

ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA DE ALTA RESOLUCIÓN EN MÁRGENES CONTINENTALES PASIVOS: FACTORES DE CONTROL DURANTE EL CUATERNARIO

B. Alonso, M. Farrán y A. Maldonado(*)

(*) Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Paseo Nacional s/n, 08003.- BARCELONA

RESUMEN

La estratigrafía sísmica aplicada a perfiles sísmicos de alta resolución muestra que las secuencias deposicionales del Cuaternario presentan características diferentes a los modelos establecidos a partir de sísmica de multicanal. Así, el desarrollo de sistemas turbidíticos puede estar asociado, no sólo a una primera fase de descenso hasta el borde de la plataforma (tipo 1), sino también a los últimos estadios evolutivos del cortejo de borde de plataforma en los descensos de tipo 2. El desarrollo de cortejos de borde de plataforma está relacionado con descensos de tipo 2 y se manifiesta por la formación de depósitos deltaicos que aparecen con clinoforras oblicuo-tangenciales en sísmica de alta resolución, mientras que en la sísmica de multicanal predominan las configuraciones sigmoidales por superposición de sucesivos sistemas deltaicos. Los cortejos transgresivos están representados por facies litorales con escaso desarrollo vertical, mientras que los cortejos de alto nivel del mar están representados por facies prodeltaicas o litorales.

El desarrollo de secuencias deposicionales en márgenes continentales durante el Cuaternario es fundamentalmente el resultado de la interacción de dos factores de ámbito global: el clima y las oscilaciones del nivel del mar. Otros factores, como son la tectónica, subsidencia, fisiografía, y aporte sedimentario, sólo modifican los anteriores a nivel de cuenca o de ambiente deposicional. La interacción entre estos factores queda registrada en las diferencias que presentan las secuencias deposicionales en los distintos tipos de márgenes continentales. Además, las oscilaciones del nivel del mar y el aporte sedimentario, que actúan sincrónicamente, condicionan el volumen relativo de los distintos cortejos.

La sísmica de alta resolución permite la identificación de ciclos de variación del nivel del mar de alta frecuencia que están por debajo del límite de resolución de las técnicas de multicanal, que puede condicionar el replanteamiento de la correlación precisa de los depósitos con los ciclos globales de cambio relativo del nivel del mar y el desarrollo conceptual de la estratigrafía sísmica.

Palabras clave: Estratigrafía sísmica, Cortejos Sedimentarios, Cuaternario, Cambios del nivel del mar.

ABSTRACT

The stratigraphy and growth patterns of high-terrigenous-influx progradational continental margins are analysed on the basis of high resolution seismic profiles with the concepts of depositional sequences analysis. The available models are largely based on multichannel seismic records, but significant insights into the conceptual models may be gained by examination of modern marine environments and the Plio-Quaternary sequences by high resolution seismic techniques. We propose a more precise evolutionary model for continental margin development that can be summarized in the following conclusions.

The base of turbidite deposits corresponding to the lowstand systems tract has been defined by type 1 sequence boundary. The turbidite systems can overlie, however, type 2 sequence boundary as shown by the Quaternary turbidite systems of the northwestern Mediterranean. Mass-movements occur during both type 1 and type 2 sea level falls. These processes are controlled by important sediment input off the shelf-break and mass-unstability on the upper slopes is due to the high gradients. The development of lowstand wedge are related to prodeltaic deposits on the upper slope/shelf edge. They are characterized in sparker, seismic profiles, by sigmoidal configuration. The transgressive systems tract in the continental shelf is represented by reduced coastal facies development (0-10 m thick) and large lateral variability of facies as result of the complexity of nearshore environments. The highstand systems tract is represented by the Holocene prodeltaic facies or coastal facies located in the inner shelf. They are commonly sedimentary wedges with parallel reflectors and locally opaque facies due to gas accumulation.

Two main global factors have controlled the development of depositional sequences in the continental margin during the Quaternary: climate fluctuations and sea level changes. Second order global cycles of sea level (more than 10 m.a.) can be well established by the interpretation of multichannel profiles, whereas those of third order (less than 10 m.a.) are better defined on the basis of high resolution seismic profiles. Third order global cycles of sea level (high frequency) are developed by climatic events, that control both sea level fluctuations and sediment input. The interplay of these two factors result in the differences of the geometry of systems tract, as revealed by the great thicknesses of lowstand systems tract in comparison to transgressive systems tract. Moreover, the influence of climate and sea level fluctuations can be modified by local factors such as tectonic, subsidence, physiography and river input. As result of the interplay between these factors, third order cycles may have different expression in the continental margins around the world.

We conclude that the analysis of depositional sequences, for high resolution seismic techniques allow the identification of high frequency sea level cycles that can not be detected with the resolution limit of most multichannel seismic techniques. The interpretations and evolutionary models developed from high resolution profiles improve some restrictions to the previous interpretations and several of the concepts of seismic stratigraphy need to be reviewed, mainly those related to correlation between third order global cycles and the development of depositional sequences.

Key words: Seismic Stratigraphy, Systems Tract, Quaternary, Sea Level Fluctuations, Continental Margin.

Alonso, B. Farrán, M. y Maldonado, A. (1989): Estratigrafía sísmica de alta resolución en márgenes continentales pasivos: Factores de control durante el Cuaternario. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 269-289.

Alonso, B. Farrán, M. y Maldonado, A. (1989): Passive Continental margins high-resolution seismic stratigraphy: Controlling factors during the Quaternary. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 269-289.

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios de estratigrafía sísmica han incrementado significativamente en número durante los últimos 12 años debido a su interés desde el punto de vista científico y aplicado para la interpretación geológica de cuencas sedimentarias (Frazier, 1974; Payton, 1977; Embrey, 1983; Hardage, 1987). El gran desarrollo de esta disciplina ha sido iniciado principalmente a partir de la industria del petróleo, en especial por su interés para la interpretación de medios sedimentarios y por su potencial aplicado en la prospección de hidrocarburos (Brown y Fisher, 1980; Berg, 1982; Balch y Lee, 1984; Hubbard *et al.*, 1985). Subsecuentemente, estos estudios han dado lugar al establecimiento conceptual de factores de control y evolución a escala global de parámetros tales como cambios eustáticos (Miall, 1986).

La *estratigrafía sísmica* es la disciplina que pretende la interpretación y modelización estratigráfica de las facies sedimentarias y su historia geológica a partir de los datos de sísmica de reflexión y en relación con cambios globales y al nivel de cuenca (Cross y Lessenger, 1988). El método de estudio comprende la identificación de facies sísmicas y el establecimiento de secuencias de unidades. El *análisis de secuencias sísmicas* consiste en la subdivisión de la sección sísmica en conjuntos de depósitos limitados por superficies de discontinuidad y que comprenden grupos de reflexiones más o menos concordantes y de características similares. El *análisis de facies sísmicas* consiste en la descripción e interpretación del ambiente de depósito a partir de las características sísmicas de las reflexiones que constituyen la secuencia. Estas características incluyen: confi-

guración, continuidad, amplitud, frecuencia, velocidad de intervalo y geometría.

El desarrollo de las secuencias está relacionado con la interacción de factores globales y regionales tales como ciclos globales de cambios de nivel del mar, diastrófismo, subsidencia y aporte sedimentario. Los cambios eustáticos relativos en una cuenca desarrollados por la interacción de estos factores, se materializan en una predecible distribución espacial de litofacies relacionadas genéticamente, denominadas *sistemas deposicionales* (Fisher y McGower, 1967). El conjunto de sistemas deposicionales contemporáneos es denominado con el término *cortejo sedimentario* (Brown y Fisher, 1977; Posamentier *et al.*, 1988). Los modelos conceptuales de los distintos tipos de cortejos sedimentarios son interpretados en base a sus límites, posición en la secuencia, geometría y facies representadas en la sucesión de sistemas deposicionales que constituyen el cortejo. Cada tipo de cortejo sedimentario identificado se asocia a un determinado segmento de la curva eustática, aunque su caracterización debe ser independiente del mecanismo que ha controlado su desarrollo. El conjunto de cortejos formados entre dos mínimos relativos del nivel del mar de un ciclo eustático definen una secuencia deposicional.

En este artículo se discute la metodología establecida para el análisis secuencial de cuencas basada en la sísmica de reflexión de multicanal (baja resolución) y se pretende establecer una aproximación entre los conceptos analizados en dicha metodología y en la geología de campo. Esta aproximación se basa en la observación de perfiles de sísmica de reflexión obtenidos mediante sistemas de alta resolución (*sparker*, *boo-*

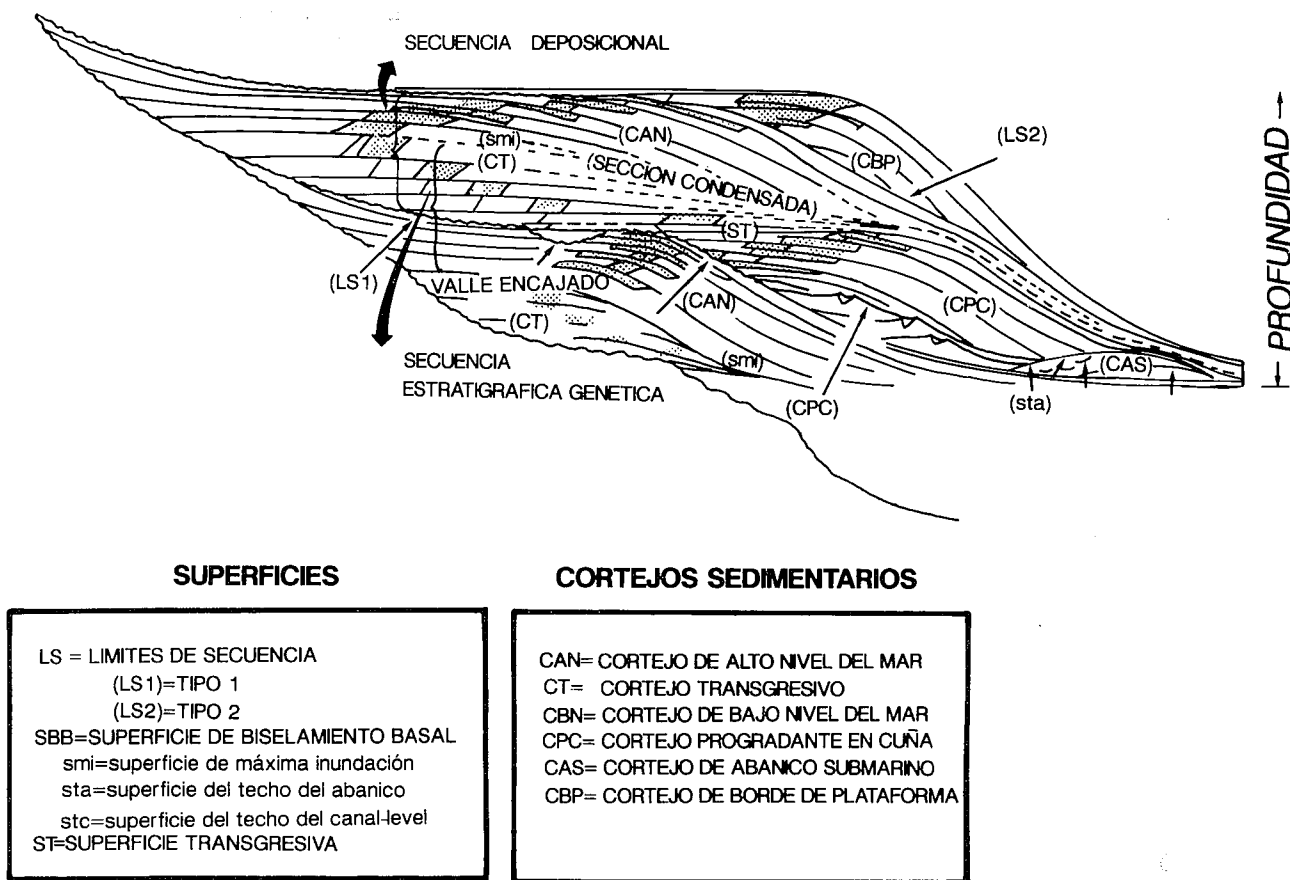


Fig. 1.- Representación esquemática de la Secuencia deposicional y Secuencia Estratigráfica Genética así como de sus límites (Modificada de Haq *et al.*, 1987).

Fig. 1.- Depositional sequence and genetic sequence-concept (modified from Haq *et al.*, 1987). The depositional model showing systems tracts and development of type 1 and type 2 sequences is also shown.

mer, cañones de aire), que presentan una escala de resolución (de 2 a 20 m) intermedia entre la del afloramiento (milimétrica) y la de los perfiles sísmicos de baja resolución (50 m aproximadamente) con los cuales se hace una comparación de resultados.

2. ANÁLISIS DE SECUENCIAS SÍSMICAS

El término de secuencia sísmica fue introducido por Vail y colaboradores (1977) como una modificación del término de *secuencia deposicional*.

Mitchum y colaboradores (1977), retomando las ideas de Sloss (1963) y Frazier (1974), definen el término de secuencia deposicional, como una sucesión continua de estratos, genéticamente relacionados, limitada en el techo y el muro por discontinuidades o por continuidades correlativas (Fig. 1). La secuencia se desarrolla entre los dos mínimos eustáticos relativos de un ciclo eustático y comprende varios cortejos sedimentarios correspondientes a los diversos segmentos de la curva eustática (Posamentier *et al.*, 1988).

El concepto de secuencia deposicional es aplicable a sondeos, diagráfias y afloramientos, sin embar-

go, es en los perfiles de sísmica de reflexión donde la aplicación de dicho concepto resulta más evidente. Las reflexiones sísmicas están compuestas de reflexiones individuales originadas por superficies que separan depósitos con diferente impedancia acústica. Por este motivo, las reflexiones sísmicas suelen coincidir con superficies de estratificación o discontinuidades y tienen el mismo significado cronoestratigráfico que éstas (Mitchum *et al.*, 1977).

El equivalente de una secuencia deposicional en estratigrafía sísmica recibe el término de *secuencia sísmica* (Fig. 1). La secuencia sísmica se define, según las revisiones más recientes (Vail *et al.*, 1977; Brown y Fisher, 1980; Cross y Lessenger, 1988), como un conjunto de reflectores continuos en el espacio y en el tiempo genéticamente relacionados, que están limitados en su base y techo por discontinuidades o por sus continuidades correlativas.

2.1. Límites de secuencias

Los límites de las secuencias están definidos por discontinuidades, continuidades correlativas o hiatos. Para Brown y Fisher (1980), estos pueden ser erosiona-

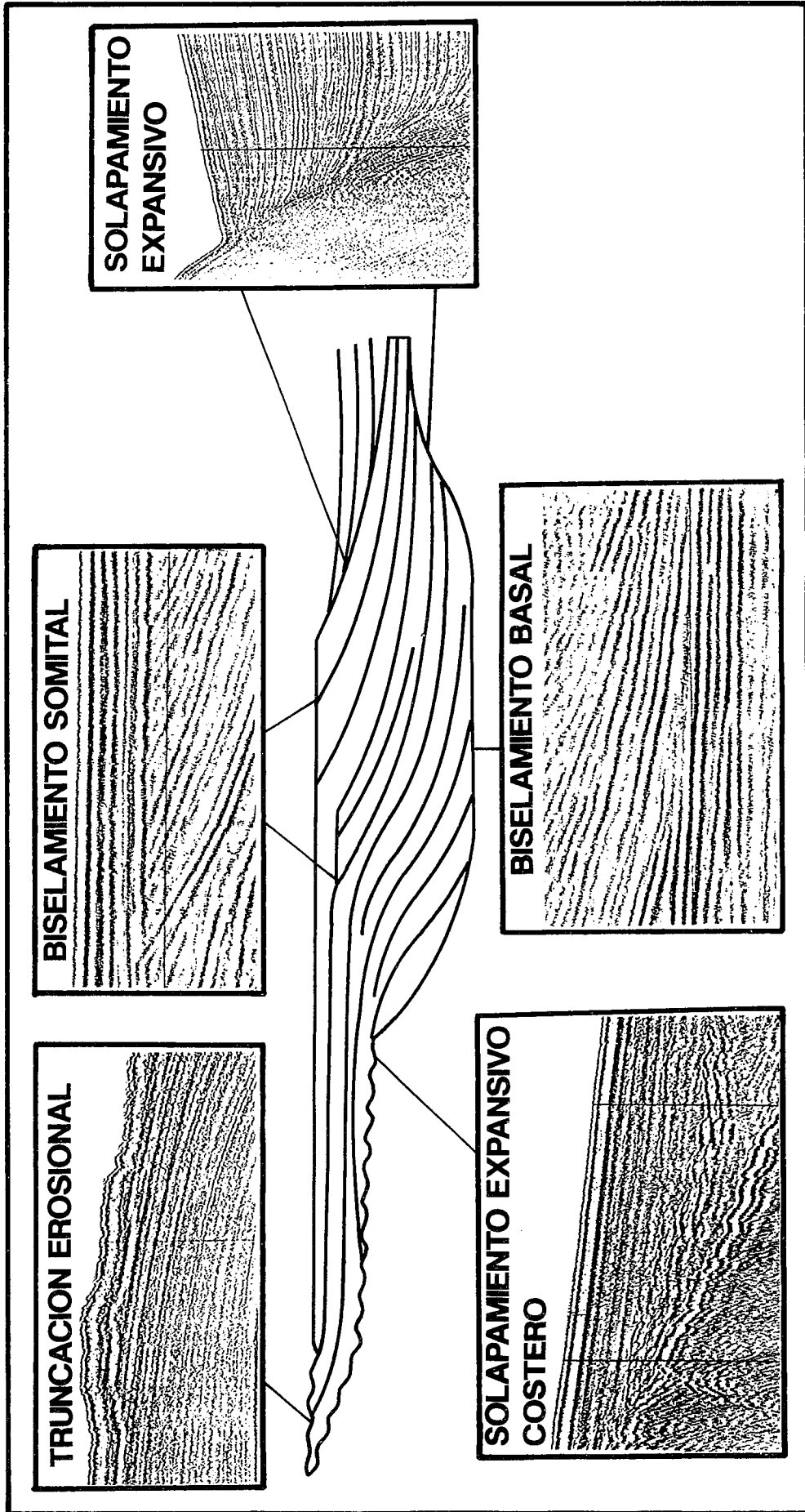


Fig. 2.- Principales tipos de terminaciones de reflectores en relación con los límites de secuencia. La truncación erosional y biselamiento somital, están situadas por debajo de discontinuidades, mientras que por encima estratigráficamente de ellas, están situadas el biselamiento basal, el solapamiento expansivo costero o distal

Fig. 2.- Main types of reflector terminations at sequence boundaries. Top-discordant seismic reflection patterns include: erosional truncation and top lap. Base-discordant seismic reflection patterns are: dowlap, coastal onlap and continental rise onlap.

les, no erosionales y continuos. Las discontinuidades, que limitan tanto las secuencias como los cortejos, están representadas por la superficie envolvente de las terminaciones de reflectores. Por encima de la discontinuidad, son posibles tres tipos de terminación: biselamiento basal y solapamientos expansivos costeros y distales. Por debajo de la discontinuidad, son posibles otros tres tipos de terminación: truncación erosional, biselamiento somital y truncación aparente (Fig. 2) (Mitchum *et al.*, 1977).

Además de éstos, encima y debajo de una discontinuidad, puede existir una disposición concordante que puede corresponder a una continuidad correlativa lateralmente con una discontinuidad, un hiato o una sección condensada. El solapamiento expansivo costero y la truncación erosional coinciden siempre con límites de secuencia por implicar la existencia de una discontinuidad producida por un cambio relativo del nivel del mar. Las otras geometrías pueden corresponder a límites de secuencia sísmica, de depósito o de cortejo sedimentario.

La definición de secuencia sísmica implica la existencia, en su base y su techo, de discontinuidades desarrolladas durante cambios consecutivos, del nivel del mar. Vail y colaboradores (1984) definen dos tipos de discontinuidades en función de la velocidad y extensión a la que se produce el descenso eustático (Fig.1). Las *discontinuidades de tipo 1* se caracterizan por una etapa de erosión submarina y, subaérea en el techo de la secuencia. Estas se forman cuando la velocidad de descenso del nivel eustático excede a la subsidencia en el borde de la plataforma continental. Bajo estas condiciones se produce un desplazamiento del solapamiento expansivo costero por debajo del borde de la plataforma, produciendo la exposición subaérea de la plataforma y encajamiento de los valles fluviales, por rejuvenecimiento

del perfil de equilibrio, y formación de cañones submarinos en el borde de la plataforma y talud que controlan el desarrollo de abanicos submarinos en su base. Las *discontinuidades de tipo 2* presentan únicamente erosión subaérea en la parte interna y media de la plataforma sin alcanzar el borde. Son formadas cuando la velocidad del descenso eustático es inferior a la subsidencia en el borde de la plataforma, pero excede a la de la parte interna. En estas condiciones se produce un desplazamiento del solapamiento expansivo costero hacia el borde de la plataforma con exposición subaérea de la parte interna. El desplazamiento de los depocentros hacia el centro de la cuenca se puede traducir en un solapamiento expansivo distal. Las discontinuidades de tipo 1 y tipo 2 constituyen la base de las *secuencias deposicionales de tipo 1 y 2* respectivamente, definidas por Vail y colaboradores (1984).

Galloway (1989) introduce un nuevo concepto en el análisis estratigráfico de cuencas. Este nuevo concepto hace referencia a la *secuencia estratigráfica genética* la cual se diferencia de la secuencia deposicional en sus límites, los cuales en lugar de estar constituidos por superficies de discontinuidad, están definidos por las *superficies de máxima inundación* desarrolladas al final de los episodios transgresivos (Fig. 1).

3. ANÁLISIS DE FACIES SÍSMICAS

Las *facies sísmicas* son la respuesta acústica de una litofacies de un sistema de depósito a una determinada señal acústica de características controladas (Brown y Fisher, 1980). Una *facies sísmica* es una unidad tridimensional, compuesta por reflexiones sísmicas, cuyos parámetros acústicos (amplitud, frecuencia, continuidad, velocidad de intervalo) difieren de los correspon-

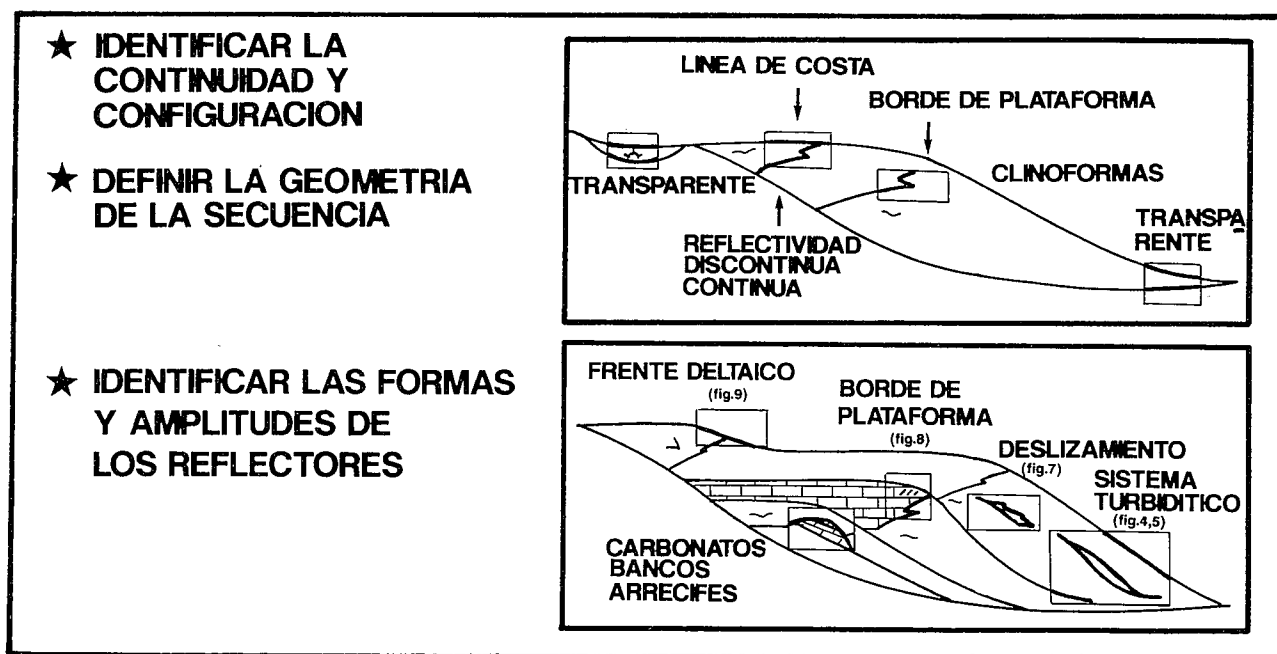


Fig. 3.- Criterios de identificación de facies sísmicas (De Hubbard *et al.*, 1985).

Fig. 3.- Seismic facies recognition criteria (from Hubbard *et al.*, 1985).

dientes a las unidades adyacentes dentro de una misma secuencia (Fig. 3) (Sangree y Widmier, 1977; Mitchum et al., 1977). La interpretación de una facies sísmica en términos de litología, estratificación y ambiente deposicional, constituye la *unidad litosísmica*. La deducción de las unidades litosísmicas constituye el fin más inmediato del análisis de facies sísmicas.

Los principales criterios empleados para identificar, clasificar, cartografiar e interpretar las facies sísmicas son tres: (1) la geometría y terminación de la reflexión con respecto a las superficies de discontinuidad que limitan el cortejo o la secuencia, (2) la configuración de la reflexión en la facies sísmica (ej. paralela y divergente hacia la cuenca, progradacional, monticulada o laminada y solapamiento expansivo), y (3) la forma tridimensional, tales como lámina, cuña, lentejón, banco, montículo y relleno (Cross y Lessenger, 1988). La geometría y la forma sitúan a las facies sísmicas en un contexto de sistema deposicional, cortejo sedimentario o secuencia deposicional, limitando el espectro de posibles ambiente deposicional y litologías relacionadas con una determinada geometría. La configuración de las reflexiones permite la deducción de procesos y topografía del ambiente deposicional a partir de las características de la estratificación e impedancia acústica, mientras que la forma tridimensional informa acerca de la cuenca de depósito y del posible ambiente de depósito.

La consideración de todos, y cada uno de los anteriores criterios, además de otros parámetros acústicos (amplitud, frecuencia, continuidad y velocidad de intervalo) conducen a la correcta interpretación de la facies sísmica. Para la lista completa de los tipos de facies sísmicas remitimos al lector interesado a los trabajos de Mitchum y colaboradores (1977), Sangree y Widmier (1977, 1979), Bubb y Hatlelid (1977), Brown y Fisher (1977, 1980) y Hardage (1987).

4. MECANISMOS DE EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS DEPOSICIONALES Y SU RELACIÓN CON LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL RELATIVO DEL MAR: CORTEJOS SEDIMENTARIOS.

La mayoría de los sistemas deposicionales desarrollados en el margen continental aparecen en sucesiones de facies contemporáneas, interrelacionadas entre sí, que responden a una determinada posición del nivel del mar. Cada una de estas sucesiones puede delimitarse mediante *superficies de inundación marina* y se denomina *parasecuencia* (Van Wagoner, 1985). El conjunto de parasecuencias asociado a un segmento de la curva de nivel relativo del mar constituye un *cortejo sedimentario*. Estos cortejos están delimitados por discontinuidades que se desarrollan en los momentos de desequilibrio entre las subsidencia, la oscilación eustática y el aporte sedimentario. Si bien las fluctuaciones glacio-eustáticas tienen un ámbito global, los otros dos factores tienen valor local o a nivel de cuenca. Por este mo-

tivo, la evolución de los cortejos no sigue las mismas pautas en distintos márgenes, ni en sectores relativamente próximos de un mismo margen.

Van Wagoner y colaboradores (1988) emplean los cortejos sedimentarios para establecer tres subdivisiones en cada tipo de secuencia. La secuencia de tipo 1 está formada por los cortejos: de nivel bajo del mar, transgresivo y de alto nivel del mar. La secuencia de tipo 2 está formada por los cortejos de borde de plataforma, transgresivo y de alto nivel del mar.

4.1.-Cortejo de Bajo Nivel del Mar.

El cortejo de bajo nivel del mar está asociado a un descenso de tipo 1 (Van Wagoner *et al.* 1988), relacionándose únicamente con este tipo de descenso la mayoría de los depósitos acumulados en el margen continental distal. La acumulación de depósitos en la base del talud continental no es considerada en los descensos del mar de tipo 2 por los referidos autores. El cortejo de borde de plataforma no se incluye en la asociación del cortejo de bajo nivel del mar, aunque se ha desarrollado en el mismo segmento de la curva eustática.

El ciclo deposicional durante un cambio eustático puede describirse conceptualmente a partir de un nivel bajo del mar (Vail *et al.*, 1984), cuando la línea de costa se aproxima al borde de plataforma continental. El desplazamiento de los depocentros se produce en función del balance entre las velocidades de descenso eustático y subsidencia en el borde de la plataforma, que pueden dar lugar a descensos relativos de tipo 1 y tipo 2.

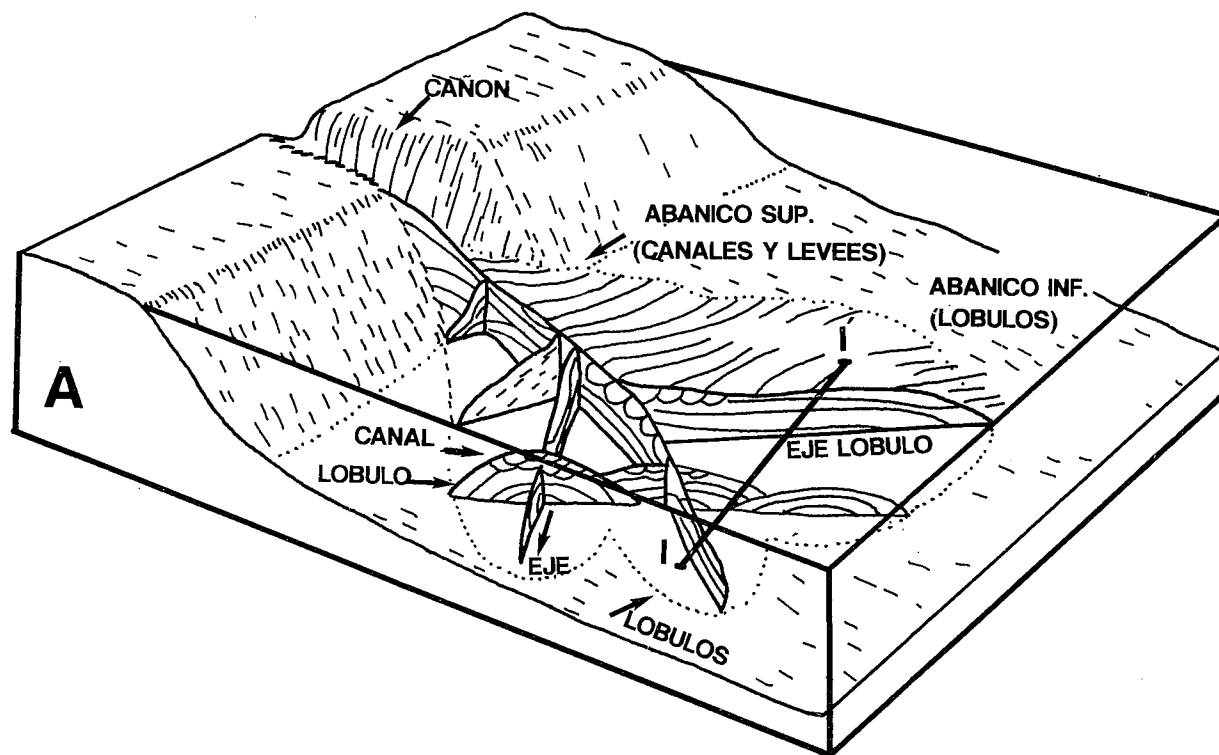
Un descenso de tipo 1 favorece la transferencia directa de materiales terrígenos al talud y base de talud, principalmente a través de cañones que entallan la plataforma. Durante esta fase de bajo nivel del mar se desarrollan dos conjuntos separados no contemporáneos: sistemas turbidíticos (Mutti y Sgavetti, 1987) y cortejos progradantes en cuña (Vail, 1987).

4.1.1.- Sistemas turbidíticos

Posamentier y Vail (1988) consideran que los sistemas turbidíticos se desarrollan en una primera fase del descenso de tipo 1, y que la progradación de la cuña de facies prodeltaicas y de flujos gravitativos sobre el talud es posterior. Sin embargo, se pueden desarrollar, también, sistemas turbidíticos durante las fases de ascenso del nivel mar debido a la existencia de pendientes elevadas en el frente de progradación de la cuña sobre el talud, que favorece la inestabilidad sedimentaria de los depósitos (Galloway, 1989).

La formación de sistemas turbidíticos tiene lugar también durante los últimos estadios evolutivos del cortejo de borde de plataforma, en los descensos de tipo 2 (Alonso *et al.*, 1989). En este tipo de descenso, la línea de costa se sitúa inicialmente en la plataforma media-externa, desarrollando depósitos agradacionales o progradacionales en función del aporte sedimentario (cortejo de borde de plataforma) (Van Wagoner *et al.*, 1988). Estos depósitos pueden progradar sobre el borde de la plataforma y sobre el talud superior. En éste

SISTEMA CAÑÓN-ABANICO SUBMARINO PROFUNDO



B ABANICO SUBMARINO PROFUNDO DEL RODANO

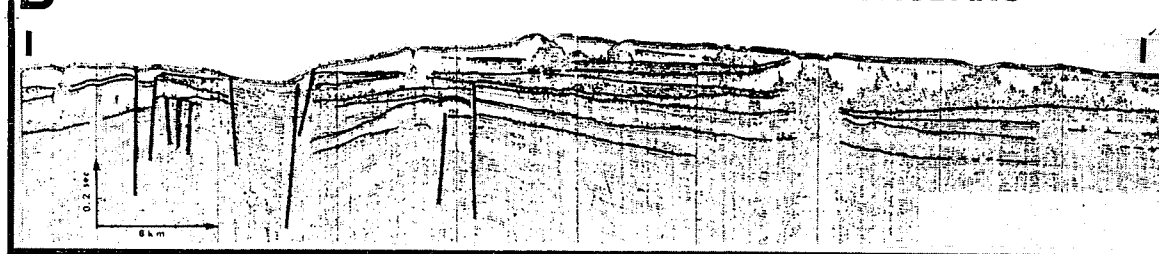


Fig. 4.- Ejemplo de abanico de fondo de cuenca correspondiente al cortejo turbidítico de bajo nivel del mar: A) bloque diagrama del sistema cañón-canal de abanicos profundos con la representación de sus facies sísmicas (según Mitchum, 1985); B) registro sísmico de alta resolución (sparker 3,000 joules) del abanico profundo del Ródano (De Droz y Bellaiche, 1985).

Fig. 4.- Example of basin floor fan related with the turbidite lowstand systems tract: A) seismic facies diagram of idealized canyon-fan system (from Mitchum, 1985); B) sparker seismic-reflection profile of Rhône deep-sea fan (from Droz y Bellaiche, 1985).

estadio de evolución, la transferencia de sedimentos al talud y ascenso continental se inicia en el tránsito entre la fase de delta de plataforma y la de delta marginal. Por tanto, el desarrollo de los sistemas turbidíticos puede producirse tanto en descensos de tipo 1 como de tipo 2, y puede tener lugar en cualquier estadio del descenso. Durante un descenso del tipo 2, así como en el tipo 1, se favorece el desarrollo de deslizamientos en masa debidos al importante aporte de sedimentos en el borde de plataforma-frente deltaico y a la inestabilidad ligada a la elevada pendiente del talud continental. Estas condiciones pueden dar lugar a la formación de corrientes de turbidez que actúan de mecanismo de excavación provocando el inicio de una fase de retroexca-

vación en la zona de máximo aporte sedimentario que alimentaría el sistema turbidítico.

En la terminología de Van Wagoner y colaboradores (1988), los sistemas turbidíticos son subdivididos en dos tipos: abanicos de talud y abanicos de fondo de cuenca. Los mismos autores consideran que el abanico de talud está formado por depósitos de turbiditas y flujos en masa, desarrollados en el talud medio e inferior, y cuyo techo está delimitado por el biselamiento basal de los reflectores de los complejos progradantes en cuña. Estos depósitos de forma prismática alargada están constituidos por canales y por levees (o diques), sin llegar a desarrollar abanicos. En consecuencia, el término "abanico de talud" es inapropiado y de-

SISTEMA CAÑÓN - COMPLEJOS TURBIDITICOS

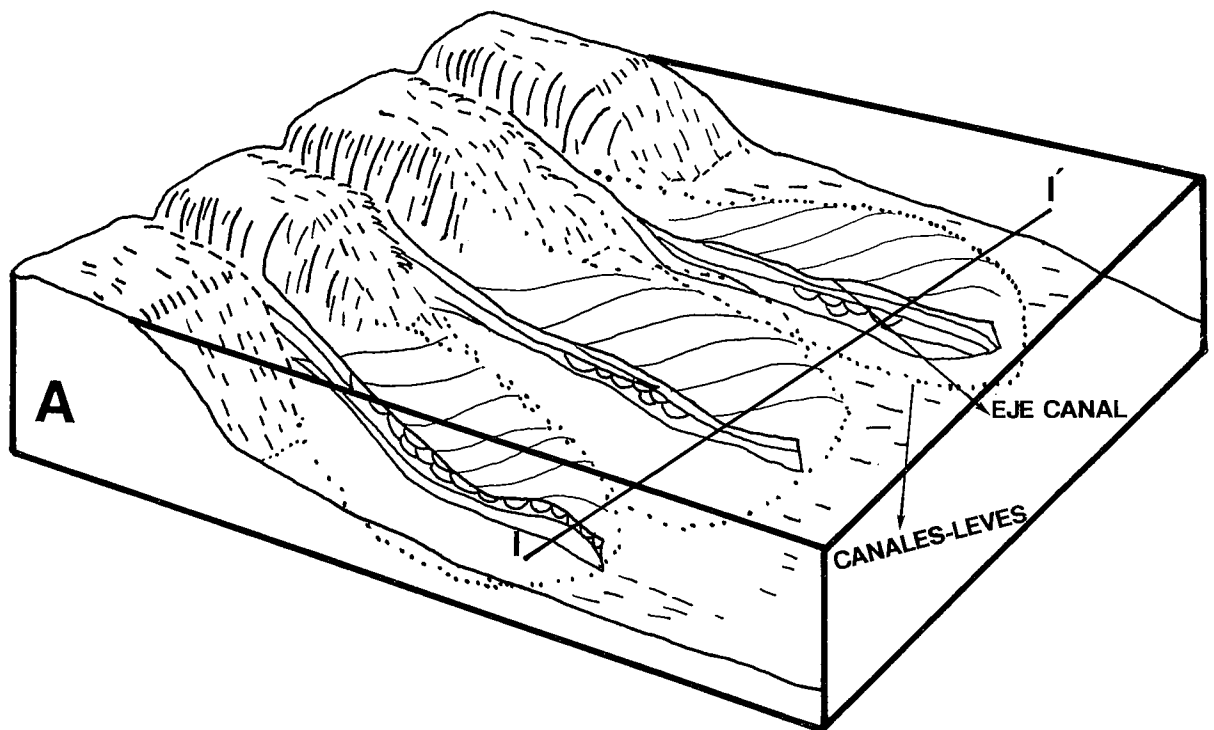


Fig. 5.- Ejemplo de complejos de canal-levee correspondientes al cortejo turbidítico de bajo nivel del mar: A) bloque diagrama del sistema cañón-canal de sistemas turbidíticos; B) registro de alta resolución (sparker 3,000 joules) de los complejos de canal-levee de los sistemas turbidíticos del Ebro (De Alonso *et al.*, 1989).

Fig. 5.- Example of channel-levee complexes related with turbidite lowstand systems tract: A) seismic facies diagram of idealized canyon-channel of turbidite systems; B) sparker seismic-reflection profile of Ebro turbidite systems (from Alonso *et al.*, 1989).

be ser utilizado el término de complejos de canal-dique (Nelson y Maldonado, 1988). El concepto de abanico de fondo de cuenca concuerda con el modelo clásico de Normark (1970).

En los registros sísmicos de alta resolución de los depósitos Plio-Cuaternarios, se identifican los sistemas turbidíticos por la presencia de facies de canal, de dique sedimentario y de lóbulo en la base del talud y en la cuenca (Figs. 4 y 5) (Normark, 1970). La mayoría

de estos sistemas presentan las tres facies sísmicas que definen el abanico de fondo de cuenca (Fig. 4). Sin embargo, en algunos sistemas turbidíticos los parámetros deposicionales pueden impedir el desarrollo de facies de lóbulo (Shanmugam y Moiola, 1988). Por ejemplo, la Depresión de Valencia ha inhibido la formación de lóbulos en los sistemas turbidíticos del Ebro (Fig. 5) (Nelson y Maldonado, 1988), mientras que en el Atlántico nor-occidental la corriente de fondo ha condicionado

la morfología del sistema turbidítico de Wilmington (Cleary *et al.*, 1985).

Los sistemas turbidíticos presentan una disposición discordante respecto a los depósitos infrayacentes con solapamiento expansivo en la parte distal del talud y biselamiento basal sobre el ascenso continental. Suelen además, presentar superposición de fases de erosión y sedimentación como respuesta al desplazamiento de los centros deposicionales. La morfología de los sistemas turbidíticos está condicionada por el tipo de descenso relativo del nivel de mar o la acomodación en la plataforma.

En una plataforma afectada por un descenso de tipo 1 no existe suficiente acomodación y por lo tanto se produce el encajamiento de cañones que canalizan sedimentos terrígenos hacia la base del talud durante las sucesivas fluctuaciones del nivel del mar. En esta situación, en el ascenso continental, se desarrolla un apilamiento de complejos de canal-dique, alternando con depósitos hemipelágicos desarrollados durante los máximos eustáticos. Dependiendo de la estabilidad y morfología del margen y aporte terrígeno, los canales-diques pueden evolucionar a abanicos submarinos.

Si la plataforma es afectada por un descenso de tipo 2, con mayor subsidencia y espacio de acomodación suficiente, es posible la sedimentación en la plataforma durante los mínimos eustáticos relativos (Fig. 6) (Farrán y Maldonado, 1989). Esta sedimentación modifica la morfología preexistente y elimina los condicionamientos morfológicos, que conducen al establecimiento de un sólo sistema de drenaje coincidente con el previamente establecido durante el anterior descenso relativo. En esta situación, la ubicación de los depocentros terrígenos sobre el talud varía de un descenso a otro, y actúa durante un lapso de tiempo más corto, que en una plataforma sometida a un descenso de tipo 1. Por tanto, los complejos canal-dique presentan una disposición aleatoria en el espacio a lo largo del talud condicionando la morfología general del sistema y no permitiendo por lo general la formación de abanicos submarinos con lóbulos deposicionales.

4.1.2. Cortejo Progradante en Cuña

Los cortejos progradantes en cuña son una sucesión de sistemas deposicionales regresivos acumulados

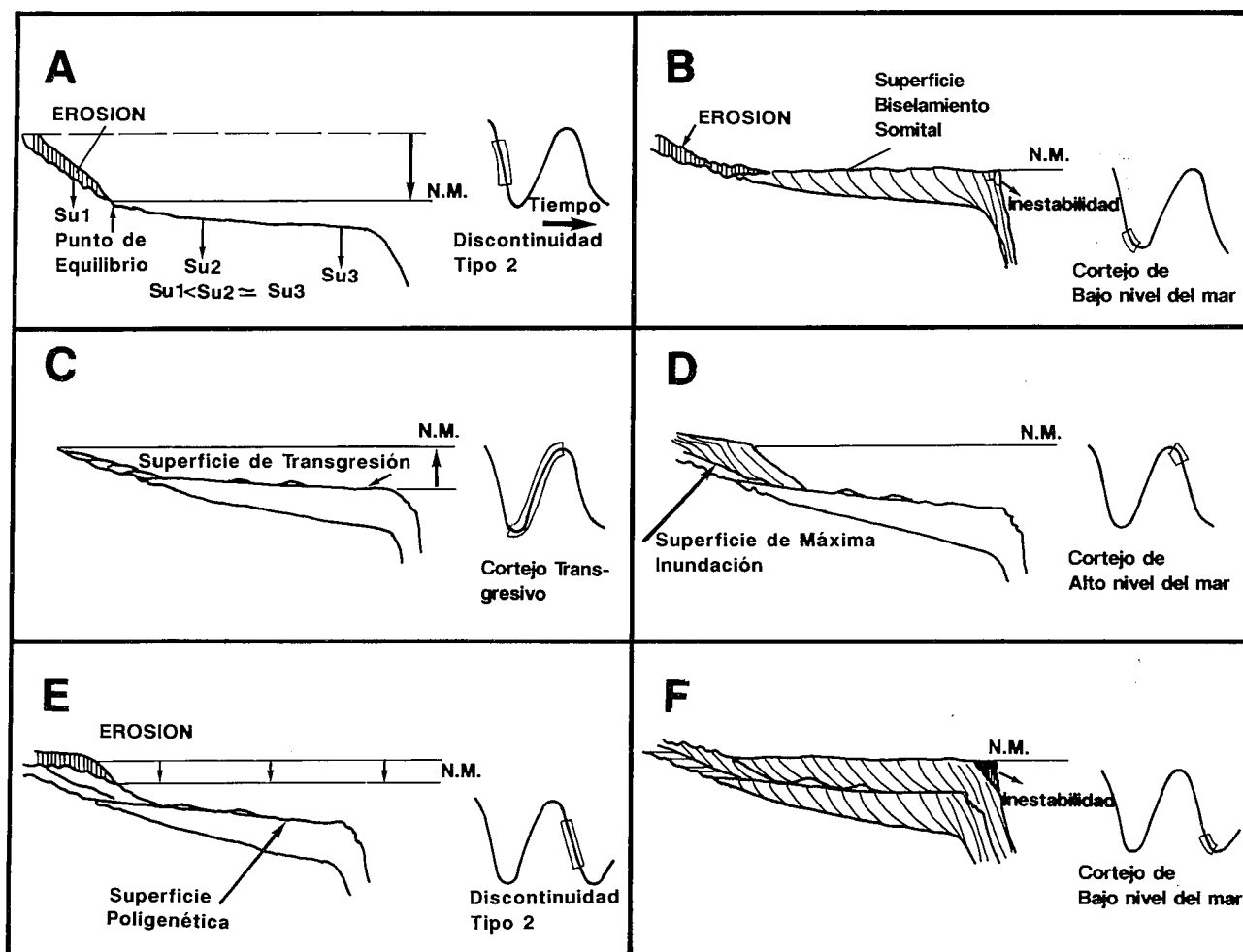


Fig. 6.- Representación esquemática de una plataforma afectada por un descenso de tipo 2, con subsidencia y acomodación suficiente para la posible sedimentación en plataforma durante mínimos eustáticos (De Farrán y Maldonado, 1989). Leyenda: Su, subsidencia; NM, nivel del mar.

Fig. 6.- Generalized cross-section of depositional units during eustatic lowstand across a shelf affected by type 2 unconformity, with accommodation space available for sedimentary fill (from Farrán y Maldonado, 1989). Legend: Su, subsidence; NM, sea level.

en los cañones y en el talud, al final de un rápido descenso relativo del nivel del mar, cuando la línea de costa se desplaza al talud superior. Estos complejos progradan, bien sobre abanicos submarinos, bien sobre complejos canal-dique, o bien sobre el límite de la secuencia inferior (Posamentier y Vail, 1988). El límite inferior es un biselamiento basal sobre cualquiera de los mencionados depósitos, como consecuencia del inicio de su desarrollo a partir del momento en que la subsidencia supera a la velocidad del descenso eustático del nivel del mar. Presentan una estructura agradacional y progradacional con solapamiento expansivo de las terminaciones de capas hacia tierra.

Estos depósitos se acumulan en condiciones de alta tasa de sedimentación, favorecidos por un ambiente de alta energía (corrientes y oleaje) sobre el talud superior que favorece la inestabilidad sedimentaria en los depósitos someros, así como la dispersión de estos depósitos a lo largo del borde de la plataforma por deriva litoral (Posamentier y Vail, 1988).

En los perfiles de sísmica de alta resolución, se identifican grupos de reflectores con solapamiento basal distal y solapamiento expansivo proximal que definen cuerpos agradacionales con forma de cuña sobre la mayoría de taludes. Estos cuerpos se pueden correlacionar con depósitos de relleno de la parte proximal de los cañones y valles que presentan una configura-

ción progradante regresiva. Otra consideración a tener en cuenta, aceptada la hipótesis del origen submarino para algunos cañones (Carter, 1988), es su no necesaria correlación con un descenso de tipo 1. En este caso, se plantea la posible formación de cuñas progradantes en descensos del tipo 2.

En el registro sísmico de alta resolución estas cuñas aparecen restringidas al ámbito de las cabeceras de cañones y su manifestación más extendida son los depósitos agradacionales, transgresivos desarrollados en la parte alta del talud, intercalados entre depósitos progradacionales desarrollados en sucesivas fases de bajo nivel del mar (Fig. 7).

4.1.3.- Cortejo de Borde de Plataforma.

Se define como el conjunto de sistemas de depósito acumulados sobre la plataforma continental externa y el talud. Es el cortejo asociado al segmento más bajo de la curva de descenso relativo del nivel del mar de tipo 2. Su desarrollo tiene lugar desde el punto de inflexión de la curva de descenso eustático hasta el mínimo eustático. Su base está constituida por el límite de la secuencia de tipo 2, y el techo está representado por una superficie transgresiva que constituye la base de un cortejo transgresivo (Posamentier y Vail, 1988).

Los cortejos de borde de plataforma difieren de los cortejos progradantes en cuña en que los primeros se edifican sobre la plataforma media y externa, como consecuencia de un descenso relativo de tipo 2, y los segundos sobre el talud superior y en los cañones excavados sobre la plataforma, como consecuencia de un descenso de tipo 1.

Los cortejos de borde de plataforma se definen como cuerpos regresivos de configuración sigmoidal con un gradual aumento de espesor de los *topsets*, debido al progresivo aumento de espacio de acomodación a medida que el ascenso del nivel del mar progresa. Al alcanzarse la máxima velocidad de ascenso se desarrollan sistemas transgresivos sobre los anteriores (Posamentier y Vail, 1988).

La configuración sigmoidal es característica de medios de baja energía (Brown y Fisher, 1980). Esta configuración se observa en sísmica de multicanal sólo cuando existe la suficiente duración de las condiciones que contribuyen al desarrollo de un depósito de espesor superior a la resolución del sistema empleado (generalmente unas decenas de metros). En consecuencia, su desarrollo implica una baja tasa de sedimentación y por tanto un largo período con acomodación constante, suficiente para que quede constancia en el registro estratigráfico. Estas condiciones no se han dado en el Cuaternario debido a los frecuentes cambios climático-eustáticos y en consecuencia no suelen estar representados en los perfiles de sísmica de alta resolución.

En el Cuaternario, los descensos relativos de tipo 2 en zonas con suficiente aporte sedimentario se manifiestan por el desarrollo de depósitos deltaicos en la pla-

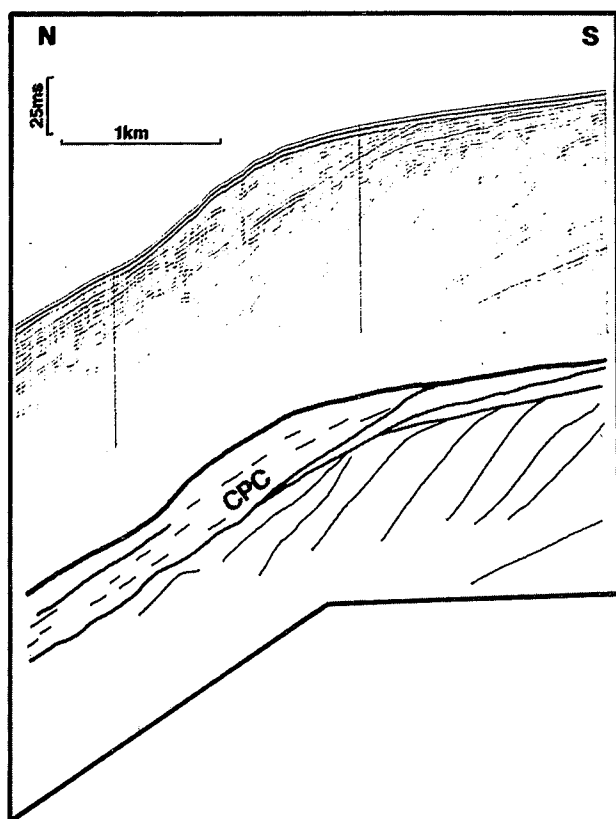


Fig. 7.-Cortejo progradante en cuña (CPC) asociados a un cortejo de bajo nivel del mar y desarrollado en la plataforma del Golfo de Cádiz.

Fig. 7.- Lowstand wedge associated to a lowstand systems tract development on the Cádiz shelf edge.

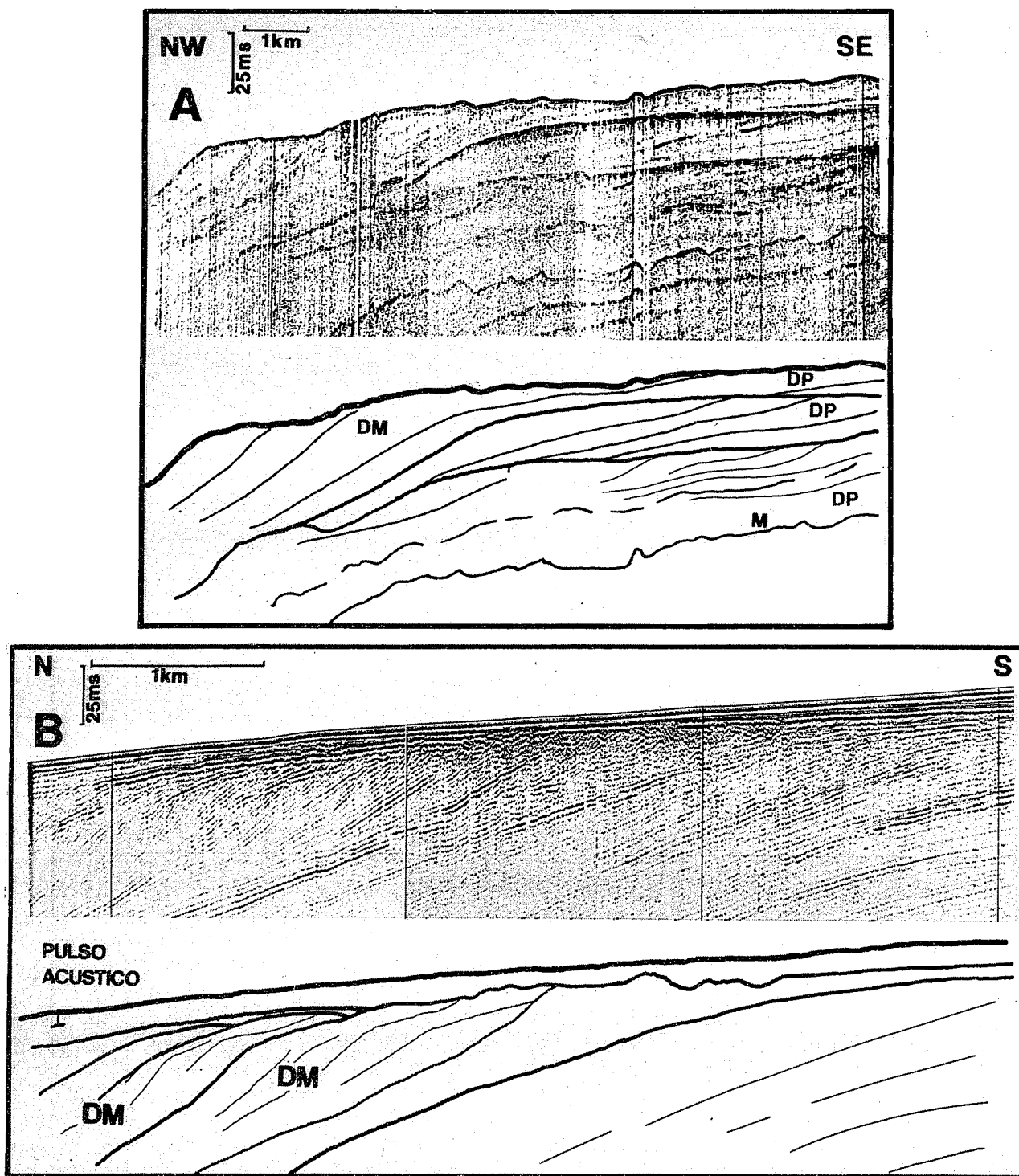


Fig. 8.- Depósitos de deltas de plataforma (DP) y deltas marginales (DM) en la plataforma Delta del Ebro (A) y en la plataforma del Golfo de Cádiz (B), en ambos casos correspondientes a un cortejo de borde de plataforma asociado al segmento más bajo de la curva de descenso relativo del nivel del mar de tipo 2.

Fig. 8.- Shelf deltas and shelf margin deltas deposits in (A) the Ebro delta shelf and (B) the Gulf of Cádiz shelf. These deposits are associated to shelf margin systems tract related to Type 2 eustatic fall.

taforma media y externa, sobre límites de secuencia de tipo 2 (Fig. 6F) (Farrán y Maldonado, 1989). Este tipo de depósitos está ampliamente representado en la mayoría de plataformas con influencia deltaica y suficiente acomodación, durante los últimos descensos eustáticos, tales como la plataforma continental de Texas y Loui-

siana (Suter *et al.*, 1987), Plataforma Oeste de Africa (Mc Master *et al.*, 1970), Plataforma de Delta del Ebro (Fig. 8A) (Farrán y Maldonado, 1989), Plataforma del Golfo de Cádiz (Fig. 8B) (Checa, com. pers) y Plataforma sur de Barcelona (Fig. 8)

Los cortejos del borde de la plataforma del Cua-

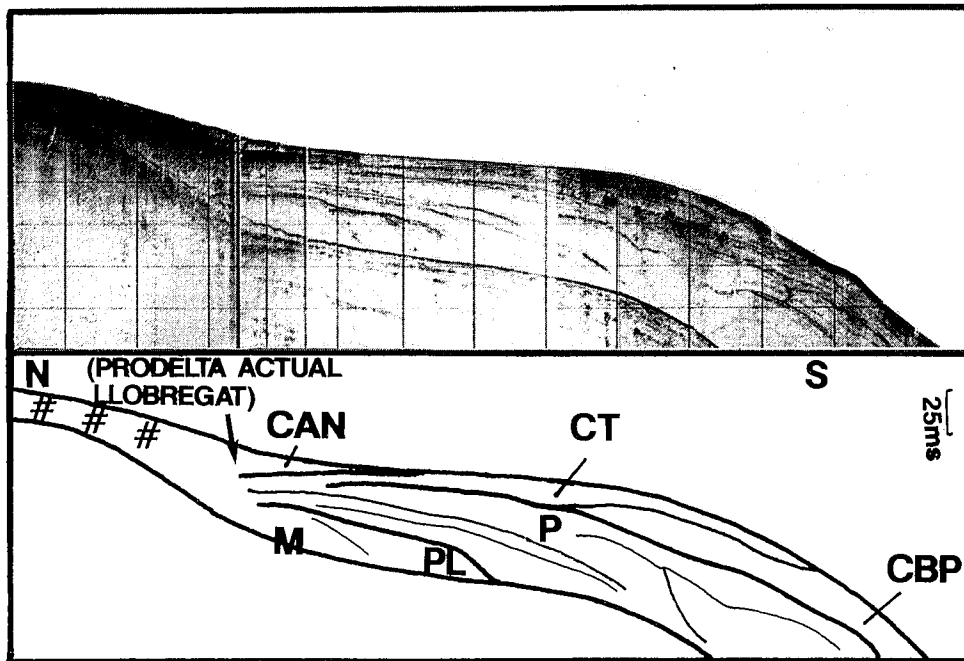


Fig. 9.- Cortejo transgresivo (CT) del Llobregat y delta marginal correspondiente a cortejos de borde de plataforma y prodelta actual del Llobregat asociado al cortejo de alto nivel del mar (CAN). Nótese que la presencia de gas (# #) inhibe la identificación de los reflectores en el prodelta. Leyenda: M, múltiplo; PL, Plioceno; P, Pleistoceno (Modificada de Checa *et al.*, 1989).

Fig. 9.- Highstand systems tract (actual prodelta) transgressive systems tract and shelf margin systems tract in the Llobregat Delta shelf. The lack of reflectors in prodelta area is due to the presence of gas (# #) in the sediments. Legend: M, multiple; PL, Pliocene; P, Pleistocene (Modified from Checa *et al.*, 1989).

ternario, se encuentran apilados generalmente sobre cortejos del mismo tipo acumulados en la parte externa de la plataforma en anteriores descensos. Esta disposición es debida al escaso desarrollo de los cortejos de alto nivel del mar, los cuales están restringidos en la parte más interna de la plataforma, sin alcanzar la plataforma media-externa donde se desarrollan los cortejos de borde de plataforma.

Los cortejos de borde de plataforma presentan clinofomas oblicuo-tangenciales u oblicuo-paralelas y se desarrollan en dos fases, en función de su localización fisiográfica: fase de delta de plataforma y fase de delta marginal (Lehner, 1969). En la primera fase, el delta progresa sobre la plataforma media y/o externa, y en la segunda sobre el talud superior. En la primera fase, el desarrollo es similar a la mayoría de deltas actuales, caracterizados sísmicamente por clinofomas de bajo ángulo (Prior y Coleman, 1978). Estas clinofomas presentan un aumento de inclinación progresivo hacia el talud. Mougenot y colaboradores (1983) muestran en la plataforma cantábrica española clinofomas desarrolladas en el Mioceno superior por basculamiento tectónico de la plataforma. Estos depósitos, que están conectados con antiguos cursos fluviales erosionados durante los descensos, pueden ser interpretados como deltas marginales (Suter y Berryhill, 1985).

Los depósitos de delta de plataforma tiene un espesor limitado a la profundidad de acomodación durante su desarrollo. Por ejemplo, en las plataformas del Mississippi (Suter y Berryhill, 1985), en el Delta del Ebro (Farrán y Maldonado, 1989), en el Golfo de Valencia

(Díaz del Río *et al.*, 1986) y en el Golfo de Cádiz, estos depósitos presentan espesores entre 20 y 50 metros. La apariencia sísmica de estos depósitos está condicionada en gran medida por la resolución del sistema sísmico. En registros de sísmica de multicanal de la plataforma del Ebro aparece una sucesión de reflectores horizontales y paralelos, en el techo del Cuaternario, que constituyen el techo de la Unidad Arenas del Ebro de configuración sigmoidal (Fig. 10) (Stoekinger, 1976; Watson, 1982).

Sin embargo, en perfiles sísmicos de alta resolución esta unidad del Cuaternario presenta un apilamiento de deltas de plataforma separados por superficies transgresivas desarrolladas sobre estos (Fig. 8A). Estas superficies aparecen progresivamente hacia la plataforma interna fosilizadas por cortejos transgresivos, y en la parte externa están afectadas por superficies de erosión de tipo 2 que afectan igualmente a los cortejos transgresivos (Fig. 6C). Estas superficies de erosión o límites de secuencia de tipo 2, son las que probablemente constituyen en los perfiles de sísmica de multicanal los reflectores horizontales, que podrían ser interpretados como *topsets* de una única secuencia.

4.2- Cortejo Transgresivo.

El cortejo transgresivo es el conjunto de parasecuencias retrogradacionales desarrolladas durante un ascenso relativo del nivel del mar. La base es una superficie transgresiva desarrollada sobre el techo de cortejos de borde de plataforma o de bajo nivel. El techo

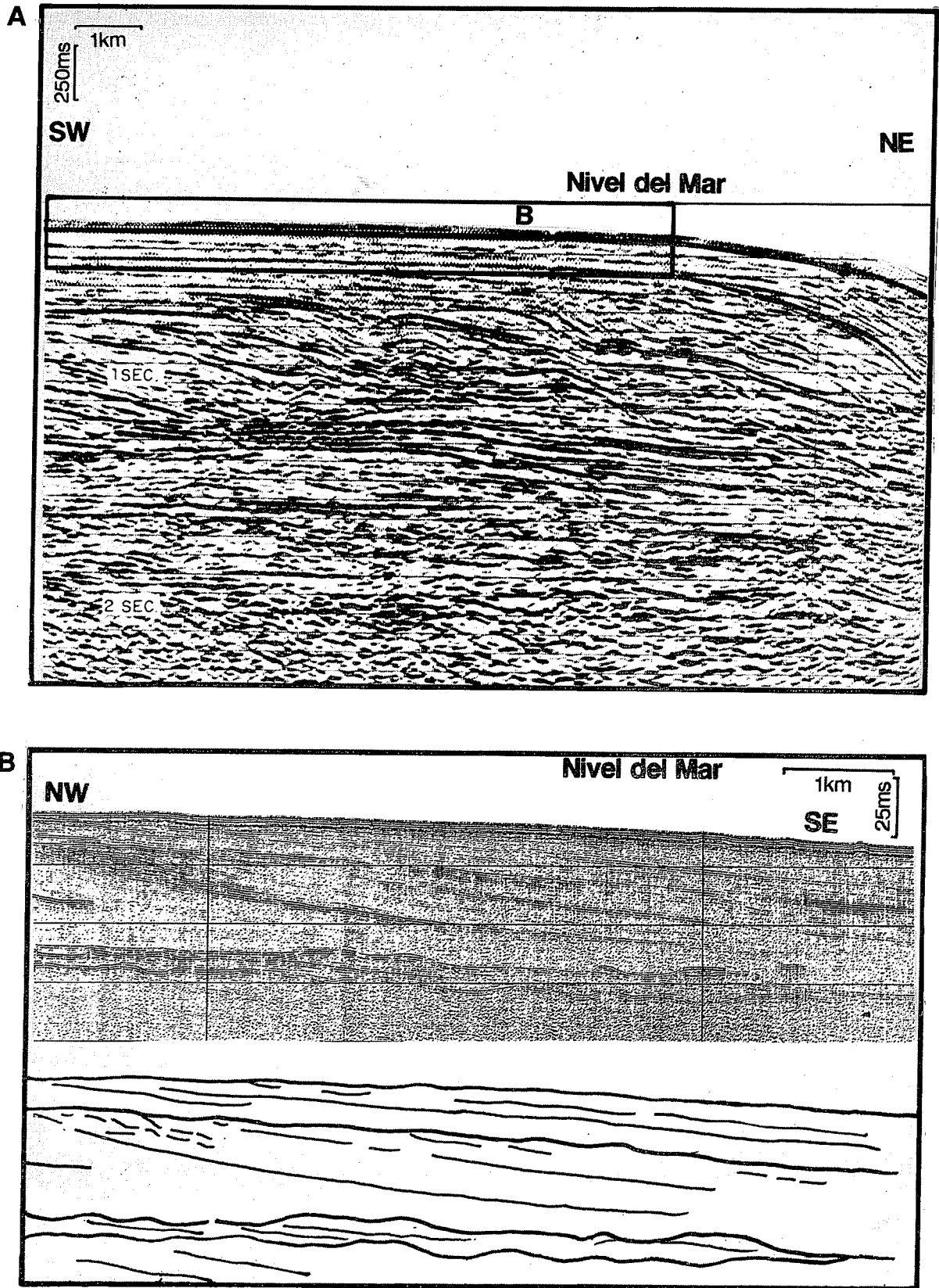


Fig. 10.- Diferencias de configuración de los reflectores al aplicar la metodología sísmica de baja y alta resolución: A) aparente configuración sigmooidal del registro sísmico de multicanal en la plataforma del Delta Ebro (De Watson, 1982); notese la sucesión de reflectores horizontales y paralelos en el techo del Cuaternario, que constituyen el techo de la unidad de Arenas del Ebro (ES), de configuración sigmooidal; y B) predominio de configuraciones oblicuo-tangenciales en el registro de alta resolución de la plataforma del Delta del Ebro, que representan distintos deltas separados por discontinuidades (Farrán y Maldonado, 1989).

Fig. 10.- Comparison between reflector configurations in (A) multichannel (Watson, 1982) and (B) sparker seismic profiles of the Ebro Delta shelf. The flat-parallel reflectors of the sigmooidal configuration in the multichannel profile correspond to the Ebro Sands unit, that appears as unconformity surfaces bounding oblique-tangential reflectors in the high resolution profiles (from Farrán y Maldonado, 1989).

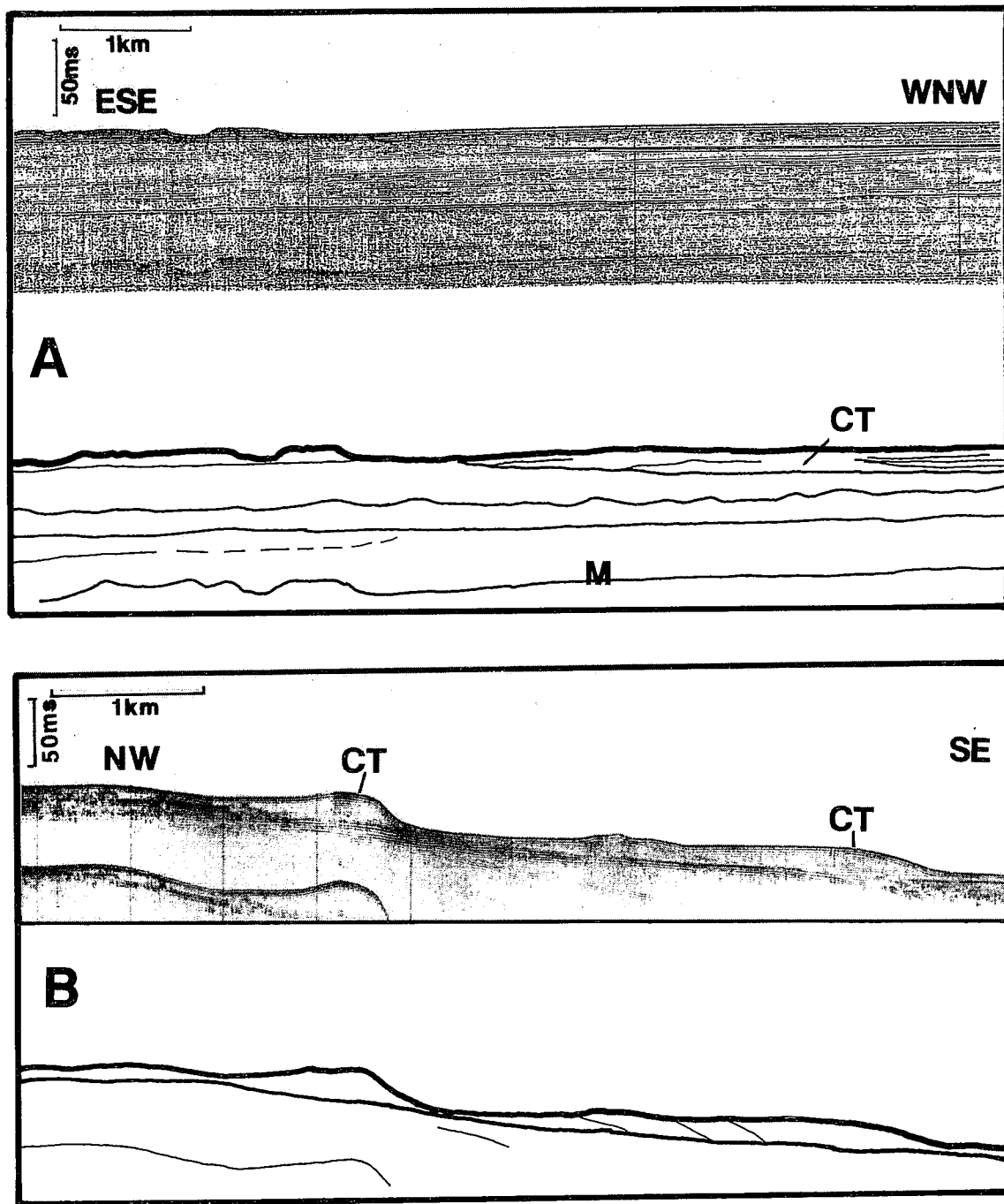


Fig. 11.- A) Cortejos transgresivos (CT) desarrollados durante un ascenso relativo del nivel del mar en la plataforma continental del Ebro (De Farrán y Maldonado, 1989) y (B,C) facies litorales transgresivas al norte de la plataforma de Barcelona (De Díaz y Maldonado, 1989) y en la plataforma del Girona. Leyenda: M, múltiple.
 Fig. 11.-A) Transgressive systems tract developed during a sea level rise in the Ebro continental shelf (from Farrán y Maldonado, 1989), and (B,C) transgressive coastal facies north of Barcelona (from Díaz y Maldonado, 1989) and in Girona continental shelf. Legend: M, multiple.

lo constituye la superficie de biselamiento basal de los reflectores de cortejo de alto nivel del mar. Esta superficie, denominada superficie de máxima inundación, representa el tránsito vertical brusco de parasecuencias retrogradacionales a progradacionales. Las parasecuencias, que constituyen el cortejo transgresivo, presentan una configuración paralela, de bajo ángulo, que terminan hacia tierra en un solapamiento expansivo y hacia mar en una truncación aparente (Van Wagoner *et al.*, 1988).

La denominada superficie transgresiva es en realidad una superficie de origen mixto, por cuanto en su desarrollo han intervenido varios procesos. En principio, la transgresión se produce sobre la superficie de erosión correspondiente a un descenso relativo del nivel del mar. Sin embargo, los procesos litorales permiten una sucesión de eventos deposicionales y erosivos antes del tránsito al ambiente deposicional netamente de plataforma, donde se inicia el desarrollo de los reflectores agradacionales con solapamiento expansivo so-

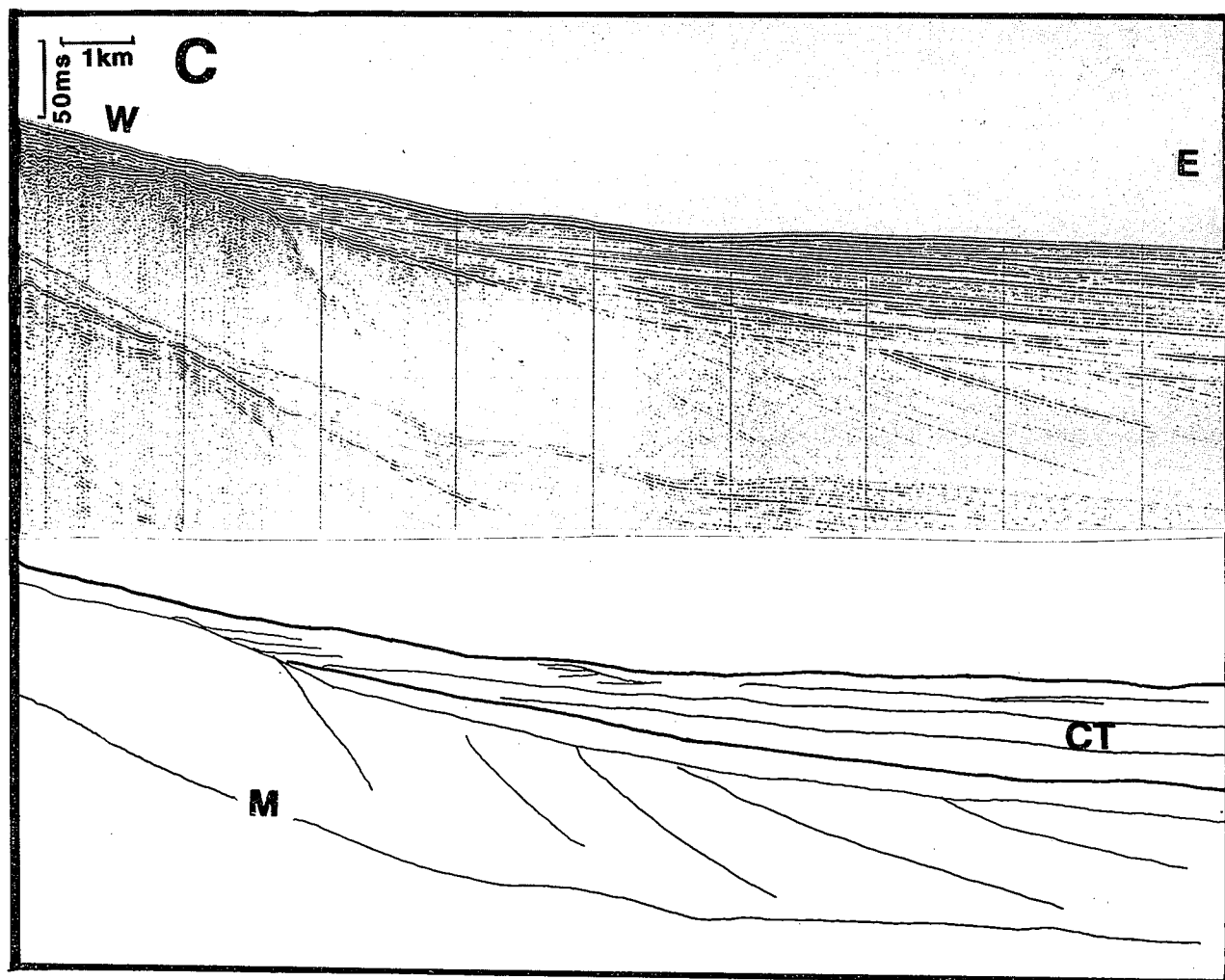


Figura 11: Continuación

bre una superficie erosiva irregular (Nummedal y Swift, 1987; Kraft *et al.*, 1987). La truncación aparente, que aparece en la parte distal de los reflectores debida a la retrogradación de los depocentros, corresponde en realidad a una sección condensada, formada por depósitos marinos originados por suspensiones de baja densidad (Loutit *et al.*, 1988).

La distribución superficial de los cortejos transgresivos depende del tipo de descenso (tipo 1 o tipo 2) previo a la transgresión. En una secuencia del tipo 1, los depósitos alóctonos (Nittrouer y Swift, 1989) tienden a concentrarse en los valles excavados en la plataforma, mientras que en el tipo 2 su dispersión superficial puede ser mayor dando lugar a depósitos más delgados (Van Wagoner y Vail, 1988).

En el registro sísmico del Cuaternario, los cortejos transgresivos están en general, representados por facies litorales poco desarrolladas (Fig. 11). Estas facies tienen escaso espesor y en muchos casos con distribución en mosaico, relacionada con pulsos en la velocidad de ascenso del nivel del mar y/o con períodos de mayor aporte sedimentario durante la transgresión (Nittrouer y Swift, 1989). Los depósitos transgresivos aparecen sobre la superficie de las actuales plataformas como facies relictas litorales, que se acumulan sobre su-

perficie de erosión, con espesores variables, comprendidos entre 0 y 10 m (Swift *et al.*, 1972; Pilkey *et al.*, 1981). Son frecuentes los cambios laterales de facies en respuesta a la gran variedad de ambientes de depósito transgresivos, tales como: islas barrera, dorsales de arena, estuario, lagoon y relleno de canal, arrecifes y facies asociadas (Van Handel y Lianos, 1984; Berryhill y Suter, 1987; Nummedal y Swift, 1987; Park y Yoo, 1988). También, es posible el desarrollo de configuraciones progradacionales en situaciones de alta tasa de sedimentación y ascenso lento del nivel del mar (Curry, 1964). Los episodios transgresivos quedan registrados en ambientes de talud y ascenso continental por el desarrollo de facies hemipelágicas que forman un recubrimiento relativamente continuo con reflectores paralelos entre sí.

4.3.-Cortejo de alto Nivel del Mar.

Es el cortejo de parasecuencias desarrolladas entre las dos inflexiones de la curva, entre un ascenso y un descenso relativos del nivel del mar. Su base corresponde a una superficie de biselamiento basal o a una sección condensada. El techo de este cortejo está asociado a superficies de discontinuidad de tipo 1 o tipo

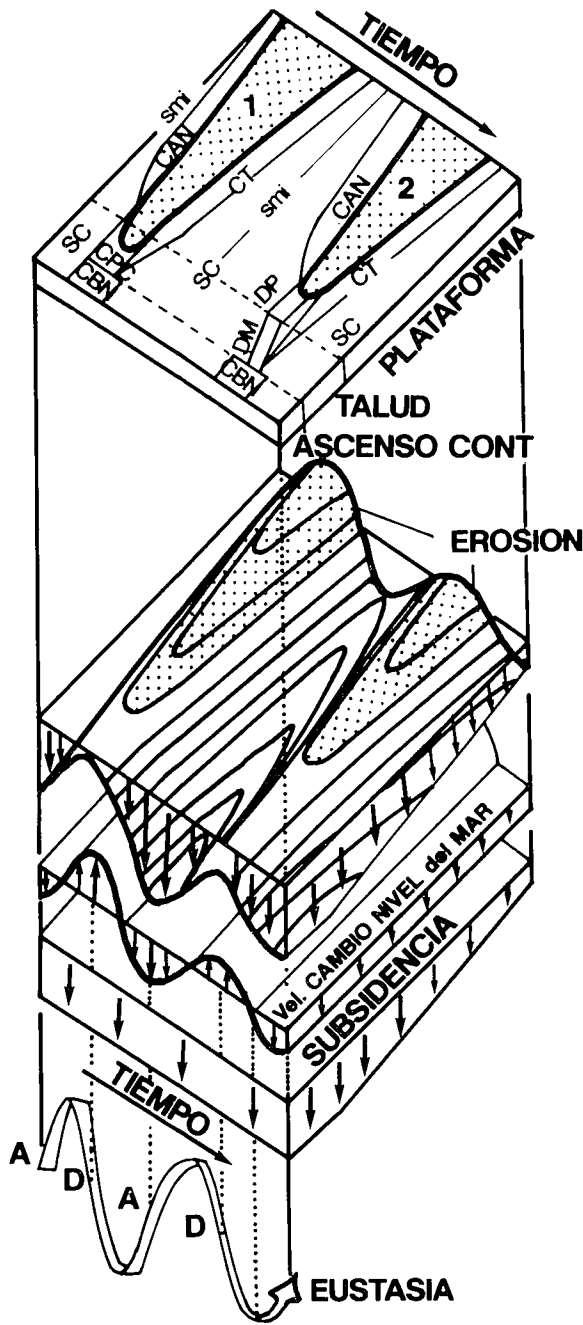


Fig. 12.- Distribución de los tipos de sistemas de cortejo sedimentarios en un margen continental en relación con la velocidad de subsidencia, velocidad de cambio del nivel del mar y el tiempo. Leyenda: SC, sección condensada; CBN, cortejo de bajo nivel; CAN, cortejo de alto nivel; CPC, complejo progradante en cuña; CT, cortejo transgresivo; CBP, cortejo de borde de plataforma de bajo nivel; SMI, superficie de máxima inundación; DP, delta de plataforma; DM, delta marginal. 1, discontinuidad de tipo 1; 2, discontinuidad de tipo 2. A, ascenso, D, descenso.

Fig. 12.- Distribution of systems tract in the continental margin in relation with the rate of subsidence and sea level fluctuation as function of time. Legend: SC, condensed section; CBN, lowstand systems tract; CAN, high systems tract; CPC, lowstand wedge; CT, transgressive systems tract; CBP, shelf margin systems tract; SMI, marine-flooding surface; DP, shelf delta; DM, sheff marig delta. 1, type 1 unconformity; 2, type 2 unconformity. A, rise; D, fall.

2. Estos cortejos presentan un amplio desarrollo de las facies progradacionales en consonancia con el nuevo perfil de equilibrio alcanzado (Posamentier y Vail, 1988).

En condiciones de aporte suficiente se desarrollan deltas. Estos depósitos pueden llegar a progradar sobre el talud en función de la duración del período de alto nivel del mar, condiciones hidrodinámicas y aporte sedimentario, como el caso del actual Delta del Mississippi (Stuart y Caughey, 1977; Penland *et al.*, 1988). En algunas plataformas, esta progradación se produce sobre la cabecera de cañones submarinos que surcan la plataforma, en esta situación son frecuentes los deslizamientos submarinos que dan origen a corrientes de turbidez y a un desarrollo continuado de abanicos submarinos durante todos los segmentos de la curva eustática. Este es el caso de los abanicos del Congo y Magdalena que continúan recibiendo corrientes de turbidez y deslizamientos en masa debido a la proximidad de la cabecera de cañones submarinos a los actuales depocentros deltaicos de la plataforma (Shanmugan *et al.*, 1985). En otros casos, la combinación de factores tectónicos y oceanográficos permite el transporte de importantes volúmenes de sedimento al fondo de la cuenca (Field y Edwards, 1980).

En sismica de alta resolución los depósitos de para-secuencias de máximo eustático están representados por facies prodeltaicas y litorales de mayor o menor desarrollo, básicamente de edad holocena (Fig. 9). Estos depósitos, restringidos a la plataforma interna, presentan acuñamiento interno de los reflectores subparalelos a la superficie de deposición. En las zonas con mayor tasa de sedimentación son frecuentes las facies opacas originadas por la presencia de gas. También son frecuentes en los prodeltas formados por sedimentos limo-arcillosos los fenómenos de inestabilidad sedimentaria, que dan lugar a una configuración almohadillada en el frente de progradación (Fig. 9).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1. Consideraciones sobre la sismica de alta resolución

Las características acústicas de los perfiles de sismica de reflexión de alta resolución permiten generalmente una correlación precisa entre las facies sísmicas y los depósitos atribuibles a ambientes concretos (Got *et al.*, 1987). Ello es debido a la escasa distorsión de las propiedades geométricas de los estratos y a su respuesta en términos de impedancia acústica que suele corresponder a litologías específicas. La alta resolución facilita además el reconocimiento de cambios laterales y verticales de facies sedimentarias, así como de varios tipos de discontinuidades que pueden o no ser límites de secuencia (Figs. 8, 9, 11).

Las limitaciones más importantes de este sistema están en su capacidad de penetración y, cuando se trabaja con sistemas analógicos, en la presencia de múlti-

ples. La identificación de depósitos en zonas de poca profundidad queda restringida por la existencia de múltiples acústicos, aunque los cortejos del Pleistoceno son identificables en sus facies más distales (Fig. 9). Estas características impiden la identificación de secuencias de depósito más antiguas en los perfiles sísmicos de alta resolución, y es por este motivo que la mayoría de autores aplican la metodología de sísmica de multicanal para el análisis de cuencas.

El análisis estratigráfico a partir de la sísmica de alta resolución consiste fundamentalmente en la cartografía de algunos reflectores singulares que suelen corresponder a los de mayor impedancia acústica y de extensión más o menos regional a nivel del área de estudio, y en la identificación e interpretación de las facies acústicas y sistemas de depósito delimitados por estos reflectores (Alla *et al.*, 1972; Got *et al.*, 1987). En contraste, el método de sísmica de multicanal, al tener menor resolución, filtra información a nivel de secuencias de depósito y facies sedimentarias, pero pone en evidencia discontinuidades de carácter más regional lo que facilita la identificación de grandes unidades de depósito del margen continental y su correlación con eventos globales.

5.2. Factores que controlan el desarrollo de secuencias deposicionales durante el Cuaternario.

El desarrollo de las secuencias deposicionales en márgenes continentales es el resultado de la interacción de varios factores: tectónica, subsidencia, fisiografía, aporte sedimentario, condiciones hidrodinámicas, clima y oscilaciones relativas del nivel del mar (Burk y Drake, 1974). De estos factores, el clima y las oscilaciones del nivel del mar relacionadas con éste, han jugado un papel predominante en el desarrollo del registro sedimentario del Cuaternario (Maldonado y Stanley, 1976; Nelson y Maldonado, 1988).

La importancia de estos factores está relacionada con las oscilaciones eustáticas de alta frecuencia características del Cuaternario, que tienen ámbito global mientras que la tectónica, fisiografía, subsidencia y aporte sedimentario sólo modifican los anteriores a nivel de cuenca o de ambiente deposicional. La interacción entre estos factores queda registrada en las diferencias que presentan las secuencias deposicionales del Cuaternario en los distintos márgenes continentales.

Durante el Cuaternario, existe además una mayor sincronía entre las oscilaciones del nivel del mar y el aporte sedimentario debido al origen climático de ambas variaciones. Así, existe un paralelismo entre períodos de mayor carga sólida de los ríos y determinados segmentos de la curva glacio-eustática del Cuaternario (Nelson y Kulm, 1973; Vail *et al.*, 1977). Esto condiciona el volumen relativo de los distintos cortejos sedimentarios, tal como se manifiesta por las diferencias entre los delgados espesores de los cortejos transgresivos de alto nivel del mar y los potentes espesores de los cortejos de bajo nivel del mar (Fig. 12) (Coleman Roberts,

1988; Farrán y Maldonado, 1989; Alonso *et al.*, 1989; Berryhill y Suter, 1987).

La preservación del registro sedimentario en márgenes progradantes, con suficiente aporte sedimentario está condicionada por la fisiografía, tectónica y cambios relativos del nivel del mar (Stow, 1985). Por ejemplo, la subsidencia continuada, debido al ajuste isostático del sedimento acumulado, favorece el apilamiento de depósitos progradacionales en márgenes continentales, tales como los del Ebro y Ródano (Maldonado, 1985). En contraste, los márgenes abruptos e intermedios (Stanley *et al.*, 1976), con escasa subsidencia, no pueden presentar importantes espesores de sedimento en la plataforma, al estar sometidos a erosión durante los descensos del nivel del mar. Ejemplos de esta evolución son, el margen cantábrico (Mougenot *et al.*, 1983) y algunos sectores del margen catalán septentrional (Serra *et al.*, 1979; Medialdea, Maldonado *et al.*, 1989). En consecuencia, las diferencias entre la subsidencia y las características de los distintos tipos de márgenes, condicionan la acomodación y por tanto, el tipo de descenso del nivel relativo del mar según la definición de Vail (1987). El descenso de tipo 2 es predominante en márgenes progradantes (Farrán y Maldonado, 1989) y el descenso de tipo 1 se da preferentemente en márgenes abruptos e intermedios.

5.3.- La influencia de la frecuencia de los eventos que controlan los cambios del nivel del mar.

Las variaciones globales del nivel del mar presentan varias escalas temporales y órdenes de magnitud de variación absoluta del nivel del mar (Vail *et al.*, 1977). Estos ciclos registran eventos geotectónicos y climáticos que pueden tener escala global o a nivel de la cuenca. Vail y colaboradores (1977) establecen tres órdenes de magnitudes de ciclos globales de cambios relativos del nivel del mar: primer orden (200-300 m.a), segundo orden (10-80 m.a) y tercer orden (10 m.a). Los últimos son sólo identificables a nivel de afloramiento, sondeo y registros de sísmica de alta resolución (Vail *et al.*, 1977). Sólo los cambios glacio-eustáticos son lo suficientemente breves y de amplia magnitud para dar lugar a ciclos de tercer orden y a algunos de segundo orden (Coleman y Roberts, 1988).

Estos eventos glacio-eustáticos de alta frecuencia han sido relacionados con variaciones de la órbita terrestre (Hay *et al.*, 1976; Pisias y Shackleton, 1984) producidos por la combinación de varios parámetros (excentricidad, inclinación, precesión) que fluctúan con distinta frecuencia. El resultado de la combinación de estos factores es una secuencia de variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario, no establecida aún con precisión pero cuya evolución puede ser próxima a las curvas de variación de $\delta^{18}\text{O}$ establecidas a nivel global (Shackleton y Opdyke, 1973; Trainor y William, 1987). Los estudios realizados en el Cuaternario superior indican que los descensos se producen a mayor velocidad que los ascensos por lo que las pulsaciones de mayor frecuencia en el registro estratigráfico pueden ser en-

mascaradas durante los descensos (Coleman y Roberts, 1988).

Los ciclos globales del nivel del mar de segundo orden han sido tomados frecuentemente como referencia para el establecimiento de la estratigrafía sísmica, entendida como un método para el análisis de cuencas. Estos ciclos se interpretan en los perfiles sísmicos de multicanal a partir de desplazamientos de solapamientos expansivos costeros hacia el centro de la cuenca, como consecuencia de descensos del nivel del mar. Los ciclos de segundo orden (baja frecuencia) están relacionados con eventos tectónicos y en algún caso climáticos, mientras que los ciclos de tercer orden (de alta frecuencia) están fundamentalmente relacionados con eventos climáticos, que conlleva una interrelación entre la variación del nivel del mar y el aporte sedimentario.

Las secuencias deposicionales de tipo 1 correspondientes a estos ciclos se caracterizan por una sucesión de reflectores con solapamiento expansivo hacia tierra correspondientes a cortejos de sistemas turbidíticos progradantes en cuña de bajo nivel del mar, transgresivos y de alto nivel del mar, situados en el ascenso, talud y plataforma continental, los dos últimos respectivamente. En las secuencias de tipo 2, el solapamiento expansivo está constituido por las terminaciones hacia tierra de los cortejos de borde de plataforma, transgresivo y alto nivel del mar respectivamente.

Así en ambos casos, la base de las secuencias deposicionales está constituida por reflectores con solapamiento expansivo. Esto sugiere una escasa variación en el aporte sedimentario, o una duración del periodo de ascenso del mar suficiente para la acumulación de espesores de sedimentos superiores al límite de resolución del sistema de multicanal. A su vez, para el desarrollo de cortejos de alto nivel del mar es necesario la suficiente duración del periodo de alto nivel del mar para que el efecto continuo de la subsidencia dé lugar a la configuración sigmoidal característica de este tipo de cortejo (Fig. 10).

En contraste a este conjunto de características observadas en los perfiles de multicanal, las secuencias del Cuaternario registradas en los perfiles de alta resolución raramente presentan en la base solapamientos expansivos, excepto en la base del talud, donde aparecen asociados a sistemas turbidíticos. El solapamiento expansivo costero aparece relacionado bien con el cortejo progradante en cuña desarrollado en el borde de la plataforma o bien de forma local con algunos depósitos dispersos y poco potentes, que constituirían el cortejo transgresivo. La relativa ausencia de solapamientos expansivos en el registro sísmico de alta resolución está asociada a los constantes cambios en el aporte sedimentario durante el ascenso del nivel del mar, así como a los pulsos climáticos de mayor frecuencia y a fenómenos de erosión costera. El desarrollo de solapamientos expansivos en un cortejo de alto nivel del mar solo podría darse con alta subsidencia o bien con suficiente tiempo, siempre con una tasa de sedimentación baja con predominio de procesos agradacionales sobre los progradacionales.

Las secuencias potentes del Cuaternario en márgenes terrígenos progradantes están caracterizadas en la plataforma continental por predominio de las configuraciones progradantes, con solapamiento basal y truncación erosional o biselamiento en el techo. Los solapamientos basales se desarrollan sobre cortejos transgresivos (poco potentes) y de alto nivel del mar o sobre superficies transgresivas. Dichas superficies transgresivas se han desarrollado sobre cortejos de bajo nivel del mar. En el talud superior alternan los biselamientos basales con disposiciones concordantes, las cuales se hacen predominantes hacia las zonas distales, donde pueden encontrarse solapamientos expansivos correspondientes a sistemas turbidíticos.

Así, en zonas de influencia deltaica y con acomodación suficiente, la configuración de las reflexiones en perfiles sísmicos de multicanal es predominantemente sigmoidal, mientras que en los de alta resolución predominan las configuraciones tangenciales y oblicuo-tangenciales (Fig. 10). La diferente geometría entre los dos métodos sísmicos (alta y baja resolución) está relacionada con la acomodación y la frecuencia de los ciclos de variación del nivel relativo del mar.

Para que un descenso del nivel del mar quede registrado en forma de depósito es necesario la creación de un espacio entre descensos sucesivos. Por tanto, debe de existir una subsidencia que permita la acomodación en un tiempo relativamente breve (Watts, 1982). Las limitaciones reales de la subsidencia, no permiten grandes espesores en las secuencias deposicionales sobre la plataforma continental (Aloisi, 1986; Farrán y Maldonado, 1989). Los espesores de las secuencias deposicionales se encuentran en consecuencia próximos o por debajo del límite de resolución de la sísmica de multicanal. La superposición de límites paralelos de secuencias da lugar a la aparente configuración sigmoidal observada en estos perfiles mientras que en los perfiles de alta resolución los depósitos de deltas de plataforma y marginales quedan representados por la configuración predominantemente tangencial de los reflectores (Fig.10). Por tanto, el cortejo de alto nivel del mar, definido a partir de sísmica de multicanal se atribuye, al aplicar la metodología de alta resolución, como un apilamiento de secuencias constituidas fundamentalmente por depósitos desarrollados durante mínimos eustáticos y fases de descenso del nivel del mar (Farrán y Maldonado, 1989).

El estudio de las secuencias deposicionales a partir de perfiles de alta resolución, pone en evidencia además una serie de características en los depósitos que difieren de los modelos establecidos a partir de la interpretación de la sísmica de multicanal. La sísmica de alta resolución permite identificar ciclos de variación del nivel del mar de alta frecuencia que de otra manera no pueden ser reconocidos en perfiles de multicanal por la falta del poder de resolución del sistema y de la superposición de reflectores y pueden ser interpretados como un único ciclo de mayor duración. La definición de ciclos de cambios del nivel del mar y la estratigrafía sísmica asociada a partir de perfiles de sísmica de mul-

tical debe ser considerada con gran cuidado, en función del poder de resolución del sistema, en gran parte ligado a la banda de frecuencias utilizada y escala vertical, por la posible existencia de ciclos de alta frecuencia por debajo del límite de resolución de los registros, que pueden dar lugar a interpretaciones parciales. La comprobación de estos ciclos en sondeos, afloramientos y perfiles de sismica de alta resolución pueden condicionar el replanteamiento de los procesos que han controlado el desarrollo de un margen continental y de la correlación precisa de los depósitos con los ciclos de cambio relativo del nivel del mar.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo constituye una parte de los resultados obtenidos en los diferentes proyectos de investigación (Ref. CCA 8309/047 y Ref. 3678/79) y convenios entre el CSIC y ITGE para la cartografía de la plataforma continental (Hojas 42, 35-42E, 25-25E) llevados a cabo en la Unidad Estructural de Geología Marina del Instituto de Ciencias del Mar, CSIC. Queremos agradecer a los miembros de esta Unidad su participación en la recopilación de perfiles sísmicos así como a la tripulación de los buques oceanográficos García del Cid y Cornide de Saavedra su colaboración en la realización de las campañas oceanográficas.

BIBLIOGRAFÍA

- Alla, G., Dessolin, D., Leenhardt, O. y Pierrot, S. (1972): Données du sondage sismique continu concernant la sédimentation Plio-Quaternary en Méditerranée nor-occidentale. In: *The Mediterranean Sea: a Natural Sedimentation Laboratory*, (D.J. Stanley, Ed.), Dowden, Hutchinson & (Ross, Stroudsburg (USA). p. 471-487.
- Aloisi, J.C. (1986): *Sur un modele de sédimentation deltaïque contribution a la connaissance des marges passives*. Thèse Univ. Perpignan, 162 p.
- Alonso, B., Field, M.E., Gardner, J. y Maldonado, A. (1989): Sedimentary evolution of Plio-Pleistocene Spanish Ebro margin. In: *Marine Geology of the Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea*. (H. Nelson y A. Maldonado, Eds.), Marine Geology Spec. Publ., (en prensa).
- Balch, A.H. y Lee, M.W. (1984) (Eds.): *Vertical Seismic Profiling Technique, Applications, and Case Histories*. Boston, Int. Human Resour. Dev. Corp. 488 p.
- Berg, O.R. (1982): Seismic detection and evaluation of delta and turbidite sequences: their application to exploration for the subtle trap. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 1271-1288.
- Berryhill, H.L.Jr. y Suter, J.R. (1987): Deltas. In: Late Quaternary facies and structure, Northwestern Gulf of Mexico. In: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology*. (H.L. Berryhill, Jr., Ed.), 23: 131-190.
- Brown, L.F. y Fisher, W.L. (1977): Seismic-stratigraphy interpretation of depositional systems: examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins. In: *Seismic Stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*. (C.E. Payton, Ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26: 213-248.
- Brown, L.F. Jr. y Fisher, W.L. (1980): Seismic stratigraphy interpretation and petroleum exploration. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Contin. Ed. Course Note Ser. 16*, 125 p.
- Bubb, J.N. y Hatlelid, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 10. In: *Seismic Stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration* (C.E. Payton, Ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., mem. 26: 185-204.
- Burk, C.A. y Drake, C.A. (Eds.) (1974): *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, 1009 p.
- Carter, R.M. (1988): The nature and evolution of deep-sea channel systems. *Basin Research*, 1: 41-54.
- Cleary, W.J., Pilkey, O.P. y Nelson, J.C. (1985): Willmington fan, Atlantic Ocean. In: *Submarine Fans and Related Turbidites Systems*. (A.H. Bouma, W.R. Normark y N.E. Barnes, Eds.), Springer-Verlag, New York, 157-164.
- Coleman, J.M. y Roberts, H.H. (1988): Sedimentary development of the Louisiana continental shelf related to sea level cycles: part I- Sedimentary sequences. *Geo-Marine Letters*, 8: 63-108.
- Cross, T.A. y Lessenger, M.A. (1988): Seismic stratigraphy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16: 319-354.
- Curry, J.R. (1964): Transgressions and regressions. In: *Papers in Marine Geology*. (Miller, Ed.), Mac Milla, p. 164-184.
- Checa, A., Díaz, J.I., Farrán, M. y Maldonado, A. (1989): Sistemas deltaicos Holocenos de los ríos Llobregar, Besós Foix: modelos evolutivos transgresivos. *Acta Geol. Hisp.*, 23: 241-255.
- Díaz, J.I. y Maldonado, A. (1989): Transgressive sand bodies on maresme continental shelf (Western Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* (en prensa).
- Díaz del Río, V., Rey, J. y Vegas, R. (1986): The Gulf of Valencia continental shelf: extensional tectonic in Neogene and Quaternary sediments. *Mar. Geol.*, 73: 169-179.
- Droz, L. y Bellaiche, G. (1985): Rhône deep-sea fan: morphotecture and growth pattern. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69: 460-479.
- Embry, A.F. (1983): Depositional sequences-impractical lithostratigraphic units. *Geol. Soc. Amer. Abstr. With Programs*, 15 (6): 567.
- Farrán, M. y Maldonado, A. (1989): The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth pattern. In: *Marine Geology of the Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea*. (H. Nelson y A. Maldonado, Eds.), Marine Geology Spec. Publ., (en prensa).
- Field, M.E. y Edwards, B.D. (1980): Slopes of the southern California continental borderland: a regimen of mass transport. In: *Quaternary environments of the Pacific coast. Pacific Coast Paleogeography Symposium 4*. (M.F. Field, A.H. Bouma, I.P. Colburn, R.D. Douglas y J.C. Ingle, Eds.), Los Angeles, Soc. Econ. Paleont. Miner. 169-184.
- Fisher, W.L. y McGower, J.H. (1967): Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs.*, 17: 105-125.
- Frazier, D.E. (1974): Depositional-episodes: their relationships to the Quaternary stratigraphic framework in the Northwestern portion of the Gulf basin. *Tex. Bur. Econ. Geol. Circ.*, 74: 1-27.
- Galloway, W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in Ba-

- sin Analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73 (2): 125-142.
- Got, H., Bouyé, C. y Mirabile, L. (1987): L'analyse lithosismique, une méthode de la sédimentologie. *Oceanol. Acta*, 10: 1-13.
- Hardage, B.A. (1987) (Ed.): *Seismic Stratigraphy*. London. Geophys. Press. 432 p.
- Haq, B.U., Handerbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1166.
- Hay, J.D., Imbrie, J. y Shackleton, N.J. (1976): Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*, 235: 1156-1166.
- Hubbard, R.J., Pape, J. y Roberts, D.G. (1985): Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin. In: *Seismic Stratigraphy II-An Integrated Approach*. (O.R. Berg y D.G. Woolverton, Eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 39: 93-115.
- Kraft, J.C., Chrastowski, M.J., Belknap, D.F., Toscano, M.A. y Fletcher, Ch.H. (1987): The transgressive barrier-lagooon of Delaware: morphostratigraphy, sedimentary sequences and responses to relative rise in sea level. In: *Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution*. (D. Nummedal, O.H. Pilkey y J.D. Howard, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 41: 129-144.
- Lehner, P. (1969): Aspects of Mesozoic shelf in Western Europe. *Program Annual Meeting, Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 67.
- Loutit, T.S., Handerbol, J., Vail, P.R. y Baum, G.R. (1988): Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. In: *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 183-213.
- Maldonado, A. (1985): Evolution of the Mediterranean basins and detailed reconstruction of the Cenozoic Paleogeography. In: *Western Mediterranean*. (R. Margalef, Ed.), Pergamon Press, p. 17-59.
- Maldonado, A., Got, A., Mónaco, A., O'Connell, S. y Mirabile, L. (1985): Valencia Fan (Northwestern Mediterranean): distal deposition fan variant. *Mar. Geol.* 62: 293-319.
- Maldonado, A. y Stanley, D.J. (1976): Depositional patterns and late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: a comparison. *Mar. Geol.*, 31: 21-32.
- Mc Master, R.L., De Boer, J. y Ashraf, A. (1970): Magnetic and seismic reflection studies on continental shelf off Portuguese Guinea, and Sierra Leone, West Africa. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 54: 158-167.
- Medialdea, J., Maldonado, A., et al., (1989): Mapa Geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E 1:200.000. Memoria y Hoja nos. 35-42 E. Tarragona. Instituto Tecnológico y Geominero de España. 117 p.
- Miall, A.D. (1986): Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the Jurassic North sea record. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 70, 131-137.
- Mitchum, R.M. Jr., (1985): Seismic stratigraphy expression of submarine fans. In: *Seismic Stratigraphy II. An Integrated Approach*. (O.R. Berg y D.G. Woolverton, Eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 39: 117-138.
- Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R. y Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. (C.E. Payton, Ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 26: 53-62.
- Mougenot, D., Boillot, G. y Rehault, J.P. (1983): Prograding shelfbreak types of passive continental margins: some European examples. In: *The Shelfbreak: critical interface on continental margins*. (D.J. Stanley y G.T. Moore, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 3: 61-79.
- Mutti, E. y Sgavetti, M., (1987): Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Aren strata in the Orcau-Aren region, South-Central Pyrenees, Spain: Distinction between eustatically and tectonically controlled depositional sequences. *Annal. Univ. Ferrara*, 1: 1-22.
- Nelson, C.H. y Kulm, L.D. (1973): Submarine fans and channels. In: *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. (G.V. Middleton y A.W. Bouma, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Miner. Pacific Section Short Course, p. 29-78.
- Nelson, C.H. y Maldonado, A. (1988): Factors controlling deep-sea fan depositional patterns, Mediterranean sea. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72: 698-716.
- Nittrouer, Ch. y Swift, D.J.P. (1989): Shelf sands and sandstone types: part II, shelf depositional sequences. In: *Shelf Sand and Sandstone bodies: Geometry, facies and distribution*. IAS Spec. Publ., (en prensa).
- Normark, W.R. (1970): Growth patterns of deep-sea fans. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 54: 2170-2195.
- Nummedal, D. y Swift, D.J.P. (1987): Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In: *Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution*. (D. Nummedal, O.H. Pilkey y J.D. Howard, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 41: 241-260.
- Park, S.C. y Yoo, D.G. (1988): Depositional history of Quaternary sediments on the continental shelf off southeastern coast of Korea (Korea Strait). *Mar. Geol.*, 79: 65-75.
- Payton, C.E. (1977) (Ed.): *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Explorations*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 516 p.
- Penland, S., Boyd, R. y Suter, J. (1988): Transgressive depositional systems of the Mississippi delta plain: a model for barrier shoreline and shelf sand development. *Jour. Sed. Petrol.*, 58: 923-949.
- Pilkey, O.H., Blackwelder, B.W., Knebel, H.J. y Ayers, M.W. (1981): The Georgia Embayment continental shelf: stratigraphy of a submergence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92: 52-63.
- Pisias, N.J. y Shackleton, N.J., (1984). Modeling the global climate response to orbital forcing and atmospheric carbon dioxide change. *Nature*, 310: 757-759.
- Posamentier, H.W. y Vail, P.R. (1988): Eustatic control on clastic deposition II- Sequence and systems tract models. In: *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 125-154.
- Posamentier, H.W., Jervy, M.T. y Vail, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition I- Conceptual framework. In: *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 109-124.
- Prior, D.B. y Coleman, J.M. (1978): Submarine landslides on the Mississippi River delta-front slope. *Geoscience and Man*, Department of Geography, Louisiana State Univ., Baton Rouge, 19: 41-53.
- Sangree, J.B. y Widmier, J.M. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 9: Seismic interpretation of clastic depositional facies. In: *Seismic Stratigraphy-*

- Applications to Hydrocarbon Explorations*. (C.E. Payton, Ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26: 165-184.
- Sangree, J.B. y Widmier, J.M. (1979): Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, 44: 131-160.
- Serra-Raventós, J., Maldonado, A. y Riba, O. (1979): Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 494-544.
- Shackleton, N. y Opdyke, N.D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 100.000 and 100.000 year scale. *Quaternary Research*, 3: 39-55.
- Shanmugham, G. y Moiola, R.J. (1988): Submarine fans: characteristics, models, classification and reservoir potential. *Earth-Sci. Rev.*, 24: 183-228.
- Shanmugham, G., Moiola, R.J. y Damuth, J.E. (1985): Eustatic control of submarine fan development. In: *Submarine Fans and Related Turbidity Systems*. (A.H. Bouma, W.R. Normark y N.E. Barnes, Eds.), 23-28.
- Sloss, L.L. (1963): Sequences in the cratonic interior of North America. *Amer. Geol. Soc. Am. Bull.*, 74: 93-114.
- Stoekinger, W.T. (1976): Valencia gulf offer deadline nears. *The Oil Gas Journal*, 197-204.
- Stanley, D.J., Got, H., Kenyon, N.H., Monaco, A. y Weiler, Y. (1976): Catalanian, eastern Betic, and Balearic magins: structural types and geologically recent foundering of the western Mediterranean sea. *Smith. Cont. Earth Sciences*, 20: 1-67.
- Stow, D.A.V. (1985): Deep-sea clastic: where are we and where are going. In: *Sedimentology, Recent Developments and Applied Aspects*. (P.J. Brenchley y B.P. Williams, Eds.), Blackwell Publ., Oxford, 67-93.
- Stuart, C.J. y Caughey, C.A. (1977): Seismic facies and sedimentology of terrigenous Pleistocene deposits in Northwest and central Gulf of Mexico. In: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, (C.E. Payton, Ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26: 249-275.
- Suter, J.H. y Berryhill, H.L. (1985): Late Quaternary shelf margin deltas, Northwest Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69: 77-91.
- Suter, J.R., Berryhill, H.L. Jr. y Penland, S. (1987): Late Quaternary sea-level fluctuations and depositional sequences, southwest Louisiana continental shelf. In: *Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution* (D. Nummedal, O.H. Pilkey. y J.D. Howard, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 41: 199-219.
- Swift, D.J.P., Kofoed, J.W., Saulsbury, F.P. y Sears, P. (1972): Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic shelf of North America. In: *Shelf Sediment Transport Process and Pattern*. (D.J.P. Swift, D.B. Duane y O.P. Pilkey, Eds.), Pa. Dowden Hutchinson and Ross, p. 499-574.
- Trainor, D.M. y Williams, D.F. (1987): Isotope chronostratigraphy: high resolution stratigraphic correlations in deep-water exploration tracts of the northern Gulf of Mexico. *Transactions Gulf Coast Associations Geological Societies*, 37: 247-254.
- Vail, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Amer. Assoc. Petrol. Geol. *Atlas of Seismic Stratigraphy*. (A.W. Bally, Ed.), 27 (1): 1-11.
- Vail, P.R., Handerbol, J. y Todd, R.G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. (J.C. Schlee, Ed.) Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 36: 129-144.
- Vail, P.M., Mitchum, R.M. Jr. y Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration* (C.E. Payton, Ed.) Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 26: 63-81.
- Van Handel, T.H. y Lianos, N. (1984): High-resolution seismic reflection profiles for the reconstruction of postglacial transgressive shoreline: an example from Greece. *Quaternary Research*, 22: 31-45.
- Van Wagoner, J.C. (1985): Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change. In: *Abstract and Poster Session*. (SEPM, Ed.), Mid-Year Meeting, Golden, Colorado (USA), 91-92.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M. Jr, Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 39-46.
- Watts, A.B. (1982): Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level. *Nature*, 297: 469-474.
- Watson, H.J. (1982): Casablanca field offshore Spain, a paleogeomorphic trap. In: *The Deliberate Search for the Subtle Trap*. (M.T. Halbouty, Ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 32: 237-250.

Recibido el 20 de junio de 1989

Aceptado el 14 de septiembre de 1989