

EDIFICACION DE CUERPOS TRANSGRESIVOS (VERSILIENSE) EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL CATALANA.

ANDRES CHECA, JOSE I. DIAZ Y MARCELINO FARRAN.

Inst. Ciencias del Mar, CSIC. Paseo Nacional s/n 08003 Barcelona

Abstract.

High-resolution seismic profiles, gravity-cores, and dredge samples, have been interpreted to determine the history and stratigraphy of Versilian Transgression on three sectors of the Catalan Continental Shelf. Transgressive deposits are represented by shallow carbonate banks, plus coastal, estuarine and deltaic deposits. Facies are controlled by sediment input and pre-transgressive surface morphology. Deposits show an episodic transgression with regressive phases. Regressive phases are interpreted as sea-level fall from -60 to -90 m, together with stillstand intervals and/or episodic high sediment supply when the sea level reached -60, -38 and -22 m below its actual level.

Introducción.

Mediante sísmica de reflexión de alta resolución, completada con muestreo de sedimentos, se han estudiado tres sectores de la plataforma continental catalana (Delta del Ebro - Islas Columbretes; Foix - Besós y Maresme). En las tres zonas se han identificado depósitos correspondientes a la transgresión Versiliense, sobre una plataforma edificada fundamentalmente durante los estadios regresivos del Cuaternario. Los tres sectores se encuentran en un margen pasivo sometido a distintos índices de subsidencia, que han condicionado su evolución durante el Cuaternario (IGME 1986; 1988). Sin embargo, la influencia de este factor durante el periodo transgresivo del Holoceno es muy limitada.

Los tres sectores mencionados se diferencian tanto por la fisiografía pre-transgresiva de la plataforma (dimensiones y gradientes), como por el volumen de aportes continentales. El régimen general de corrientes afecta por igual las tres zonas estudiadas, en dirección NE-SW (Millot, 1987).

El objetivo del presente trabajo es poner de manifiesto cómo las características de cada sector han contribuido al desarrollo de distintos depósitos, y a su vez, cómo las diferencias morfológicas, dentro de un mismo sector, controlan el tipo de facies sedimentaria durante la transgresión Versiliense.

Sector Delta del Ebro - Islas Columbretes.

La plataforma en este sector está edificada por un conjunto de unidades deltaicas pleistocenas con desarrollo de deltas marginales en la plataforma externa y en el talud superior.

En el techo de las unidades deltáicas y deltas marginales, y por debajo de los depósitos correspondientes al prodelta distal

actual del Río Ebro se sitúa la unidad Coves (Fig. 1A), edificada durante la transgresión versiliense. Su techo se sitúa a profundidades que van de 130 m al NE de Columbretes y a 45 m frente a la desembocadura del Río Coves. Los máximos depocentros (15 y 25 m) tienen su techo a profundidades comprendidas entre los 65 y 75 m.

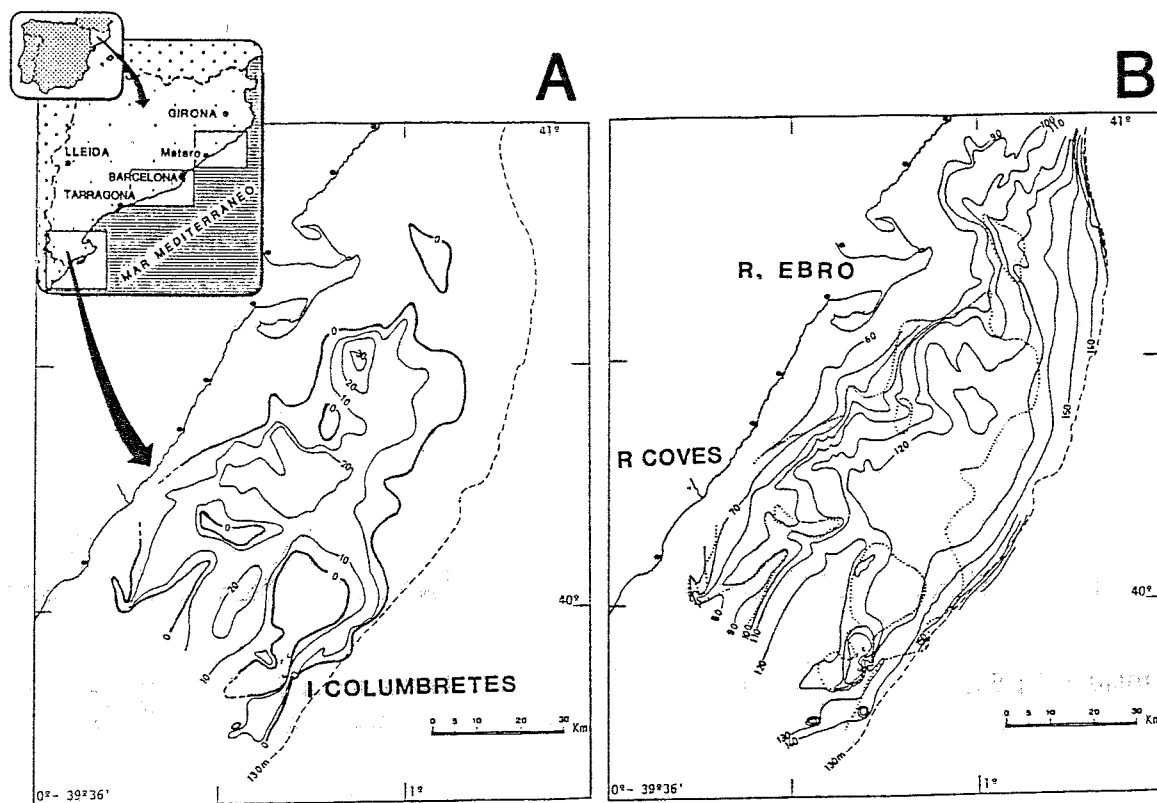


Figura 1. Sector entre el Delta del Ebro y las Islas Columbretes; A.: Isopacas (en ms t. doble) de la unidad transgresiva del Versiliense (U. Coves). B.: Isobatas (en ms t. doble) de la superficie pre-transgresiva donde destaca la morfología fluvial en toda la plataforma interna y media. La línea de puntos representa la zona fosilizada por la U. Coves.

En la plataforma interna y media esta unidad se desarrolla sobre una fisiografía erosional (Fig. 1B), de marcado carácter fluvial, relacionada con los ríos Ebro y Coves durante el último mínimo eustático. En esta época cada uno de ellos excavó más de un valle, siendo los del Río Coves más estrechos y de márgenes más abruptos que los del Río Ebro. En la plataforma externa la influencia fluvial en la morfología se aprecia hasta 95 m de profundidad.

La unidad transgresiva (Coves), que se desarrolla sobre dicha superficie de erosión, tiene una geometría lobulada en la plataforma media, y forma de cuña en la plataforma externa. En la plataforma interna y parte de la media, la geometría está muy condicionada por la morfología heredada, identificándose una discordancia erosional intrasedimentaria, que en la parte externa

del sector norte termina en una terraza situada a 85 m de profundidad.

Por debajo de la citada discordancia intrasedimentaria, la unidad está constituida por reflectores muy continuos de amplitud media en la parte interna, y reflectores continuos de alta amplitud, o facies almohadilladas o sin reflectores, con configuración traslapante en la plataforma externa. En la parte interna y media el carácter de la unidad está condicionado por la morfología fluvial: en sección longitudinal a los valles, los reflectores presentan una configuración progradante de muy bajo ángulo o casi planar con convergencia interna; en sección transversal presentan un agradación lateral producido por el confinamiento de los aportes sedimentarios. Sobre los sectores de intercanal, con relieve positivo, se observan reflectores de gran amplitud, gran absorción acústica y discontinuos, definiendo cuerpos de geometría tabular de reducido espesor. Encima del conjunto de reflectores descritos, se desarrolla la superficie erosiva que afecta únicamente a los depósitos desarrollados por encima de 85 m de profundidad.

Adosados al borde occidental de los altos topográficos, donde se han identificado reflectores de gran amplitud y alta absorción acústica, y en los escarpes de las Islas Columbretes se edifican pequeños cuerpos progradacionales sigmoidales de carácter semitransparentes. Estos cuerpos, que se desarrollan sobre la superficie de erosión descrita anteriormente, son fosilizados localmente por reflectores más discontinuos y transparentes, con progradación de bajo ángulo en dirección N-S, y convergencia interna.

La interpretación estratigráfica de dichas unidades, teniendo en cuenta las facies sísmicas descritas, implica la existencia de dos estadios de sedimentación, separados por un periodo predominantemente erosivo, producido por periodo de descenso del nivel del mar. Los reflectores continuos de la plataforma interna y media, identificados por debajo de la superficie de erosión, se interpretan como materiales depositados en un estuario, bajo condiciones de relativamente baja tasa de sedimentación y energía. Los depósitos caóticos más distales, se producirían por retrabajamiento de los materiales infrayacentes acumulados en forma de bancos de arena en los primeros estadios de la transgresión. Los reflectores traslapantes se atribuyen a distintas facies litorales y de plataforma interna (Maldonado et al. 1986). Durante este periodo se formarían, en las zonas progresivamente sumergidas, pero aisladas de los aportes detríticos, concreciones algales y acumulaciones de moluscos. Dichos biohermos se desarrollaron entre 65 y 85 m sobre paleorelieves positivos.

Un posterior pulso de descenso-ascenso del nivel del mar produce la erosión parcial de los biohermos y otras zonas emergidas como las Islas Columbretes. Al ascender el nivel del mar se acumulan respectivamente, depósitos detrítico-carbonatados así como de playa y pie de acantilado. Esta abrasión cesa cuando el nivel de acción del oleaje se encuentra por encima de dichos afloramientos volcánico-sedimentarios en las Columbretes y

carbonatados en los paleorelieves citados. Durante este pulso transgresivo, un aumento de la tasa de sedimentación da lugar a depósitos de prodelta que fosilizan a los materiales depositados junto a los biohermos. En dicho episodio el nivel del mar ha ascendido lo suficiente como para que la progradación se produzca independientemente del paleorelieve, siendo en este momento el régimen general de corrientes el que controla la progradación hacia el S.

Sector Foix - Llobregat - Besós.

El sistema deltaico transgresivo de los ríos Besós, Llobregat y Foix está influenciado por la existencia de un alto en la plataforma, entre el Cañón de Almera y el NE de la población de Sitges (Figura 2A). Durante la transgresión Versiliense, al NE de dicho alto se depositan los materiales deltaicos del Río Besós y al SW los de los ríos Llobregat y Foix. El desplazamiento lateral de la desembocadura del Río Llobregat es de 30 km en relación a la actual.

En el límite externo de la plataforma, en la zona más septentrional, existe una unidad traslapante, sobre el talud superior pretransgresivo, de gran extensión longitudinal (16 km) y cuyo techo, a 96 m de profundidad, es erosivo. Esta unidad es un delta marginal edificado por el Río Besós. En la plataforma interna y media existe otra unidad, de poco espesor, rellenando los paleocauces del techo de las unidades del Pleistoceno Superior. Esta unidad posee una configuración caótica y/o con reflectores de baja continuidad y amplitud media y baja. Esta unidad es atribuida a depósitos litorales y de llanura deltaica (Checa et al. 1988)

El delta transgresivo del Río Llobregat se caracteriza por presentar una gran extensión (40 km las facies de frente deltaico) y una clara diferenciación entre la facies prodeltaica y las de llanura y frente deltaico. Los materiales de llanura deltaica, que están parcialmente erosionados, poseen una geometría laminar, con reflectores paralelos o débilmente divergentes, baja continuidad y amplitud media; los contactos basales son concordantes o traslapantes. En el frente deltaico se sitúan los mayores depocentros, encontrándose los más recientes a menor profundidad y en posición cada vez más cercana a la actual línea de costa (Figura 2B). Los techos de estos depocentros se sitúan a profundidades de 65, 38 y 22 m. Los reflectores muestran amplitud media a baja, continuidad media y configuración oblicua. Las facies prodeltaicas poseen gran extensión, y se pueden diferenciar dos zonas en cuanto al sector fisiográfico en que se han depositado: cabeceras de cañón y plataforma externa y media. En la primera, el prodelta rellena las cabeceras de los cañones de Almera y Foix, produciendo el depocentro más profundo (techo a 65 m de profundidad). En la segunda, el prodelta se depositó sobre la plataforma, y las facies distales se extienden hacia el WSW transportadas por el régimen general de corrientes, hasta pasado el meridiano de El Vendrell. Este prodelta distal, de espesor entre 5 y 10 m, posee reflectores paralelos y horizontales.

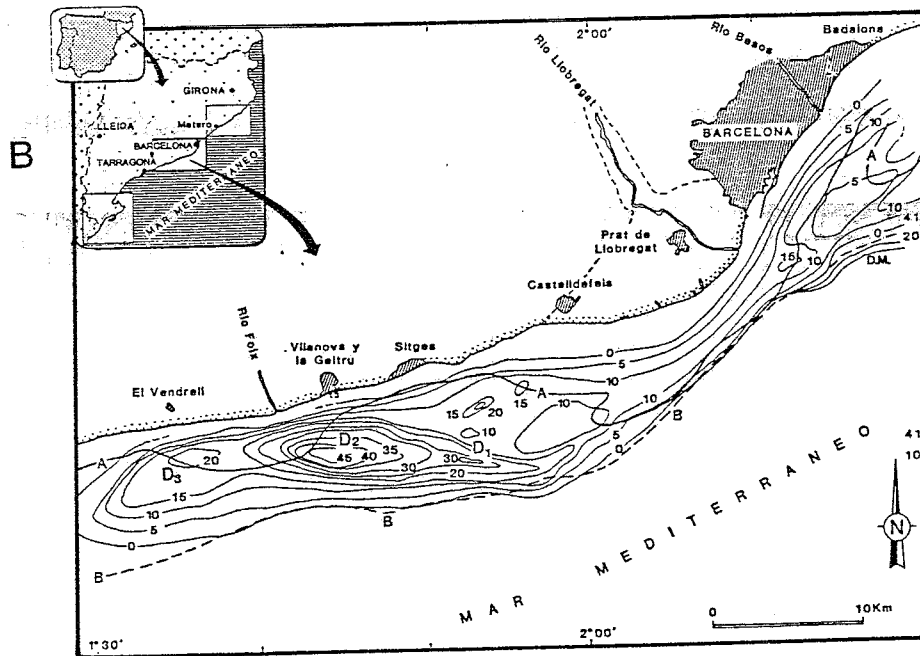
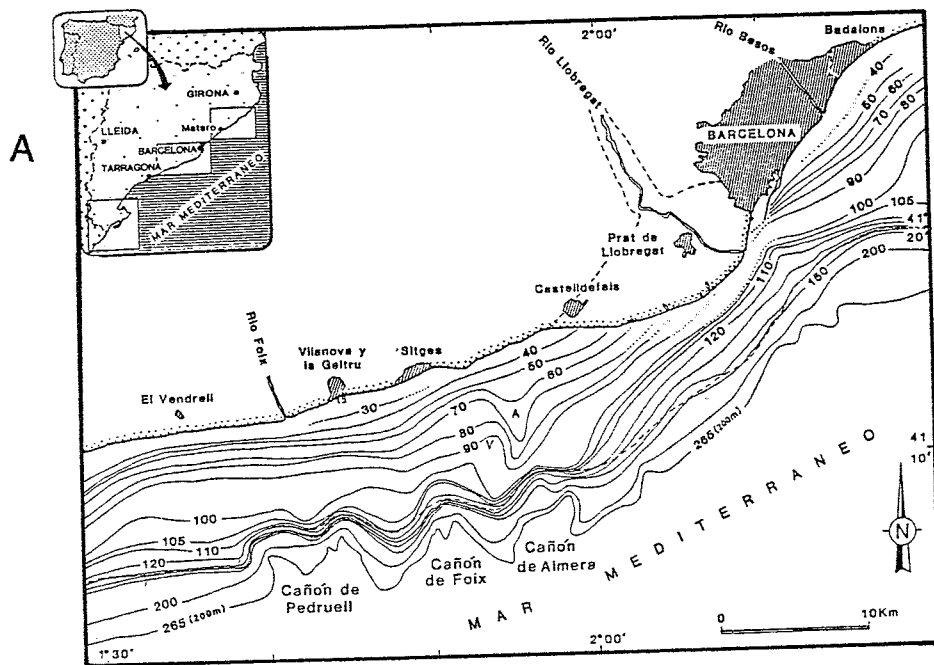


Figura 2. A: Isobatas (en ms t. doble) de la superficie anterior a la deposición del sistema deltaico transgresivo; A: Alto; V: Valle. B: Isopacas (en ms t. doble) del sistema deltaico transgresivo; A: Límite del sistema deltaico actual; B: Actual borde de la plataforma; D.M.: Delta marginal; D₁, D₂ y D₃: Depocentros.

Los materiales del Río Foix contribuyen a la edificación del prodelta transgresivo del Río Llobregat, cuyo depocentro situado a menor batimetría (techo a 22 m) presenta una discordancia interna progresiva en la indentación de ambos prodeltas.

Al igual que en el sector anterior, la interpretación estratigráfica de dichas unidades, implica la existencia de dos estadios de sedimentación separados por un periodo predominantemente erosivo. El primer ciclo transgresivo está representado por el delta marginal, asociado al Río Besós, situado en el sector NE del area de estudio. El contacto traslapante en el muro de sus reflectores indica su carácter claramente transgresivo. La discordancia existente en su techo, a 96 m de profundidad, implica erosión con un nivel de base del oleaje situado a dicha profundidad. En el sector SW no está representado este primer ciclo transgresivo, debido a que los ríos Llobregat y Foix estaban encauzados en los cañones existentes, y a que el límite externo de la plataforma se situaba a una profundidad de 80-85 m.

El segundo ciclo transgresivo ha quedado claramente marcado en los depocentros del Río Llobregat. El primero de ellos, situado al SE de la población de Sitges, y con el techo a 65 m de profundidad (Fig. 2A: D1). Se origina por relleno de las cabezarras de los cañones de Almera y Foix, y posterior progradación sobre éste. Esto da lugar a una discordancia interna progresiva dentro de los materiales prodeltaicos. El segundo depocentro, situado frente a la población de Vilanova y la Geltrú (Fig. 2A: D2), y con el techo a 38 m de profundidad, posee una configuración claramente progradante. Corresponde a una estabilización del nivel del mar durante la transgresión que permite la rápida progradación deltaica. El tercer depocentro, situado al SW de la desembocadura actual del Río Foix, y con el techo a 22 metros (Fig. 2A: D3), marca el final de la formación de estos cuerpos transgresivos y el inicio de la formación de los deltas actuales. Es en este periodo cuando comienza la migración de la desembocadura del Río Llobregat hacia su posición actual.

Sector del Maresme.

En la plataforma continental del Maresme (Fig. 3) han sido identificados dos cuerpos de arena alargados y asimétricos con una orientación paralela o subparalela a la línea de costa (Díaz y Maldonado, 1988), que han sido edificados durante la transgresión Versiliense. Están constituidos por arenas medias y gruesas, y su pendiente hacia mar adentro puede superar los 20°. El más profundo se sitúa entre las profundidades de 113 y 95 m, tiene una longitud de 24 km, una anchura de hasta 2.2 km, y una potencia máxima de 16 m. El segundo se localiza entre 80 y 35 m, tiene 23 km de longitud, y menor anchura (1,9 km), aunque su potencia puede alcanzar los 30 m.

Estos cuerpos presentan un carácter acústico transparente con reflectores débiles o discontinuos. Estos reflectores tienen configuración oblicua con dirección de progradación hacia el SW y truncación superior de la estratificación, conjunto de características que definen una facies sísmica desarrollada en un medio

deposicional de alta energía. El inicio del desarrollo de estos cuerpos tiene lugar sobre una superficie de fuerte pendiente hacia mar adentro ($2-3^\circ$).

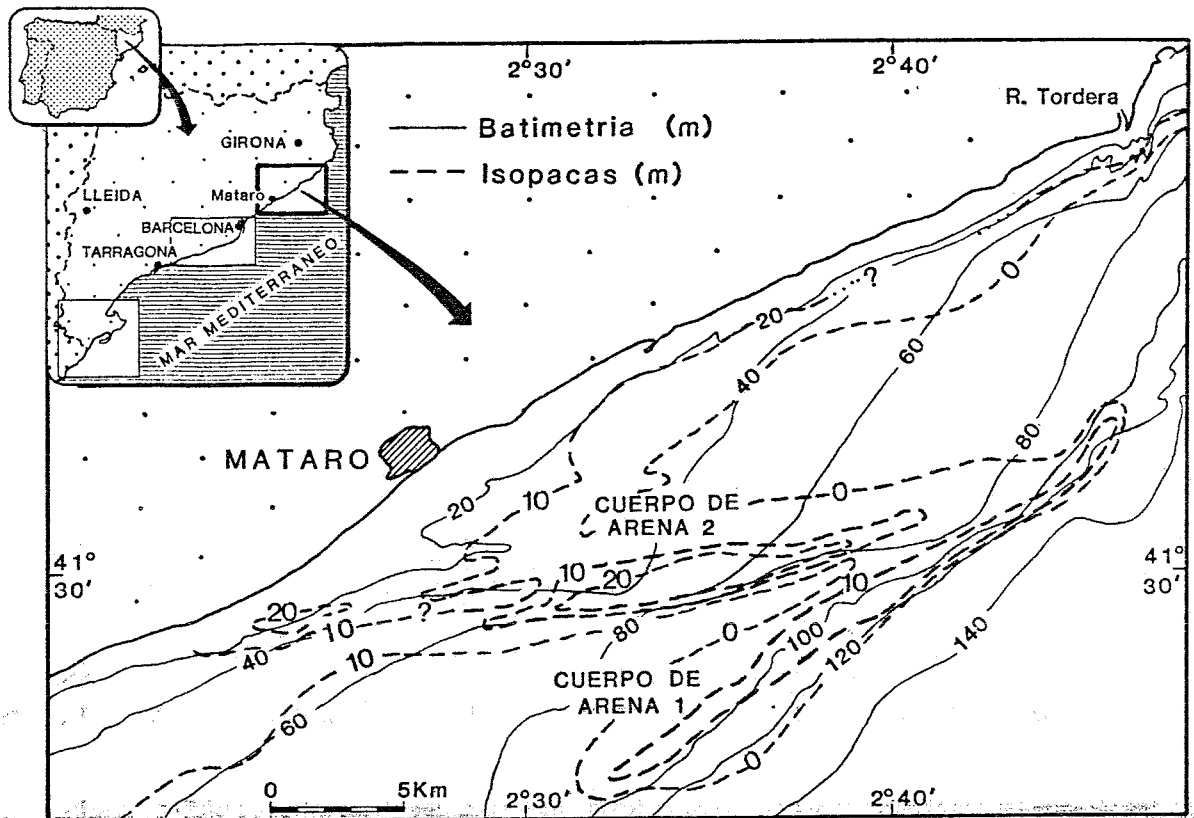


Figura 3.- Mapa batimétrico y espesores de los cuerpos de arena en el sector del Maresme. El cuerpo de arena más profundo (1) se localiza fundamentalmente en una zona de fuerte pendiente entre 100 y 120 m de profundidad. En su desarrollo hacia el SW este cuerpo aumenta progresivamente su amplitud a la vez que se hace más delgado. El cuerpo de arena 2 se sitúa en un sector en el que las líneas batimétricas presentan una marcada inflexión, sin aparente control estructural (IGME, 1988), de orientación E-W. El desarrollo de este cuerpo hacia el SW se realiza aumentando paulatinamente su potencia hasta que, a menor profundidad, comienza a edificarse otro depósito arenoso de características similares y conectado con el actual dominio infralitoral (Díaz y Maldonado, 1988).

Dos factores controlan el desarrollo de estos cuerpos de arena: las condiciones hidrodinámicas del dominio litoral y el volumen de material disponible en la zona costera controlado por la meteorización y la red de drenaje, de carácter torrencial, de los granitos de la Cordillera Litoral.

La formación de estos cuerpos está íntimamente relacionada con la acción de denudación de las tormentas invernales sobre las playas. Las corrientes de retorno de fondo (downwelling bottom

currents) transportan la arena hasta la transición entre el dominio infralitoral y la plataforma interna, donde se acumulan por debajo de la superficie de acción del oleaje a unos 15-20 m de profundidad. La edificación de estos cuerpos ha tenido un carácter continuo aunque puntual, cada vez a menor profundidad hacia el SW, de forma que, a lo largo de la transgresión, su preservación es el resultado de la existencia de una paleomorfología favorable, a favor de la cual se acumulan los materiales transportados hacia mar adentro por la dinámica litoral.

El desarrollo del cuerpo más profundo tiene lugar hasta unos 90 m de profundidad, a lo largo de un rápido periodo de ascenso eustático. Sin embargo, la pulsación de descenso-ascenso impide la preservación de depósitos entre 90 y 80 m. El segundo cuerpo se edifica durante el segundo pulso transgresivo extendiéndose desde 80 hasta 35 m de profundidad, donde se extingue, cuando el nivel del mar se sitúa a unos 20 m por debajo de su posición actual.

Discusión y Conclusiones.

A pesar de las diferencias morfológicas y de tipos de depósitos puestas de manifiesto en cada uno de los sectores, existe una gran similitud en la historia de la transgresión.

En los tres sectores se han identificado dos pulsos transgresivos separados por uno regresivo. El primer ciclo transgresivo comprende el ascenso desde el mínimo eustático (120-130 m), hasta unos 60 m, tal como se deduce por la edificación de los biohermos en el primer sector. Al comienzo de la transgresión predomina la transferencia de materiales hacia el talud, canalizados por las cabeceras de los cañones, y fosilizando las que se encuentran a mayor profundidad. A medida que avanza la transgresión, se edifica un delta marginal en la zona de mayor gradiente (frente a Barcelona); en el sector de gradiente intermedio (plataforma del Maresme) se desarrollan cuerpos de arena de gran espesor acumulados por debajo del nivel de base del oleaje; y en el sector de menor gradiente (plataforma del Delta del Ebro) se acumulan depósitos litorales, deltaicos y de estuario, de reducido desarrollo vertical y gran extensión.

Una superficie de erosión o un hiato deposicional, pone de manifiesto la existencia de un descenso del nivel del mar desde unos 60 m hasta cerca de los 90 m de profundidad respecto a su posición actual.

El segundo pulso transgresivo, en sus estadios iniciales, sigue erosionando los materiales del primer pulso y acumulando los productos de dicha erosión por debajo de la superficie de acción del oleaje. Tres episodios de ralentización de la tasa de ascenso eustático, y/o fuerte incremento de los aportes, dan lugar al desarrollo de los mayores depocentros en los tres sectores estudiados. Dichos episodios se desarrollan al alcanzar el nivel del mar cotas de unos 65, 38 y 22 m por debajo de su posición actual.

La clara discordancia o desconexión entre los materiales depositados por debajo de los 20 m y los recientes, evidencia una nueva aceleración de la velocidad de ascenso eustático y/o una drástica reducción de los aportes en el último estadio de la transgresión.

Bibliografía.

- Checa, A., Díaz, J.I., Farrán, M. y Maldonado, A. (1988): Sistemas deltaicos holocenos de los ríos Llobregat, Besós y Foix: Modelos evolutivos transgresivos. Acta Geológica Hispánica. (in press).
- Díaz J.I. y Maldonado A. (1988): Transgressive sand bodies on Maresme continental shelf (Western Mediterranean Sea). Marine Geology. (in press).
- Maldonado, A., Nelson, C.H., Díaz, J.I., Farrán, M., Field, M.E., Barber, J.B., Giró, S. y Vázquez, A. (1986): Barras en la plataforma continental externa de Castellón. In XI Congreso Español de Sedimentología. Resúmenes y comunicaciones. Luis Cabrera ed. Barcelona. p. 104.
- Millot, C. (1987): Circulation in the Western Mediterranean Sea. Oceanologica Acta, 10, 2, 143-149.
- IGME, (1986): Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. 1:200.000. Hoja 42. Tortosa-Tarragona. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. 78 pp.
- IGME, (1988): Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. 1:200.000. Hoja 35. Barcelona. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. (In press).