura 5.—Distribución de los ambientes deltaicos marinos. Explicación en el texto.



A.—Lóbulo deltaico meridional. B.—Lóbulo deltaico septentrional (siglos XVI y XIX). C.—Inicios del siglo XVIII. D.—Siglo XVIII.—E.—Año 1946. La línea de costa corresponde al año 1967.

Figura 6.—Lóbulos de la llanura deltaica del Ebro.

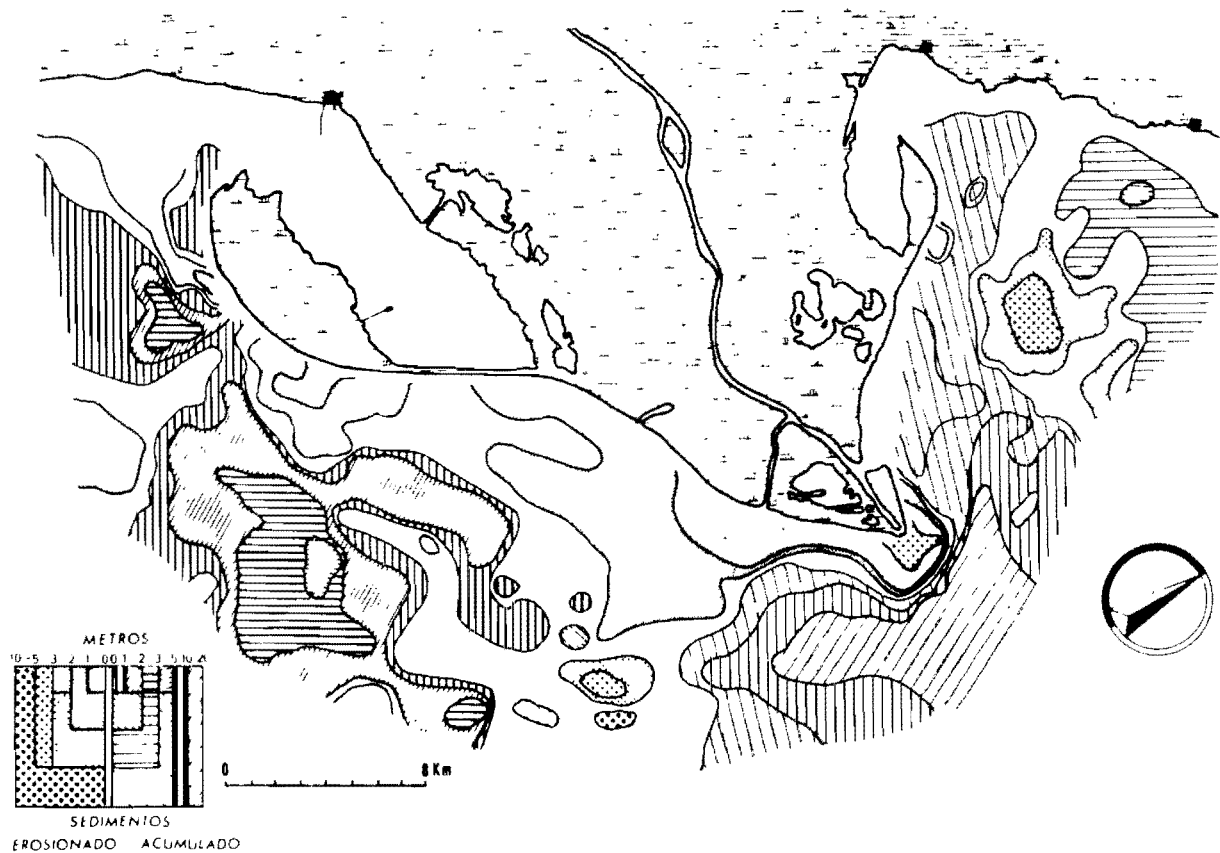


Figura 7.—Procesos de erosión y sedimentación en los ambientes marinos deltaicos entre los años 1890 y 1967. Explicación en el texto.

profundidad de 20 ± 5 m., más en equilibrio con la nueva situación. La profundidad hasta la cual la plataforma se extiende representa la zona de inversión de los procesos de erosión-acumulación, así como la profundidad efectiva de acción de las tempestades, o lo que es lo mismo, el nivel de base del oleaje (*wave base*).

Los sedimentos y facies son análogos a los del prodelta. No obstante, a menudo las secuencias están marcadas por contactos basales erosionales o contactos nítidos correspondientes a períodos de no deposición o erosión.

En los foraminíferos bentónicos vivientes se pueden distinguir dos asociaciones diferentes. En la región más próxima a la línea de costa, donde el fondo es arenoso y la agitación es moderada, las especies dominantes son *Eponides granulata* di Napoli Alliata, *Asterigerina* sp., *Ammonia beccarii* (Linné), *Nonion depressulus* (Walker y Jacob) y *Quinqueloculina schlumbergeri* (Wiesner). Esta zona se extiende hasta una profundidad de 10 m. A profundidades mayores (hasta 50 metros) el sustrato es fangoso y las especies vivientes dominantes de foraminíferos son *Nonionella opima* Cushman, *Bulimina aculeata* D'Orbigny, *Brizalina pseudopunctata* (Höglund) y *Valvulinaria complanata* (D'Orbigny) (MALDONADO, 1975b). Estas asociaciones son siempre muy diversas.

1.1.1.5 Ambientes marinos

El ambiente de bahía (figura 1) queda delimitado por las grandes flechas laterales que flanquean el delta. La temperatura del agua en el Port del Fangar varía entre 26° C y 8° C [LOPEZ y ARTE, 1973]. La variación de temperatura entre el fondo del puerto y la superficie es generalmente inferior a 2° C. La salinidad varía entre 38 y 16 por 1.000, siendo uniforme sobre el fondo a 38 por 1.000.

Una plataforma de arena muy somera rodea a casi toda la bahía por su parte interna. Esta plataforma se encuentra en gran parte cubierta por algas o una especie de marisma flotante. La plataforma se encuentra separada del fondo de la bahía por un pequeño talud.

Texturalmente los sedimentos de este ambiente pueden ser agrupados en tres tipos diferentes:

- 1) Arenas holomarinadas, localizadas en la plataforma de aguas someras.
- 2) Depósitos de suspensión uniforme, localizados en el fondo de la bahía.
- 3) Depósitos «pelágicos» (desde el punto de vista textural) los cuales sólo son encontrados en las partes más profundas de la bahía de los Alfacs, donde el débil oleaje de la bahía no afecta al fondo.

El contenido biológico está caracterizado por un gran número y variedad de especies de pecelípodos. Los foraminíferos vivientes están dominados por *Ammonia beccarii* (Linné) (20-80 por 100) junto con *Brizalina striatula* (Cush-

man), *B. pseudopunctata* (Höglund), *Hopkinsina pacifica atlantica* Cushman, y *Nonionella opima* Cushman. Todas estas especies viven en la superficie del sedimento. No obstante, en algunas partes del Port dels Alfacs hay extensas áreas de vegetación submarina y éstas permiten una asociación diferente con miliólidos incluyendo *Cyclogyra incerta* (D'Orbigny), *Triloculina rotunda* D'Orbigny y *Quinqueloculina schlumbergeri* (Wiesner). Las asociaciones de organismos en los sedimentos están formadas por mezclas de las dos asociaciones de organismos vivos descritas.

Las estructuras sedimentarias están representadas por diversos tipos de laminaciones cruzadas en la plataforma de aguas someras, y laminación paralela lenticular u ondulante en los depósitos lutíticos del fondo de la bahía. La actividad biogénica es muy intensa y puede oscurecer todas las estructuras sedimentarias primarias.

Los ambientes de plataforma (figura 5) pueden ser diferenciados en base a la asociación de facies (MALDONADO, 1972; ALOISI y DUBOUL-RAZAVET, 1974). Han sido distinguidas la plataforma interna y la plataforma externa, según la influencia continental esté más o menos marcada en la facies.

1.1.2 HOLOCENO

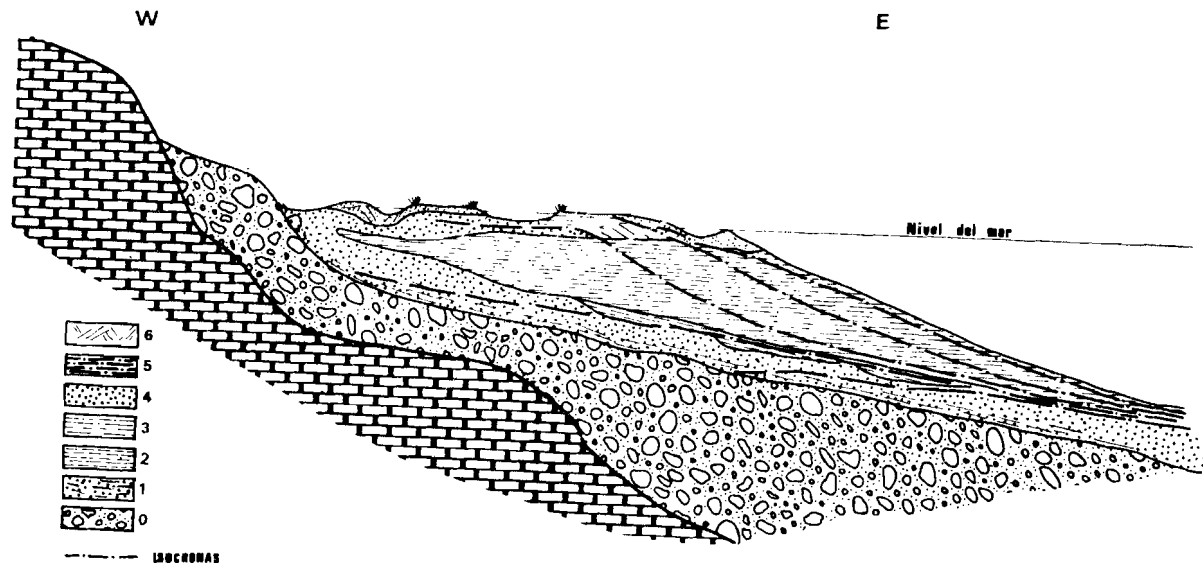
La estratigrafía del delta, basada en sondeos, es diferente según el área considerada, aunque unas características generales pueden ser establecidas (SOLE-SABARIS y col., 1961, 1965; MACAU, 1961; MALDONADO, 1972). Los sondeos realizados en la llanura deltaica próxima al límite hacia tierra están caracterizados por la abundancia de secuencias —agrupaciones de sedimentos más o menos relacionados— y una alta frecuencia de litofacies detríticas gruesas, indicativas de depósitos continentales o transicionales (MALDONADO, 1972, 1975a, b). Por ejemplo, depósitos de gravas discoidales, representantes de ambientes litorales, se encuentran próximos al límite interno de la llanura deltaica, a 1 ó 2 metros de la actual superficie.

En los sondeos distales —próximos a la desembocadura del río— el número de secuencias y el tamaño medio de grano de los depósitos del complejo deltaico decrece inversamente con la distancia al límite interno del delta.

Seis agrupaciones principales de facies forman el complejo deltaico del Ebro (figura 8):

0.—*El Substrato* del complejo deltaico está formado por los depósitos del Pleistoceno: gravas poligénicas del antiguo eje del valle fluvial y depósitos monogénicos calcáreos de pie de monte en los márgenes.

1.—*Miembro basal*, comprende sedimentos lutíticos de la llanura costera representantes de los ambientes palustres y fluviales formados durante el ascenso eustático del nivel del mar. Estos son recubiertos por el complejo transgresivo de arenas y gravas costeras. Los depósitos transgresivos son



0.—Substrato del complejo deltaico: Pleistoceno fluvial y fanglomerados. 1.—Depósitos palustres. 2.—Lutitas y arcillas marinas. 3.—Lutitas y limos fluvio-marinos (prodelta). 4.—Arenas (gravas) fluvio-marinas y holomarinas. 5.—Depósitos palustres actuales. 6.—Depósitos fluviales. Explicación en el texto.

Figura 8.—Perfil esquemático O-E a través del eje del complejo deltaico.

similares en facies a las arenas holomarinas, aunque la génesis y tamaño de grano son diferentes.

2.—*Lutitas y arcillas marinas* con foraminíferos bentónicos y ocasionalmente planktónicos. Estos depósitos están caracterizados por un alto porcentaje de fauna marina y bajo contenido en fracción terrígena. Son equivalentes a los depósitos de plataforma externa de los ambientes recientes.

3.—*Lutitas y limos fluvio-marinos* con fauna marina escasa o no presente. Estas facies corresponde esencialmente a los depósitos de prodelta formados durante la progradación deltaica.

4.—*Arenas y gravas fluvio-marinas y holomarinas* de los complejos costeros. Estos depósitos se extienden sin solución de continuidad a través del delta proximal, desde el miembro basal hasta la base de los depósitos de llanura deltaica.

5.—*Depósitos palustres ricos en materia orgánica*, los cuales forman parte integrante de la llanura deltaica.

6.—*Arenas y lutitas fluviales*, asociadas a la facies anterior.

La llanura deltaica está formada por la integración de tres litofacies principales: arenas (gravas), lutitas y sedimentos ricos en materia orgánica (turba). Las arenas pueden ser fluviales y fluvio-marinas u holomarinas. Ambos tipos pueden ser fácilmente distinguidos por la textura y contenido faunístico.

Las facies descritas pueden ser agrupadas en tres tipos principales de secuencias:

1) *Secuencias transgresivas*, las cuales forman la base del delta y se desarrollan como resultado de ascenso eustático postglacial.

2) *Secuencias de aumento de tamaño de grano fluvio-marinas y holomarinas* (o secuencias de cislapamiento), están caracterizadas por el descenso hacia arriba en el contenido faunístico y el aumento paralelo de tamaño de grado. Estas secuencias resultan esencialmente de la progradación deltaica, aunque también pueden producirse en otros procesos sedimentarios.

3) *Secuencias de disminución de tamaño de grano*, las cuales se desarrollan en los procesos de colmatación de los ambientes lacustres y cauces abandonados.

Las secuencias transgresivas son generalmente muy delgadas y contienen sedimentos retrabajados en la base. Las isócronas trazadas a través de estos depósitos están muy próximas y cortan la base del delta según ángulos muy bajos. Por el contrario, las secuencias de cislapamiento son muy potentes. Las isócronas de estos depósitos representan superficies deposicionales de los sedimentos correspondientes al prodelta. De esta manera estas isócronas encuentran las isócronas de los depósitos basales a un ángulo alto. Las secuencias de disminución de tamaño de grano son muy delgadas y están caracterizadas por capas subhorizontales de turba y suelos las cuales se pueden utilizar como isócronas.

2 EVOLUCION HISTORICA

El desarrollo del delta del Ebro, al igual que el de los demás deltas recientes, se inició al finalizar la última glaciación, prosiguiendo durante el ascenso eustático del nivel del mar. Este desarrollo está caracterizado por períodos alternantes gobernados por el predominio del ascenso eustático del nivel del mar sobre la tasa de sedimentación, y viceversa. Cuando el que predomina es el ascenso del nivel del mar se desarrollan delgadas secuencias transgresivas, dado que los sedimentos suministrados por el río son transportados por deriva litoral y esparcidos sobre la plataforma. Por el contrario, si la tasa de sedimentación predomina, el delta prograda como una sucesión de potentes secuencias cislapantes. Los sedimentos suministrados por el río son en este caso depositados cerca de su boca.

El máximo de la glaciación Würm se sitúa hace unos 20.000 años (MORNER, 1971) y en este tiempo el nivel del mar se encontraba a unos 85-90 m. por debajo del nivel actual. Durante la transgresión Flandriense potentes acumulaciones de gravas fueron depositadas en el valle fluvial. Posteriormente, las secuencias transgresivas fueron depositadas en la plataforma continental sobre los depósitos continentales del Pleistoceno. En este estadio inicial, y dado que la línea de costa se localizaba mucho más cerca del talud continental, gran parte de los sedimentos suministrados por el río fueron transportados por corrientes de turbidez y depositados en el cono submarino del Ebro, al pie de dicho talud.

El ascenso eustático del nivel del mar no se produjo de una manera continua y uniforme, sino que tuvieron lugar estabilizaciones temporales a diversos niveles. Hemos podido detectar en los sondeos dos de estas estabilizaciones, una a $-10 - 12$ m. y otra a -5 m. por debajo del nivel actual del mar (MALDONADO, 1972). Con la estabilización a -10 m. la progradación del delta se incrementó activamente formándose una llanura deltaica importante. Los datos de C^{14} dan una edad de 7.680 ± 350 años a. p. para la turba de la primera estabilización del nivel del mar inferior y de 5.180 ± 350 años a. p. para la turba de la segunda estabilización (SOLE-SABARIS y col., 1965). JONKER (1952), por otra parte, realizó análisis polínico de la turba superficial al norte de San Carlos y encuentra que dicha turba se formó durante el período Subatlántico.

Esta llanura deltaica primitiva fue transgredida posteriormente ante el continuo ascenso del nivel del mar. Ello da lugar al desarrollo de depósitos marinos de aguas someras que pueden ser detectados en los sondeos internos a profundidades de -5 y -3 m. La pequeña extensión de estos depósitos indica una notable disminución del ascenso eustático al mismo tiempo que el suministro de sedimento fluvial fue lo suficientemente importante como para impedir la transgresión extensiva del delta.

Las delgadas secuencias basales fueron desarrolladas en menos de 13.000 años, entre el inicio del ascenso eustático del nivel del mar y la estabilización a — 10 m. El resto de los depósitos deltaicos se formaron durante un período de unos 8.000 años. De todo ello se deduce un notable aumento de velocidad de sedimentación hacia la parte superior de las secuencias, al mismo tiempo que se verificaba una disminución de la velocidad del ascenso eustático.

La llanura deltaica actual del Ebro está formada por los lóbulos deltaicos representados en la figura 6 (MALDONADO y RIBA, 1971). El lóbulo deltaico meridional (A) es el más antiguo y se desarrolló hasta el siglo XVI. El lóbulo septentrional (B) se desarrolló esencialmente durante los siglos XVII y XVIII, alcanzando hasta el inicio del siglo XIX. El período activo del lóbulo central (C, D y E) coexiste con el del lóbulo septentrional durante su estadio final de desarrollo. Inicialmente, el lóbulo central tuvo un distributario hacia el Norte, activo durante el inicio del siglo XVIII. El distributario oriental alcanzó su máximo desarrollo hacia 1946 (figuras 3 y 4).

El desarrollo actual del delta del Ebro está controlado por la difluencia del cauce hacia el Norte y por la disminución de los aportes fluviales del río Ebro durante las últimas décadas. Efectivamente, el análisis de la descarga fluvial del río Ebro durante este siglo pone de manifiesto una disminución del 14,8 por 100 para el período de 1951-1965 en relación al período de 1912-1935 (MASACHS, 1948; MALDONADO, 1975a).

WRIGHT y COLEMAN (1973) han analizado la presente morfología del delta del Ebro como una función de oleaje y la descarga del río. ZENKOVICH (1967) ha descrito el delta del Ebro como un tipo de delta idealizado formado por un canal simple descargando en aguas profundas.

Los procesos de erosión y sedimentación desarrollados en el delta del Ebro entre 1890 y 1967 están representados en la figura 7. En este mapa figuran los importantes cambios habidos y la notable aparición de un lóbulo deltaico después de la difluencia de su distributario así como los fenómenos de desarrollo de la plataforma de prodelta. Los tres lóbulos deltaicos ponen de manifiesto esta evolución. El lóbulo meridional, más antiguo, ha sufrido muy pocos cambios durante el período considerado al ya encontrarse muy próximo al estadio de equilibrio. Por el contrario el lóbulo oriental, más reciente, está siendo notablemente afectado y modificado durante este período. El lóbulo septentrional muestra una evolución intermedia entre uno y otro extremo.

3 GEOLOGIA ECONOMICA

AGUAS SUBTERRANEAS

El Delta del Ebro y los cuaternarios del área tortosiana son formaciones

muy ricas en acuíferos. Dentro de los acuíferos superficiales, cabe especificar los siguientes:

Los «levees» naturales (Q_2Li) el agua que encierran, generalmente fluvial, se encuentra formando un manto a profundidades de 1 a 2 metros; aunque, según los lugares, pueden haber intrusiones marinas, cuya influencia se puede sentir hasta Amposta.

En las marismas (Q_2Mt) el agua dulce se encuentra siempre a menos de 1 metro por debajo de la superficie. La intrusión de la cuña de agua marina es tanto más importante cuanto más próximo se esté al mar, y depende además de la naturaleza de las aguas de las lagunas o estanques vecinos y del nivel de los mismos. El nivel freático depende de las oscilaciones estacionales que sufran dichos estanques, de las lluvias y de los temporales marinos. Los canales fluviales abandonados (Q_2Lis) pueden encerrar agua especialmente en las cuñas arenosas formadas en los extremos de dichos distributarios; aunque por ser algo más deprimidos, temporalmente pueden estar invadidos por las aguas superficiales.

Los ambientes fluviomarinos y holomarinicos: las playas arenosas (Q_2P), las arenas de cordón litoral (Q_2C1) y las de flecha de litoral (Q_2F1), como las del Port del Fangar, están invadidas por la cuña de agua marina, la cual se encuentra a pocos decímetros de la superficie; e incluso las olas de los temporales de levante pueden saltar los cordones y las flechas litorales inundando toda la masa arenosa. Las dunas (Q_2D) podrían almacenar el agua pluvial eventualmente aprovechable; pero hay que tener presente que gran parte del cordón de dunas de la costa NE del delta (al NO de la Gola Norte) es destruido periódicamente por el oleaje de los temporales.

ROCAS INDUSTRIALES

Arenas

El Delta del Ebro es un amplio yacimiento de arenas, especialmente en las playas (Q_2P), el frente deltaico, las flechas (Q_2F1) y las dunas (Q_2D). Las arenas de las dunas son esencialmente de cuarzo, con algunos minerales máficos resistentes y algunos minerales laminares, de grano anguloso y muy homogéneas. Es sabido que las impregnaciones de sales pueden hacerlas no aptas para áridos. Se utilizan para la prefabricación de hormigones. Se hacen, además, extracciones locales y temporales de dimensiones reducidas y en lugares fácilmente accesibles por carretera, en la terraza baja o de inundación (Q_2A1) y en el lecho de los tributarios de los ríos.

PROSPECCIONES DE HIDROCARBUROS EN EL DELTA

Puede decirse que las prospecciones realizadas en tierra firme en el área del Delta del Ebro, a partir de 1964, fueron promotoras de las investigaciones

que a partir de aquel momento condujeron al descubrimiento de la cuenca mesozoica-terciaria mediterránea, a los sondeos «offshore» y al descubrimiento de los yacimientos petrolíferos de Amposta, Casablanca y Tarragona.

En efecto, a la asociación COPAREX-INI, en 28-8-1963, les fue concedido un permiso de investigación, denominado «Amposta», de 34.600 Has., que cubría todo el delta y por primera vez se extendía por las zonas marítimas colindantes. Las campañas de sísmica y los dos sondeos iniciales (Amposta terrestre-1 y San Carlos-1), realizados en 1965 y 1966 confirmaron la importancia que la plataforma continental podía tener para la investigación petrolífera.

Los tres sondeos realizados por la asociación INI (60 por 100)-COPAREX (40 por 100) (Instituto Nacional de Industria y Compagnie de Participation de Recherches et d'Exploitation Pétrolières) en los permisos Amposta «A», «B» y «C» fueron los que resumimos en el cuadro siguiente:

Núm. Reg.	Año	Designación	Permiso	Coordenadas	Prof. final	Fechas
152	1965	Amposta-1 (terrestre)	Amposta «C»	40°39'22''N 04°27'42''E	1647,5 m.	1-7-65 al 3-8-65
183	1966	San Carlos-1	Amposta «B»	40°40'45''N 04°21'25''E	306,8 m.	3-5-66 al 14-5-66
257	1971	Delta Ebro-1	Amposta «A»	40°43'48''N	604,5 m.	9-9-71 al 2-10-71

Nota: las longitudes están referidas al meridiano de Madrid, el cual está a 3° 41' 15" al O de Greenwich.

Hay que hacer constar que ninguno de los tres sondeos mencionados, se halla ubicado en el marco de la Hoja de «Buda». Sin embargo, el sondeo Delta del Ebro-1 se halla sólo a 200 m. fuera del límite de la presente Hoja, y dentro de la vecina número 522 «Tortosa». Y el sondeo Amposta terrestre, se emplazó junto a la playa y a 3,4 Km. al OSO de límite meridional de la presente Hoja. Por consiguiente, los resultados y columnas estratigráficas pueden ser fácilmente extrapolados.

El sondeo Amposta terrestre-1 cortó (según RIOS, 1975):

Cuaternario:	0-704 m.	Arenas, limos y gravas
Plioceno:	704-776	se cortaron las «Areniscas del Ebro» (Ebro sandstones) y las «Arcillas del Ebro» (Ebro clays)
Mioceno:	776-1595	
— Discordancia		
Mesozoico:	1595-1647,5	
	Profundidad final 1647,5 m.	

El sondeo Delta del Ebro-1 cortó:

Cuaternario-Plioceno:	0-370 m.	Arenas, limos, arcillas y gravas y las «Areniscas del Ebro» (Ebro sandstones)
Mioceno:	370-516	«Arcillas del Ebro» (Ebro clays)
— Discordancia		
Mesozoico:	516-604,5	
	Profundidad final 604,5 m.	
	No dio indicios de agua salada.	

La sucesión de los sondeos, de tierra a mar, revela que el Neógeno tiene una posición transgresiva sobre una antigua superficie de erosión que decapita el Mesozoico carbonatado, fallado y deformado en bloques levantados y hundidos aguas afuera. Las «Areniscas del Ebro» y las «Arcillas del Ebro», marinas y de edad plio-cuaternaria fosilizan los paleorrelieves mesozoicos. Aguas afuera del delta y por debajo de las «Arcillas del Ebro» yacen las «Areniscas de Castellón» (Castellón sandstones) y las «Arcillas de Castellón» (Castellón shales) del Mioceno tortoniense al Mioceno final. En el paso al Plioceno hay una disconformidad muy suave.

4 BIBLIOGRAFIA

- ALOISI, J. C., et C. A. DUBOUL-RAZAVET (1974).—«Deux exemples de sédimentation deltaïque actuelle en Méditerranée: Les deltas du Rhône et de l'Ebre». *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, v. 8, pp. 227-240, Pau.
- COLEMAN, J. M., and GAGLIANO, S. M. (1965).—«Sedimentary structures: Mississippi River deltaic plain». In: MIDDLETON, G. V. (ed.), *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*. Soc. Econ. Paleont. and Mineral., Sp. Pb., núm. 12, pp. 133-148. Tulsa, Oklahoma.
- DOBBY, E. H. G (1936).—«The Ebro Delta». *Geographical Journal*, v. 87, pp. 455-474. London.
- FISK, H. N.; McFARLAN, E.; KOLB, C. R., and WILBERT, L. J. (1954).—«Sedimentary framework of the modern Mississippi Delta». *Jour. Sed. Petrology*, v. 24, pp. 76-99.
- FISK, H. N. (1955).—«Sand facies of recent Mississippi Delta deposits. 4th World Petrol. Congr. (Rome). Proc. Ser. 1-C, pp. 377-398.
- (1961).—«Bar-finger sands of Mississippi Delta». In: PETERSON, A., and OSMOND, J. C. (ed.). *Geometry of Sandstone Bodies*. Am. Assoc. Petrol. Geologists, pp. 29-52.
- FRIEDMAN, G. M. (1961).—«Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Jour. Sed. Petrology*, v. 31, pp. 514-529.

- JONKER, J. P. (1952).—«Analyse pollinique d'une tourbière dans le Delta de l'Ebre». *Collectanea Botánica*, v. III, II (5), pp. 179-182.
- KOLB, Ch. B., and VAN LOPIK, J. R. (1966).—«Depositional environments of the Mississippi River deltaic plain, southeastern Louisiana». In: SHIRLEY, M. L. (ed.), *Deltas in Their Geologic Framework*, Houston Geological Society, pp. 17-61.
- LOPEZ, J., and ARTE, P. (1973).—«Hidrografía y fitoplancton del Fangar». *Inv. Pesq.*, v. 37 (1), pp. 17-56. Barcelona.
- MACAU, F. (1961).—«Contribución al estudio del Cuaternario en el Delta del Ebro». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. LIX, pp. 69-76. Madrid.
- MALDONADO, A (1972).—«El Delta del Ebro: Estudio sedimentológico y estratigráfico». *Boletín de Estratigrafía*, v. 1, 486 pp. Universidad de Barcelona.
- (1975a).—«Sedimentation, Stratigraphy and Development of the Ebro Delta (Spain)». In: M. L. BROUSSARD (ed.): *Delta Models for Exploration*, pp. 311-338. Houston Geological Society (Texas).
- (Ed.) (1975b).—«Field Guide to trip 16. Deltas of the Northern Mediterranean Sea: The Ebro Delta», *IXth International Congress of Sedimentology*, Nice, July 1975, 78 pp.
- MALDONADO, A., and RIBA, O. (1971).—«El delta reciente del río Ebro: descripción de ambientes y evolución». *Acta Geol. Hispánica*, v. VI (5), pp. 131-138. Barcelona.
- MALDONADO, A.; RIBA, O., and SOLER, R. (1973).—«Programa de computador para el cálculo granulométrico por medio del análisis con el hidrómetro». *Boletín Geológico y Minero*, v. 84 (6), pp. 438-446. Madrid.
- MALDONADO, A.; RIBA, O., and SERRA-RAVENTOS, J. (1975).—«Flèches Sédimentaires du delta de l'Ebre. Développement et évolution». In: A. MALDONADO (ed.), *Field Guide to Trip 16 the Ebro Delta*, pp. 59-65. *IXth International Congress of Sedimentology*, Nice, 1975.
- MASACHS, V. (1948).—«El régimen de los ríos peninsulares». *Publ. del Inst. «Lucas Mallada»*, 162 pp. Barcelona.
- MORNER, N. A. (1971).—«Eustatic changes during the last 20,000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area». *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, v. 9, pp. 153-181.
- MURRAY, J. W. (1973).—«Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids». *Heinemann Educational Books.*, 247 pp. London.
- OOMKENS, E. (1970).—«Depositional sequences and sand distribution in the Post-glacial Rhône delta complex». In: MORGAN, J. (ed.), *Deltaic Sedimentation Modern And Ancient.*, Soc. Econ. Paleont. and Mineral., Sp. Pub. núm. 15, pp. 198-212, Tulsa, Oklahoma.
- PASSEGA, R. (1957).—«Texture as characteristic of clastic deposition». *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 41 (9), pp. 1952-1948.
- PASSEGA, R., and BYRAMJEE, R. (1969).—«Grain-size image of clastic deposits». *Sedimentology*, v. 13, pp. 233-252.

- SAINZ-AMOR, E., y FONT-ALTABA, M. (1965).—«Estudio mineralógico y granulométrico de algunas muestras de arenas recogidas en el Delta del Ebro». *Anales de Edafología y Agrobiología*, v. XXIV (3, 4), pp. 135-150.
- SCRUTTON, M. E. (no publicado).—«The distribution and ecology of recent Foraminiferida off the Ebro Delta». Ph. D. Thesis University of Bristol (1969), 306 pp.
- SOLE-SABARIS, L.; MACAU, F.; VIRGILI, C., y LLAMAS, M. R. (1961).—«Algunos datos sobre la evolución sedimentaria del Delta del Ebro». 2.ª Reunión de Sedimentología. *Instituto de Edafología*, pp. 197-199. Madrid.
- (1965).—«Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del Bajo Ebro». *Memorias y Comunicaciones*, v. 1, pp. 83-92. Barcelona.
- WRIGHT, L. D., and COLEMAN, J. M. (1973).—«Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes». *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 57 (2), pp. 370-398.
- ZENKOVICH, V. P. (1967).—«Processes of Coastal Development», *Oliver and Boyd*, 738 pp. London.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA