

**ESTUDIO GEOLÓGICO DEL DELTA DEL EBRO.  
PROYECTO PARA LA EVALUACIÓN DE LA TASA  
DE SUBSIDENCIA ACTUAL  
(CONVENIO CEDEX-ITGE 6/2/1995)**

**INFORME**



NOVIEMBRE, 1996

**ESTUDIO GEOLÓGICO DEL DELTA DEL EBRO.  
PROYECTO PARA LA EVALUACIÓN DE LA TASA DE  
SUBSIDENCIA ACTUAL  
(CONVENIO CEDEX-ITGE 6/2/1995)**

---

**INFORME**

OCTUBRE, 1996



# ÍNDICE

Preámbulo.....	4
<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>5</b>
1.1. OBJETIVOS DEL PROYECTO.....	6
1.1.1. Metodología de trabajo.....	7
1.1.2. Otras metodologías posibles.....	8
1.2. TRABAJOS REALIZADOS.....	8
1.2.1. Trabajos contemplados en el Convenio.....	8
1.2.2. Modificaciones introducidas durante la elaboración del Estudio.....	9
1.2.3. Equipo de trabajo y colaboradores.....	11
<b>2. ANTECEDENTES.....</b>	<b>12</b>
<b>3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>14</b>
3.1. EL MARGEN PLIO-PLEISTOCENO DEL EBRO.....	15
3.2. LA TRANSGRESIÓN HOLOCENA.....	18
<b>4. EL DELTA HOLOCENO.....</b>	<b>21</b>
4.1. CARACTERÍSTICAS FUNDAMENTALES.....	21
4.2. MORFOLOGÍA SUPERFICIAL (GEOMORFOLOGÍA).....	21
4.3. ESTRUCTURA INTERNA.....	22
4.3.1. Información previa existente.....	22
a) Gravimetría.....	24
b) Sísmica multicanal.....	24
c) Sísmica alta definición.....	25
d) Sondeos eléctricos verticales.....	27
e) Sondeos mecánicos.....	27
4.3.2. Información obtenida en el Proyecto.....	33
a) Sísmica de alta resolución.....	33
b) Sondeos mecánicos.....	35
4.3.3. Estructura del sustrato pre-Holoceno en el área del delta actual.....	36
4.3.4. Estratigrafía y estructura del delta holoceno.....	38
4.4. EVOLUCIÓN DELTAICA.....	42
4.4.1. Etapa prehistórica.....	42

4.4.2. Etapa histórica.....	42
a) Época antigua (anterior al año 1149).....	44
b) Siglos XII al XVII.....	46
c) Desde inicios del siglo XVIII a 1946.....	48
d) Evolución reciente.....	49
4.5. MODIFICACIONES ANTRÓPICAS.....	50
4.5.1 Introducción.....	50
4.5.2. Factores que influyen en el desarrollo deltaico.....	51
a) Variación del nivel del mar.....	51
b) Aportes fluviales.....	52
c) Régimen fluvial .....	53
d) Subsistencia.....	54
<b>5. CURVA DE VARIACIÓN RELATIVA DEL NIVEL DEL MAR Y CÁLCULO DE LA TASA DE SUBSIDENCIA.....</b>	<b>56</b>
5.1. ECUACIONES FUNDAMENTALES DEL EQUILIBRIO DE UN DELTA.....	56
5.2. MODELIZACIÓN BIDIMENSIONAL DE CUERPOS DELTAICOS.....	58
5.3. MODELOS PARA EL DELTA HOLOCENO DEL EBRO.....	60
5.4. COMPARACIÓN DE VARIACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR: UN MÉTODO DE APROXIMACIÓN AL CÁLCULO DE TASAS DE SUBSIDENCIA.....	63
5.5. EQUILIBRIO DEL DELTA: DÉFICIT SEDIMENTARIO.....	67
5.6. PROCESOS DE DEFORMACIÓN Y HUNDIMIENTOS LOCALES EN EL SENO DEL DEPÓSITO DELTAICO.....	69
<b>6. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS.....</b>	<b>76</b>
REFERENCIAS.....	77

## **Preámbulo**

Este Informe contiene los resultados obtenidos en una línea de investigación abierta, por el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) y el Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE), destinada al estudio de la subsidencia reciente en el delta del río Ebro. Para este fin se firmó un Convenio específico de colaboración entre ambos Organismos con fecha 6 de Febrero de 1995.

Para el CEDEX el presente Estudio se enmarca dentro de los trabajos relacionados con el “Estudio de la Dinámica Litoral del Delta del Ebro y Prognosis de su Evolución” para los que tiene establecido un Convenio (clave 22-494-5-035) con la Dirección General de Costas del Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente (actualmente del Ministerio de Medio Ambiente).

Para el ITGE el presente Estudio se enmarca dentro de los realizados en los sistemas sedimentarios actuales y recientes de la Costa española, para el conocimiento de la dinámica de estos sistemas y su relación con los existentes en la Plataforma continental y Talud adyacente. Por este motivo el mencionado Estudio, nº 95018 del Programa 1 (Cartografía Geológica Básica), Subprograma 1 (Cartografía Geológica Básica), Línea 2 (Estudio geológico de los Fondos Marinos) fue encargado al Servicio de Geología Marina de la Dirección de Geología y Técnicas Básicas.

Los trabajos realizados en el presente Estudio se han orientado claramente a resolver el objetivo básico planteado, que consiste en el cálculo de la tasa de subsidencia actual, o mejor dicho, reciente, del Delta del Ebro. Para ello se han reorientado los métodos de investigación cuando los conocimientos adquiridos lo han aconsejado.

Este Informe es una revisión del entregado en Julio de 1996.

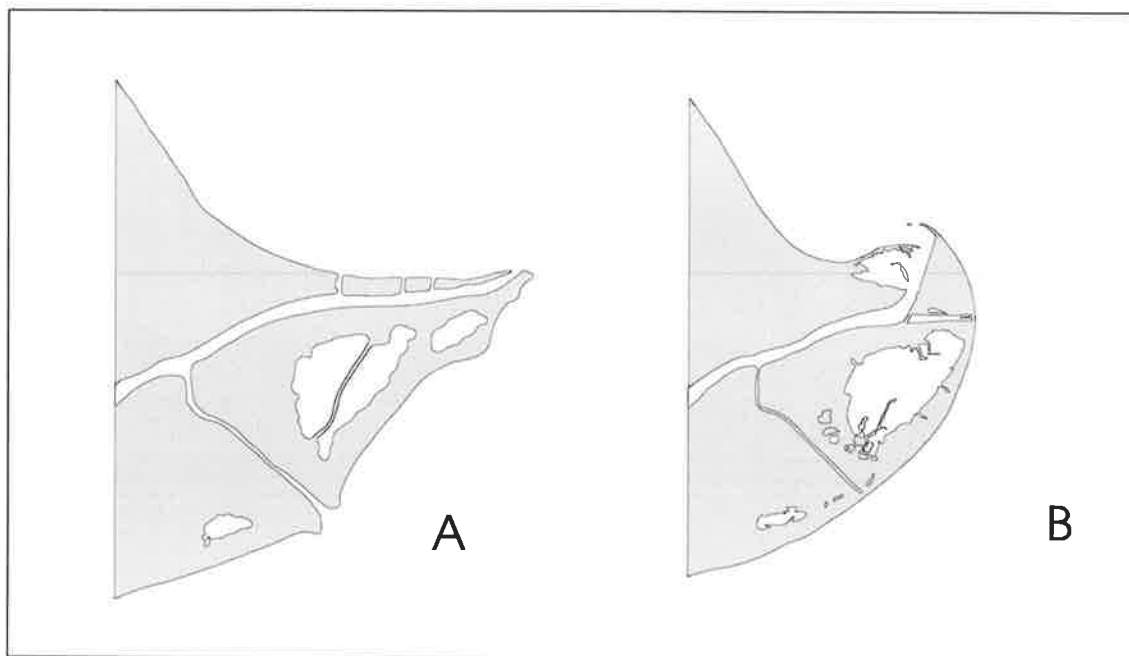
## 1. INTRODUCCIÓN

El delta del río Ebro, con una extensión de 320 km<sup>2</sup>, es el mas importante de la costa mediterránea ibérica y el tercero del Mediterráneo. Conjuntamente con el río Ródano aportan la mayor parte del sedimento a la cuenca mediterránea nord-occidental. Al igual que ocurre en la mayor parte de los deltas actuales, su estudio es objeto de interés creciente dada su vulnerabilidad a los cambios climáticos y a las importantes modificaciones introducidas por el hombre en los parámetros físicos que regulan su desarrollo. Conocido en sus rasgos geológicos fundamentales desde Maldonado (1971), su grado de conocimiento actual (referido a su estructura interna y a su historia geológica) dista mucho de ser aceptable, en especial si comparamos con el que se posee, por ejemplo, de otros grandes deltas actuales (Mississippi, Ródano, Po, Rhin-Mosa, Amarillo y Nilo). Esto es debido en gran parte por la escasez de información sobre su estructura interna, dada la insuficiencia de sondeos existentes (por el nulo interés de sus acuíferos superficiales desde el punto de vista de explotación) y también por la escasez de información histórica sobre la evolución de la llanura deltaica (por la débil presencia humana hasta entrado el siglo XVIII).

Por los datos históricos, desde el inicio de la civilización (por lo menos desde inicios del siglo XII) hasta mediados del siglo XX, el delta del Ebro estuvo progradando a través de distintas desembocaduras que se sucedieron en el tiempo, tal y como se deduce de los archivos documentales y de las cartografías e imágenes existentes. A partir de mediados del siglo XX, sin que se pueda precisar con exactitud la fecha de su involución, el delta del Ebro ha entrado en una fase regresiva que ha hecho variar substancialmente la morfología de su frente deltaico (fig. 1).

Si bien los efectos inmediatos y mas visibles de la regresión se localizan en la línea de costa, y mas concretamente en la zona del cabo de Tortosa, la modificación antrópica del régimen fluvial en aquellos factores que determinan la agradación deltaica (crecidas, avulsiones, transporte sedimentario) implica que en la actualidad el hundimiento, por subsidencia y/o la previsible subida del nivel del mar asociada al

cambio climático, no es compensado por aporte sedimentario alguno sobre la llanura deltaica.



**Fig. 1.-** *Modificación de la morfología del cabo de Tortosa entre 1950 (A) y 1988 (B)*

En el delta del Ebro no se ha realizado, hasta el momento, ninguna evaluación sobre la tasa de subsidencia actual o reciente. Aparentemente, el único factor adicional introducido por la actividad humana que puede actuar acelerando la subsidencia es el bombeo del acuífero superficial que se viene realizando para provocar el descenso del nivel freático, especialmente en áreas desecadas.

### 1.1. OBJETIVOS DEL PROYECTO

El objetivo fundamental del Estudio, establecido en el Convenio, es el evaluar la tasa de subsidencia existente en el Delta del Ebro. Como objetivos subordinados se encuentran:

- Estudio de la estructura del basamento pre-holoceno del delta.
- Estudio de la estratigrafía y estructura interna del edificio holoceno.

Para el análisis de la subsidencia podía optarse por un método directo, con resultados a medio y largo plazo, como la *comparación de nivelaciones geodésicas de alta precisión*, o bien por un método histórico como es el de construir una curva de variación relativa del nivel del mar para el Holoceno y compararla con otras áreas cercanas supuestamente estables.

### **1.1.1. Metodología de trabajo**

El método utilizado en este Estudio ha sido el de la comparación de curvas relativas de variación del nivel del mar, obtenidas en el delta del Ebro y en otras áreas próximas. La utilización de este método requiere disponer de dataciones absolutas sobre puntos de la serie estratigráfica de los que se conozca su posición relativa con respecto al nivel del mar tanto en el momento de su sedimentación (o formación) como en la actualidad. El método mas usual es la datación de niveles orgánicos fósiles (turbas), originados en zonas de marisma, que se supone formados al nivel del mar. Este método tiene la ventaja de su inmediatez, cuando existen niveles orgánicos datables, y la desventaja de que los valores obtenidos no son valores actuales sino que el método nos permite dibujar una curva de variación relativa del nivel del mar a lo largo del Holoceno, un periodo de tiempo relativamente largo desde la perspectiva humana (8.000 años para los deltas desde el inicio de la progradación). Esta curva será tanto mas precisa cuanto mayor sea el abanico de dataciones que puedan obtenerse. Además de la subsidencia, incorporan la suma de las oscilaciones relativas del nivel del mar ocurridas en el espacio de tiempo considerado por lo que para obtener la tasa de subsidencia habría que descontar la variación real del nivel del mar en el lapso de tiempo considerado. Por este motivo tiene una mayor significación la comparación de curvas de variación relativa del nivel del mar con otras áreas geográficas supuestamente estables. Sobre este problema volveremos en el apartado correspondiente.

### **1.1.2. Otras metodologías posibles**

El método de comparar nivelaciones geodésicas de alta precisión tiene la ventaja que se obtienen valores numéricos actuales, con un margen de error que es función del tiempo transcurrido entre mediciones, de la magnitud de la subsidencia y de la precisión del método de toma de datos. Este valor numérico se obtiene para cada una de las estaciones realizadas en los itinerarios de medición y son relativos a un punto de inicio de recorrido que se elige en la zona próxima supuestamente mas estable. Al tener valores en multitud de puntos, en función de la malla elegida con los itinerarios establecidos, podemos realizar mapas de isovalores y conocer las variaciones a lo largo de la llanura deltaica y sus causas. Tiene la desventaja que, para obtener datos fiables, hay que dejar transcurrir un tiempo importante entre mediciones tanto mas largo como menor será el valor de la tasa de subsidencia (y, por lo tanto, mayor la influencia del error de medición). Al tener que repetir las nivelaciones a lo largo del tiempo requiere una monumentación y una labor de vigilancia de esta monumentación para evitar su deterioro y destrucción.

## **1.2. TRABAJOS REALIZADOS**

### **1.2.1. Trabajos contemplados en el Convenio**

El Convenio CEDEX-ITGE contemplaba inicialmente la realización de los siguientes trabajos:

- Recopilación e interpretación de la información del subsuelo existente (sísmica y sondeos) en aras a la realización de un modelo geológico tridimensional de la geometría deltaica.

- Cartografía geológica, a escala 1:50.000, de la llanura deltaica, con especial atención a los fenómenos que ayuden a un adelanto en la estimación de la importancia y variabilidad del hundimiento.

- Recopilación y tratamiento de la información hidrogeológica existente, necesaria para la elaboración del modelo hidrogeológico.

- Digitalización y tratamiento S.I.G. (Arc-Info) para la obtención del modelo geológico e hidrogeológico.

- Análisis de la subsidencia en base al espesor de materiales pleistocenos y holocenos acumulados y a la información proporcionada por los sondeos San Carlos-1, Amposta terrestre-1 y Delta-1.

### **1.2.2. Modificaciones introducidas durante la elaboración del Estudio**

La primera fase del Estudio consistió en la recopilación y estudio de la Información geológica existente en el Delta del Ebro. Al mismo tiempo se recopiló una amplia base documental bibliográfica sobre deltas actuales. La finalidad de esta fase era evaluar el grado de conocimiento existente en el Delta del Ebro, comparativamente con otros deltas actuales, y así redefinir los métodos de investigación mas adecuados para la finalidad del Estudio. De esta forma se podrían establecer criterios de investigación para avanzar en los objetivos planteados. No hay que olvidar que gran parte de los deltas actuales sufren problemas comparables a los que presenta el Delta del Ebro.

El primer resultado de esta fase ha sido el constatar el déficit de conocimiento que existe sobre el Delta del Ebro, siempre refiriéndonos a la geología del delta holoceno, que corresponde al edificio actual. En contraste, el estado de conocimiento de la estructura del sustrato pre-holoceno es francamente bueno, motivado por el interés del contacto



Mesozoico-Terciario en el margen continental del Ebro para la prospección de hidrocarburos.

*¿faltó algo?*

La presencia de turbas entre las facies de llanura deltaica, habría la posibilidad de obtener dataciones absolutas de las mismas que, por su origen, representan valores históricos de la posición relativa del nivel del mar. Estas turbas se localizan en la zona marginal del Delta adosada al margen pleistoceno, entre Amposta y Sant Carles de la Ràpita. De ellas existen dataciones absolutas por  $^{14}\text{C}$  realizadas por Solé Sabarís *et al.* (1961) y Arasa (1992), sobre sondeos a testigo continuo perforados en las proximidades de Amposta, durante la construcción de los puentes sobre el río Ebro (N-340 y RENFE, respectivamente). Dadas las edades obtenidas de los distintos niveles de turbas reconocidos en los sondeos, se vio la posibilidad de establecer una curva de variación relativa del nivel del mar a lo largo del Flandriense (últimos 8000 años) para el delta del Ebro y, por lo tanto, ajustar el cálculo de la subsidencia a un período geológico reciente. De esta manera los valores de subsidencia obtenidos presentarían una mayor aproximación a la subsidencia actual de los que podían obtenerse en base a la información de los sondeos petroleros (tal y como se había previsto inicialmente en el Convenio).

Por este motivo se diseñaron algunos trabajos complementarios o, en parte sustitutorios, de los inicialmente previstos. Estos trabajos son:

- Realización de seis sondeos a testigo continuo (apartado 4.3.1.e).
- Estudio de muestras,  $^{14}\text{C}$  fundamentalmente, de los niveles de turba y niveles de conchas atravesados en los sondeos.
- Realización de un perfil sísmico de alta resolución (GEOPULSE) a lo largo del cauce del río entre Amposta y la desembocadura (apartado 4.3.1c).
- X* - *Proceso* <sup>*de*</sup> ~~de~~ la señal obtenida para eliminación de múltiples (en función de la calidad obtenida).

### 1.2.3. Equipo de trabajo y colaboradores

El presente Estudio ha sido realizado por el ITGE con el siguiente Equipo de trabajo:

- *Antonio Barnolas Cortinas*, Investigador A-1, Especialista en sedimentología y análisis de cuencas, del Área de Geología General como Director del Estudio.

- *Luís Somoza Losada*, Investigador A-2, Especialista en Análisis secuencial y estratigrafía sísmica de alta resolución, del Servicio de Geología Marina.

- *Santiago Martín Alfageme*, Geólogo, Especialista en S.I.G., del Área de Geología General.

- *Adolfo Maestro González*, Geólogo, Especialista en tectónica distensiva, del Servicio de Geología Marina.

- *Eduardo García Meléndez*, Geólogo, Especialista en Geomorfología y Teledetección, del Servicio de Geología Marina (actualmente en Universidad de Salamanca).

- Colaboraciones internas:

- *José Ramón de Andrés*, Jefe del Servicio de Geología Marina, en la organización de la campaña de sísmica de alta resolución a lo largo del cauce del río Ebro.

- *Javier Waldosell*, Ingeniero de Minas del Servicio de Geología Marina, en la recopilación de información del fondo documental de Hidrocarburos.

- Colaboraciones externas:

- *Alvaro Arasa Tuliesa*, geólogo, especialista en el Pleistoceno y Holoceno del Delta, en el estudio e implantación de los sondeos mecánicos.

- El **Instituto Español de Oceanografía**, que nos prestó el equipo de sísmica de alta resolución (GEOPULSE) empleado en la campaña.

## 2. ANTECEDENTES

Dentro de los trabajos realizados previamente a este Estudio a nivel regional, y con aportaciones significativas en el conocimiento geológico del Delta holoceno, hay que indicar los de Macau (1961), Solé Sabarís *et al.* (1961), Hydrothecnic Corporation (1966), Hidroiberia (1968), Ilaco-Iberia (1970), Maldonado y Riba (1971), Maldonado (1972, 1975a y b, 1977, 1983, 1986), Verdaguer (1983), Diaz *et al.* (1992), Guillén y Palanques (1993), Jiménez y Sánchez-Arcilla (1993), Sánchez-Arcilla y Jiménez (1994), Guillén (1992), Guillén *et al.* (1992).

Los trabajos de Macau (1961) y Solé Sabarís *et al.* (1961) aportan los primeros datos sobre la estructura y edad de los materiales del delta actual, que fueron obtenidos de los sondeos realizados para la construcción del puente de la N-340 sobre el río Ebro en Amposta.

Los informes realizados para el antiguo Instituto Nacional de Colonización (Hydrothecnic Corporation, 1966; Hidroiberia, 1968; Ilaco-Iberia, 1970) aportan abundante información sobre la estratigrafía de la parte superficial del delta holoceno, generalmente hasta los 2 m como máximo (hasta la primera capa arenosa) y, ocasionalmente hasta los 23 m (Hidroiberia, 1968). Asimismo estos informes aportan un estudio muy detallado de las características hidrogeológicas del acuífero superficial.

Los trabajos de Maldonado y Riba (1971) y Maldonado (1972, 1975a y b, 1977, 1983, 1986), aportan la primera visión global, desde el punto de vista geológico, del delta holoceno del Ebro, con la definición de sus medios sedimentarios y facies características, de su estructura general incluyendo la cartografía geológica, y lo que constituyó la primera historia geológica del mismo.

Los trabajos de Verdaguer (1983) y Diaz *et al.* (1992) son importantes por sus aportaciones al conocimiento de la transgresión holocena y del prodelta holoceno respectivamente. Los de Guillén y Palanques (1993), Jiménez y Sánchez-Arcilla (1993),

Sánchez-Arcilla y Jiménez (1994) para la evolución de la línea de costa. Los de Varela *et al.* (1986), Guillén (1992), Guillén y Palanques (1992) y Guillén *et al.* (1992) para el balance sedimentario fluvial.

Además, la investigación de hidrocarburos en el área adyacente al delta y en la misma llanura deltaica ha aportado abundantísima información sobre la estructura geológica del sustrato del delta holoceno, que queda reflejada en el apartado 4.3 de este Informe.

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

El delta del Ebro se localiza en la costa sur de Cataluña, en el margen peninsular de una subcuenca del Mediterráneo occidental limitada por la costa de la península ibérica y por las islas baleares. Esta subcuenca se conoce como mar catalán y, mas frecuentemente y por extensión, como golfo de Valencia. Esta subcuenca se caracteriza por unas plataformas continentales (hasta la isobata de 200 m de profundidad) estrechas, salvo frente al delta del Ebro donde presenta una anchura media de 60 km, unos taludes relativamente abruptos hasta los 1000 m de profundidad, y una suave llanura abisal situada entre los 1000 y 2500 m de profundidad (fig. 2).

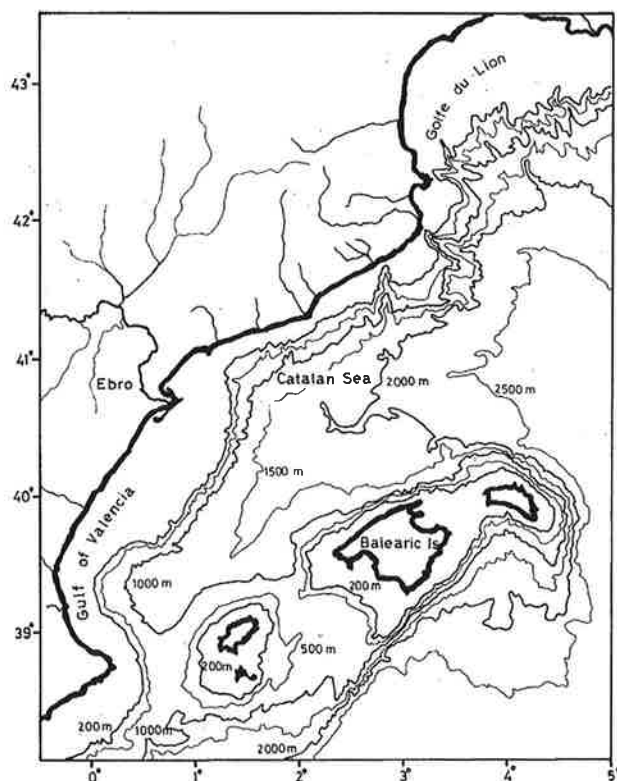


Fig. 2.- Esquema batimétrico del golfo de Valencia (según Font *et al.*, 1990)

Desde una perspectiva geológica se trata de una cuenca moderna, cuyo proceso de formación se inició durante el Oligoceno superior, hace unos 25 MA.

La apertura del golfo de Valencia se inició durante el Oligoceno superior (Le Pichon *et al.*, 1971) y se le considera un rift abortado. En una primera etapa se formaron

un sistema de pequeñas fosas muy subsidentes, con sedimentación lacustre, localizadas a lo largo del sistema, y cuyo ejemplo mas cercano a la zona estudiada la constituye la fosa de Ribesalbes (Anadón 1983). En el Mioceno se reconocen claramente dos etapas; la primera, de edad Aquitaniense a Langhiense, se manifiesta como distensiva en el margen catalánide y como de cuenca de antepaís en el margen balear. La segunda, de edad Serravaliense a Tortoniense, es claramente distensiva en ambos márgenes, y coincide con el evento distensivo principal del mar de Alborán (Cloetingh *et al.*, 1992).

La discontinuidad Messiniense, una superficie de erosión claramente reconocible en los perfiles sísmicos (reflector M de Ryan *et al.*, 1973), significa la rápida caída del nivel del mar asociada a la crisis de salinidad Messiniense (Ryan, 1976; Field y Gardner, 1991; Escutia y Maldonado, 1992). El Plioceno se caracteriza por la rápida transgresión y recuperación del nivel del mar y la progresiva progradación de un sistema siliciclástico desde el margen ibérico, entre Tarragona y las Islas Columbretes.

En el golfo de Valencia, la discontinuidad Messiniense se caracteriza por presentar una topografía tipo *badland* a lo largo de la plataforma la cual, lateralmente hacia la cuenca, se corresponde con un doble o triple reflector de gran amplitud que se sitúan sobre o entre la secuencia evaporítica superior del Messiniense (Escutia y Maldonado, 1992). En el eje del surco de Valencia se reconoce un paleovalle (valle de Valencia), de trazado sinuoso de, al menos, 184 km de longitud, que hacia el oeste, en el margen catalánide, dispone de un sistema de paleovalles tributarios bien desarrollado. Algunos de estos paleovalles se corresponden con actuales cañones del talud (Escutia y Maldonado, 1992).

### 3.1. EL MARGEN PLIO-PLEISTOCENO DEL EBRO

Entre la transversal del cabo de Salou, al norte del delta, y las islas Columbretes, la plataforma continental se ensancha considerablemente al pasar de unos 10 a 15 km a unos 60 km de anchura media (fig. 3). El margen continental, como se pone de manifiesto

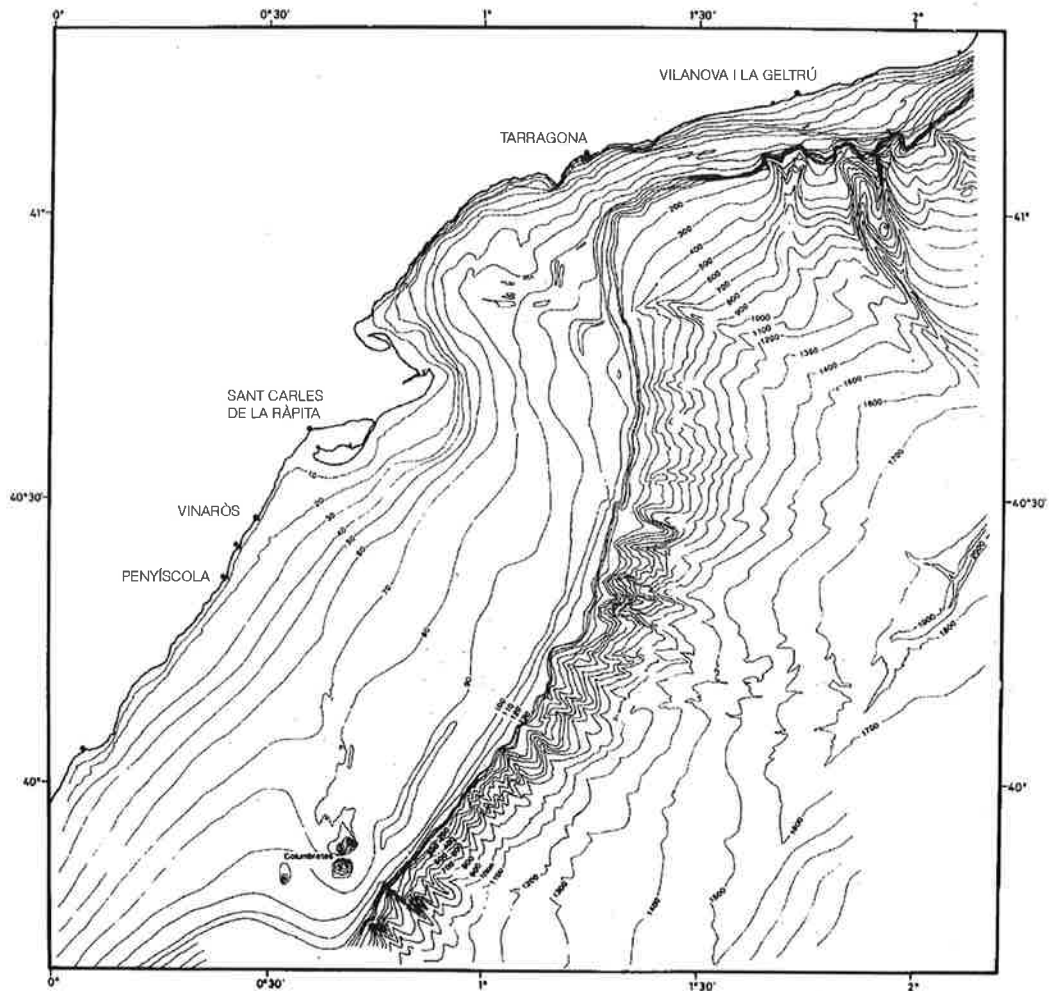


Fig. 3.- Batimetría de la plataforma continental del Ebro (modificado de Danobeitia *et al.*, 1990).

en los perfiles sísmicos existentes, tiene una estructura progradacional dada por un sistema sedimentario que se desarrolla sobre la superficie de discontinuidad messiniense (Field y Gardner, 1990) (fig. 4). Este sistema progradacional alcanza un espesor de 1200 m (Field y Gardner, 1990) y su edad es pliocena a pleistocena. Las facies situadas al pie del talud progradante han sido estudiadas por Nelson *et al.* (1983-84), Nelson y Maldonado (1988), Alonso y Maldonado (1990) y forman un sistema de abanicos turbidífticos de pie de talud, denominado sistema Ebro o abanicos submarinos del Ebro, los cuales son erosionados o evolucionan hacia un canal situado en la zona más profunda del golfo de Valencia, denominado Canal de Valencia (Maldonado *et al.*, 1985a; Carter,

1988) y que alimenta al sistema turbidítico de Valencia (Maldonado *et al.*, 1985a; O'Connell *et al.*, 1985; Alonso *et al.*, 1991b; Palanques *et al.*, 1994).

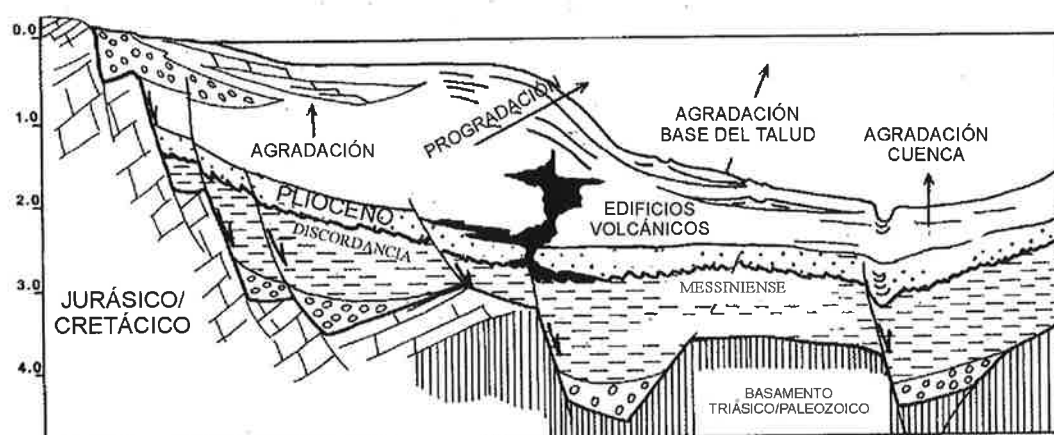


Fig. 4.- Esquema geológico de la estructura del margen progradacional del Ebro (modificado de Nelson y Maldonado, 1990).

La geometría del sistema progradacional y sus facies han sido estudiadas por García-Siñeriz *et al.* (1979), Maldonado *et al.* (1981), Soler *et al.* (1983), Verdaguer (1983), Farran *et al.* (1984) y Farran y Maldonado (1990). A grandes rasgos se reconocen unas facies arcillosas en la base, que gradan hacia techo y hacia la costa a facies más groseras. Estas facies fueron denominadas respectivamente como arcillas del Ebro (Ebro clay) y areniscas del Ebro (Ebro sandstones), y a su conjunto como Grupo Ebro por García-Siñeriz *et al.* (1979).

Farran *et al.* (1984) presentan un estudio de los materiales atribuidos al Cuaternario del sistema progradacional. El método de estudio utilizado fue el análisis de los perfiles sísmicos de alta resolución (SURFBOOM, SPARKER) lo que les permitió, mediante la aplicación de las técnicas de análisis de la estratigrafía sísmica y la comparación de resultados con los ofrecidos por otros autores en áreas mejor conocidas del Mediterráneo, la definición de tres unidades mayores, separadas por superficies de erosión y que fueron atribuidas al Calabriense, Siciliense y Tirreniense respectivamente. Estos materiales corresponden a la parte superficial, los primeros 300 m como máximo,



de los sedimentos que componen el prisma progradacional (de espesores hasta los 3000 m). Un estudio mas detallado de la parte superficial atribuida al Pleistoceno fue presentada por Farran y Maldonado (1990).

### 3.2. LA TRANSGRESIÓN HOLOCENA

La transgresión generalizada en todos los márgenes continentales que tuvo lugar después de la última glaciación (18.000 años BP), dejó diversos depósitos relictos en la plataforma continental del Ebro. Estos depósitos han sido estudiados por Verdager (1983), ITGE (1986) y Diaz *et al.* (1990).

La transgresión no fue un proceso continuo sino que se desarrolló a impulsos transgresivos alternando con períodos de estabilización y aún, pequeños procesos regresivos. Estas secuencias, que han sido denominadas de muy diversas formas (Diaz *et al.*, 1990 hablan de unidades *still-stand*), corresponden a secuencias de 5º y 6º orden en un contexto general claramente transgresivo, y han dejado una serie de depósitos y morfologías característicos.

Entre los depósitos destaca la presencia de algunos campos de dunas rectilíneas (sand ridges) situadas a unos 100 m de profundidad, cerca de la línea de cambio de pendiente de la plataforma al talud (shelf break). También han sido reconocidos depósitos arenosos, interpretados por Diaz *et al.* (1990) como facies de shoreface progradantes de un estadio regresivo, correspondiente a una de estas secuencias antes mencionadas, y que se encuentran a una profundidad de unos 90 m, y hardgrounds carbonáticos entre 70 y 80 m. Estos depósitos se encuentran entre facies arenosas transgresivas relictas, procedentes del retrabajamiento, durante la transgresión, de las facies litorales infrayacentes del Pleistoceno superior, que ocupan la mayor parte de la plataforma media y externa. En la plataforma interna, por encima de los 80-70 m de profundidad, las facies arenosas transgresivas se hallan recubiertas por una capa ligera de fango, correspondientes a las facies de prodelta del delta holoceno (ver fig. 5A). A medida que disminuye la

profundidad, hacia el litoral, las facies de prodelta son mas potentes y la pendiente deposicional aumenta (fig. 5A).

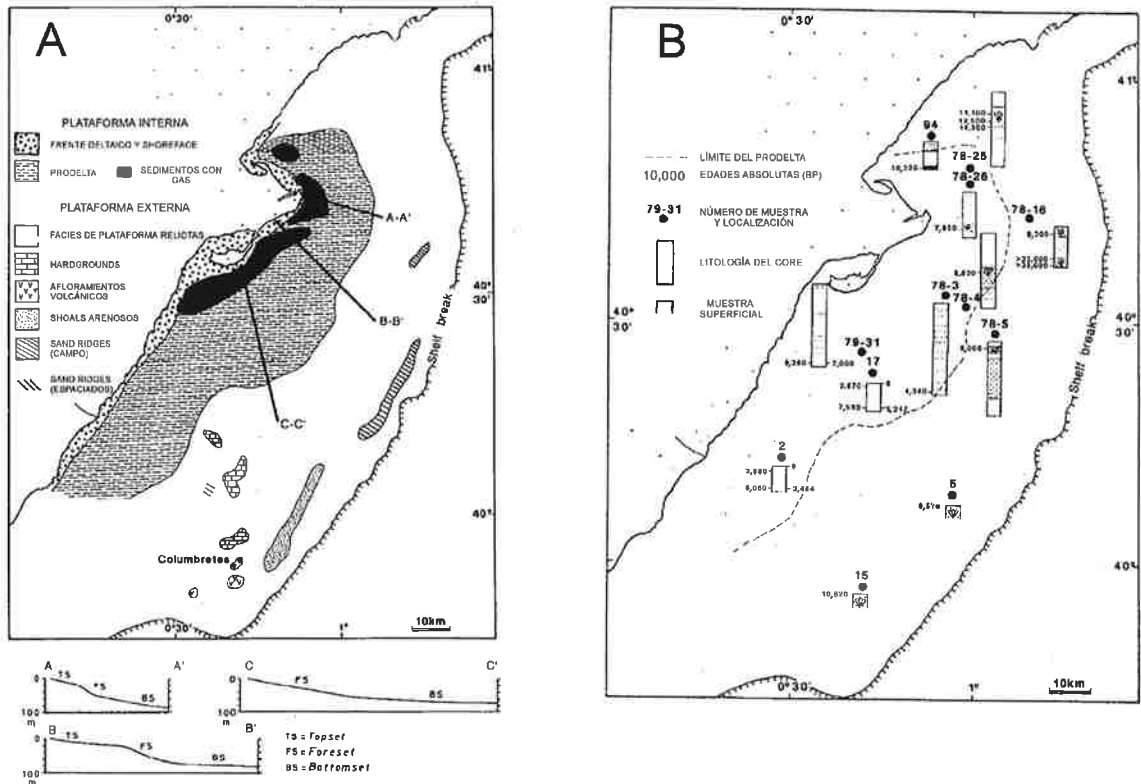


Fig. 5.- A. Medios sedimentarios de la plataforma del Ebro y perfiles del prodelta. B. Dataciones absolutas en muestras de la plataforma. Ambas modificadas de Diaz *et al.* (1990).

Un buen número de dataciones absolutas han sido realizadas sobre las facies transgresivas. Mayoritariamente corresponden a dataciones  $^{14}\text{C}$  sobre restos de conchas obtenidas de algunos testigos (cores) realizadas por Verdager (1983), ITGE (1986) y Diaz *et al.* (1990). La posición y las edades obtenidas por todos ellos ha sido recopilada por Diaz *et al.* (1990) y se presenta en la fig. 5B. Cabe destacar que, las facies transgresivas basales dan edades comprendidas entre 12.500 y 10.000 años BP mientras que los fangos de prodelta infrayacentes han dado una edad de 14.300 años BP. Las facies del prodelta holoceno aparecen a partir de 10.000 - 11.000 años BP. Cabe destacar la datación de un nivel de turba, en el core nº 94, situado a una profundidad de 38 m que ha dado una edad de  $10.320 \pm 170$  años BP (fig. 5B).

Entre las formas características existentes en la plataforma continental, destacan las diferentes superficies de rellano (terrazas) reconocidas por Verdager (1983), que corresponden a diferentes estadios de estabilización del nivel del mar durante la transgresión holocena (fig. 6). Estas superficies se localizan a profundidades de 17, 31, 45, 60, 68, 71, 75, 80, 83, 85, 91, 100 y 110 m.

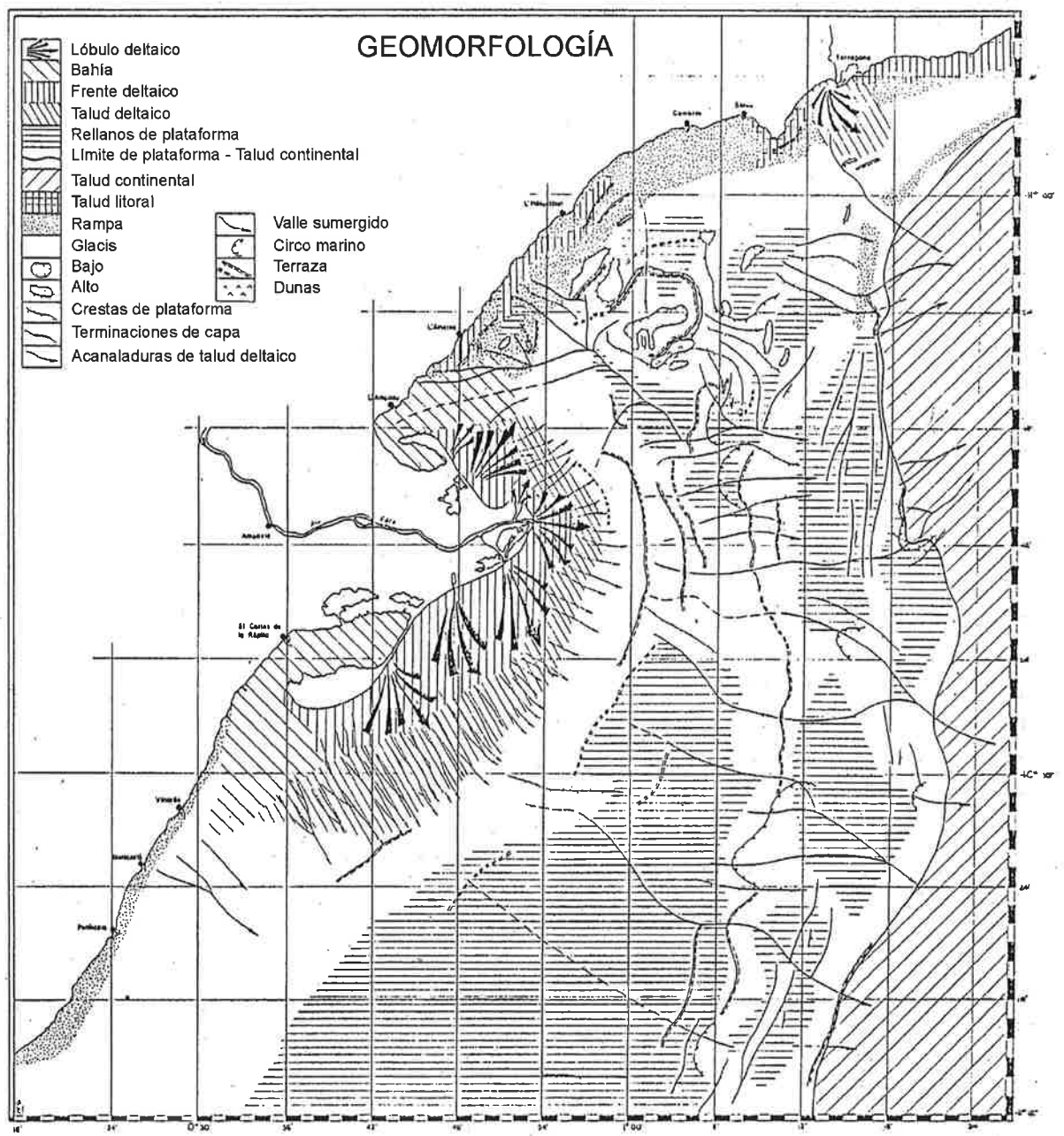


Fig. 6.- Geomorfología de la plataforma continental del Ebro (según Verdager, 1983).

## 4. EL DELTA HOLOCENO

### 4.1. CARACTERÍSTICAS FUNDAMENTALES

El delta holoceno del río Ebro es un edificio que, en su parte emergida, ha progradado 26 km en dirección al mar. La superficie emergida representa una extensión aproximada de 320 km<sup>2</sup>, mientras que la superficie sumergida (prodelta) tiene una extensión aproximada de 2172 km<sup>2</sup> (Serra y Riera, 1993). El espesor máximo de sedimentos, como resultado de los sondeos realizados en nuestro proyecto, no debe superar los 60 m, significativamente por debajo de los 80 m estimados previamente (Diaz *et al.*, 1980). Este espesor se alcanza en las zonas más distales de la llanura deltaica, en la Isla de Buda y decrece tanto en dirección a tierra como hacia el mar.

### 4.2. MORFOLOGÍA SUPERFICIAL (GEOMORFOLOGÍA)

La llanura deltaica preserva ligeramente algunas de las formas morfológicas originales, previas a las modificaciones introducidas por el hombre. La presión humana sobre el delta del Ebro fue poco importante hasta bien entrado el siglo XVIII. El hábitat era temporal, ligado a las actividades de pesca, explotación de las salinas, obtención de sosa y el pastoreo en invierno. Fue a partir del último tercio del siglo XVIII, con la construcción del canal de navegación entre Amposta y Sant Carles de la Ràpita, cuando se empezaron a dar licencias para la explotación agrícola (Pitarch-López, 1993), y no es hasta entrado el siglo XIX, con la construcción de los canales de la derecha e izquierda del Ebro, cuando esta ocupación agrícola se hace importante y la rotulación y nivelación de campos de labor y la desecación de zonas húmedas modifica profundamente la suave morfología del Delta. Las fotografías aéreas y cartografías antiguas permiten representar cartográficamente los rasgos fundamentales de la geomorfología original previa a las importantes modificaciones antrópicas antes mencionadas, y estudiar la evolución de la línea de costa en la etapa regresiva actual. El MAPA 1 constituye la cartografía geológica

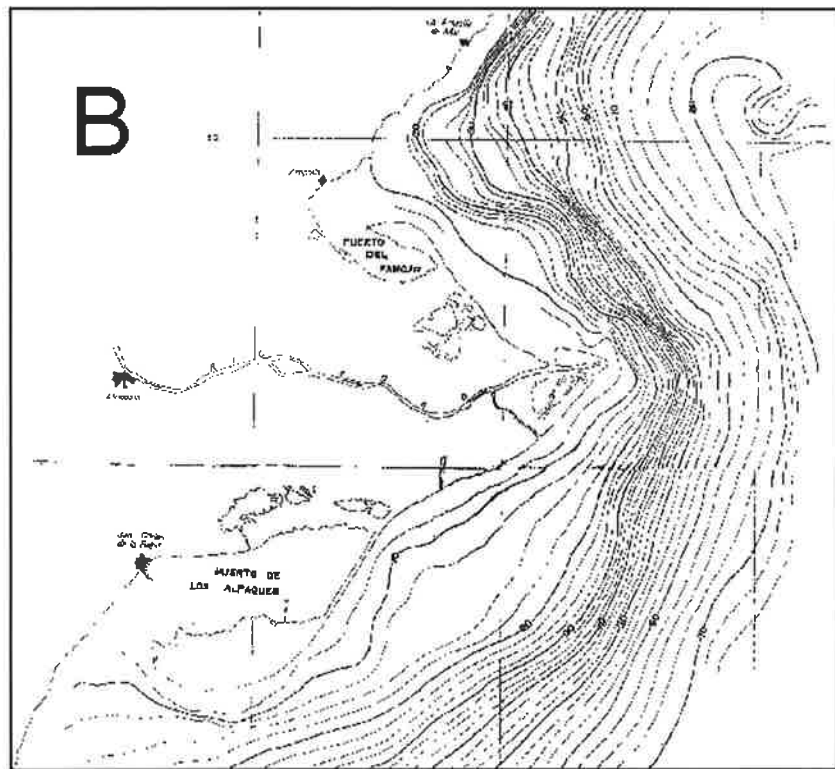
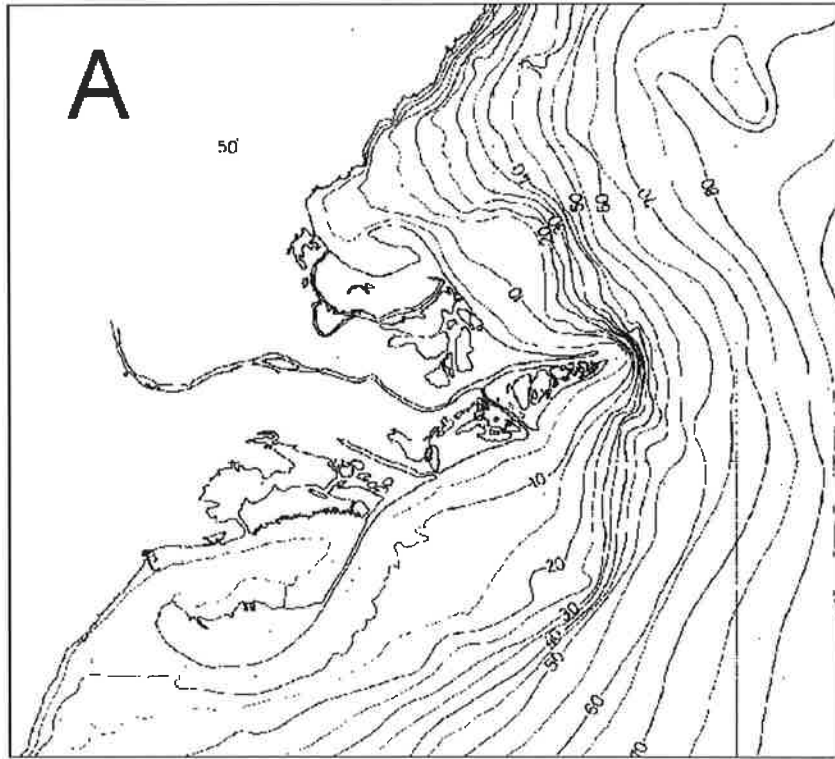
del delta del Ebro según Maldonado (1972) e ITGE (1978) proyectada sobre la línea de costa del año 1988, y modificada en función de los cambios en los medios costeros (playas fundamentalmente) ocurridos durante este período. La fecha elegida se debe a la disponibilidad de cartografía 1:50.000 (ortofotomapas) en base a imágenes SPOT de esta fecha publicados por el I.C.C. (Institut Cartogràfic de Catalunya).

La parte sumergida del delta del Ebro, se corresponde, ha grandes rasgos, con el edificio geométrico costero situado por encima de la isobata de los 60 m de profundidad (fig. 7). Puede observarse como en la costa septentrional del delta, la zona comprendida entre los 0 y 60 m de profundidad es una zona estrecha mientras que, por el contrario, en la costa meridional esta zona es mucho mas amplia. Esto es debido al régimen general de la deriva litoral hacia el sur, en esta parte del Mediterráneo. Por otra parte, el trazado de las isobatas situadas entre los 40 y los 15 m de profundidad, deja perfectamente visibles las morfologías de los lóbulos deltaicos generados durante la progradación por la zona de desembocadura del Rech Vell y de Sol de Riu. Si comparamos las batimetrías de los años 1880-1892 y de 1967 podemos ver que aparentemente la erosión en el prodelta puede ser importante sin que pueda ser compensada por los aportes actuales del río (ver resultados de la comparación de estas batimetrías en Maldonado, 1971).

### **4.3. ESTRUCTURA INTERNA**

#### **4.3.1. Información previa existente**

La información geofísica y los sondeos mecánicos existentes en el delta del Ebro permiten conocer la estructura y composición del sustrato del delta hasta el techo del Mesozoico con bastante precisión. Quizás el aspecto mas deficiente de esta información son los datos bio-estratigráficos que no permiten una datación precisa de los materiales del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno. La procedencia de esta información es en su mayor parte petrolera, como resultado de las campañas de investigación de hidrocarburos realizadas por INI-Coparex (1966-1970), SHELL España (1970) y CAMPSA (1981), de



**Fig. 7.-** Batimetría de la plataforma interna inmediata al delta. **A.** Años 1880-1892. **B.** Año 1967. (modificado de la compilación realizada por Maldonado, 1972).

los estudios realizados por el antiguo Instituto Nacional de Colonización para el saneamiento y mejora de la red de regadíos y de drenaje, por las infraestructuras construidas en la zona de Amposta para salvar el río Ebro y por algunas prospecciones hidrogeológicas de carácter público o privado.

#### **a) Gravimetría**

Existen, por lo menos, dos gravimetrías realizadas en el delta del Ebro para la prospección de hidrocarburos. La mas antigua pertenece a INI-Coparex y fue realizada en el año 1966 y puede localizarse en el fondo documental de hidrocarburos (microfilms de los documentos en el Centro de documentación del ITGE). Esta gravimetría permitió localizar la estructura perforada en el sondeo San Carlos-1.

La mas moderna procede de la CGG y fue realizada para CAMPSA en el año 1979. Esta gravimetría, cuyo mapa de anomalías de Bouger se presenta en el MAPA 2, muestra una gran anomalía positiva en las cercanías de Riumar, perforada en el sondeo Delta del Ebro-1, así como otras anomalías positivas menores en Deltebre - Sant Jaume y al norte de la Encanyissada (esta última es la perforada por el sondeo San Carlos-1). Junto a estas anomalías aparecen zonas con un fuerte gradiente, lo que es indicativo de la existencia de fracturas importantes que escalonan el zócalo mesozoico.

#### **b) Sísmica multicanal**

Existe un total de 46 líneas sísmicas multicanal obtenidas en el delta del Ebro por diversas compañías petroleras y cuya relación se detalla en la tabla 1.

La posición de estas líneas ha sido representada en el MAPA 3.

TABLA RESUMEN DE LÍNEAS SÍSMICAS DE MULTICANAL (DELTA DEL EBRO)					
LÍNEAS SÍSMICAS	COMPANÍA OPERADORA	CONTRATISTA	AÑO	COBERTURA	FUENTE DE ENERGÍA
A-1 a A-12	INI-COPAREX	CGG	1966	100-600%	Explosivos
196-207 326-331	SHELL ESPAÑA	CGG	1970	1200%	Explosivos
1-13	INI-COPAREX	CGG	1970	1200%	Explosivos
DAC-1	AUXINI- COPAREX	DELTA	1973	600%	Vibroseis
MA 12, MA 13, MA 29, MA 81-32 a MA 81-35	CAMPSA	CGG	1981	1200%	Explosivos

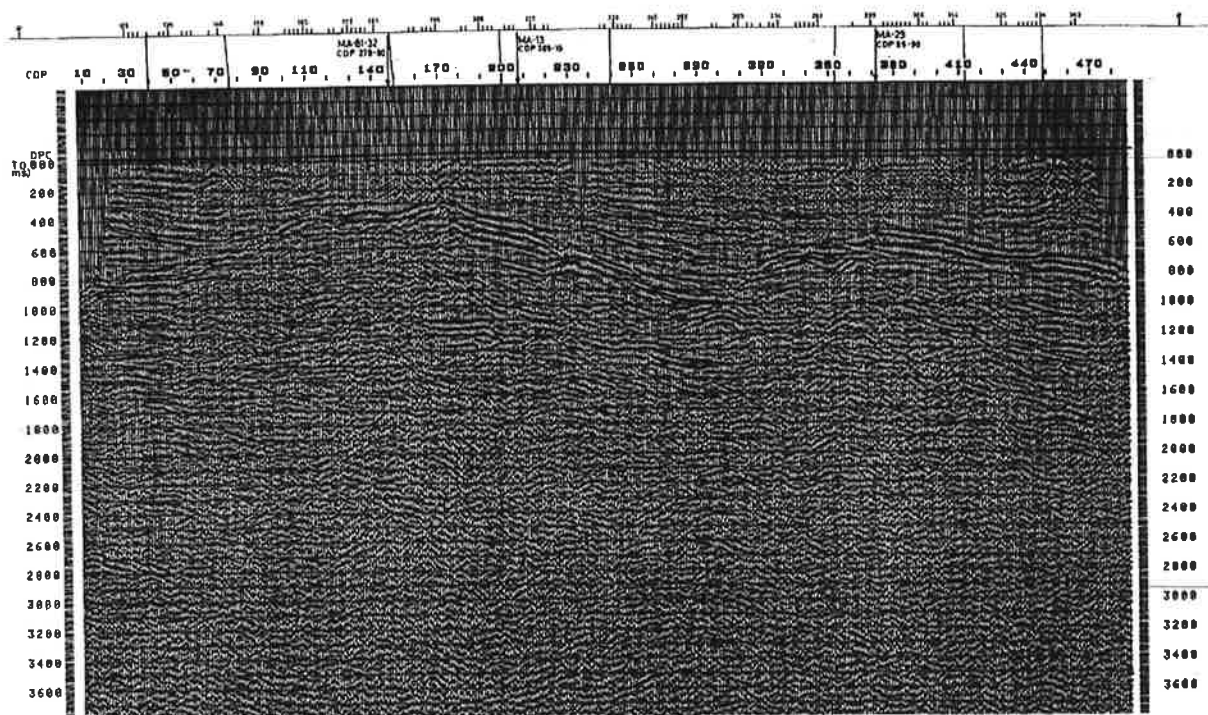
**Tabla 1.-** Cuadro informativo de campañas de sísmica multicanal con líneas en la llanura deltaica.

Estas líneas sísmicas aportan un conocimiento bastante exhaustivo de la estructura del sustrato mesozoico del delta así como de la geometría de los cuerpos sedimentarios del Terciario y Cuaternario (Pleistoceno). En la última de las campañas realizadas, la de CAMPSA de 1981, el reflector del techo del Mesozoico es muy nítido, como puede observarse en el fragmento de perfil reproducido en las fig. 8 y 9.

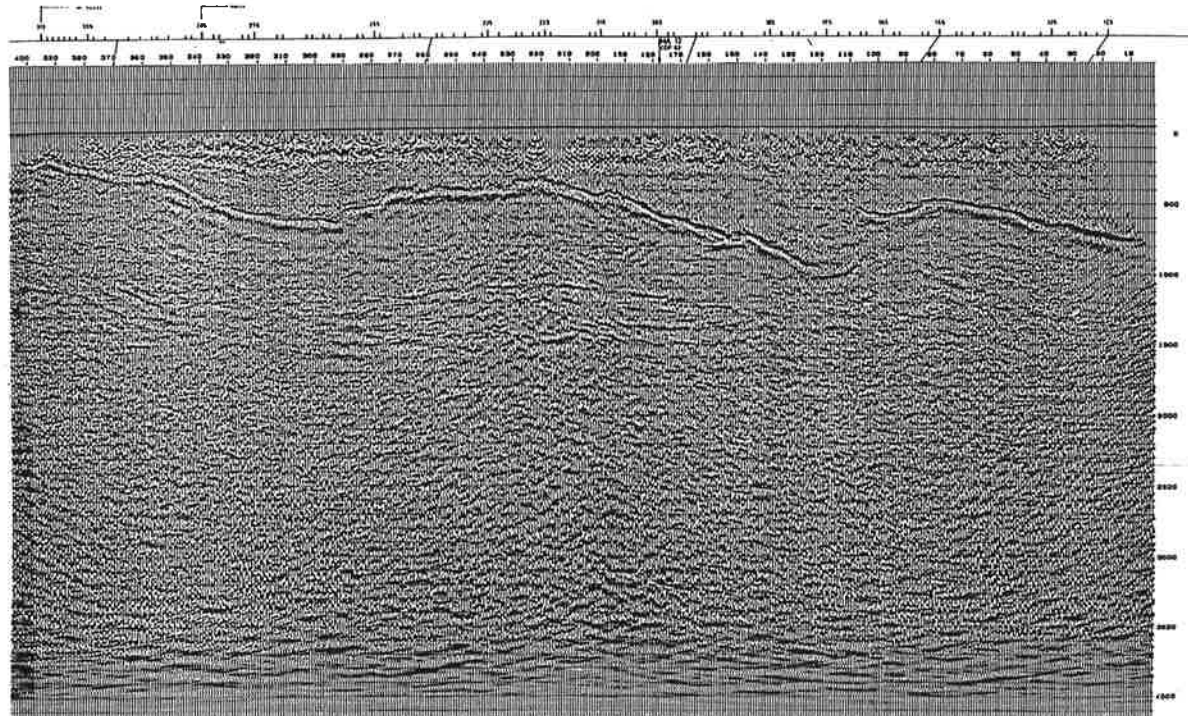
### **c) Sísmica alta definición**

Existen diferentes campañas de sísmica de alta resolución en la zona sumergida del delta, que han permitido conocer la estructura y dimensiones de la zona de prodelta, así como la morfología de la plataforma continental, en la que destacan las diferentes rellanos que corresponden a los niveles de playa de diferentes períodos de estabilización del nivel del mar durante la etapa transgresiva del inicio del Holoceno. De estas campañas, se detallan en la tabla 2, las que han sido realizadas para el ITGE en diferentes campañas del proyecto FOMAR, o que se encuentran en el centro de documentación de Geología Marina del ITGE.





*Fig. 8.- Perfil sísmico multicanal en el delta del Ebro. Se observa bien el reflector del techo del Mesozoico y el onlap del Terciario-Cuaternario.*



*Fig. 9.- Perfil sísmico multicanal en el delta del Ebro. Se observa claramente el reflector del techo del Mesozoico y las variaciones de espesor del Terciario-Cuaternario.*

CAMPAÑA	AÑO	EQUIPO	BARCO	OPERADORA
MC 13-79	1979			
CO-82-I	1982		Corniche	ITGE
GC-83-2	1983	3,5 KHz	García del Cid	ITGE

**Tabla 2.-** Campañas de sísmica monocanal en la plataforma continental con registros en el fondo documental del Servicio de Geología marina del ITGE.

#### **d) Sondeos eléctricos verticales**

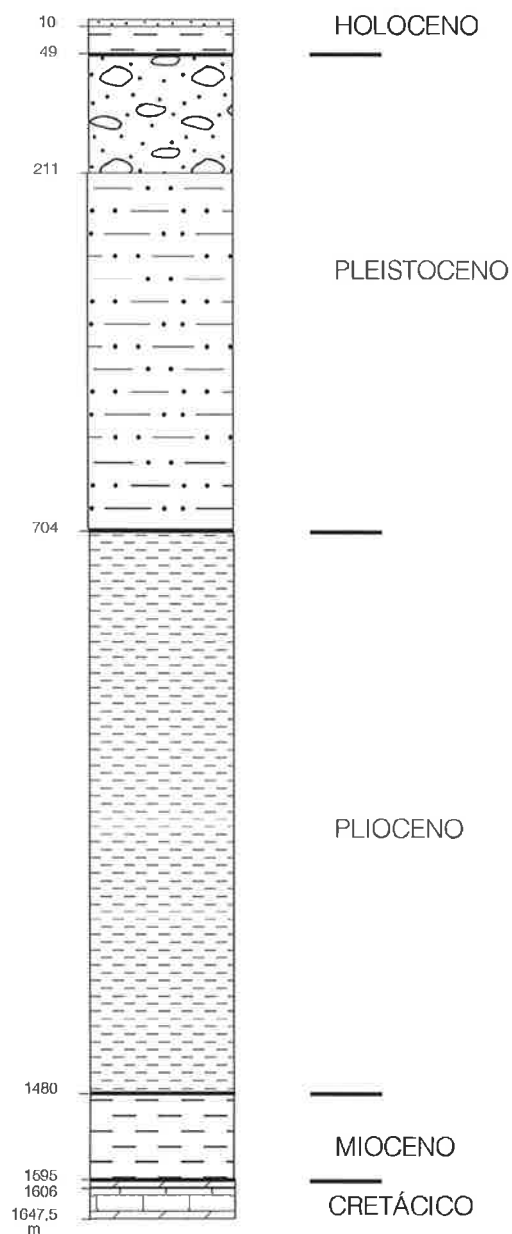
Dentro de los trabajos realizados por el antiguo Instituto Nacional de Colonización (INC), del Ministerio de Agricultura figura la realización de 127 SEV con espaciamientos situados entre 25 y 150 m, para investigar los materiales situados entre 10 y 40 m de profundidad (Ilaco-Iberica, 1970). Este estudio fue complementario, y sustituyó en gran parte, a la realización de sondeos mecánicos que permitieron la toma de muestras inalteradas y el estudio de la resistencia del suelo y del agua de los poros de 60 muestras inalteradas de los mismos. Como consecuencia de la elevada salinidad de las aguas mas superficiales, el principal resultado del estudio geo-eléctrico fue el situar la profundidad de la transición entre la capa de arena y la capa arcillosa, y, en algunos casos, el señalar la posición de los conglomerados de la base del delta holoceno.

#### **e) Sondeos mecánicos**

Existen multitud de sondeos mecánicos antiguos en el delta del Ebro cuya información ha sido recopilada en este proyecto. Por su naturaleza e interés agrupamos en tres categorías:

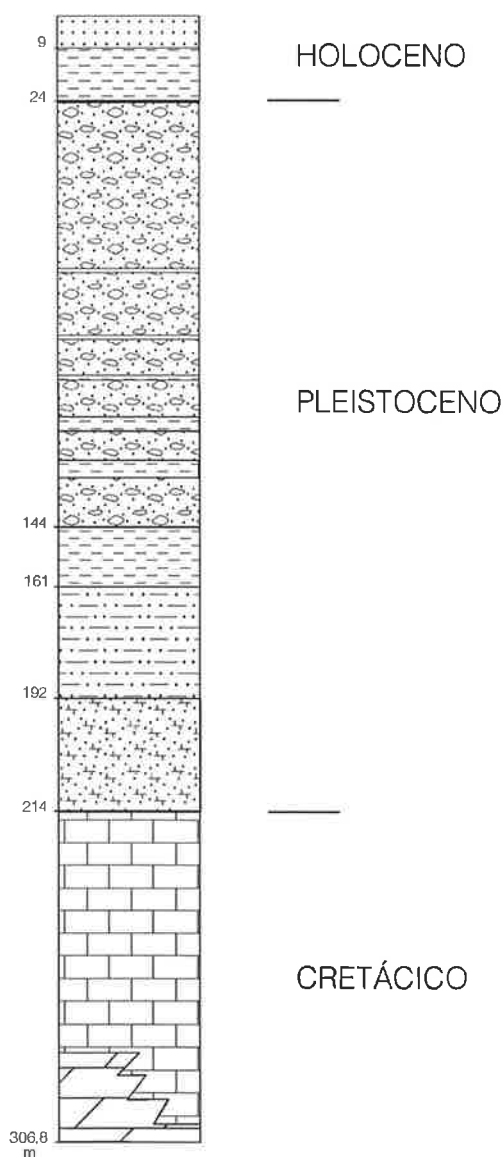
- Sondeos profundos para investigación de hidrocarburos.- Existen tres sondeos de hidrocarburos en la llanura deltaica del Ebro que corresponden a los sondeos de *Amposta-1, San Carlos-1 y Delta del Ebro-1*, situados en el MAPA 1.

El sondeo *Amposta-1*, perforado por INI-COPAREX en 1965, y situado en el hemidelta sur en una de las áreas con mayor espesor de sedimentos post-mesozoicos, tenía un objetivo estratigráfico. Con este fin se estudiaron 56 muestras en el laboratorio de micropaleontología de ADARO, 14 de ellas en el Cuaternario y Terciario y el resto en el Mesozoico. La fig. 10 incluye una columna sintética del sondeo.



**Fig. 10.-** Columna estratigráfica sintética del sondeo *Amposta-1* (INI-COPAREX, 1965).

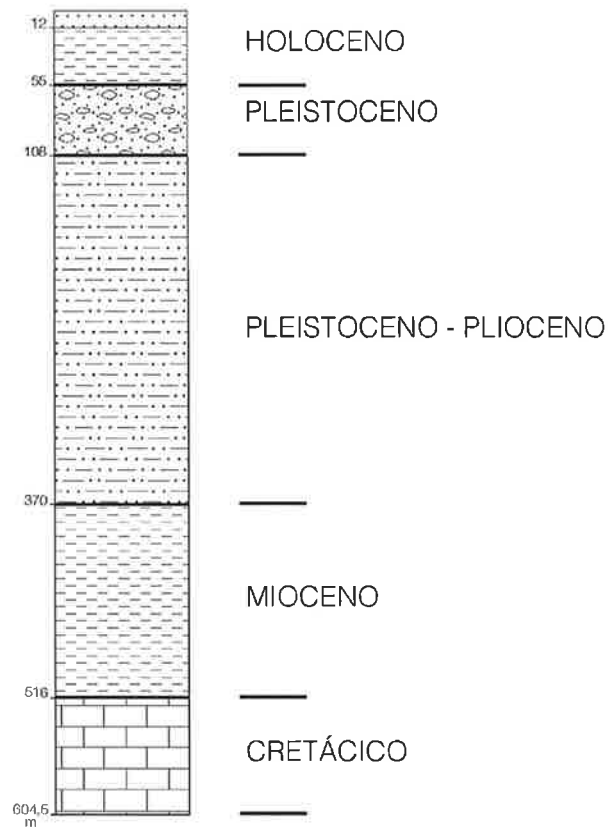
El sondeo *San Carlos-1* (fig. 11), perforado por INI-COPAREX en 1966 al norte de la laguna de la Encanyissada, tenía como objetivo investigar la estructura asociada al máximo gravimétrico situado en este punto (ver MAPA 2). Los materiales post-mesozoicos presentan un espesor mucho más reducido que los atravesados en el sondeo de Amposta-1.



**Fig. 11.-** Columna estratigráfica sintética del sondeo *San Carlos-1* (INI-COPAREX, 1966).

El sondeo *Delta del Ebro-1*, perforado también por INI-COPAREX en el año 1971 en el hemidelta norte, tenía como objetivo investigar la estructura asociada al alto

detectado por gravimetría en esta posición (MAPA 2). La columna sintética de este sondeo se ha representado en la fig. 12.



**Fig. 12.-** Columna estratigráfica sintética del sondeo Delta del Ebro-1 (INI-COPAREX, 1971).

- Sondeos mecánicos superficiales realizados para el INC.- Entre los trabajos realizados por el antiguo Instituto Nacional de Colonización del Ministerio de Agricultura (INC), se encuentran multitud de sondeos mecánicos, generalmente muy poco profundos debido a que sus objetivos fundamentales eran la caracterización de suelos e hidrogeológicos, en particular estudiar el quimismo de las aguas de los acuíferos mas superficiales.

El proyecto de Hydrotechnic Corporation (1966) aporta 510 calicatas y sondeos con una profundidad media de 1,2 m (fig. 13). El objetivo para el que fueron realizados era la caracterización de los suelos y su comportamiento hidrogeológico a lo largo del año, especialmente quimismo, con vistas a su utilización agrícola al margen del cultivo de

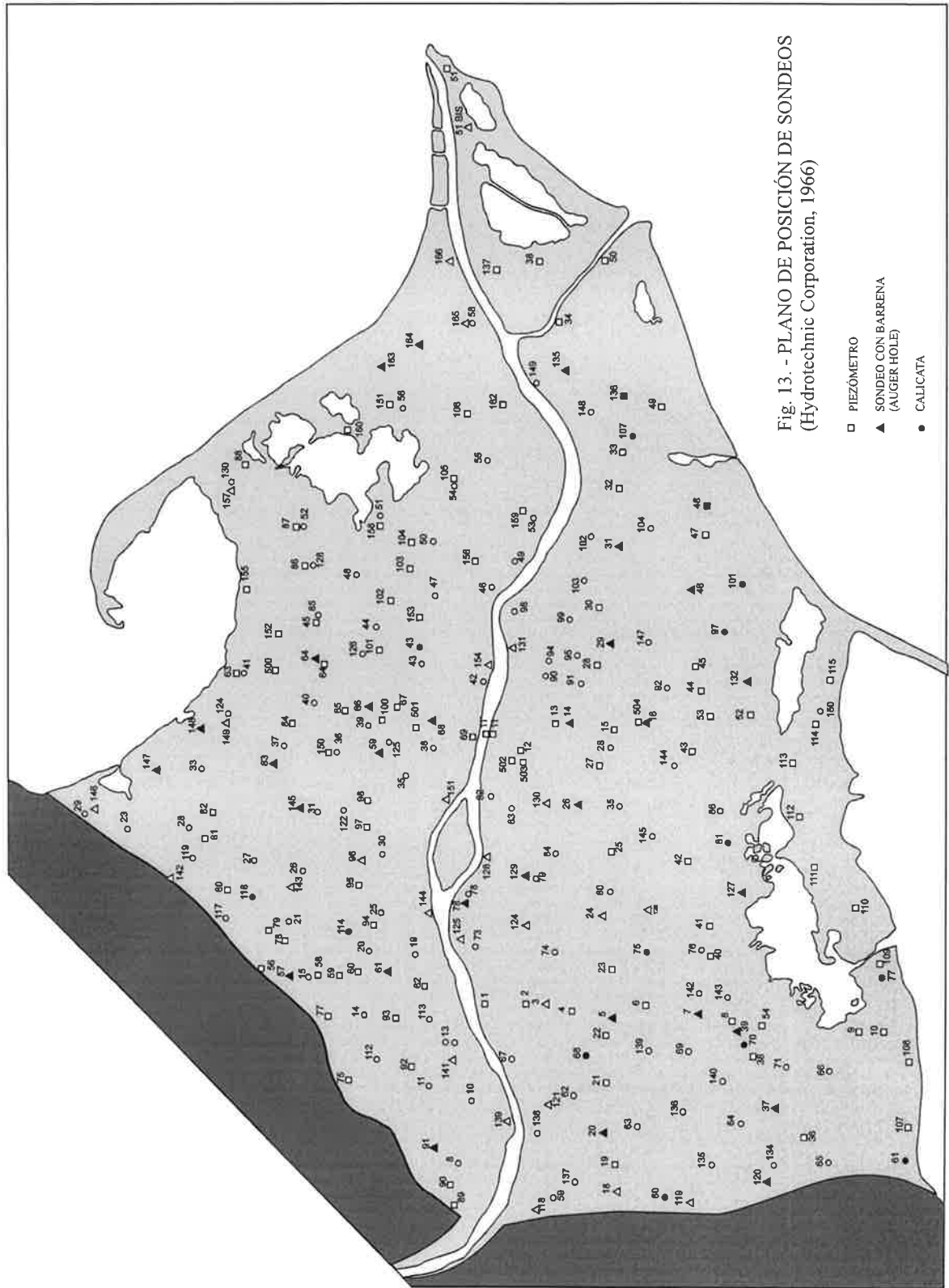


Fig. 13. - PLANO DE POSICIÓN DE SONDEOS  
(Hydrotechnic Corporation, 1966)

- PIEZÓMETRO
- ▲ SONDEO CON BARRENA  
(AUGER HOLE)
- CALICATA

arroz. La aportación mas importante de esta gran densidad de pequeños sondeos, entendida desde la prespectiva de nuestro Estudio, fue que permitieron conocer la profundidad de la capa arenosa con relación a la superficie del terreno, y las características hidrogeológicas del acuífero superficial (para lo que se instalaron 315 piezómetros).

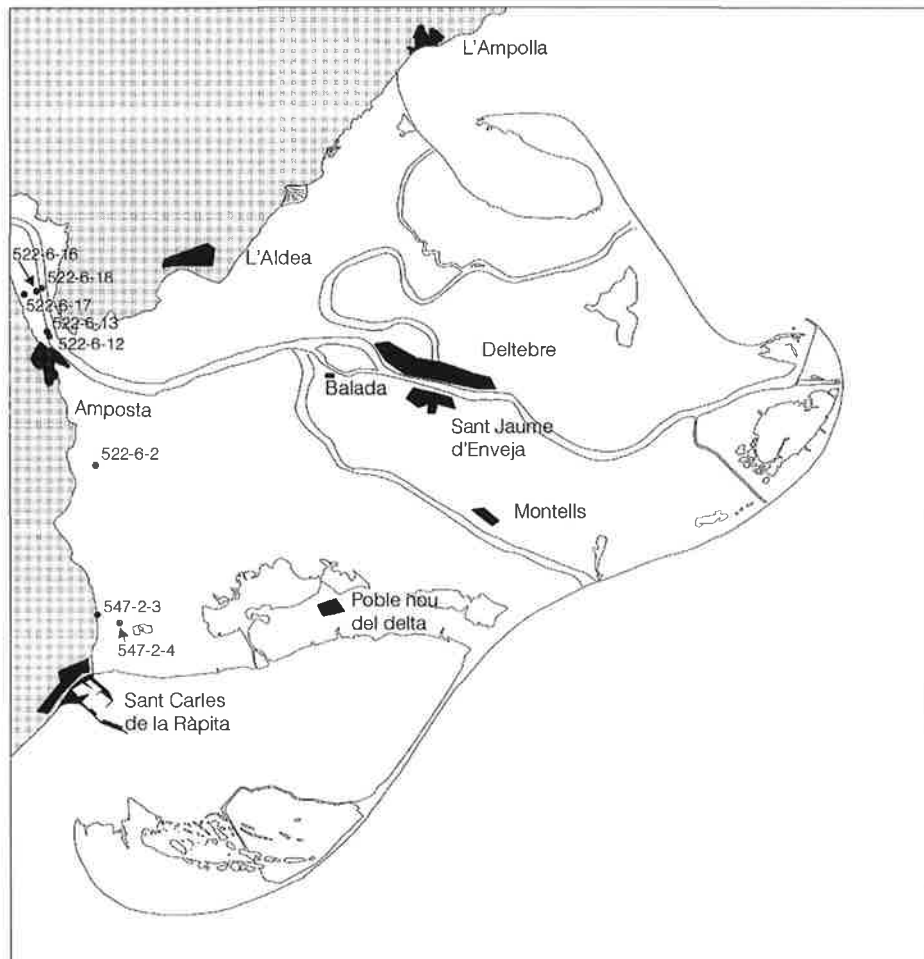
El proyecto de Hidroiberia (1968) incluye 27 sondeos mecánicos, perforados en el hemidelta sur, con el objetivo de caracterizar el suelo y subsuelo para la realización de obras de drenaje (estaciones de bombeo y canales). La profundidad de estos sondeos varía entre los 6 y 23 m.

El proyecto de Ilaco-Iberica (1970) aporta otros 79 sondeos realizados hasta los 2,2 m de profundidad en todo el delta.

Sondeos mecánicos.- En esta categoría incluimos los sondeos de investigación realizados en la zona próxima a Amposta con motivo de la construcción de obra civil (puentes sobre el río Ebro), así como otros sondeos realizados por particulares u Organismos públicos para la captación o investigación de aguas subterráneas de los que, alcanzado el Pleistoceno, tenemos noticia.

Los sondeos realizados en las proximidades de Amposta han sido recogidos y estudiados por Macau (1961), Maldonado (1972) y Arasa (1992). La importancia de estos sondeos estriba en que, no solo aportan una información muy exhaustiva sobre el espesor y estratigrafía de los materiales del delta holoceno, sino que, al atravesar diversos niveles de turbas permiten su datación (Maldonado, 1975; Arasa, 1992).

Otros sondeos realizados en trabajos de prospección hidrogeológica han sido recogidos por Arasa (1992) tanto en la llanura deltaica como en la zona contigua pleistocena (fig. 14).



**Fig. 14.-** *Sondeos recopilados y estudiados por Arasa (1992)*

#### **4.3.2. Información obtenida en el Proyecto**

##### **a) Sísmica de alta resolución**

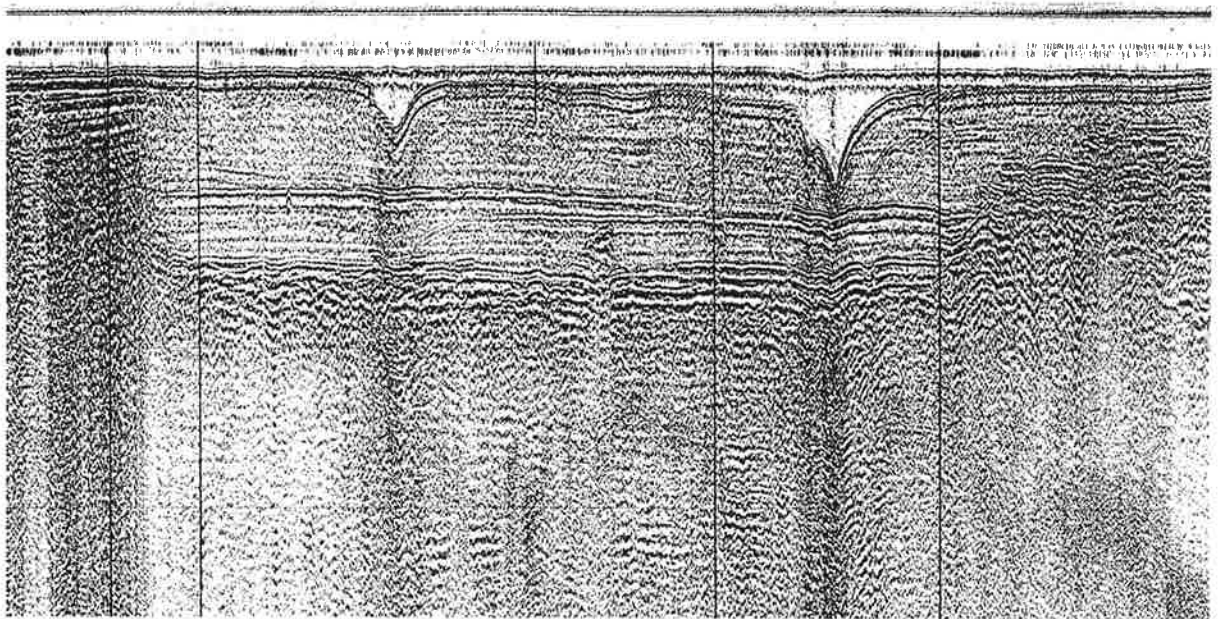
Dado el espesor de materiales holocenos del delta (menor de 60 m) y la calidad de la información que se obtienen con la sísmica de alta resolución, unido al bajo coste por la facilidad y rapidez de su adquisición en el medio marino, se decidió la realización de un perfil sísmico de estas características siguiendo el cauce del río Ebro a través del delta.



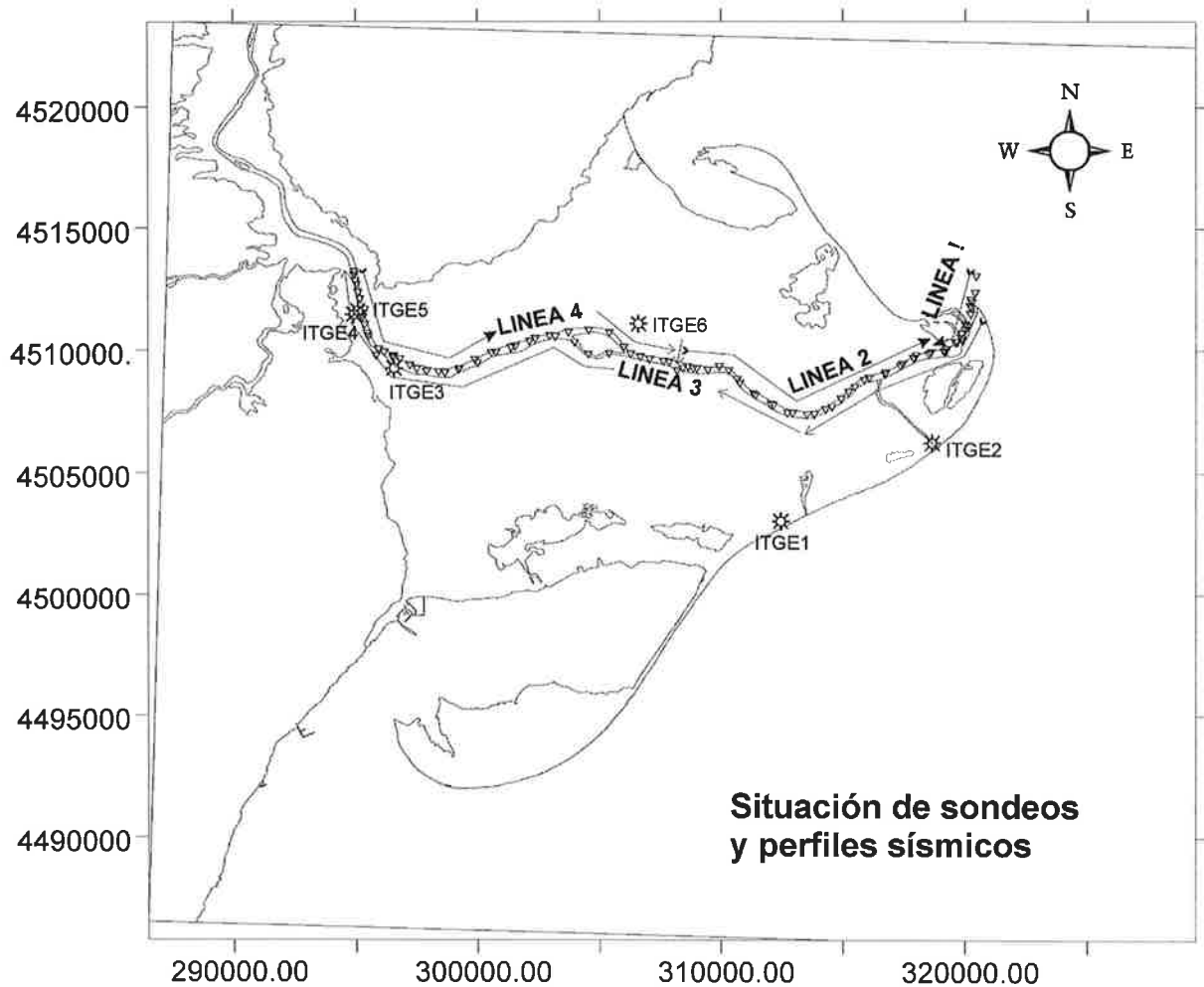
El perfil ha sido realizado mediante un equipo GEOPULSE 400 Hz a lo largo del río Ebro, entre Amposta y la desembocadura, en ambas direcciones resultando un total de 30 km de sísmica de alta resolución.

La situación del perfil en los cuatro tramos en que se descompuso su adquisición ha sido representado en el MAPA 4 y en la fig. 15.

En la fig. 16 se reproduce un fragmento del perfil sísmico sin interpretar, que corresponde al sector central de la llanura deltaica, junto a la isla de Gràcia. En el se reconoce claramente el reflector del techo de las gravas pleistocenas y un reflector interno que parece corresponderse con el nivel de conchas del techo de la secuencia P2 del sondeo ITGE-6. También puede observarse la pendiente deposicional de los materiales de cada una de las secuencias. Asimismo destacan los embudos erosivos en el lecho del río, que han sido interpretados como asociados a las surgencias de aguas procedentes de los acuíferos pleistocenos, y a las fallas de crecimiento.



**Fig. 15.-** Fragmento del perfil sísmico monocanal (GEOPULSE) realizado a lo largo del río Ebro entre Amposta y el mar.



**Fig. 16.-** Mapa esquemático con la situación de los sondeos y del perfil sísmico realizados en el Proyecto.

### **b) Sondeos mecánicos**

Dentro del Proyecto se han realizado seis sondeos mecánicos a testigo continuo hasta alcanzar los niveles de gravas de la base del delta Holoceno. La situación de estos sondeos puede encontrarse en el MAPA 1 y, de forma esquematizada en la fig. 16. El objetivo de los mismos ha sido estratigráfico; fundamentalmente conocer el espesor de los materiales holocenos, su estratigrafía y sus facies, así como el obtener muestras susceptibles de ser datadas para el estudio de subsidencia. El espesor global de los materiales holocenos resulta algo inferior del estimado por Maldonado (1972) y acorde con el obtenido en los sondeos petroleros. Es probable que no sobrepase los 55 m en toda

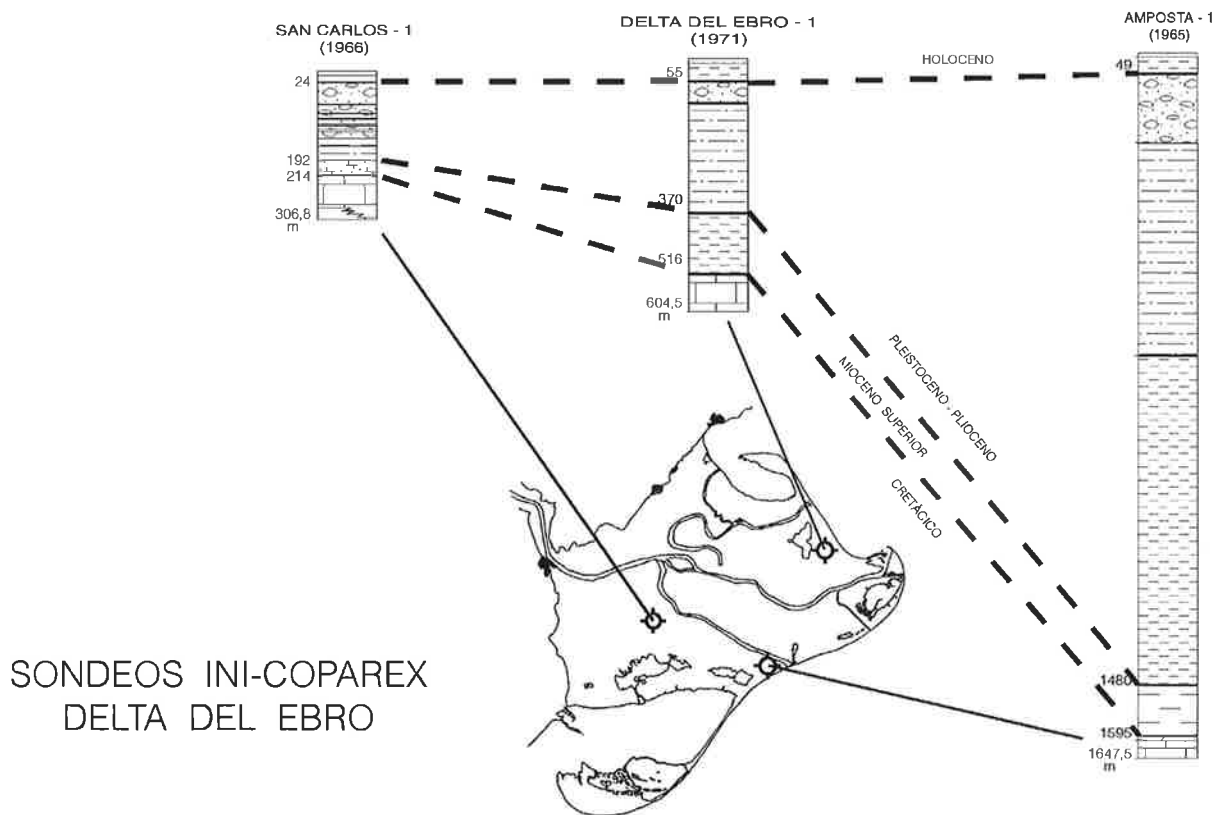
la llanura deltaica, lo que dadas las dimensiones del delta del Ebro es coherente con los espesores hallados en el resto de deltas holocenos del mundo. Desde el punto de vista de los resultados obtenidos los mas interesantes han sido el sondeo ITGE-5, que ha permitido caracterizar cinco niveles de turba entre los 13 y 6,5 m de profundidad y el sondeo ITGE-6, que ha permitido caracterizar dos lags transgresivos en la base de dos secuencias de progradación deltaica, con abundancia de conchas, lo que permite datar algunos de los ciclos transgresivos-regresivos existentes. En la correlación estratigráfica de la fig. 19 pueden observarse las facies atravesadas por cada uno de estos sondeos y su espesor.

#### **4.3.3.- Estructura del sustrato pre-Holoceno en el área del Delta actual**

La información proporcionada por la geofísica (gravimetría, sísmica multicanal) y los sondeos profundos permite un grado de conocimiento muy aceptable de la naturaleza y estructura del sustrato pre-holoceno del delta del Ebro. Esta tiene especial interés en nuestro Estudio porque ha podido condicionar el crecimiento del delta durante el holoceno y, en un futuro, influir en las pautas de su destrucción. Las fracturas y las variaciones de espesor de los materiales poco cementados del Plioceno y Pleistoceno han podido y pueden condicionar de forma diferencial a la subsidencia por actividad tectónica y acomodación (compactación).

La gravimetría muestra una gran compartimentación del zócalo, con anomalías positivas importantes bien localizadas en la zona de Riumar, La Cava - Sant Jaume, y al sureste de ésta, en la zona próxima a la partida de la balsa honda, al norte de la Encanyissada, que corresponden a zonas con el zócalo mesozoico situado a menor profundidad. Los fuertes gradientes en las anomalías de Bouger, son indicativas de la existencia de fracturas importantes limitando los bloques, lo que representa variaciones de espesor notables en la cobertera terciaria y cuaternaria (ver fig. 17). Estas fracturas presentan dirección catalánide ( $N-70^0$ ) y dirección ibérica ( $N-290^0$ ) lo que es coherente con la geología regional (MAPA 2).

Tanto la fracturación del zócalo mesozoico como las variaciones de espesor de la cobertera plio-cuaternaria (fundamentalmente), están bien caracterizadas en la sísmica de reflexión multicanal, especialmente en la más reciente obtenida por INI-Coparex, y en las de Shell y Campsa, donde el reflector del techo del Mesozoico es muy nítido. En alguno de estos perfiles puede verse la geometría en donlap del Plio-cuaternario sobre el zócalo Mesozoico fracturado y basculado y como asimismo el Plio-cuaternario presenta un buzamiento regional y pequeñas discordancias angulares entre reflectores que ponen de manifiesto que estas fallas fueron parcialmente activas, por lo menos hasta el Pleistoceno.



**Fig. 17.-** Correlación a escala de los sondeos profundos realizados en el delta del Ebro

Los sondeos permiten conocer la naturaleza litológica y la edad de los materiales atravesados. Las columnas de estos sondeos (fig. 10, 11 y 12) han sido representadas a escala y correlacionadas según los horizontes estratigráficos más representativos. Esta correlación permite visualizar la importancia de las variaciones de espesor de la cobertera post-mesozoica a lo largo de la pequeña proporción de territorio del delta (fig. 17).

#### 4.3.4.- Estratigrafía y estructura del delta holoceno

La estratigrafía del delta holoceno solo puede conocerse a través de registros sísmicos de alta resolución y, principalmente, de los sondeos mecánicos a testigo continuo.

La geofísica presenta limitaciones importantes para el estudio de los materiales holocenos por diversos motivos: bajo espesor, inferior a 55 m, uniformidad litológica basada en arenas finas, limos y arcillas muchas veces bioturbadas y con tránsitos graduales, salinización del acuífero superficial, entre otras. Lo más factible de realizar con geofísica, en el conjunto de la llanura deltaica, es situar el límite entre las facies deltaicas y las gravas del techo de la secuencia pleistocena, dado el contraste litológico existente, y también el situar la profundidad de la capa de arenas más superficial, dada su condición de acuífero salinizado, todo ello mediante S.E.V.

La estratigrafía sísmica de alta resolución solo es posible a partir del estudio de perfiles sísmicos de monocal y estos solo se obtienen con suficiente economía de coste y rapidez en el medio acuoso. La resolución de los distintos métodos de adquisición depende de parámetros tales como naturaleza del sustrato, presencia de materia orgánica, en especial gas, profundidad de la lámina de agua, etc. A pesar de las limitaciones existentes *a priori* para la adquisición de un perfil sísmico siguiendo el curso del Ebro, dada la escasa profundidad, la poca anchura del río, y la sedimentación autrófica actual en el cauce (por la estratificación de aguas y la ausencia de aportes de fondo), el registro obtenido permite avanzar significativamente en el conocimiento de la estructura interna del delta. Los resultados más sobresalientes han sido la puesta de manifiesto de la existencia de fallas de crecimiento que llegan a afectar a los niveles de gravas pleistocenas enraizándose aparentemente en algunos de los niveles de arcillas intercalados, la existencia de reflectores internos, separando diferentes ciclos de progradación, y la existencia de antiguos canales fluviales.

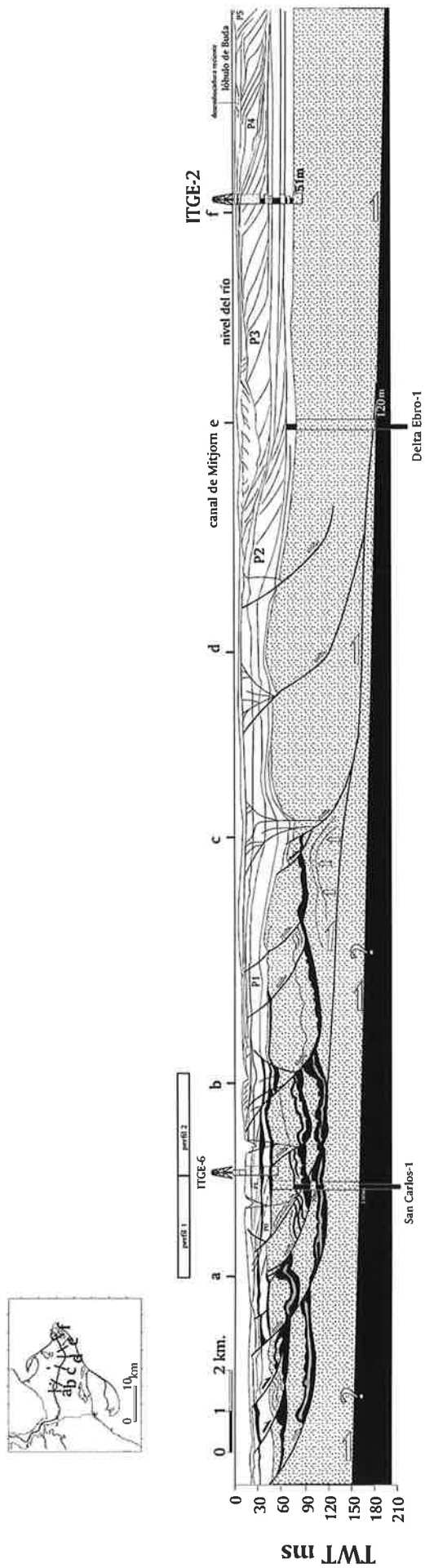


Fig. 18.- Interpretación del perfil sísmico de alta resolución (monocanal) realizado entre Amposta y la desembocadura del Ebro siguiendo el curso del río.

Los resultados obtenidos con la interpretación del perfil sísmico de alta resolución y con el estudio de los testigos obtenidos con los sondeos mecánicos y de su correlación, apoyada por la sísmica de alta resolución, queda reflejada en las figuras 18 y 19.

La fig. 18 es una reducción a escala de la interpretación del perfil, cuya escala vertical representada en tiempos corresponde a una exageración del orden de 50:1 con respecto a la escala horizontal (en kilómetros en el perfil). En este perfil se han proyectado algunos sondeos, calando los reflectores a la profundidad en la que han sido cortados. En el cabe destacar la deformación existente, especialmente entre Amposta y Deltebre, debida a fallas de crecimiento, con niveles de despegue importantes en las facies arcillosas pleistocenas. Esta deformación está unida a zonas de surgencia de aguas y gas procedente de los acuíferos pleistocenos (niveles de gravas). De hecho, gran número de pozos perforados (por ejem. ITGE-2) en la zona han dado aguas artesianas y gas al llegar al Pleistoceno (ver Macau, 1961).

La fig. 19 corresponde a un primer ensayo de correlación entre los diversos perfiles realizados por el ITGE proyectados sobre la transversal del perfil sísmico monocal. Las facies encontradas están agrupadas en secuencias somerizantes que incluyen desde lumaquelas bioclásticas en la base, representando los niveles de condensación de fauna de los episodios transgresivos ("lags bioclásticos"), las facies arcillosas marinas de agradación del prodelta distal, los limos y las facies heterolíticas limoso-arenosas de progradación del prodelta y las facies arenosas del frente deltaico y shoreface. Entre las facies de llanura deltaica se encuentran arenas con algunos cantos de grava, que corresponden a facies de relleno de canal, limos y arenas finas de color rojo y marrón, correspondientes a los levees y deltas de desbordamiento de los levees en la llanura deltaica, y las turbas y arcillas negras correspondientes a las facies lacustres y lagunares.

Todo este conjunto se encuentra formando diversas secuencias que conforman los materiales holocenos del edificio deltaico. Del estudio de los sondeos y la interpretación del perfil ha resultado el esquema de la figura 19. En total han sido reconocidas 7

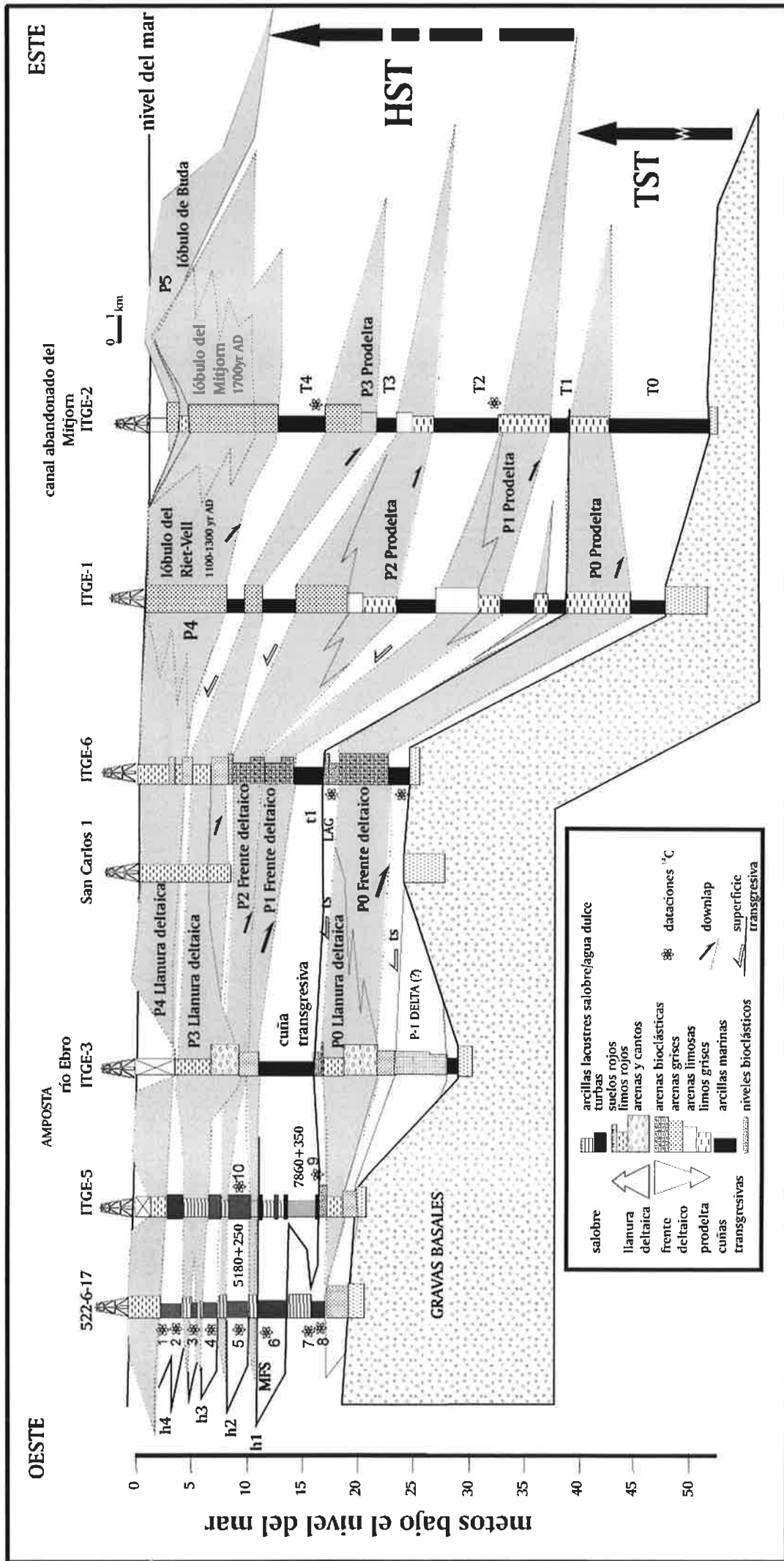


Fig. 19.- Correlación estratigráfica interpretada en términos de estratigrafía secuencial, de los sondeos realizados en el delta del Ebro (ITGE) con el sondeo 522-6-17 de Arasa (1992) y el sondeo San Carlos-1.



secuencias de este tipo cuyos cortejos regresivos han sido denominados sucesivamente (P-1, P0, P1, P2, P3, P4 y P5). Los cortejos P-1 y P0 forman parte de secuencias agradacionales transgresivas mientras que los cortejos restantes forman parte de secuencias claramente regresivas, las responsables del crecimiento del edificio deltaico. La edad de la base de la primera secuencia claramente regresiva es de  $7860 \pm 350$  BP, muy próxima a la obtenida por Maldonado (1975).

#### 4.4. EVOLUCIÓN DELTAICA

##### 4.4.1. Etapa prehistórica

En este Informe entendemos como etapa pre-histórica la transcurrida entre el inicio de la progradación deltaica holocena y las primeras referencias de ocupación humana por parte de pueblos de diversas culturas que accedieron a la Península navegando por el Mediterráneo (Fenicios, Griegos y Romanos). Estos pueblos han dejado vestigios o referencias escritas que permiten conocer algún aspecto de interés sobre el delta o el régimen fluvial del río Ebro. Para la etapa prehistórica, cuya importancia queda reflejada en la fig. 20, la única información que permite su estudio es la información estratigráfica. Siendo el delta un edificio sedimentario no exhumado, la única forma de conocer su estratigrafía es a través de sondeos mecánicos con recuperación de testigos y/o con diagraffias y, dado el pequeño espesor de los materiales holocenos, con la sísmica de alta resolución, como la realizada en este Estudio. Los resultados de su estudio y, en consecuencia la historia deltaica prehistórica queda reflejada en el apartado anterior (4.3.4).

##### 4.4.2. Etapa histórica

La etapa histórica la dividimos en cuatro sub-apartados en función del tipo de documentación y nivel de información disponible.

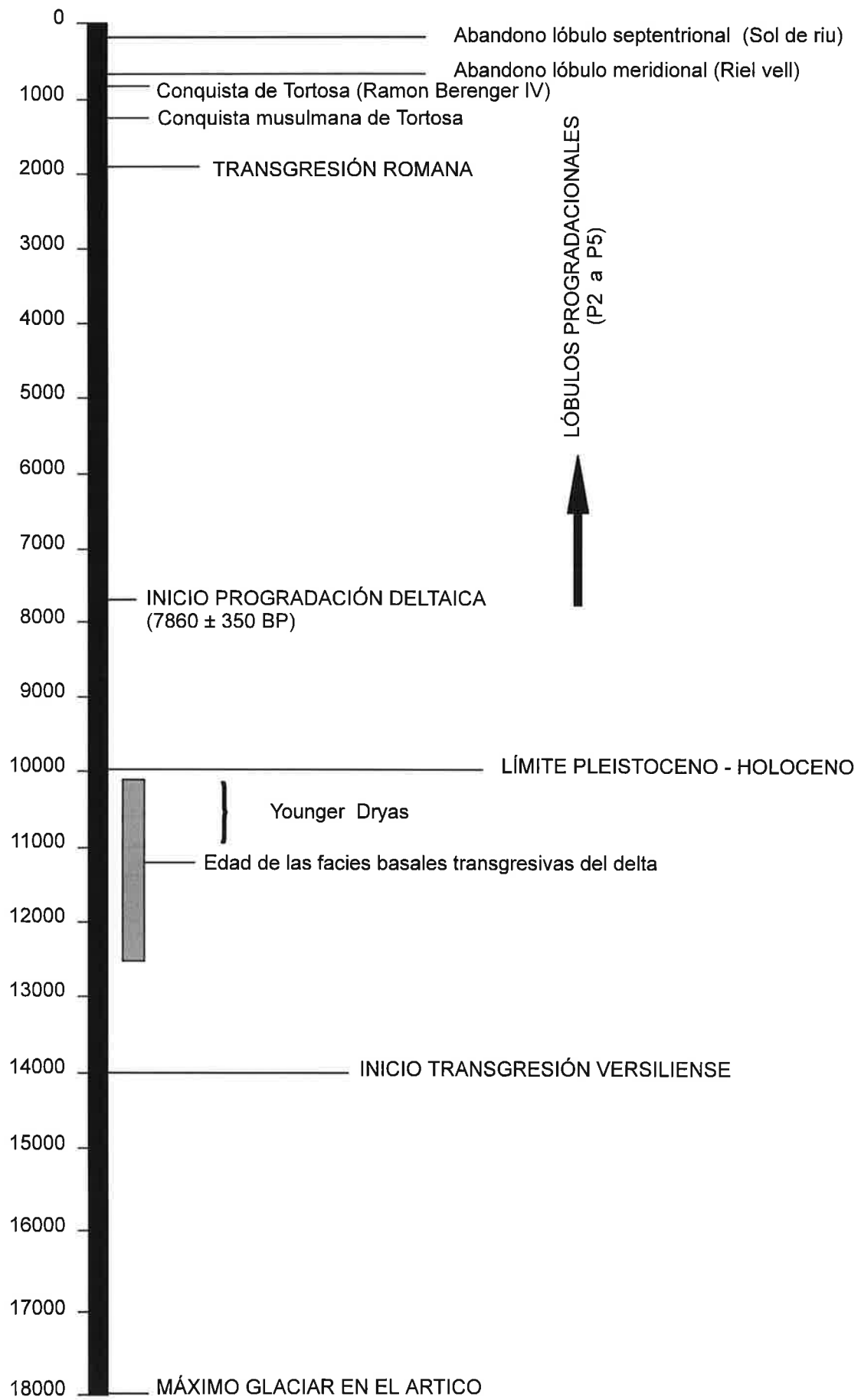


Fig. 20.- Principales eventos desde el último máximo glaciario y posición relativa del conocimiento histórico sobre el delta

- Epoca antigua (anterior al año 1149)

Incluimos en este sub-apartado el período de tiempo transcurrido entre las primeras etapas de ocupación humana en la zona del delta (que han dejado algún tipo de vestigio) y la ocupación de Tortosa por Ramon Berenguer IV en 1149. Incluye por lo tanto, las épocas de actividad comercial fenicia y griega, el período romano y la dominación árabe.

Los datos históricos anteriores al presente milenio son escasos e imprecisos y, algunas hipótesis infundadas han alimentado las reconstrucciones históricas de la evolución de la llanura deltaica que habitualmente pueden encontrarse. Massip (1981) habla de las hipótesis del P. Plana (1921). En general estas hipótesis atribuyen al delta una edad reciente basandose en la creencia infundada de que en Campredó había un puerto romano y de que el mar llegaba a Tortosa en esta época. En base a estas hipótesis el delta se habría desarrollado posteriormente como consecuencia de la deforestación del valle del Ebro.

Parece claro que la transgresión romana, H4 en nuestro esquema, no inundó totalmente la llanura deltaica construida en los ciclos regresivos previos y que el delta estaba construido en gran parte desde el inicio de los tiempos históricos.

Los primeros datos existentes ponen de manifiesto la navegabilidad del Ebro y su utilidad como vía de penetración hacia el interior de la península. La existencia de una necrópolis fenicia en Mas de Mussols, a 500 m del río junto a Tortosa, así lo confirman. Los restos encontrados pertenecen a los siglos VII, VI (apogeo) y V aC. y entre los mismos abundan los fabricados en áreas tan alejadas del delta como Egipto. La penetración hacia el interior la demuestran los restos encontrados en el bajo Aragón (ver por ejem. Oliver 1983, para mas detalles).

La actividad comercial griega ya nos aporta algún dato mas relevante sobre la zona del delta. La existencia de restos arqueológicos en la zona de Camarles (El Bordisal)

y en el fondeadero de L'Ampolla parecen indicar que esta zona del delta no estaba aún construida en esta época, constituyendo una rada natural protegida, próxima a la desembocadura del Ebro, que en las cartografías antiguas aparece con el topónimo de "Cala dels antics" (Pallares *et al.*, 1987).

Ya mas recientemente, en el período de dominación romana el delta del Ebro jugó un importante papel como puerto natural y eje comercial habiendo dejado las primeras referencias escritas. Así, en la segunda guerra púnica, Escipión sorprendió a la flota cartaginesa en la zona del delta y años mas tarde Posidonio de Apamea, nacido en el año 135 aC, hace referencia a las numerosas inundaciones y desbordamientos del Ebro sin aparente relación con las lluvias. Plinio habla de su navegabilidad hasta Vareia (La Rioja), con un total de 260 millas, indicando su importancia como eje comercial. En la época romana parece claro que existía un puerto natural en la zona del delta del Ebro. Livio (59 aC - 17 dC) habla de un puerto en el que cabían muchos trirremos y Ptolomeo (90 - 168) se refiere al puerto del río Ebro en su desembocadura. Estos datos no permiten conocer hasta que punto el delta estaba construido aunque parece evidente que se trataba de una costa baja con barras de arena debidas a la progradación deltaica y al oleaje que procuraban abrigos naturales a la vez que dificultaban a la navegación. En el año 68/69 un barco de Alejandría encalló, cargado de armas, lo que proporcionó el equipo necesario a Gallo para sus tropas.

La importancia de la zona del delta del Ebro como centro de navegación se acentuó en la época de dominación musulmana en la cual se construyeron las atarazanas de Tortosa en la época de Abd-al-Rahman III, de las que solo se conserva la lápida fundacional (año 944). Las referencias conocidas de geógrafos árabes a la zona del delta se deben a épocas posteriores a la de su dominación (Edrisi, al-Hymyari) aunque parece claro, por los datos históricos inmediatos a la conquista de Tortosa, que en esta época el delta meridional estaba construido y era objeto de una intensa explotación salinera.

• Siglos XII al XVII

En este sub-apartado incluimos la información obtenida sobre la evolución deltaica desde la conquista de Tortosa por Ramon Berenguer IV y el reinado de Carlos III, de gran trascendencia para el delta.

Solo a partir de la época histórica mas reciente, posterior a la conquista de Tortosa en 1149 por Ramon Berenguer IV, Conde de Barcelona, empiezan a existir datos suficientes que permiten reconstruir como ha ido evolucionando la llanura deltaica. Para esta época el delta del Ebro debía estar en gran parte construido, especialmente en el hemidelta sur, aunque el hemidelta norte y la parte frontal de la zona central, han sufrido importantes variaciones.

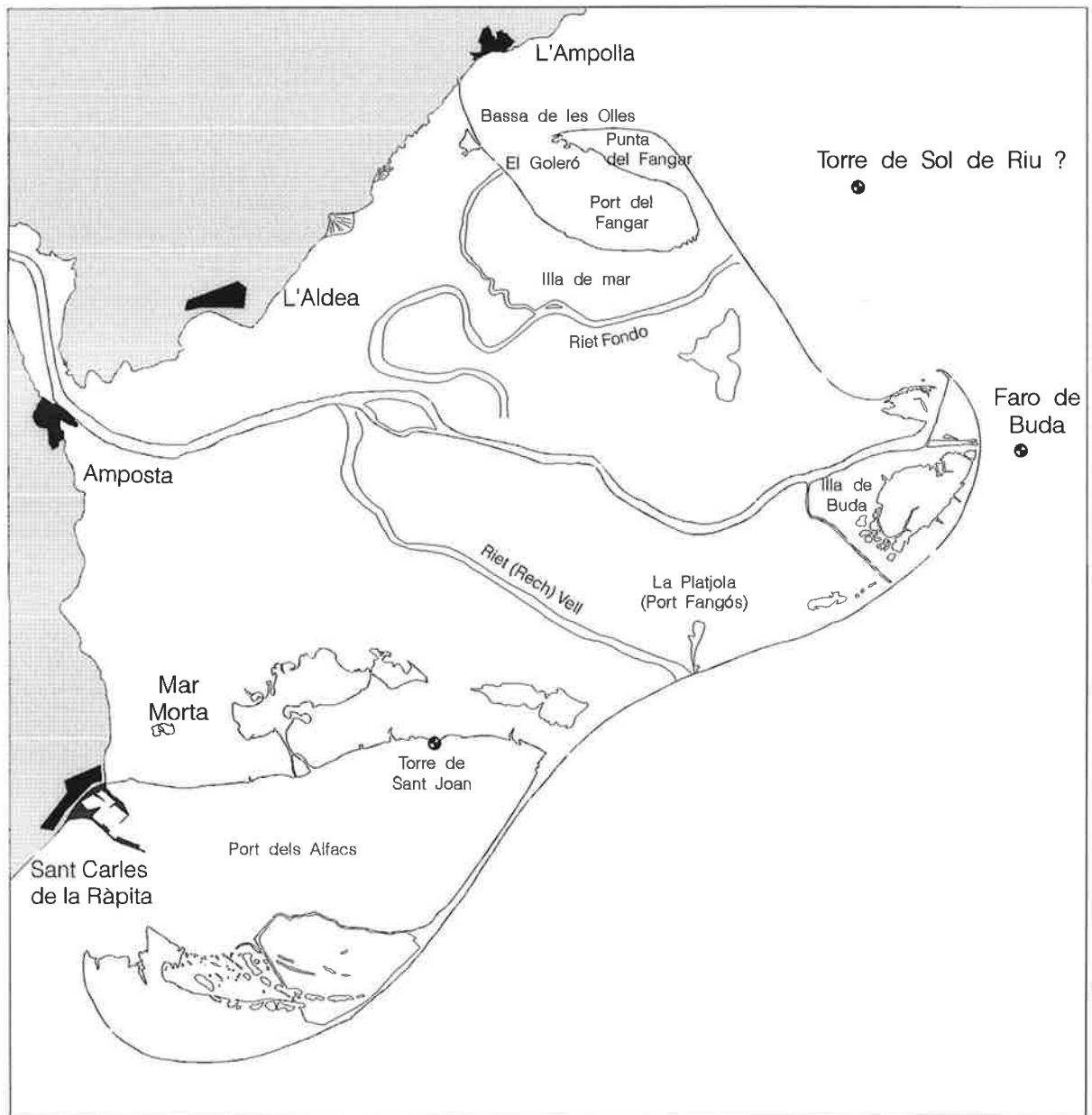
Los tres lóbulos principales reconocidos por Maldonado (1972) a partir del estudio geomorfológico superficial han sido activos desde esta fecha. El mas antiguo, cuyo cauce abandonado se conoce como El Riet Vell, es el lóbulo meridional. Este cauce era activo en 1149 cuando, después de la conquista de Tortosa, Ramon Berenguer IV cedió a la Orden del Hospital de Sant Joan de Jerusalem el territorio situado a la derecha de la desembocadura del Ebro con el castillo de Amposta (Recasens, 1970). El límite entre los términos municipales de Amposta y Tortosa, hasta la reciente segregación del término de Tortosa, coincidía con el antiguo curso de El Riet Vell (o Rech Vell en grafía antigua). Ya en 1362 este curso estaba abandonado como lo prueba un documento referido a la construcción de una acequia para comunicarlo con el mar (Grau y Sorribes, 1982) con el objeto de sacar el agua de las salinas. Años mas tarde, 1422 se construye un canal de navegación al puerto de Els Alfacs, de propiedad particular (Oliver) con una torre de defensa en la antigua desembocadura del Riet Vell (Torre Oliver) actualmente desaparecida.

La fecha en que se produjo la avulsión no ha quedado reflejada en ningún documento aunque hay dos hechos que nos pueden aproximar a la misma. En primer lugar, al norte del Riet Vell existía un puerto natural de gran importancia en la Edad

Media, el Port Fangós, cuyo resto actual hay que situarlo en la pequeña laguna de La Platjola. Este puerto, que probablemente es el puerto de mar documentado en las costumbres de Tortosa (“Consuetudines Dertosaee”), a finales del siglo XIV dejó de ser activo porque fué rellenándose de sedimentos. Probablemente el cegamiento del Port Fangós fue debido al cambio de desembocadura del Ebro y a los aportes procedentes de la nueva desembocadura, situada mas al norte, en la bahía de l’Ampolla, en la posición actual de la Bassa de les Olles y/o de El Goleró. Por otra parte tenemos a las inundaciones. Los registros de inundaciones catastróficas históricas que se conocen en el curso bajo del Ebro (básicamente de Tortosa) se inician en el año 1320. Es probable que en esta inundación o en la posterior del año 1325 se produjera la avulsión desde la desembocadura del Riet vell a la de la Bassa de les Olles o El Goleró. De hecho la siguiente que hay registrada, en el año 1380 el Riet vell ya estaba abandonado y era utilizado como desagüe de las salinas.

El lóbulo septentrional, también totalmente abandonado, aún preservava la morfología de los cauces en la fotografía aérea de 1946 (Riet fondo y/o de La Zaida y un distributario hacia el noroeste que limitan la Illa de Mar). Si bien parece claro que una vez abandonada la desembocadura del Riet vell el Ebro desembocó por la zona próxima a l’Ampolla (Bassa de les Olles - Goleró) ya en 1575 la desembocadura principal se situaba al sur de l’Illa de Mar, según el cauce del Riet Fondo, donde la ciudad de Tortosa hizo edificar una torre de defensa para prevenir la entrada de piratas por el cauce del río (Torre de Sòl de Riu o del Angel Custodi). Los restos de esta torre, actualmente desaparecida, parecen encontrarse en el fondo del mar, a 3,6 km en línea recta de la costa, constituyendo un buen refugio (y caladero) para los peces (fig. 21). La fecha de avulsión desde la desembocadura de Sol de riu a la desembocadura central (golas de Mitjorn, Nord y Sorrapa) está bien documentada puesto que provocó una demanda de ayuda de la ciudad al rey en 1700.

El lóbulo central se corresponde con las desembocaduras de Migjorn, Gola Nord y Gola de Sorrapa. Ya en 1798 aparece la isla de Buda con su actual denominación.



**Fig. 21.- Cursos abandonados en la llanura deltaica y toponímia històrica.**

• Desde inicios del siglo XVIII a 1946

Este apartado incluye la información existente desde la época de Carlos III y el año 1946 cuando se obtiene la primera fotografía aérea vertical del delta.

El reinado de Carlos III tuvo una especial incidencia sobre el delta del Ebro. En primer lugar, en esta época se construyó el canal de navegación entre Amposta y Sant

Carles de la Ràpita, que aunque para el fin en que fue construido representó un fracaso, dió pie a la concesión de las primeras licencias de ocupación de tierras que representaron la colonización agrícola del delta y la sustitución de los usos tradicionales (salinas, explotación de la sosa y pastos) por el cultivo del arroz. La progradación del lóbulo central fue muy importante, con avenidas frecuentes de las que se tiene un buen registro (ver anexo 1).

Si bien inicialmente la desembocadura se abrió por la Gola de Mitjorn y por la Gola Nord, rápidamente la primera adquirió un papel secundario y, ya en el siglo XIX es la Gola Nord la que desagua la mayor parte del caudal. De la morfología de esta desembocadura se desprende un claro dominio fluvial, con una progresión importante de la misma, lo que se puso claramente de manifiesto después de la construcción del faro de Buda en 1862.

La última avulsión importante tuvo lugar en 1937 cuando a consecuencia de la avenida del 29 de Octubre se rompió el levee norte del río por tres puntos. El situado en posición mas aguas arriba se convirtió en una desembocadura permanente (Gola de Sorrapa) que, poco a poco, pasó a ser la principal del río dejando a la Gola Nord en un papel secundario (hoy en día inactiva, en parte por la formación de una barra artificial para su utilización como piscifactoría).

- Evolución reciente

A partir de 1946 hasta nuestros días el conocimiento de la evolución deltaica puede estudiarse a partir de gran cantidad de información gráfica, especialmente fotografía aérea vertical e imágenes de satélite, susceptible de ser geo-referenciada, y de proporcionar un conocimiento pormenorizado de la evolución de la línea de costa y de la llanura deltaica. Esta evolución ha sido estudiada con detalle desde Maldonado (1972) y muestra el retroceso permanente y el paso a una morfología de claro dominio del oleaje en la configuración del frente deltaico.



## 4.5. MODIFICACIONES ANTRÓPICAS

### 4.5.1 Introducción

Las zonas deltaicas, por la fertilidad agrícola de sus tierras, han sido objeto de ocupación humana desde los albores de la civilización, y cuna de las primeras grandes civilizaciones. Así, la fertilidad del delta del Nilo dio origen al asentamiento humano estable que generó la cultura del antiguo Egipto, el delta del río Amarillo con las primeras dinastías chinas, Mesopotamia con la llanura deltaica de los ríos Tigris y Eufrates y el delta del Ganges con la civilización indú. El inicio de estas civilizaciones está ligada al inicio de la progradación deltaica durante la estabilización del nivel del mar hace unos 8000 años, después de la transgresión flandriense (Stanley y Warne, 1994). Esta ocupación de tierras llanas, fácilmente cultivables no producía alteraciones significativas en el desarrollo de los deltas sino que aprovechaba y sufría los efectos beneficiosos (aporte de sedimentos fértiles durante las inundaciones) y perniciosos (mortalidad por los efectos devastadores de las inundaciones y enfermedades ligadas a las zonas húmedas) del medio natural.

El delta del Ebro por el contrario se ha manifestado como una zona hostil a la ocupación humana hasta época reciente. Sus tierras han presentado escasas condiciones para su uso agrícola hasta la introducción del cultivo del arroz. Esto se ha debido, en gran medida por la excesiva salinidad de sus suelos, solo corregible con la anegación de los campos en verano, asociada al cultivo del arroz, que impide la salinización de los suelos por evaporación y subida capilar de las aguas del acuífero superficial salinizado. Este fenómeno no es actual o achacable a la regulación del río sino que estaba asociado al régimen fluvial natural del río Ebro, con grandes estiajes en verano, coincidiendo con la época de máxima insolación sobre el delta.

Las modificaciones antrópicas que afectan a los deltas son muy variadas, desde actuaciones en el mismo delta, hasta actuaciones en áreas externas al delta y cuya repercusión sobre el mismo puede ser inmensa. En este apartado solo nos referiremos, obviamente, a aquellas actuaciones antrópicas que repercuten sobre la estabilidad o desarrollo del delta como edificio geológico. Dejamos de lado todos aquellos aspectos derivados de la actividad humana que afectan al medio biológico.

#### **4.5.2. Factores que influyen en el desarrollo deltaico**

Un delta se desarrolla cuando la capacidad de dispersión de sedimento que tiene el medio marino (oleaje, corrientes de deriva litoral, mareas, etc.), es incapaz de redistribuir el sedimento aportado por el río a la zona de desembocadura. Además de estos factores de la dinámica marina costera, que son muy variables a lo largo de la línea de costa en los distintos mares y océanos, existen otros factores que su variabilidad es función de cambios climáticos o del comportamiento reológico de la litosfera. Estos factores a considerar son:

##### **a) Variación del nivel del mar**

Las oscilaciones del nivel del mar tienen una gran trascendencia en la evolución de los sistemas deltaicos. Cuando el nivel del mar asciende, los aportes fluviales tienen que compensar además, el aumento paulatino del nivel de base, por lo que los ríos raramente tienen capacidad de desarrollar deltas en estas condiciones. Cuando el nivel del mar desciende, el río tiende a encajarse y, al modificar su perfil, aumenta su capacidad erosiva. Al mismo tiempo los sedimentos deltaicos quedan expuestos y sujetos a la erosión. En el registro fósil los deltas se hallan asociados a las épocas geológicas en las que se produce una ralentización en el ascenso del nivel del mar y tienden a ser parcialmente destruidos por erosión submarina en los ascensos (transgresiones) o por erosión subaérea en los descensos.

La variación del nivel del mar es un fenómeno a nivel global, que escapa a la influencia de la actividad humana dentro de la zona de influencia del delta. Es además, un fenómeno natural que oscila con independencia de esta actividad. Actualmente es conocido que la combustión de los combustibles fósiles, con el consiguiente aumento del CO<sub>2</sub>, y la degradación de la capa de ozono, provocan un calentamiento relativo del planeta que puede influir en la tendencia natural de la variación del nivel del mar en sentido positivo. Los cálculos realizados a nivel global, promediando los datos de mareógrafos y excluyendo aquellos situados en zonas ocupadas por los hielos en el último máximo glaciario (con el fin de evitar el efecto de elevación eustática como respuesta isostática al deshielo), dan valores de ascenso de  $1.2 \pm 0.1$  mm/año (Gornitz y Lebedeff, 1987).

#### **b) Aportes fluviales**

Como es obvio, la competencia de un río es fundamental para su capacidad de construir un delta así como para determinar el tipo de delta resultante. La carga transportada por el río en suspensión pasa a engrosar el prodelta o la llanura deltaica (en épocas de avenida), mientras que la carga de fondo tiende a construir las estructuras del frente deltaico (barras de desembocadura, shoreface etc.). La carga transportada por un río depende no solo del caudal, espesor de la lámina de agua, velocidad del flujo y tipo de flujo sino que es en gran parte consecuencia de la naturaleza geológica y de la cobertura vegetal del área de drenaje variando enormemente de un río a otro (ver Holeman, 1968).

Para el río Ebro el aporte sedimentario actual y el estimado antes de la construcción de las numerosas presas existentes en su área de drenaje, ha sido evaluado por Varela *et al.* (1986), Guillén *et al.* (1992) y por Guillén y Palanques (1992). La carga de fondo estimada por Guillén *et al.* (1992) ha evolucionado desde el millón de toneladas/año, a principios de siglo, a estar por debajo de las 100.000 toneladas en la última década. Como ya indican estos autores, el cálculo de las 100.000 Tm es teórico y

no tiene en consideración el efecto de regulación producido por los embalses. Probablemente el transporte actual por carga de fondo, una vez que las barras de arena que existían antiguamente han sido erosionadas, esté muy próximo a ser nulo, lo que parece ser confirmado por los grandes embudos de erosión por surgencia de aguas localizados con el perfil sísmico.

La carga de material por suspensión ha sido estimada en  $2 \times 10^5$  Tm/año por Guillén y Palanques (1992), lo que representa, según los mismos autores, menos del 1% de la transportada anualmente por el río en el siglo pasado, antes de la construcción de las presas. El delta se halla doblemente perjudicado por este déficit. En primer lugar, representa una caída espectacular del material fino hacia el prodelta. El efecto inmediato, no evaluado aún por ningún estudio aunque apuntado por la comparación de batimetrías realizada por Maldonado (1972) (ver fig. 7), es la incidencia sobre la estabilidad del prodelta y, a medio plazo, sobre la propia llanura deltaica. En segundo lugar, la supresión de aportes finos a la llanura deltaica durante las crecidas.

### **c) Régimen fluvial**

El régimen fluvial tiene una gran importancia en la evolución de los deltas. Es bien conocido la importancia de los eventos catastróficos en la arquitectura de los edificios sedimentarios, lo que se pone de manifiesto en el registro fósil. Con un régimen fluvial homogéneo, los procesos de avulsión no ocurrirían, los levees (diques naturales) no se formarían en el margen de los ríos y la amplitud de las llanuras deltaicas quedaría enormemente menguada, a merced de la agradación de los diferentes cordones litorales. Por el contrario, con un régimen fluvial con épocas de estiaje y, sobretodo, con grandes y frecuentes avenidas, tal y como ocurría en el río Ebro antes de ser regulado por los embalses actuales, los desbordamientos en el área deltaica son muy frecuentes lo que se traduce en frecuentes avulsiones, en gran cantidad de aportes de material fino sobre la llanura deltaica, lo que compensa la subsidencia, y en el desarrollo de diques naturales en el margen del curso fluvial.

El geógrafo inglés Dobby (1936) se refiere a la agradación de los levees en la zona próxima a La Cava, por el efecto de las inundaciones, que se repetían aún en esta fecha con gran periodicidad (todos los años), y la estima en 50 cm para los últimos 30 años. Se refiere al hecho de que, por esta agradación y la consiguiente elevación del terreno las casas quedaban hundidas con el tiempo, lo que obligaba a agacharse para entrar en las casas.

Si bien, como relata Dobby (1936) las inundaciones anuales tenían ya una gran incidencia sobre el delta, las inundaciones catastróficas han sido las que han producido los mayores efectos sobre el mismo. En el anexo 1 se han recogido los datos de inundaciones catastróficas que han sido localizados en la bibliografía y, especialmente en el informe de la Comisión Nacional de Protección Civil (1985).

#### **d) Subsistencia**

La subsidencia, típica de las áreas deltaicas procede mayoritariamente de la compactación y consecuente pérdida de agua y de volumen, de los materiales más jóvenes en el registro sedimentario. Esta compactación se produce por el peso de los propios materiales depositados y puede verse favorecida, lo que constituye un problema grave en muchas áreas urbanas en zonas deltaicas (New Orleans, Venecia, Shanghai), por la extracción de agua de los acuíferos (explotación, drenaje para desecación, etc.) o bien con la explotación de hidrocarburos fósiles (Davis, 1986; Xianlin, 1996). La subsidencia puede ser debida también, a la actividad tectónica regional o local, por la generación de fallas lístricas.

En el apartado siguiente se desarrolla la evaluación de la subsidencia efectuada en este proyecto y el efecto de las fallas de crecimiento observadas sobre su variación regional. En este apartado nos referiremos únicamente a los efectos antrópicos que pueden alterarla.

La explotación de recursos hídricos parece descartada, por la elevada salinidad del acuífero superficial, y, en consecuencia no va a ser un problema en el futuro. Por el contrario no se ha evaluado el efecto que pueden ocasionar las estaciones de bombeo que drenan antiguas zonas pantanosas, especialmente en suelos turbosos. Es obvio que este es un riesgo potencial en el futuro, especialmente si fuera sustituido el cultivo del arroz por otro tipo de cultivos, con la introducción de variedades mas resistentes a la salinidad de los suelos producidas artificialmente (ingeniería genética).

## 5. CURVA DE VARIACIÓN RELATIVA DEL NIVEL DEL MAR Y CÁLCULO DE LA TASA DE SUBSIDENCIA

### 5.1. ECUACIONES FUNDAMENTALES EN EL EQUILIBRIO DE UN DELTA (SUBSIDENCIA, APORTES SEDIMENTARIOS Y CAMBIOS GLOBALES DEL NIVEL DEL MAR).

La subsidencia o elevación de una determinada zona sedimentaria viene definida por el cambio de altitud (con respecto a un datum externo) de la superficie sobre la cual el sedimento fue depositado. El tipo de subsidencia puede ser el resultado de la suma de:

a) subsidencia tectónica, resultado de procesos neotectónicos, por activación de fracturas, o por progresivo enfriamiento litosférico, especialmente en los márgenes pasivos.

b) subsidencia por compactación de sedimentos recientes, por gradual pérdida de agua, o por compactación de sedimentos antiguos subyacentes.

La ecuación que relaciona los parámetros fundamentales de la sedimentación costera es:

$$D = \Delta\text{Sub} + \Delta E - \Delta\text{Sed}$$

donde:

$\Delta D$  = incremento de la profundidad de la superficie de sedimentación.

$\Delta\text{Sub}$  = es el incremento de subsidencia, tectónica y por compactación.

$\Delta E$  = es el incremento de la tasa de ascenso/descenso absoluto del nivel del mar debido a causas globales o regionales.

$\Delta\text{Sed}$  = es el incremento de la tasa de sedimentación.

Diferenciándolo con respecto al tiempo, la ecuación puede ser escrita en términos de tasas:

$$dD/dt = dSub/dt + \underline{dE/dt} - dSed/dt$$

Esta ecuación controla la geometría de los deltas a través del tiempo. Así se denomina **progradación** del delta cuando  $dD/dt=0$  es decir no existe cambio en la profundidad, y el delta se mantiene en equilibrio.

$$dSub/dt + dE/dt = dSed/dt$$

$$\text{siendo } dSub/dt + dE/dt = \Delta RSL$$

donde  $\Delta RSL =$  variación relativa del nivel del mar

El avance/retroceso de un delta viene dado por la relación entre la tasa de sedimentación y las variaciones relativas del nivel, quedando de la forma:

$$\Delta Sed = \Delta RSL * (L)$$

donde L es la longitud de avance del delta cuando el cambio de profundidad del delta es 0, es decir el delta crece estable.

Así tenemos que  $(L) = \Delta Sed - \Delta RSL$ , donde la longitud de avance-retroceso del delta, cuando  $\Delta d=0$  (delta en equilibrio de crecimiento), esta regulada por el equilibrio entre las tasas de sedimentación y las variaciones relativas del nivel del mar.

Si  $\Delta Sed = (L) \Delta RSL$  entonces la sedimentación, subsidencia y avance del frente deltaico, se equilibran, dando lugar a la pendiente deposicional característica del delta y avance del frente deltaico, dando lugar a progradación, crecimiento horizontal continuado del frente deltaico y del prodelta.

Si  $\Delta Sed < (L) \Delta RSL$  y  $\Delta Sed > 0$  entonces se produce **agradación**, es decir crecimiento continuado del delta en la vertical. Esta situación es la definida para el crecimiento de espesores representativos de capas de turbas en la llanura deltaica.



El  $\Delta\text{Sed} < (L)\text{RSL}$  y  $\Delta\text{Sed} = 0$  entonces el delta retrocede y se genera una transgresión del nivel del mar sobre la superficie de la llanura deltaica y destrucción de la superficie deltaica.

El perfil del delta, regulado por la pendiente del frente deltaico, en un determinado punto n desde un punto inicial 0, viene dado por la relación:

$$\Delta\text{SED}_N = \Delta\text{Sed}_0 (1 - n/L)^c$$

donde c se una constante interpretada en términos de eficiencia del transporte de la carga sedimentaria hasta el frente deltaico. Cuando el aporte sedimentario esta pobremente seleccionado con gran proporción de material grosero, entonces se produce una seletiva selección del material en el frente delatlico, dando lugar a una pendiente altamente curvada con forma concava hacia arriba (expresado con valores altos de c). Por contra, una pendiente linear (cuando  $c = 1$ ) se genera cuando el sedimento aportado está bien seleccionado y la energía del frente deltaico no varia ostensiblemente con la profundidad.

## 5.2. MODELIZACIÓN BIDIMENSIONAL DE CUERPOS DELTAICOS

Los modelos teóricos de la geometría del delta del Ebro se han realizado con el objetivo de su comparación con los datos de los sondeos y perfiles geofisicos obtenidos. La aproximación entre los modelos teóricos y los datos reales permiten una aproximación a la cuantificación las variables que rigen la evolución bidimensional de la geometría del Delta del Ebro. Los modelos estan basados en las ecuaciones anteriormente definidas, donde las variables principales han sido la  $\Delta\text{Sub}$  y  $\Delta\text{Sed}$ , mientras que las variaciones globales del nivel del mar han sido definidas en base curvas realizadas en el Mediterráneo en los últimos 8,000 años. Tres tipos de modelos han sido realizados:

- Modelo 1: Subsistencia de 0.4 cm / 10 años (moderada a baja) generalizada en toda el area del delta. Esta tasa de subsistencia se equilibra con una tasa de aporte sedimentario de 40 cm / año para obtener el crecimiento actual del delta (fig. 22).

Tasa media de subsidencia = 0.4 cm / 10 años

Tasa media de aporte sedimentario = 40 cm / años

Máximo alcance de arenas = 7 km

Máximo alcance de fangos = 10 km

Pendiente máxima del frente deltaico = 10°

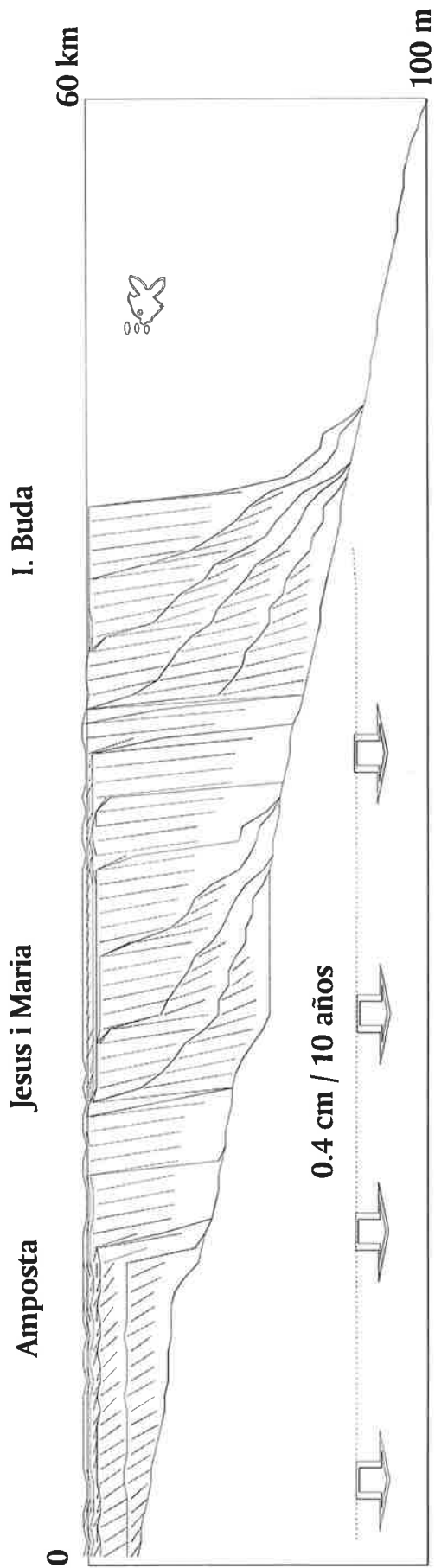


Fig. 22.- Modelos teóricos de la geometría del delta del Ebro. Modelo 1, subsidencia moderada a baja no localizada

- Modelo 2: Subsistencia de 0.8 a 4 cm / 10 años, progresivamente incrementándose desde tierra hacia la plataforma continental, que se adecua con los modelos de fracturación tectónica. La tasa de aporte sedimentario para equilibrar este tipo de subsistencia es de 1 m / 10 años (fig. 23).

- Modelo 3: Subsistencia máxima de 4 cm / 10 años en el área central del delta, y subsistencia mínima de 0.8 cm / 10 años en el frente deltaico. La tasa de aporte sedimentario para equilibrar estas tasas de subsistencia es de 2m / 10 años (fig. 24).

Las tasas de aporte sedimentario correspondientes a los modelos 1 y 2, se consideran excesivamente bajas para el delta del Ebro, aproximándose más aquellas del modelo 3. En este modelo se puede observar que la mayor tasa de subsistencia se produce sobre la sedimentación en agradación, especialmente en la llanura deltaica, dando lugar a un apilamiento continuado de depositos finos en la zona central del delta.

### 5.3. MODELOS PARA EL DELTA HOLOCENO DEL EBRO

La geometría de un delta viene dada por la alternancia entre periodos de progradación, máximos avances del delta (mediante frentes deltaicos) y agradación (máximos crecimientos en la vertical) viene regulado fundamentalmente por el equilibrio entre  $\Delta SED$  Y  $RSL$ .

La variable que fluctúa más rápidamente el tiempo es la componente de la variación del nivel global, mientras que la subsistencia y tasas de sedimentación se asumen constantes para un determinado periodo de tiempo  $> 100$  años. En los últimos 8.000 años las fluctuaciones absolutas del nivel del mar han sido rápidas, con un ascenso desde 8.000 a 6.900 años BP, y fluctuaciones de rango menor (h) del rango de 2-4 metros hasta la actualidad. El inicio de deltas en todo el mundo parece estar relacionado con la deceleración en la subida del nivel del mar hacia los 8.000 que permite que  $\Delta SED = RSL$ . En el periodo entre 8.000 y 6.900-6.500 predomina agradación deltaica. A partir de los 6.500 BP domina los periodos de progradación, es decir avance del frente deltaicos debido

Tasa máxima de subsidencia = 4 cm / 10 años  
 Tasa media de aporte sedimentario = 1 m / 10 años

Maximo alcance de arenas = 7 km  
 Máximo alcance de fangos = 10 km  
 Pendiente máxima del frente deltaico = 10°

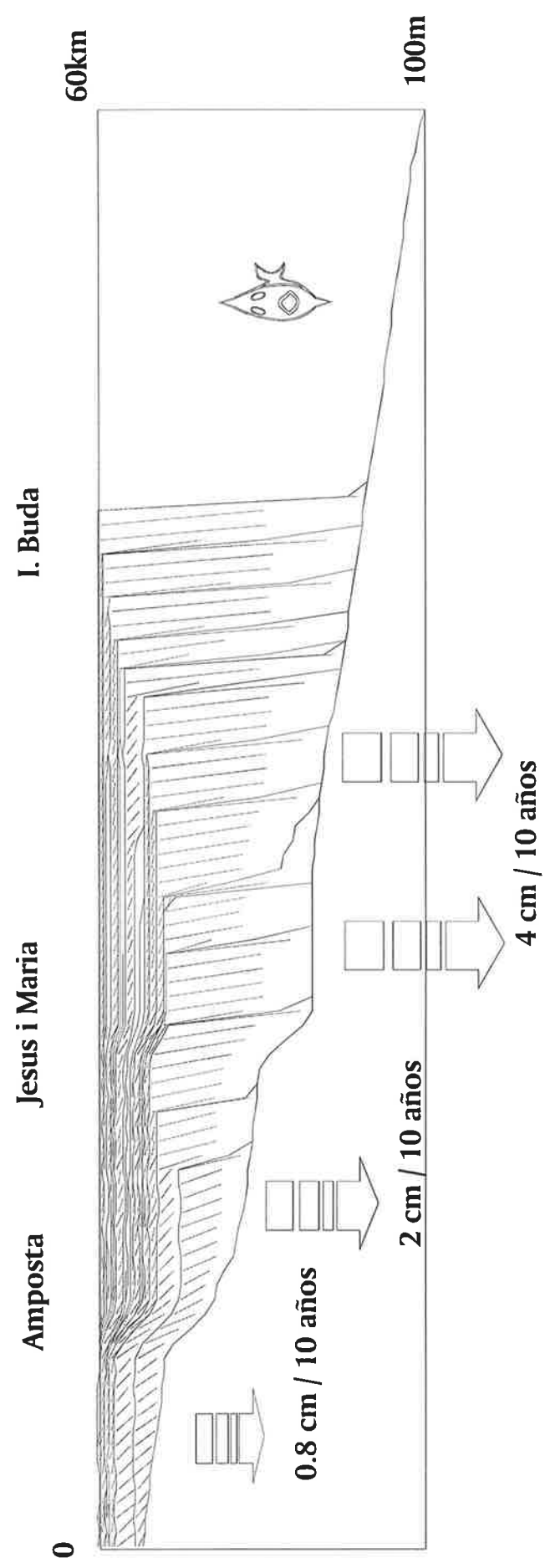


Fig. 23.- Modelos teóricos de la geometría del delta del Ebro. Modelo 3, subsidencia media - alta escalonada

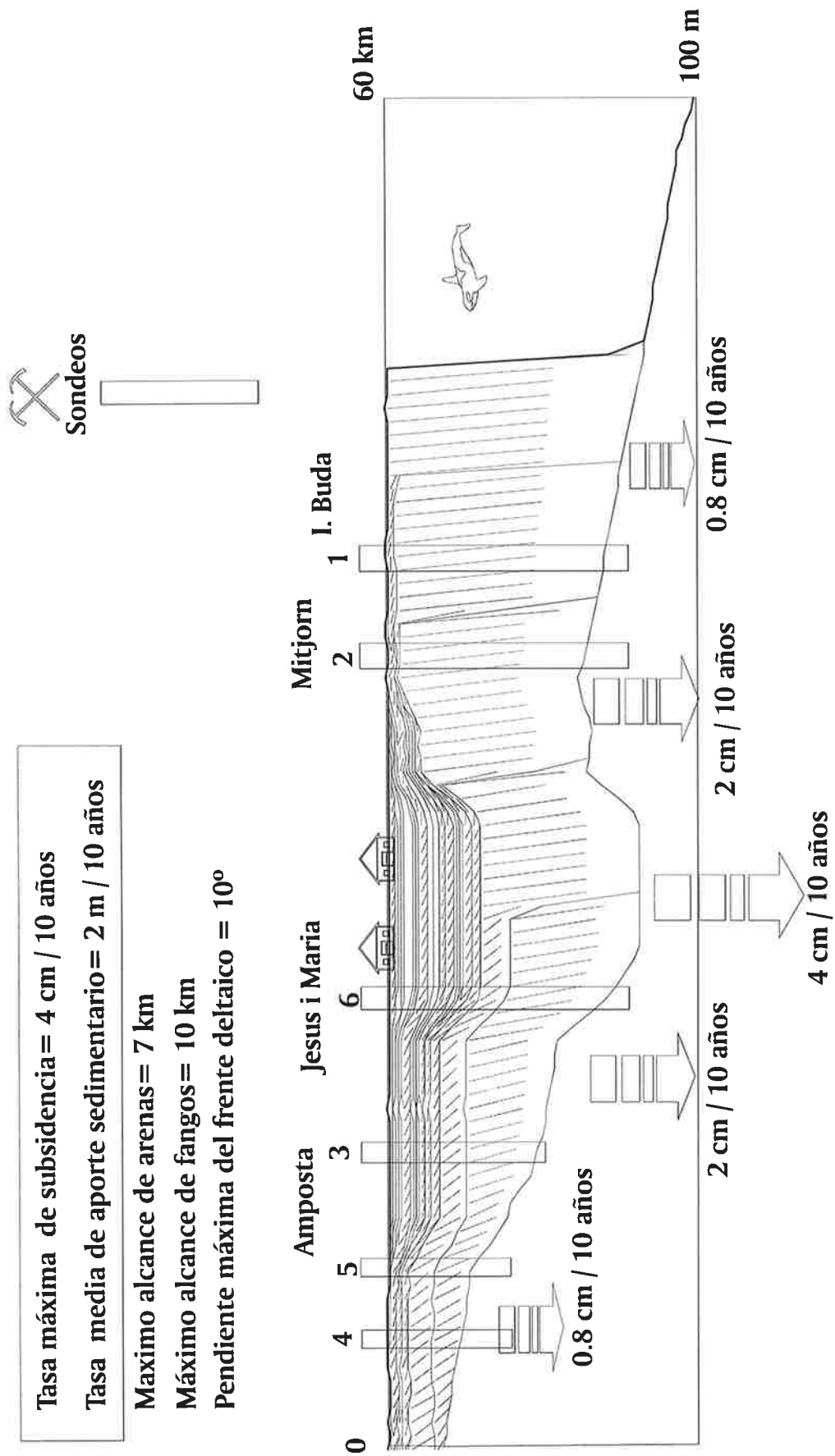


Fig. 24.- Modelos teóricos de la geometría del delta del Ebro. Modelo 3, subsidencia media - alta localizada

a que  $\Delta SED > RSL$ , especialmente en los periodos de bajadas absolutas del nivel del mar (periodos h), intercalandose periodos de agradacion cuando RSL se incrementa.

En los estudios de sondeos, esta alternancia entre progradación queda en evidencia por la secuencia estratigrafica: a arenas gruesas a medias correspondientes a progradación del frente deltaico se superpone limos arcillosos grises agradantes correspondientes a facies de prodelta. La correlación entre los sondeos realizados por el ITGE en este proyecto (dl a d6) y algunos de los publicados anteriormente (Maldonado, 1972) permite establecer un modelo de evolución de cuerpos sedimentarios progradantes y agradantes (fig. 25). Los niveles de turbas que se han sondeado en el sondeo d5 se correlacionan con niveles agradantes, es decir ligeros ascensos absolutos del nivel del mar. Estos niveles han sido datados por  $^{14}C$  (Arasa, 1994b) dando lugar a una tendencia casi linear del ascenso relativo del nivel del mar. Si se correlacionan los niveles de progradación con aquellos detectados en otras zonas de la costa mediterránea española, se pueden observar cinco grandes unidades de crecimiento del deltas (denominadas como h) y que constituyen la base principal de los frentes deltaicos del delta.

La geometría aproximada del delta en base a los cuerpos progradantes permite una comparación con los modelos anteriormente descritos. En este sentido el modelo 3 (fig. 24), es el que más se aproxima al modelo real, con subsidencias en torno a 2 cm /10 años.

#### 5.4. COMPARACIÓN DE VARIACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR: UN MÉTODO DE APROXIMACIÓN AL CÁLCULO DE LAS TASAS DE SUBSIDENCIA.

Las variaciones relativas del nivel del mar que a través del tiempo constituyen la **curva relativa del nivel del mar** para un punto determinado donde  $D=0$ . Por tanto, cuando se comparan dos curvas relativas del nivel del mar, la relación queda:

$dSub1/dt + dE1/dt - (dSub2/dt + dE2/dt) = \text{Taza de subsidencia comparativa con areas estables}$

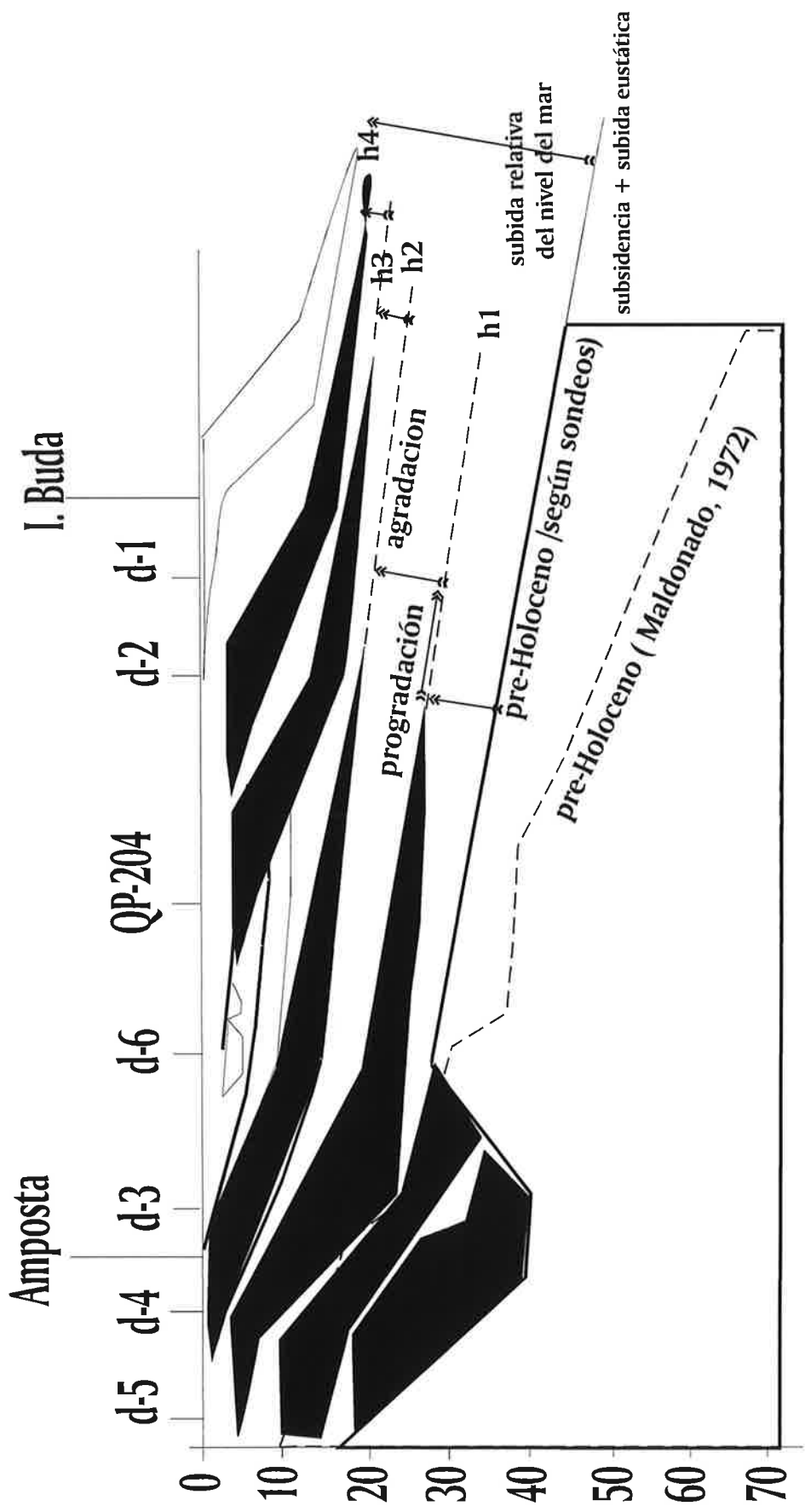


Fig. 25.- Modelo de evolución del delta holoceno del Ebro

donde para áreas regionales cercanas la tasa de elevación/descenso global del nivel del mar global es igual, eliminándose de la ecuación.

$d_{\text{Sub1}}/dt - d_{\text{Sub2}}/dt =$  Tasa de subsidencia relativa

Para estimar las tasas relativas de subsidencia del delta del Ebro, se han realizado las curvas relativas del nivel del mar de las áreas de A) Almería - Murcia y de B) Valencia - Alicante, en base a datos de radiocarbono publicados hasta el momento. La curva de variación relativa del nivel del mar del C) delta del Ebro se ajustado con los datos publicados por Arasa (1992) en base a los niveles de turba (fig. 26). Las subsidencias obtenidas se consideran como relativas a otras cercanas, y son solo estimativas. Hay que tener en cuenta, que estas áreas no son estables desde el punto de vista tectónico. La comparación de las curvas de variación relativa del nivel del mar (fig. 27) muestra los siguientes valores:

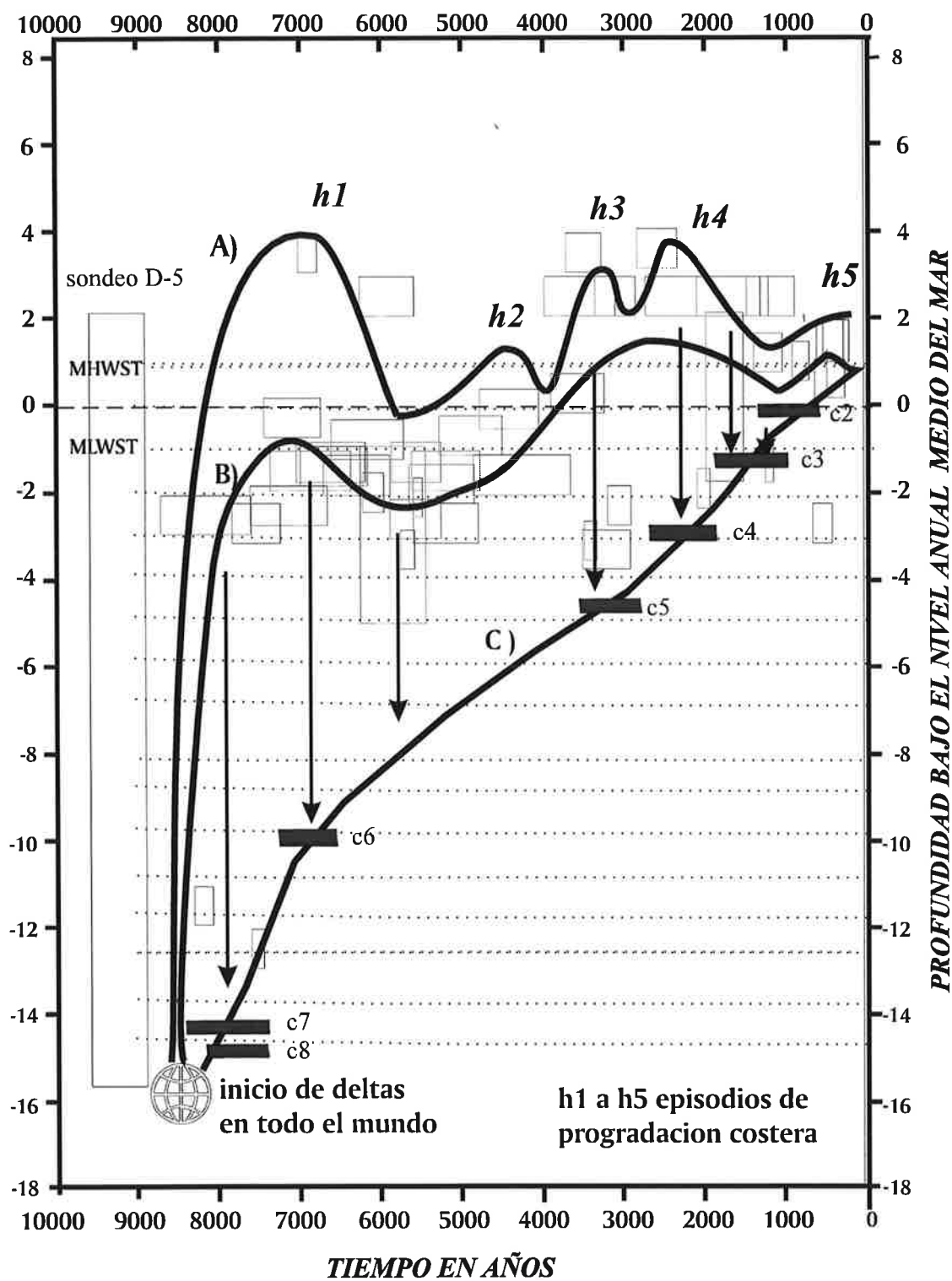
A) Valores máximos de 0.28 cm/año y mínimos de 0.14 cm/año. La tendencia lineal muestra un cierto incremento hasta la actualidad desde 0.16 a 0.26 cm/año.

B) Valores máximos de 0.19 cm/año y mínimos de 0.8 cm/año. La tendencia muestra una tendencia que se puede considerar constante con el tiempo entre 0.13 y 0.15 cm/año.

Los valores de subsidencia obtenidos por comparación con otras áreas varían entre un máximo de 0.26 cm/año y un mínimo de 0.15 cm/año. Entre estos dos valores se considera que fluctúa la subsidencia en el delta del Ebro, sin tener en cuenta las variaciones absolutas del nivel del mar.

Los valores de subsidencia así obtenidos se acomodan con aquellos parámetros obtenidos para el modelo 3 con subsidencias de 0,20 cm/año (fig. 24). Hay que tener en cuenta, en estos parámetros, que localmente la tasa de subsidencia pueden ser mayores.





**Fig. 26.-** Curvas de variación relativa del nivel del mar: A) Almería-Murcia; B) Valencia-Alicante; C) Delta del Ebro

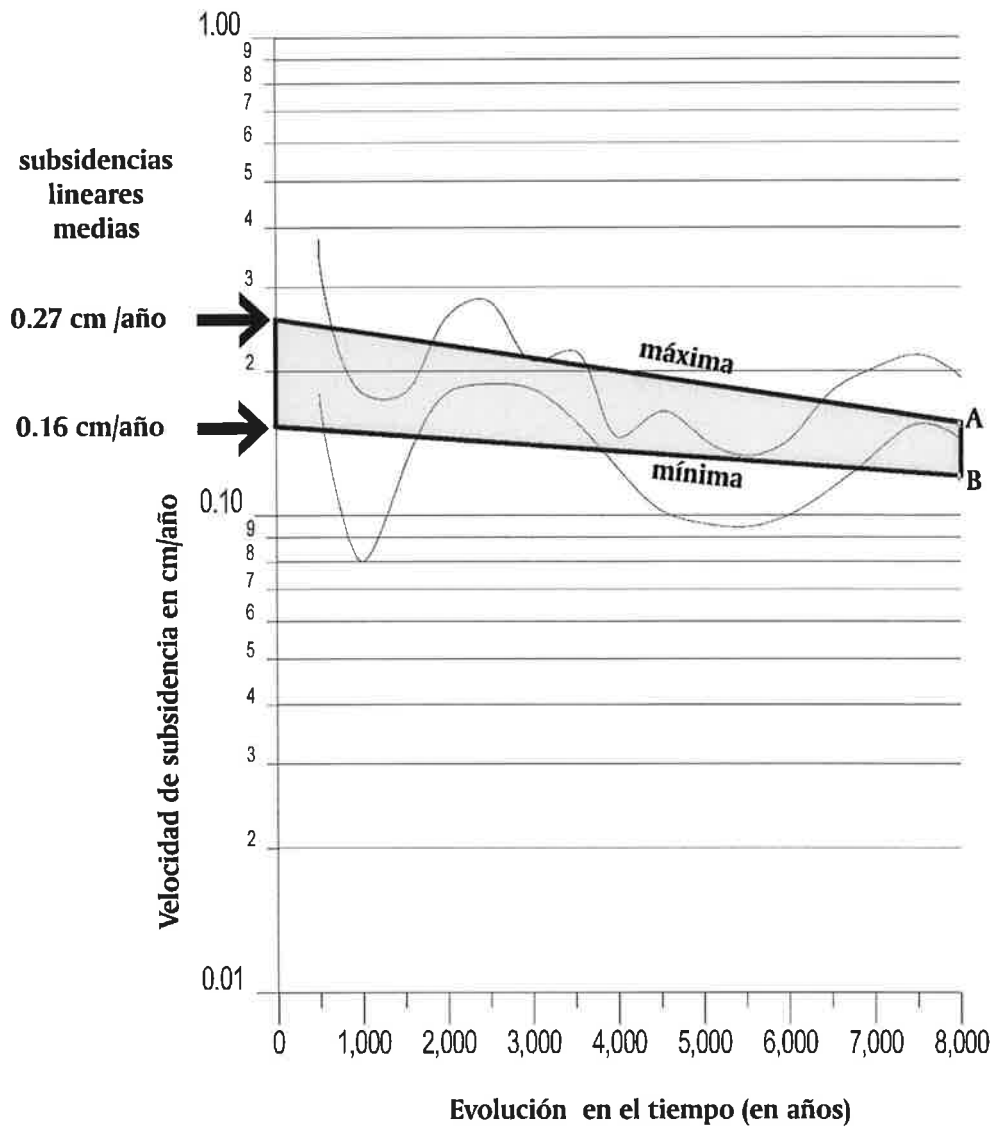


Fig. 27.- Velocidad de subsidencia en el delta del Ebro por comparación de curvas relativas del nivel del mar con: A) Almería, B) Alicante-Valencia

### 5.5. EQUILIBRIO DEL DELTA: DEFICIT SEDIMENTARIO

Los valores de subsidencia calculados como promedio dan lugar a que haya un desequilibrio en el balance sedimentario del delta. Si tenemos en cuenta la ecuación que relaciona los parámetros fundamentales de equilibrio:

$$dD/dt = dSub/dt + dE/dt - dSed/dt$$

Para que  $dD/dt=0$  es decir no exista cambio en la profundidad, y el delta se mantenga en crecimiento progradante en equilibrio, entonces:

$$dSub/dt + dE/dt = dSed/dt$$

La, suma de un ascenso relativo del nivel del mar (subsistencia+nivel del mar) tienen que ser equilibrados por el aporte sedimentario. Si únicamente tenemos en cuenta la subsistencia como factor de ascenso relativo del nivel mar, entonces:

$$dSub/dt = dSed/dt$$

La tasa de subsistencia con el tiempo ha de ser equilibrada con el tiempo para que no haya perdida de área emergida del delta. El vacio sedimentario que se genera con la tasa de subsistencia para el área emergida es:

$$\text{deficit por subsistencia } (dSub/dt) * \text{area emergida} = \text{aporte sedimentario}$$

El deficit sedimentario que se estima en un periodo de 50 años es de 34 millones de  $m^3$  para una tasa de subsistencia de 0.26 cm/año y de 25 millones de  $m^3$  para una tasa de subsistencia de 0.15 cm/año. Estas serían las tasas de aporte sedimentario que necesitaría el delta para conservar el equilibrio, y en consecuencia no variar su área emergida (fig. 28).

El deficit de carga sólida calculado en el complejo de Ribarroja-Mequinzena, supone un deficit de 1.477893 millones de Tm ( $703758 m^3$ ), lo que suponen un deficit en un periodo de 50 años de 35.18 millones  $m^3$ . Estos valores se aproximan a los calculados para el balance sedimentario si equilibramos la tasa de subsistencia en los últimos 50 años.

El aporte sedimentario, necesario para equilibrar el progresivo hundimiento en los últimos 50 años del delta en la zona emergida, se estima variar entre los siguientes valores:

34 millones  $m^3$  para una tasa de subsistencia de 0.26 cm/año

25 millones  $m^3$  para una tasa de subsistencia de 0.15 cm/año

que se equilibrarían con el aporte de cargas sólidas del complejo Ribarroja-Mequinzenza estimado en 35.18 millones m<sup>3</sup>

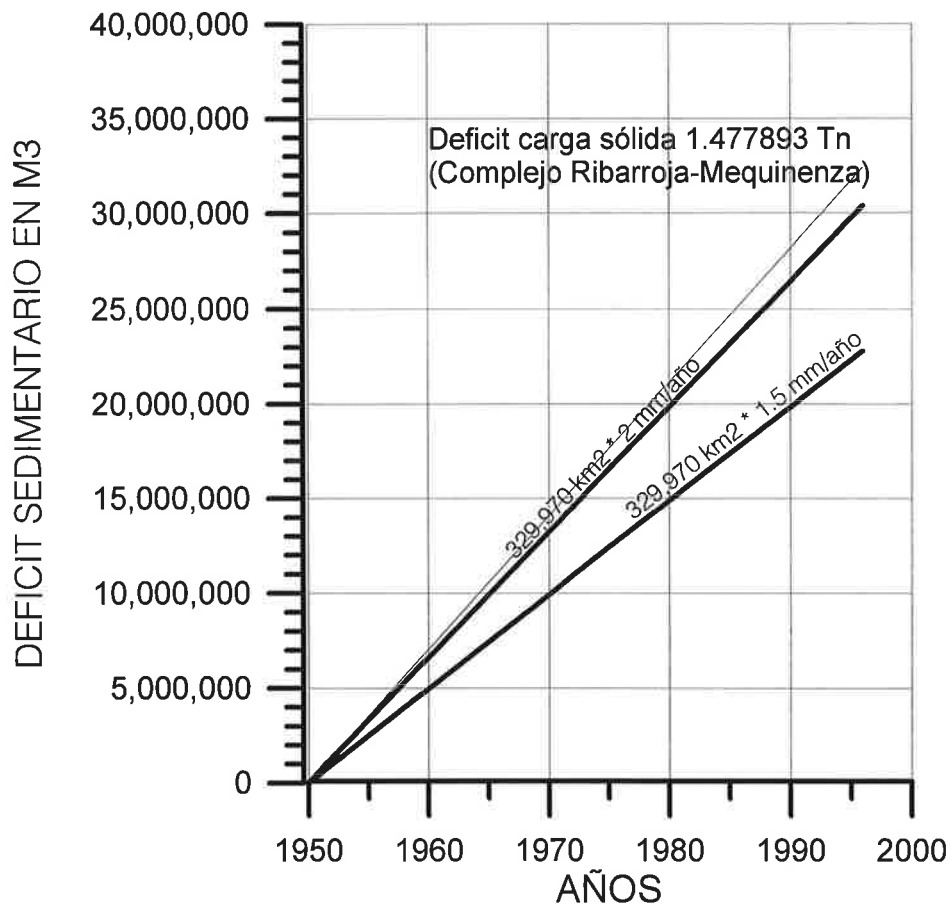


Fig. 28.- Aporte sedimentario necesario a la llanura deltaica para equilibrar la subsidencia estimada

## 5.6. PROCESOS DE DEFORMACIÓN Y HUNDIMIENTOS LOCALES EN EL SENO DEL DEPÓSITO DELTAICO

A lo largo del perfil analizado se ha observado la existencia de procesos deformacionales asociados a la sedimentación deltaica (fig. 18). Estos fenómenos son debidos fundamentalmente a movimientos gravitacionales de masas, que se producen en pendientes muy pequeñas (que pueden oscilar entre menos de 1° y 4° , Lewis, 1971).

Coleman y Prior (1980) los atribuyen estos procesos a varios factores:

- a) Rápidos procesos de sedimentación provocan una mayor carga de sedimentos en la parte superior del frente deltaico frente a la boca de los canales distribuidores.
- b) Sedimentos más gruesos reposan sobre los más finos del frente deltaico. Los sedimentos más groseros raramente presentan espesores uniformes, por lo que se producen diferencias importantes en la carga litostática.
- c) Los sedimentos más finos, todavía no consolidados debido a su rápido depósito, sufren grandes presiones de agua en los poros. Este fenómeno da lugar a que este material presente baja cohesión y por lo tanto sea mecánicamente inestable a esfuerzos verticales y horizontales.
- d) La degradación de la materia orgánica produce gas que aumenta la presión en los poros reduciendo aún más la cohesión del sedimento.

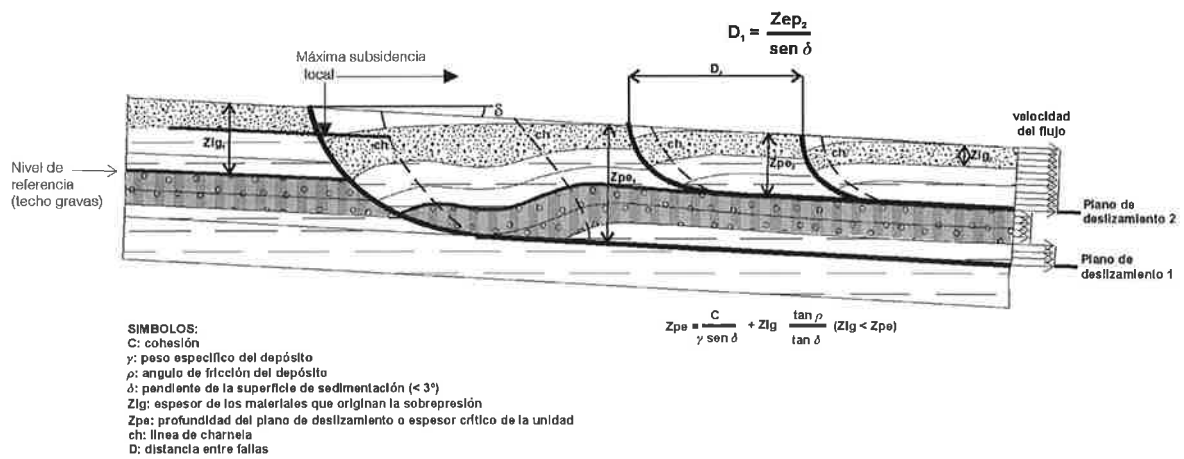
Como se ha mencionado anteriormente, estos factores han conducido a inestabilizar los sedimentos acumulados en el delta, dando lugar a la formación de diversas estructuras, entre las que cabe destacar por su importancia, dimensión y frecuencia, las **fallas de crecimiento**.

Este tipo de estructuras son fallas normales sin-sedimentarias, lístricas, de planta curva, cuya inclinación pasa de ser subvertical en su extremo más superficial a horizontal en el extremo más distal. Su características fundamentales son:

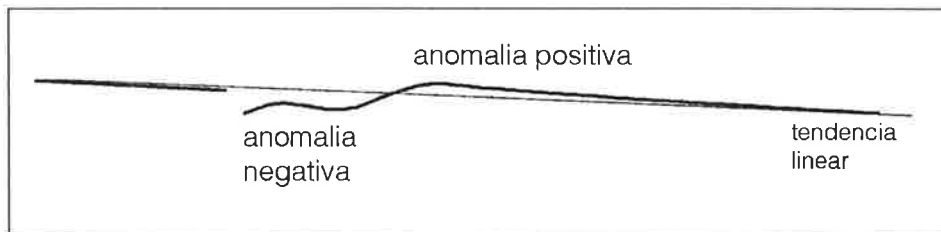
- Presentan el mayor desplazamiento en su parte media, mientras que es mínimo en la cabecera y en su parte más distal.
- El espesor de arena es mucho mayor en el labio hundido que en el levantado.

- La rotación del bloque hundido da lugar a la formación de anticlinales de *roll-over* acompañados ocasionalmente de fallas antitéticas.

Rider (1978), Crans *et al.* (1980) y Mandl y Crans (1981) explican el origen de estas estructuras en base a que cuando un depósito sin compactar se deposita sobre una pendiente, por pequeña que esta sea, el peso desarrolla una componente tangencial paralela a esta superficie. Si a este hecho añadimos el efecto de sobrepresión debido a la acción de los fluidos y gases existentes en el sedimento, que reducen la resistencia al corte del material, el resultado es que se favorezcan los deslizamientos en la horizontal (fig. 29).



#### Anomalías en la superficie del nivel de gravas



**Fig. 29.-** Modelo genético de formación de fallas de crecimiento en el desarrollo del delta (modificado de Crans *et al.*, 1980)

El desarrollo del proceso se inicia cuando la componente horizontal del peso alcanza un valor que inicia un deslizamiento a favor de la capa con sobrepresión, desarrollándose un plano de fractura cóncavo que se hace horizontal hacia la cuenca. El espacio vacío provocado por el deslizamiento y la rotación del labio hundido se rellena de

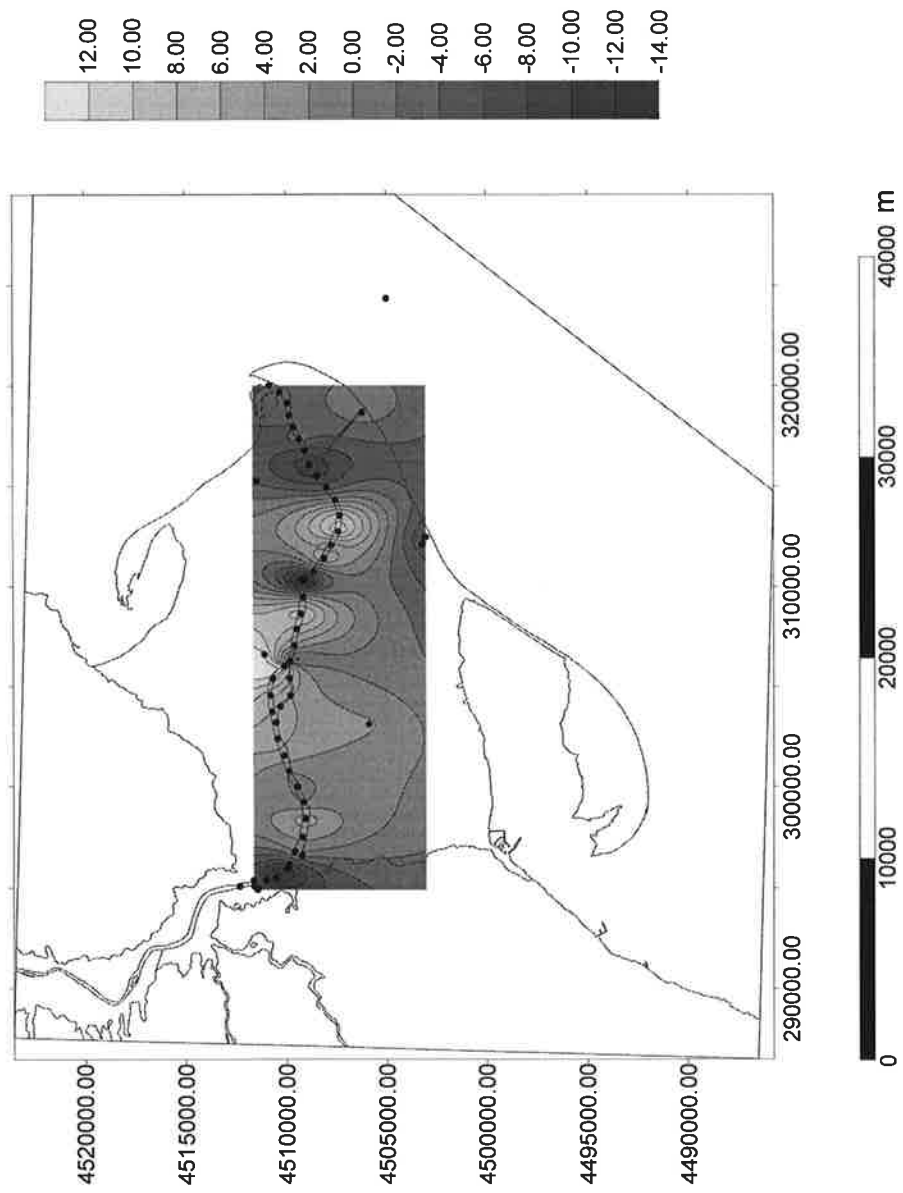
sedimento que causa nuevos desequilibrios y el proceso continúa.

Otro factor que favorece la creación de fallas de crecimiento es el hecho de que las arenas del techo de la secuencia deltaica son más densas que las arcillas sobre las que yacen (densidad de la arena  $2,1 \text{ gr/cm}^3$  aproximadamente, densidad de la arcilla  $1,7 \text{ gr/cm}^3$  aproximadamente, datos extraídos de Rider, 1978). Como su geometría en el extremo es cuneiforme, hay importantes diferencias de presión sobre la capa inferior, que da lugar a presiones dirigidas en la horizontal y en la vertical, que se libera provocando el movimiento hacia adelante y hacia abajo de las arcillas y de las capas superiores.

Es frecuente que durante el movimiento de los depósitos a lo largo del plano de la falla de crecimiento, se produzca un acortamiento del espacio en la zona donde este plano disminuye su buzamiento, aproximándose a la horizontal. Este fenómeno da lugar a una compactación de los sedimentos que provoca la expulsión de fluidos desde las zonas inferiores del depósito.

Estas fallas modifican la geometría original del cuerpo deltaico, dando lugar a la aparición de pequeños depocentros y zonas elevadas en la superficie del delta. Es importante el control de la ubicación de estas estructuras, ya que son activas en la actualidad y pueden provocar importantes deterioros en vías lineales y edificaciones que se localicen sobre los depósitos del delta.

La geometría de la deformación reciente del subsuelo del delta del Ebro puede ser estimada en base a un nivel de referencia como es el techo del nivel de gravas que aparecen en sondeos en todo el área del delta entre 20 y 50 m de profundidad. Asimismo, los perfiles sísmicos realizados a lo largo del cauce del río permiten seguir con gran precisión esta superficie. El techo del nivel de gravas se observa como un reflector de gran amplitud cuya superficie está ondulada y afectada por movimientos verticales. La correlación entre sondeos y perfiles sísmicos permite realizar un mapa de anomalías del nivel de gravas con respecto a una superficie de tendencia lineal inclinada hacia el mar (fig. 30). Esta tendencia se supone es la inclinación sedimentaria del depósito. El mapa de anomalías del nivel de gravas muestra una serie de ondulaciones que se relacionan con la deformación por fallas



**Fig. 30.-** Mapa de profundidades de las gravas basales



de crecimiento. Las ondulaciones negativas se relacionan con los labios hundidos de las fallas de crecimiento. Las ondulaciones positivas se interpretan como consecuencia de la sobrepresión debida a la rotación de las fallas listricas.

La separación horizontal de las fallas listricas y su repercusion en la llanura deltaica, depende de la profundidad del nivel de despegue que genera la rotación siguiendo la ecuación de Crans et al. 1980:

$$D = Zep / \text{sen } \delta$$

donde: D es la distancia entre fallas listricas

Zep es la profundidad del plano de deslizamiento o espesor critico de la unidad

$\delta$  es la pendiente de la superficie de la superficie de sedimentación.

La profundidad de los planos de deslizamiento mayores se sitúan entre 70 y 120 m, que se correlacionan con la aparición de arcillas plásticas en los sondeos Delta-1 y San Carlos-1. Los planos de deslizamiento menores se correlacionan con profundidades entre 55 y 53 (sondeos ITGE 2 y Delta-1). De las relaciones entre las distancias entre fallas y profundidad del plano del deslizamiento las pendiente que generan dicho deslizamientos varian entre 1.2° y 0.80° (ver tabla). Se han detectado dos sistemas principales: el sistema 1 cuyo nivel de despegue (espesor crítico) se situa entre 54 m y 74 m, y cuya distancia entre las fallas de crecimiento se situan entre 3.5 - 5.2 km. Los valores calculados para las pendientes de deslizamiento se situan entre 0.60° y 1.06° aumentando hacia la plataforma continental. El sistema 2 cuyo nivel de despegue es menos profundo, se situa entre 24 - 29 m presenta una distancia horizontal entre fallas entre 2.5 - 1.5 km, generadas por pendientes en torno a 0.70° a 1°.

La relación entre distancia, espesor y pendiente de los dos sistemas de fallas de crecimiento detectados en el Delta del Ebro en base a los perfiles sismicos es la siguiente:

### Sistema 1

<b>Distancia entre fallas en metros D</b>	<b>Espesor crítico en metros Zep</b>	<b>Seno pendiente de deslizamiento sen <math>\delta</math></b>	<b>Pendiente de deslizamiento <math>\delta</math></b>
5200	54	0.0103	0.59
3550	65	0.0183	1.04
4350	65	0.0149	0.85
3500	58	0.0165	0.94
4000	74	0.0185	1.06
6000	92	0.0153	0.87
4500	95	0.0211	1.2

### Sistema 2

<b>Distancia entre fallas en metros D</b>	<b>Espesor crítico en metros Zep</b>	<b>Seno pendiente de deslizamiento sen <math>\delta</math></b>	<b>Pendiente de deslizamiento <math>\delta</math></b>
2000	24	0.012	0.68
1600	26	0.016	0.93
1500	27	0.018	1.03
2000	25	0.0125	0.71
2500	29	0.0116	0.66

## 6. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS

Los resultados mas importantes de la realización del presente Estudio son:

- Se ha evaluado la subsidencia reciente en un sondeo situado en la zona apical del delta del Ebro. Los resultados obtenidos para este sondeo dan una tasa de subsidencia situada entre 1.6 y 2.7 mm/año por lo que puede considerarse moderada a débil.
- Se ha puesto de manifiesto la existencia de fallas de crecimiento que afectan a la llanura deltaica y que se enraizan en niveles arcillosos plásticos del Pleistoceno. El movimiento de estas fallas puede provocar subsidencias mas elevadas en algunas zonas. La zona aparentemente mas afectada por estas fallas es la situada inmediatamente al oeste de Deltebre.
- La existencia de embudos erosivos profundos (hasta 14 m) en el lecho del río, algunos de ellos sin relación aparente con estructuras artificiales, parece relacionarse con las surgencias de aguas y gas procedentes de las gravas pleistocenas.
- La realización de seis sondeos a testigo continuo en la llanura deltaica nos permite avanzar en el conocimiento de la estructura y evolución sedimentaria del delta.
- Salvo el bombeo de agua para desecar antiguas zonas pantanosas, no hay aparentemente otros factores que puedan incrementar la subsidencia natural.

En base a este Estudio parecen recomendables las siguientes acciones:

- Establecer una nivelación geodésica de alta precisión, sobre monumentación o estructuras sólidas en el delta, susceptible de ser repetida en el futuro, para evaluar la subsidencia actual y su variación a lo largo de la llanura deltaica.
- Proseguir en el estudio de la estructura y estratigrafía interna del delta, para reconstruir la forma en que ha sido afectado por las oscilaciones del nivel del mar holocenas, y poder predecir mejor su vulnerabilidad a los cambios climáticos, y la repercusión de la regulación del río Ebro.
- Estudiar con detalle la batimetría de la zona de prodelta para realizar seguimientos de su evolución futura y su repercusión sobre la parte emergida.

## REFERENCIAS

ALONSO B., CANALS M., GOT H. y MALDONADO A. (1991).- Sea Valleys and Related Depositional Systems in the Gulf of Lion and Ebro Continental Margins. *A.A.P.G. Bull.*, 75, 7, p. 1195-1214.

ALONSO B., FIELD M.E., GARDNER J.V. y MALDONADO A. (1990).- Sedimentary evolution of the Pliocene and Pleistocene Ebro margin, northeastern Spain. *Marine Geology*, 95, p. 313-331.

ALONSO B. y MALDONADO A. (1990).- Late Quaternary sedimentation patterns of the Ebro turbidite systems (northwestern Mediterranean): Two styles of deep-sea fan sedimentation. *Marine Geology*, 95 (3/4), p. 353-377.

ANADON P. (1983).- Características generales de diversas cuencas lacustres terciarias con pizarras bituminosas del NE de la Península Ibérica. Congreso Nac. de Sedimentología, Menorca, p. 1.9-1.12.

ARASA TULIESA A. (1994a).- Depósitos cuaternarios en el Bajo Ebro: características estratigráficas y deposicionales. *Geogaceta*, 15, p. 98-101.

ARASA TULIESA A. (1994b).- Estratigrafia i sedimentologia dels materials Plio-Quaternaris del Baix-Ebre i sectors adjacents. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 2 vol. (inédita).

BARAZA J, LEE H.J., KAYEN R.E. y HAMPTON M.A. (1990).- Geotechnical characteristics and slope stability on the Ebro margin, western Mediterranean. *Marine Geology*, 95, p. 379-393.

BARRIENDOS M. (1995).- La dinàmica climàtica de Tortosa s. XIV-XIX. *Recerca* 33. Les darreres investigacions arxivístiques del territori històric de Tortosa. Arxiu Històric Comarcal de les Terres de l'Ebre. p. 51-70. Tortosa.

CARTER R.M. (1988).- The nature and evolution of deep-sea channel systems. *Basin Research*, 1, p. 41-54.

COLEMAN, J.M. Y PRIOR, D.B. (1980): Deltaic sand bodies. *A.A.P.G. Continuing Education Course Note Series*, 15, 171 p.

COPEIRO DEL VILLAR E. (1982).- Sobre la costa catalana. *Quaderns d'Arquitectura i Urbanisme*, 153, p. 52-59. Barcelona.

COMISION NACIONAL DE PROTECCION CIVIL (1985).- Estudio de inundaciones históricas. Mapa de riesgos potenciales. Cuenca del Ebro. (4 tomos).

CRANS, W.; MANDL, G. Y HAREMBOURE, J. (1980): On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding. *Jour. Petro. Geol.*, 2, 3, pp. 265-307.

DAVIS W.D. (1986).- Venice and New Orleans: two sinking cities. *Thalassas*, 4 (1), p. 49-56.

DAVY L. (1978). Thèse Univ. de Montpellier, 3 vol.

DIAZ J.I., NELSON C.H., BARBER Jr. J.H. y GIRO S. (1990).- Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the Ebro continental shelf. *Marine Geology*, 95, p. 333-352.

DOBBY E.H.G. (1936).- The Ebro Delta, *Geographical Journal*, 87, p. 455-474.

DUBOIS R.N. (1990).- Barrier-beach erosion and rising sea level, *Geology*, 18, p. 1150-1152.

ESCUTIA C. y MALDONADO A. (1992).- Palaeogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia trough, northwestern Mediterranean Sea. *Tectonophysics*, 203, p. 263-284.

FARRÁN M., ALONSO B., DÍAZ J.L., GIRÓ S., MALDONADO A., MIRABILLE L. y VAZQUEZ A. (1984).- Secuencias litosísmicas del Cuaternario en el margen continental proximal catalan (Mediterráneo noroccidental). I Congreso Español de Geología, 1, p. 327-338.

FARRÁN M. y MALDONADO A. (1990).- The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns. *Marine Geology*, 95, p. 289-312.

FERNANDEZ-ORDOÑEZ J.A. (1984).- Catálogo de noventa presas y azudes españoles anteriores a 1990. Comisión de Estudios Históricos de Obras Públicas y Urbanismo.

FIELD M.E. y GARDNER J.V. (1990).- Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding-slope model. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 102, p. 721-733.

FIELD M.E. y GARDNER J.V. (1991).- Valencia gorge: Possible Messinian refill channel for the western Mediterranean Sea. *Geology*, 19, p. 1129-1132.

FONT Y SAGUÉ N. (1905).- Curs de Geologia dinàmica y estratigràfica aplicada a Catalunya. Establiment gràfic Thomàs, Barcelona.

GARCIA SIÑERIZ B., QUEROL R., CASTILLO F. y ARRIBAS J.R. (1979).- A new hydrocarbon province in the western Mediterranean. World Pet. Congr. 10th (Bucharest), PD 4 (4), p. 191-197.

GENERA i MONELLS M. (1991).- L'Ebre final: del Paleolític al món romà. *Dertosa* 37, 347 pp., Tortosa.

GORNITZ V. y LEBEDEFF S. (1987).- Global sea-level changes during the past century. *SEPM Special Publ.* 41, p. 3-16.

GRAU i FOLCH J.J. y SORRIBES i MONTSERRAT J. (1985).- L'economia del Baix Ebre. Caixa d'estalvis de Catalunya. 2 vol. 393 y 301 pp.

GUILLEN J. y DIAZ J. (1990).- Elementos morfológicos en la zona litoral: ejemplos en el delta del Ebro. *Sci. Mar.*, 54/4, p. 359-373.

GUILLEN J. y PALANQUES A. (1992).- Sediment dynamics and hydrodynamics in the lower course of a river highly regulated by dams: the Ebro River. *Sedimentology*, 39, p. 567-579.

GUILLEN J. y PALANQUES A. (1993).- Longshore bar and trough systems in a microtidal, storm-wave dominated coast: The Ebro Delta (Northwestern Mediterranean). *Marine Geology*, 115, p. 239-252.

GUILLEN J, DIAZ J.I. y PALANQUES A. (1992).- Cuantificación y evolución durante el siglo XX de los aportes de sedimento transportados como carga de fondo por el río Ebro al medio marino. *Rev. Soc. Geol. de España*, 5, p. 27-37.

HIDROIBERIA (1968).- Anteproyecto de saneamiento para la zona I de la margen derecha del delta del Ebro. Ministerio de Agricultura, Instituto Nacional de Colonización.

HOLEMAN J.N. (1968).- The Sediment Yield of Major Rivers of the World. *Water Resources Research*, 4, p. 737-747.

HYDROTECHNIC CORPORATION (1966).- Proyecto de saneamiento y riegos del delta del Ebro. Informe tipo reconocimiento de la viabilidad técnica y económica del drenaje del delta del Ebro y sustitución del cultivo del arroz por otros cultivos de regadío. Ministerio de Agricultura, Instituto Nacional de Colonización.

ILACO-IBERICA (1970).- Proyecto general de saneamiento del delta del Ebro (Tarragona). Ministerio de Agricultura, Instituto Nacional de Colonización.

IGME (1978).- Mapa geológico 1:50.000 de la hoja de Tortosa (522).

IGME (1986).- Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Escala 1:200.000, Tortosa-Tarragona, 78 p. 3 mapas.

JIMENEZ J.A. y SANCHEZ-ARCILLA A. (1993).- Medium-term coastal response at the Ebro delta, Spain. *Marine Geology*, 114, p. 105-118.

JIMENEZ J.A., SANCHEZ A., ASCE M., GARCIA M.A., VAN OVEREEM J. y MALDONADO A. (1991).- The Ebro Project: a first sediment budget. Coastal Sediments'91. Publ. Am. Soc. Civil Eng. Seattle, 6-91.

LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J.M. y OLIVET J.L. (1971).- La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 13, p. 145-152.

- LEWIS, K.B. (1971): Slumping on a continental slope inclined at 1°- 4°. *Sedimentology*, 16, pp. 97-110.
- MACAU F. (1961).- Contribución al estudio del Cuaternario en el Delta del Ebro. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, LIX, p. 69-76.
- MALDONADO A. (1972).- El delta del Ebro. Estudio sedimentológico y estratigráfico. *Bol. de Estratigrafía*, 1, 474 pp.
- MALDONADO A. (1975).- Sedimentation, Stratygraphy, and Development of the Ebro Delta, Spain. In M.L. Broussard (Ed.), "*Delta Models for Exploration*". Houston Geological Society, Houston (Texas), p. 311-338.
- MALDONADO A. (1975b).- Field Guide to Trip 16 Deltas of the Northern Mediterranean Sea: The Ebro Delta. IX Int. Congress of Sedimentology. Nice, July 1975. 78 pp.
- MALDONADO A. (1977).- Introducción geológica al delta del Ebro. *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 8, p. 7-45.
- MALDONADO A. (1986).- Sedimentary environments and evolution of the Ebro delta. *Thalassa*, 4, 1, p. 151-161.
- MALDONADO A., GOT H., MONACO A., O'CONNEL S. y MIRABILE L. (1985).- The Valencia Fan (northwestern Mediterranean): distal deposition fan variant. *Mar. Geol.*, 62, p. 295-319.
- MALDONADO A. y RIBA O. (1971).- El delta reciente del río Ebro: descripción de ambientes y evolución. *Acta Geol. Hisp.*, VI, 5, p. 131-138.
- MALDONADO A. y RIBA O. (1974).- Les rapports sedimentaires du Neogene et du Quaternaire dans le plateau continental aux environs du Delta de l'Ebre (Espagne). *Mém. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 7, p. 321-329.
- MALDONADO A., VERDAGUER A., ALOÏSI J.C., GOT H., MONACO A., LE CALVEZ Y., THOMMERET Y. y MIRABILE L. (1981).- Mecanismos sedimentaires et edification du plateau progressif sud-catalan (Mediterranée nord-occidentale). Congr. CIESM, 27ème, Cagliari, Italy, Rapp. P.V. Reun., 27 (8), p. 25-28.
- MANDL, G. Y CRANS, W. (1981): Gravitational gliding in deltas. In: K.R. Mc Clay y N.J. Price (eds.) *Thrust and nappe tectonics*, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 9, pp. 41-54.
- MASSIP J. (1981).- Aproximació a la història del delta de l'Ebre. *Ràpita*, XXI, nº 267, p. 29-35.
- MOPMA (1973).- Un testimonio de las presas españolas. D.G. Obras Hidraulicas. Comité Nacional de Grandes Presas.
- MOPMA (1994).- Selección de Presas Españolas 1973-1993. Comité Español de Grandes

Presas.

MUTO T. y STEEL R.J. (1992).- Retreat of the front in a prograding delta. *Geology*, 20, p. 967-970.

NELSON C.H. y MALDONADO A. (1988).- Factors controlling depositional patterns of Ebro turbidite systems, Mediterranean Sea. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 72, p. 698-716.

NELSON C.H. y MALDONADO A. (1990).- Factors controlling late Cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea. *Marine Geology*, 95, p. 419-440.

NELSON C.H., MALDONADO A., COUMES F., GOT H. y MONACO A. (1983-84).- The Ebro deep sea fan system. *Geo-Mar. Lett.*, 3, p. 125-131.

O'CONNELL S., ALONSO B., KASTERNS K.A., MALDONADO A., MALINVERNO A., NELSON C.H., PALANQUES A. y RYAN W.B.F. (1985).- Morphology and downslope sediment displacement in a deep-sea valley, the Valencia Valley (northwestern Mediterranean Sea). *Geo-Mar. Lett.*, 5, p. 149-156.

OLIVER FOIX A. (1983).- Las influencias mediterraneas el el mundo iberico de la zona sur del Delta del Ebro. *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonenses*. Dip. Prov. Castellón de la Plana. Servicio de Arqueología, 7 (1980), p. 99-118.

PALANQUES A., PLANA F. y MALDONADO A. (1990).- Recent influence of man on the Ebro margin sedimentation system, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 95, p. 247-263.

PALLARES R., GRACIA F. y MUNILLA G. (1987).- Las cerámicas áticas y de barniz negro procedentes de la partida de El Bordisal. Camarles, Tortosa. *Butlletí Arqueològic*. Reial Soc. Arqueològica Tarraconense. Epoca V (1982-83), nº 4-5, p. 3-19.

PITARCH LOPEZ J. (1993).- La colonització del delta de l'Ebre i la seva reglamentació en el darrer terç del s. XVIII. *Institut d'Estudis Rapitencs*, 95 pp., Sant Carles de la Ràpita.

RYAN W.B.F. (1976).- Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Lata Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23 (6), p. 791-813.

RYAN W.B.F., HSÜ K.J. et al. (1973).- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (1-2), *U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C.*, 1447 p.

RIBA i ARDERIU O. (1993).- Dinàmica de les costes i actuació antròpica. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 36, VIII, p. 229-247.

RIBA i ARDERIU O. y SERRA i RAVENTÓS J. (199 ).- El delta de l'Ebre, una àrea geològica amenaçada. *Butlletí Inst. Cat. Hist. Nat.*, p. 117-133.

RIDER , M.H. (1978): Growth Faults in Carboniferous of Western Ireland. *A.A.P.G.*, Vol.



62, N° 11, pp. 2191-2213.

RIERA I MORA G. (1991).- Evolució recent de la desembocadura de l'Ebre a partir de l'anàlisi batimorfològica. Tesi de Llicenciatura, Fac. de Geologia, Univ. de Barcelona (inèdita).

RODRIGUEZ-ORTIZ J.M., CASTANEDO F.J., PRIETO C. Y HERMOSO J. (1978).- The Evolution of the Ebro Delta. International Association of Engineering Geology, III International Congress, Madrid, Spain, Sec. I, v. II, p. 248-260.

SANCHEZ-ARCILLA A. y JIMENEZ J.A. (1994).- Breaching in Wave-Dominated Barrier Spit: The Trabucador Bar (North-Eastern Spanish Coast). *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, p. 483-498.

SERRA J., COLOMBO F., CANALS M. Y GUILLEN J. (1990).- Comportamiento hidráulico del río Ebro, entre Tortosa y Amposta (Tarragona, España). *Geogaceta*, 8, p. 107-109.

SERRA J. y RIERA G. (1993).- La desembocadura del río Ebro: variabilidad y cambios recientes. *Geogaceta*, 14, p. 27-28.

SGC (1986).- Recursos hídricos subterranis de la Vessant Catalana de l'Ebre. Primera fase: Baix Ebre. Memòria i annexos. Generalitat de Catalunya. Dep. Política Territorial y O. Públ. Informes 2, 300 pp.

SMITH N.A.F. (1970).- The heritage of spanish dams. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Colección Ciencias, Humanidades e Ingeniería n° 45 (1994).

SOLE SABARIS L., MACAU F., VIRGILI C. y LLAMAS M.R. (1961).- Algunos datos sobre la evolución sedimentaria del delta del Ebro. 2ª Reunión de Sedimentología, Inst. de Edafología (CSIC), p. 197-199.

SOLER R., MARTINEZ W., MEGÍAS A.G. y ABEGER J.A. (1983).- Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. *Mediterranea, Ser. Geol.*, 1, p. 71-82.

STANLEY D.J. y WARNE A.G. (1994).- Worldwide Initiation of Holocene Marine Deltas by Deceleration of Sea-Level Rise. *Science*, 265, p. 228-231.

VARELA J.M., GALLARDO A. y LOPEZ A. (1986).- Retención de sólidos por los embalses de Mequinenza y Ribarroja: efectos sobre los aportes del Delta del Ebro. en: El sistema integrado del Ebro: cuenca, delta y medio marino. Gráficas Hermes, p. 203-219, Madrid.

VERDAGUER A. (1983).- La Plataforma Continental Silícico-clástica del Ebro (Mediterráneo Nor-Occidental). Un modelo sedimentario. Fac. de Geologia, Univ. de Barcelona, 422 p. (inèdita).

VILA M.A. (1986).- Tortosa i el seu terme a mitjan segle XVI. Esborrany geoeconòmic.

Episodis de la Història 260, R. Dalmau Editor, Barcelona.

VILELLA F. (1995).- El movimiento comercial del puerto de Tortosa, según los "llibres de lleuda" del s. XV. Recerca 33. Les darreres investigacions arxivístiques del territori històric de Tortosa. Arxiu Històric Comarcal de les Terres de l'Ebre. p. 71-88. Tortosa.

VIRGILI A. (1995).- Conquesta i feudalització de la regió de Tortosa 1148-1200. Recerca 33. Les darreres investigacions arxivístiques del territori històric de Tortosa. Arxiu Històric Comarcal de les Terres de l'Ebre. p. 33-49. Tortosa.

XIANLIN Z. (1996).- Land Subsidence Controlling in Shanghai. 30th International Geological Cogress. Beijing. Abstracts.

# ANEXO I

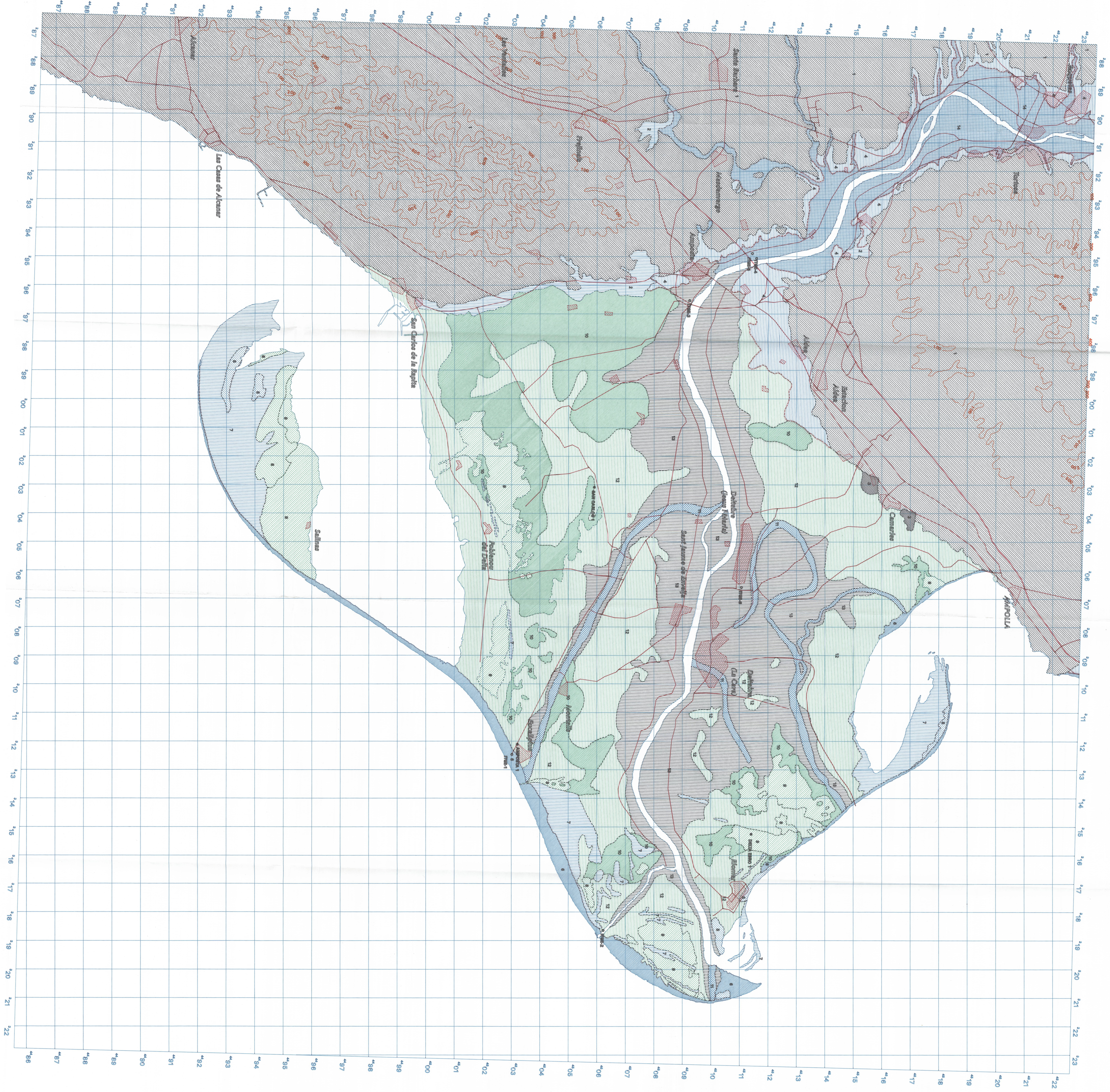
AVENIDAS DEL EBRO EN SU CURSO BAJO

- 1320 Tortosa. Comisión Nacional de Protección Civil (1985).
- 1325 Tortosa. Comisión Nacional de Protección Civil (1985).
- 1380 Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91.
- 1448 Tortosa. Comisión Nacional de Protección Civil (1985).
- 1488 10 de Noviembre. 5 m. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91.
- 1517 5 de Noviembre. 4 m. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91.
- 1582 21 de Mayo. 6 m. Vergés (1906-1934) v. III, p. 27. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 90. Grau y Sorribes (1985) p. 78. Barriendos (1995).
- 1605 28 de Setiembre. 5 m. Vergés (1906-1934) v. III, p. 27. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91. Grau y Sorribes (1985) p. 78. Barriendos (1995).
- 1617 5 de Noviembre. 8,53 m, 7,68 m a Xerta. Limnígrafo de Xerta. Vergés (1906-1934) v. III, p. 27. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 90. Grau y Sorribes (1985) p. 78. Gran inundación (cinco palmos por encima de lo que los nacidos han visto). Fuente: Actes Capitulars 1617, s.f., 7/11/1617. Barriendos (1995).
- 1625 Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91.
- 1629 Tortosa. Comisión Nacional de Protección Civil (1985).
- 1634 Tortosa. Comisión Nacional de Protección Civil (1985).
- 1640 El rio destruyó una eguada en la torre de Meca. Arxiu Municipal de Tortosa (Iligallo de Punta Grossa i Masdavall). Grau y Sorribes (1985) p. 78.
- 1678 ?. ver Solé Sabarís (1958), p. 196.
- 1700 Pastor y Lluís (1901). Grau y Sorribes (1985) p. 107.
- 1717 5 m. Pastor y Lluís (1901). Bayerri (1933-1960) v. III, p. 90. Grau y Sorribes (1985) p. 107. Barriendos (1955).
- 1743 18 de Junio. 5 m. Pastor y Lluís (1901). Grau y Sorribes (1985) p. 107. Barriendos (1995).
- 1766 Pastor y Lluís (1901). Grau y Sorribes (1985) p. 107.
- 1772 30 de Setiembre. Pastor y Lluís (1901). Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91. Grau y Sorribes (1985) p. 107.
- 1773 Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91.

- 1783 6 de Noviembre. 4 m. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91.
- 1787 8-9 de Octubre. 8,73 m, 10 m a Xerta. Limnógrafo de Xerta. O'Callaghan (1886-87), v. II, p. 126. O'Callaghan (1895) p. 68. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 90. Massip (1968). Grau y Sorribes (1985) p. 106-107. Barriendos (1995).
- 1826 7 de Enero. 4,28 m. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91.
- 1845 8 de Setiembre. 5 m. Fernández y Domingo (1867) p. 295-296. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91. Grau y Sorribes (1985) p. 110.
- 1848 Grau y Sorribes (1985) p. 110.
- 1853 25-26 de Mayo. 7,40 m, 8,08 m a Xerta. Limnógrafo de Xerta. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 90. Grau y Sorribes (1985) p. 110. Barriendos (1995).
- 1865 22 de Abril. 5 m. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91.
- 1866 20-21 de Octubre. 7,53 m, 7,89 m a Xerta. Limnógrafo de Xerta. Fernández y Domingo (1867) p. 296. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 90. Grau y Sorribes (1985) p. 110. Barriendos (1995).
- 1871 21 de Enero. 6,42 m (a Xerta). Limnógrafo de Xerta. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91.
- 1874 23 de Setiembre (?). Solé Sabarís (1958) p. 196. Grau y Sorribes (1985) vol. I, p. 30.
- 1879 Grau y Sorribes (1985) vol. I, p. 30.
- 1884 17 de Setiembre. 7,24 m (a Xerta). Limnógrafo de Xerta. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 91.
- 1907 23 de Octubre. 8,53 m, 9,20 m a Xerta. Limnógrafo de Xerta. Bayerri (1933-1960) v. III, p. 90. Gonzalo de Reparaz ( ). García Faria ( ). Masachs (1948) p. 152 y 413.
- 1915 11 de Mayo. 7,5 m. Masachs (1948) p. 152 y 413
- 1917 21 de Mayo. Masachs (1948) p. 413-414
- 1921 22 de Mayo. Masachs (1948) p. 413-414
- 1926 Noviembre. Gonzalo de Reparaz ( ). Masachs (1948) p. 414
- 1937 29 de Octubre. 9 m a Xerta. Limnógrafo de Xerta, Solé Sabarís (1958) p. 199.
- 1961 5 de Enero. Maldonado (1977) p. 16.

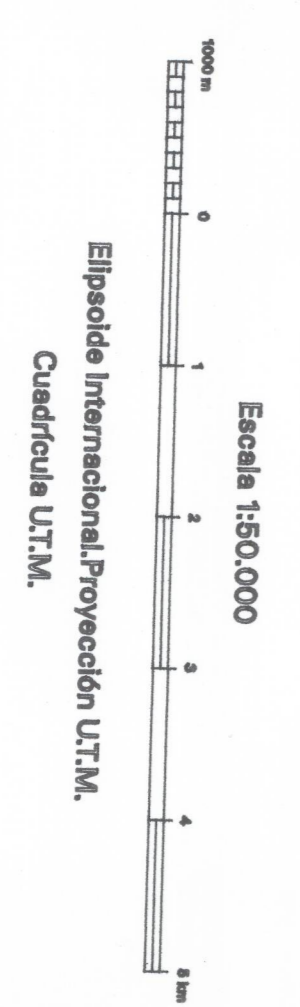
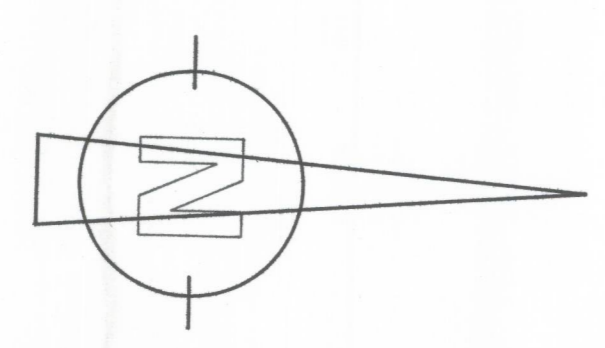
ANEXO II





**LEYENDA**

14	Aluvial - Llanura de inundación
13	Leyes naturales y cerasasas
12	Llanura deltica
11	Canales fluviales abandonados
10	Marismas colmatadas (limos, arenas, turbas)
9	Marismas-limos orgánicos
8	Marismas-arenas orgánicas
7	Cordones florales (arizgues, flechas)
6	Playas
5	Dunas
4	Terrazas
3	Conos de deyección
2	Derribos - Cuaternario indiferenciado
1	Substrato



**GEDEX**  
 Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas

TÍTULO:	MAPA GEOLOGICO DEL DELTA DEL EBRO	MAPA:	1
PROYECTO:	ESTUDIO GEOLOGICO DEL DELTA DEL EBRO PROYECTO PARA LA EVALUACION DE LA SISESIBENCA ACTUAL		
AUTORES:	SINTESES DE MALDONADO (1972) E EDUARDO (1980) JUANFRAJA FOR EDUARDO BARRIA MENDOZA	REALIZADO:	S.M. ALFARO E OCTUBRE 1988

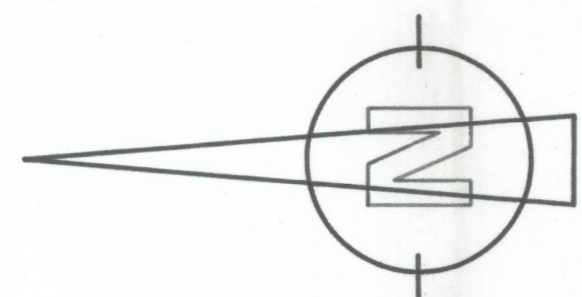
**Instituto Tecnológico Geológico de España**



# LEYENDA

- 14 Aluvial - Llanura de inundación
- 13 Llanuras naturales y crevasas
- 12 Llanura deltaica
- 11 Canales fluviales abandonados
- 10 Marismas colmatadas (limos, arenas, turbas)
- 9 Marismas-limos orgánicos
- 8 Marismas-arenas orgánicas
- 7 Cordones litorales (antiguas flechas)
- 6 Playas
- 5 Dunas
- 4 Terrazas
- 3 Conos de deyección
- 2 Derrubios - Cuaternario indiferenciado
- 1 Substrato

— ANOMALIA DE BOUGUER



Escala 1:50.000  
Elipsoide Internacional, Proyección UTM.  
Cuadrícula UTM.

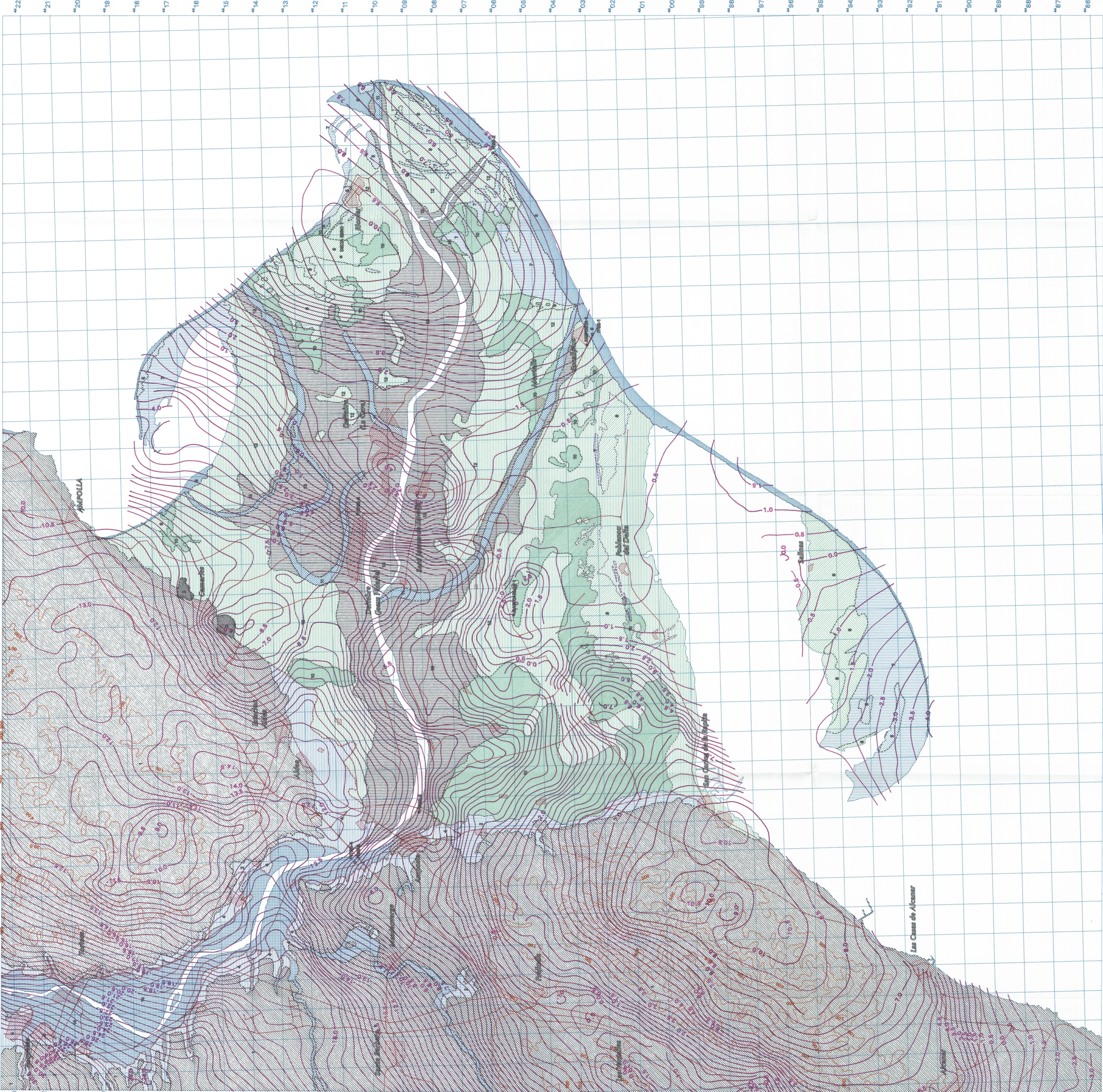


Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas

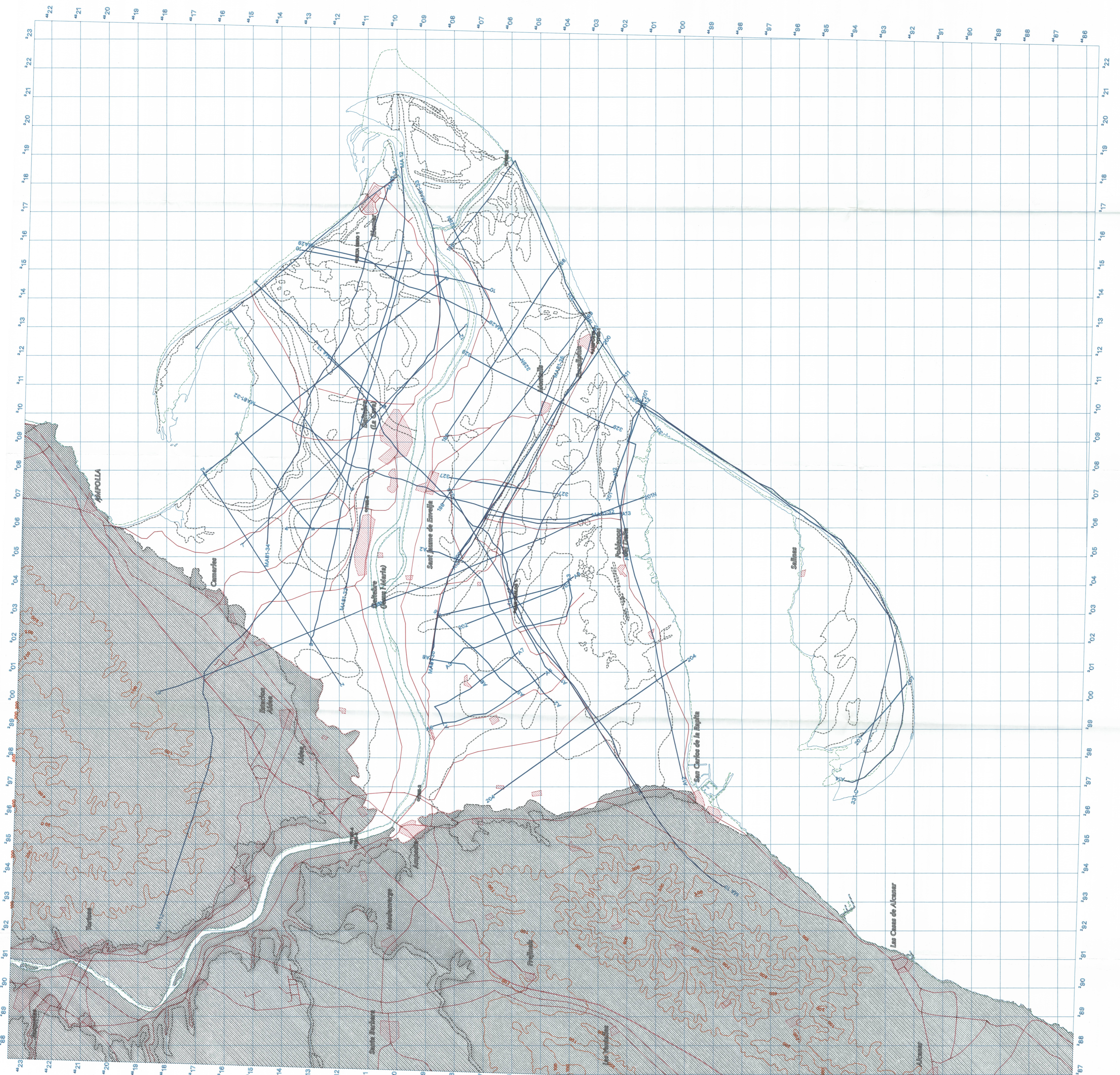
TÍTULO:	MAPA DE ANOMALIAS DE BOUGUER (CS4)	MAPA:	2
PROYECTO:	ESTUDIO GEOLÓGICO DEL DELTA DEL EBRO PROYECTO PARA LA EVALUACIÓN DE LA SUSTENIBILIDAD ACTUAL		
AUTORES:	C.I.E.A.	REALIZADOR:	C. INEZA
		FECHA:	ABRIL 1979



Instituto Tecnológico Geomínico de España

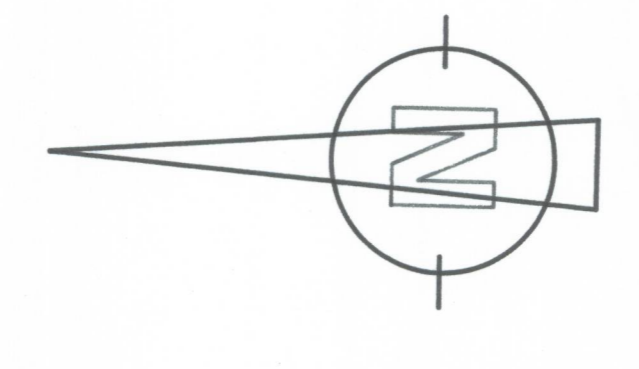







LÍNEA SERRANCA	CONTRATADORA	CONTRATISTA	AÑO
A-1 a A-12	INI-COPAREX	C.G.G.	1.966
196 a 207 326 a 331	SHELL ESPAÑA	C.G.G.	1.970
1 a 13	INI-COPAREX	C.G.G.	1.970
MA12 MA13 MA29 MA31-32 a MA31-36	CAMPESA	C.G.G.	1.981

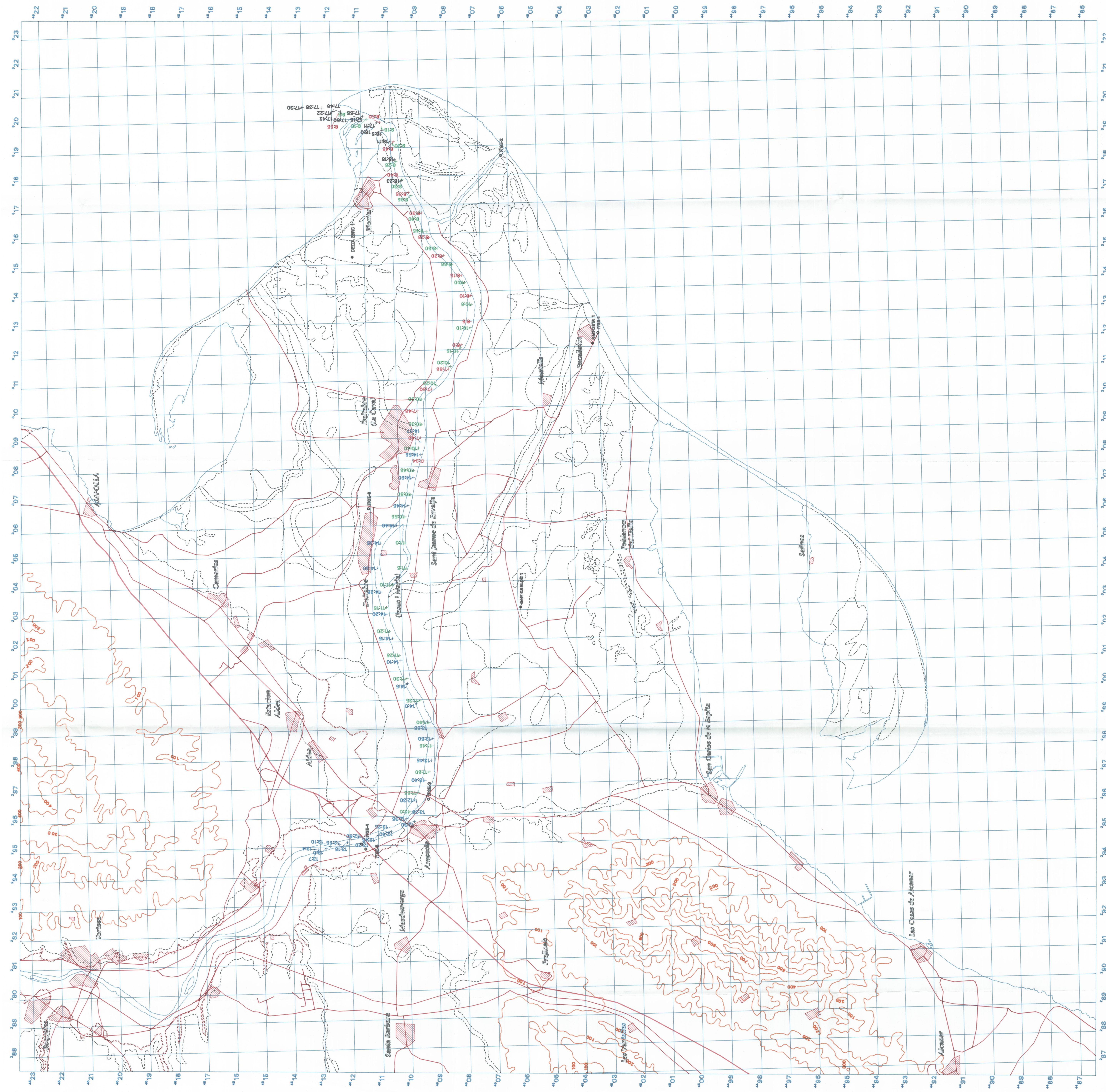
— COSTA AÑO 1966  
 - - - - - COSTA AÑO 1973



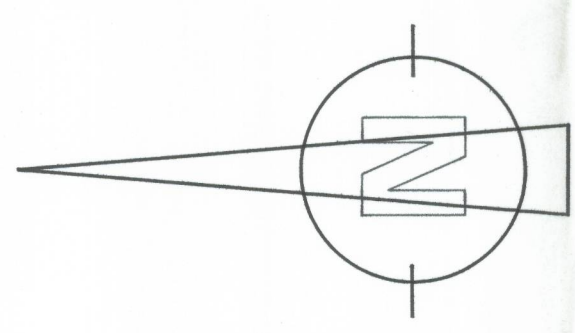
ESCALA 1:50,000  
 Elipsoide Internacional Proyección U.T.M.  
 Cuadrícula U.T.M.

<b>CEDEX</b> Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas		TÍTULO:	MAPA DE SITUACIÓN DE LÍNEAS SERRANCA	MAPA: 9
		PROYECTO:	ESTUDIO GEOLOGICO DEL DELTA DEL RIO PROYECTO PARA LA ENLARGACIÓN DE LA SUBSECCION ACTUAL	
 Instituto Tecnológico Geomínico de España		AUTORES:	EDUARDO GARCÍA MELÉNDEZ	REALIZADO: E.G. MELÉNDEZ
				FECHA: OCTUBRE 1989





- + LINEA 1
- + LINEA 2
- + LINEA 3
- + LINEA 4



Escala 1:50.000

Elipsoide Internacional, Proyección U.T.M.,  
Cuadrícula U.T.M.



Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas

TÍTULO:	MAPA DE POSICION DE LINEAS SISMICAS MONOCANAL GEOPULSE	MAPA:	4
PROYECTO:	ESTUDIO GEOLÓGICO DEL DELTA DEL EBRO PROYECTO PARA LA EVALUACION DE LA SUBSIDENCIA ACTUAL		
AUTORES:	LT.B.E.	REALIZADO:	LT.B.E.
		FECHA:	OCTUBRE 1988



Instituto Tecnológico  
Geomático de España