

| | | | |
|----------------------------|--------|---------------|-------------|
| Cuadernos Geología Ibérica | Vol. 8 | Págs. 499-525 | Madrid 1982 |
|----------------------------|--------|---------------|-------------|

MODELOS DE SEDIMENTACION TURBIDITICA ANTIGUOS
Y MODERNOS: LA FORMACION CERRAJON
(CRETACICO INFERIOR; CORDILLERAS BETICAS)
Y LOS ABANICOS SUBMARINOS DEL MEDITERRANEO
NOROCCIDENTAL

POR

A. MALDONADO * y P. A. RUIZ-ORTIZ **

RESUMEN

Los medios de sedimentación turbidítica del Mediterráneo noroccidental (abanico submarino del Ebro, fosa de Valencia y abanico submarino del Ródano) se consideran análogos modernos del modelo de depósito propuesto para la formación Cerrajón (Hauteriviense superior-Albense superior, dominio Intermedio, cordilleras Béticas). La similitud entre los encuadres morfo-estructurales, los cuales condicionan un sistema de dispersión de detriticos subparalelo al margen en las partes distales, se mira como el principal factor que originó dicha semejanza. La comparación de los sistemas de depósito citados pone en evidencia la similitud de sus principales características sedimentológicas y permite así aprovechar en beneficio mutuo las enseñanzas aportadas por cada uno de ellos.

ABSTRACT

The turbidite depositional systems of the northwestern Mediterranean sea (deep sea Ebro fan, Valencia trough and deep Rhône fan) are considered modern analogs of the Cerrajón formation (Late Hauterivian-Upper Albian, Intermediate realm, Betic chains) depositional model. The similarity between the morpho-structural settings, which

* Instituto de Geología «Jaime Almera», CSIC, Barcelona.

** Departamento de Geología del Colegio Universitario de Jaén, y Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.

conditioned a longitudinal dispersal system in the distal continental margin, is considered as the main factor giving rise to this resemblance. The comparison between the modern and the ancient record shows the similarities between these two studied cases and allows a better understanding of the models.

INTRODUCCION

La comparación de los datos obtenidos a partir del registro fósil con medios de sedimentación actuales es práctica usual en la reconstrucción de modelos de depósito para sedimentos antiguos. Sin embargo, es asimismo frecuente que los distintos rasgos característicos de los modelos establecidos a partir del registro fósil encuentren generalmente sus equivalentes dispersos en una gran variedad de ejemplos, procedentes de medios actuales poco relacionados entre sí.

Los modelos de sedimentación que quizá han adquirido más desarrollo durante las últimas décadas han sido los correspondientes a los de la base del talud continental. La caracterización de los abanicos submarinos llevó a la reinterpretación de gran parte de las sucesiones turbidíticas como depósitos pertenecientes a dichos medios (NORMARK, 70, 74, 1978; WALKER, 1978; MUTTI y RICCI LUCCHI, 1972, 1978, y otros). No obstante, existen claras discrepancias no sólo entre los diferentes tipos de abanicos submarinos propuestos por comparación con modelos actuales, sino que los abanicos modernos tienen características muy diferentes de unos ejemplos a otros y además hay una serie de modelos de la base del talud que no pueden ser considerados abanicos submarinos (MUTTI, 1977; NELSON y NILSEN, 1974; STANLEY y KELLING, 1978; MALDONADO y STANLEY, 1979; NELSON *et al.*, 1982, y otros).

En este sentido, uno de nosotros, RUIZ-ORTIZ, en 1980 a, y de modo más explícito en 1981, expuso un modelo de depósito a gran escala para las turbiditas de la Formación Cerrajón (Cretácico inferior) con el que se trata de explicar los rasgos más sobresalientes de esta formación a lo largo del dominio Intermedio de las Zonas Externas de las cordilleras Béticas. No obstante este modelo fue establecido a partir de la suma de características de varios ejemplos actuales, al no existir en la literatura geológica ningún medio de sedimentación reciente que pudiera explicar globalmente todos los rasgos observados en la Formación Cerrajón.

Simultáneamente el grupo PROFANS inició un proyecto de análisis de los márgenes continentales del Mar Mediterráneo occidental, especialmente orientado a la investigación de los modelos sedimentarios del talud y base del talud (ALOISI *et al.*, 1981; BELLAICHE

et. al., 1981). Los resultados de los estudios previos pusieron de manifiesto las semejanzas entre estos medios actuales y el modelo teórico deducido para la Formación Cerrajón, por lo que aquéllos se podrían considerar como un análogo moderno de ésta.

Este trabajo se orienta por tanto, a establecer una comparación entre dos medios de sedimentación turbidítica, uno antiguo, representado por la Formación Cerrajón del dominio Intermedio de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y otro reciente, del margen occidental del Mediterráneo, representado por los abanicos submarinos del Ebro y del Ródano y Fosa de Valencia (Figs. 1 A, B).

Dicha comparación se discute principalmente bajo el aspecto de la distribución general de facies, la geometría de los depósitos, vías y tipo de dispersión de sedimentos su distribución espacial y encuadre morfo-estructural en que ha tenido lugar el desarrollo de estos medios sedimentarios.

ENCUADRE MORFO-ESTRUCTURAL DE LOS MARGENES CONTINENTALES

El encuadre de los sistemas de depósito de los márgenes continentales se puede definir sobre la base de la evolución tectónica, para la mayoría de los medios sedimentarios modernos. En este contexto se pueden distinguir tres tipos principales de encuadres geológicos: márgenes continentales activos, márgenes continentales pasivos y márgenes transformantes (Continental Margins Panel, 1979). Esta clasificación es fácilmente aplicable para los medios actuales; por el contrario, al tratar de medios antiguos, lo único que se puede observar en la mayoría de los casos es la geometría y distribución de los tipos de depósito. El encuadre estructural debe ser deducido a partir de los resultados finales de la evolución geológica del medio sedimentario antiguo, y en cualquier caso hay que referirlo a un espacio y tiempo concreto, ya que un margen continental antiguo pudo pasar de un tipo a otro de los anteriormente citados, a lo largo del tiempo. En consecuencia, este aspecto es uno de los más delicados de tratar cuando se comparan directamente un medio de depósito antiguo y otro moderno. No obstante, el importante trabajo llevado a cabo por un grupo de investigadores sobre las Zonas Externas de las cordilleras Béticas, nos permite abordar en este apartado las analogías y diferencias que existen entre el margen continental del Mediterráneo nor-occidental y el margen meridional de la placa Ibérica, cuyas características han sido detalladas en trabajos anteriores (VERA, 1981, y referencias citadas; SERRA *et al.*, 1979).

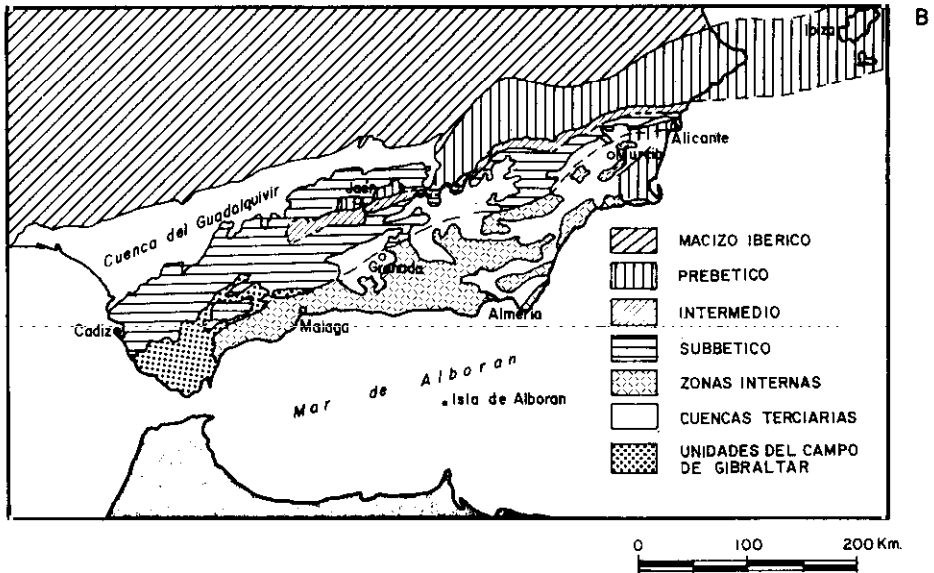
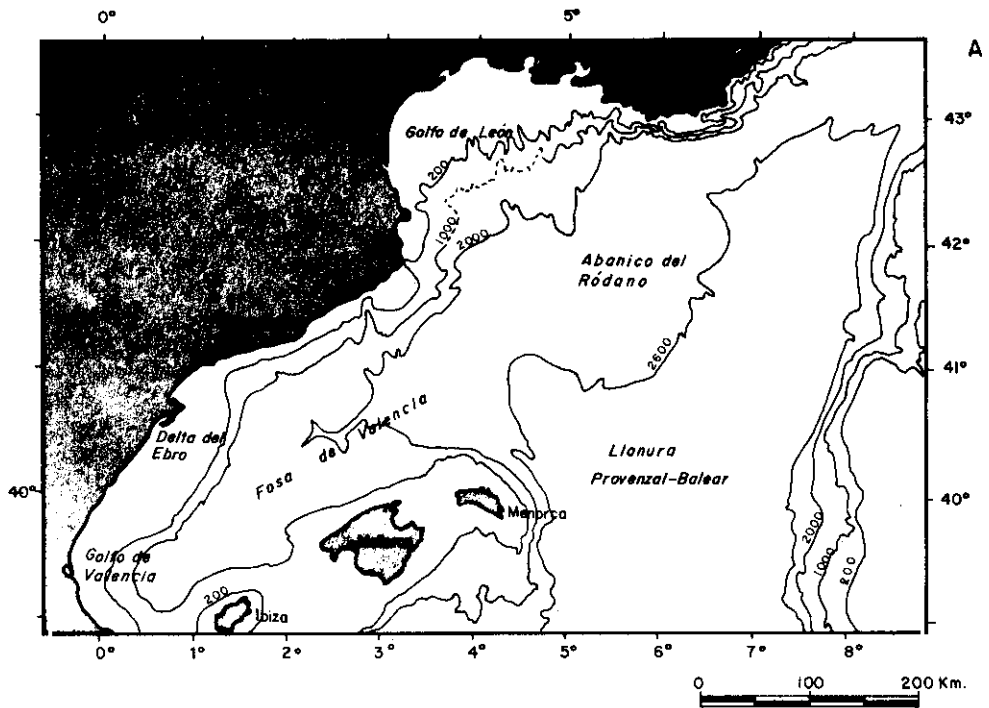


FIG. 1.—A) Mapa batimétrico del Mediterráneo noroccidental (Chart NO 310, DMAHC).—B) Esquema de las cordilleras Béticas (modificado de JULIVERT *et al.*, 1974).

El margen continental del Mediterráneo nor-occidental

Los márgenes continentales del Mediterráneo nor-occidental son márgenes pasivos jóvenes iniciados en el Paleógeno superior como resultado de la deriva y apertura de las cuencas del Mediterráneo occidental (STOECKINGER, 1976; BIJU-DUVAL *et al.*, 1974, 1978; MAUFFRET *et al.*, 1982). Este margen se desarrolla sobre una corteza continental adelgazada que pertenece a una porción de la megasutura Mesozoico-Cenozoico definida por el sistema alpídico en Europa meridional (DURAND DELGA y FONTBOTE, 1980). En si resultó del adelgazamiento de la corteza producido por fallas listricas normales orientadas en una dirección esencialmente paralela o ligeramente oblicua a la costa en el margen continental español, pero que en algunos sectores, margen francés, pasa a ser perpendicular a la costa (JULIVERT *et al.*, 1974; MALDONADO y RIBA, 1974).

Como resultado del sistema de fracturación subparalelo a la línea de costa, se formó un sistema de horst y grabenes fuertemente afectados por subsidencia, que controlan la sedimentación (Fig. 2A).

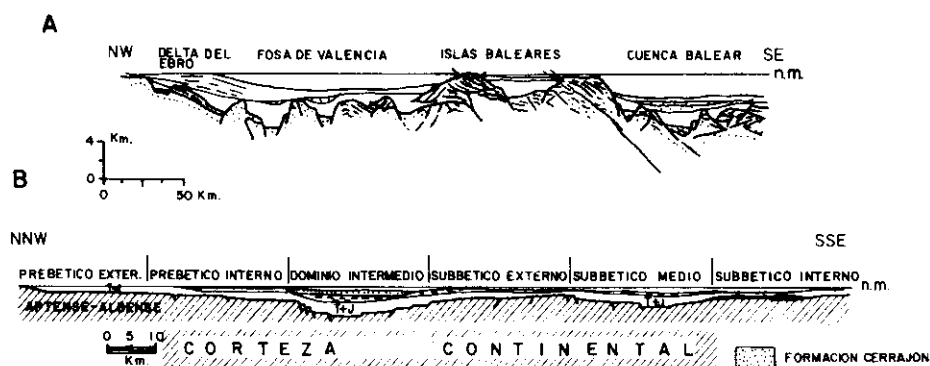


FIG. 2.—A) Margen continental del Mediterráneo occidental y alto Balear, realizado verticalmente (modificado de BIJU-DUVAL *et al.*, 1978).—B) Reconstrucción hipotética del margen continental de las Zonas Externas de las cordilleras Béticas para el Aptense-Albense (de VERA, 1981). Nótese que las escalas son diferentes.

Estos grabenes en las partes proximales del margen evolucionan a cuencas sedimentarias colmatadas por sedimentos. Por el contrario, en las partes distales del margen el desarrollo de los grabenes está condicionado por la relación entre el aporte sedimentario y el índice de subsidencia. Las zonas con un déficit sedimentario se caracterizan por cuencas sólo parcialmente colmatadas por sedimentos, en las

que la estructura del basamento tiene una clara expresión morfológica en superficie. Por el contrario, en áreas de fuertes aportes sedimentarios, tal como en el margen del Ebro y del Ródano, las cuencas han sido totalmente rellenas por sedimentos (SERRA *et al.*, 1979; NELSON *et al.*, 1982). En función de la evolución tectónica del Mediterráneo nor-occidental se caracterizan en la actualidad tres tipos de márgenes: progradante, intermedio y abrupto (STANLEY *et al.*, 1976; MAUFFRET, 1979, SERRA *et al.*, 1979) (Fig. 3A). Estos tipos de márgenes se diferencian sobre la base del espesor y naturaleza de la cobertera sedimentaria. El margen progradante presenta un gran espesor de sedimentos que fosiliza totalmente los bloques hundidos del basamento Mesozoico. Por el contrario, en el margen abrupto la delgada cobertera sedimentaria permite una fuerte expresión morfológica del basamento acústico.

El margen de tipo progradante tiene una plataforma continental relativamente extensa (60-70 km) y morfológicamente regular. El talud continental suele ser restringido y presentar fuertes pendientes, y el ascenso continental está bastante desarrollado y enlaza suavemente con las cuencas profundas. El margen abrupto, por el contrario, está caracterizado por plataformas continentales muy reducidas (15-30 km), taludes continentales muy abruptos y extensos y ascenso continental muy reducido. El margen intermedio, de características mixtas entre los dos tipos anteriores, puede presentar cuencas parcialmente rellenas de sedimentos, colgadas en el talud continental.

En su conjunto, todo el sector del Mediterráneo nor-occidental aquí considerado se caracteriza por una corteza continental adelgazada y sólo parcialmente oceanizada en los sectores más distales, pero sin llegar a constituir corteza oceánica verdadera. Desde el punto de vista morfológico y de dispersión de sedimentos, una característica importante a considerar para la comparación de este margen con el de las cordilleras Béticas es la presencia de la Fosa de Valencia. Esta cuenca alargada (40-70 km ancho y más de 300 km de largo) podría ser considerada como una cuenca intramarginal comprendida entre el margen de Baleares y Cataluña. Esta situación condiciona una fuerte restricción en los aportes y en los mecanismos de desarrollo de los cuerpos sedimentarios de la base del talud continental.

La sedimentación turbidítica en este margen se localiza en dos dominios sedimentarios diferentes: (1) al pie del talud y ascenso continental y (2) en el sector distal de la fosa de Valencia (Fig. 3A).

Finalmente, otro factor importante que ha controlado la evolución de los depósitos más distales del margen es la presencia de las importantes formaciones evaporíticas del Messiniense. Estos depósitos dan lugar al desarrollo de una actividad halocinética que con-

diciona la geometría de las formaciones y la dispersión de sedimentos en los sectores distales del margen y cuencas profundas (ALOISI *et. al.*, 1981).

El dominio Intermedio en el margen continental de las zonas Externas de las cordilleras Béticas

De acuerdo con VERA (1981), el margen continental de las Zonas Externas de las cordilleras Béticas, sería a partir del Domerense un margen continental de tipo pasivo, con subtrato de corteza continental adelgazada (Fig. 2B). Hasta el Domerense formaba una amplia plataforma carbonatada que se desintegró por fracturación hace ciento ochenta millones de años, coincidiendo con una de las etapas de apertura del Atlántico Norte (GARCIA-HERNANDEZ *et. al.*, 1976). Una sucesión de mapas de facies y reconstrucciones paleogeográficas para el conjunto del margen durante el Mesozoico se tiene en AZEMA *et. al.* (1979). Por su parte, GARCIA-HERNANDEZ *et. al.* (1980), muestran reconstrucciones palinospásticas para varias transversales.

Este margen de unos 200 km de anchura, estaba afectado por una fracturación subparalela a la línea de costa que diferenciaba una serie de horst y grabenes, los cuales se constituyeron en dominios paleogeográficos de distinta evolución. Los movimientos diferenciales entre ese juego de surcos y umbrales alcanza su mayor expresión en el Dogger y Malm, dando lugar a una estructuración que aunque menos acentuada, aún perdura en el Cretácico inferior. En la parte más meridional del margen GONZALEZ-DONOSO *et. al.* (1982), describen un umbral pelágico producido por fallas lítricas que ocasiona emersiones temporales y da lugar a una laguna generalizada del Cretácico inferior.

Los sedimentos turbidíticos Cretácicos, de procedencia continental, se acumulaban en el surco sedimentario más próximo a la línea de costa, de modo similar a lo que ocurre en la fosa de Valencia del Mediterráneo nor-occidental. Dicho surco sedimentario (Dominio Intermedio) con unas dimensiones próximas a los 30 km de anchura y 300 km de largo, distaba aún del medio oceánico unos 100 km, los cuales estaban a su vez estructurados en una alternancia de umbrales y surcos que constituían el ámbito de depósito de los materiales de la zona subbética. El Dominio Intermedio constituía, de igual modo que la fosa de Valencia, una cuenca sedimentaria intramarginal, limitada al norte por la plataforma continental (zona Prebética), y al sur por un umbral pelágico (Subbético externo) (Figs. 2B y 3B). Según se deduce de los estudios realizados (RUIZ-ORTIZ, 1980 a; 1981), esta cuenca sedimentaria estaría afectada por domos diapíricos generados por halocinesis del Trias (arcillas con yesos,

facies Keuper) que complicaban la morfología del fondo marino; alguno de estos diapiros serían extruyentes (Fig. 8B).

La formación Cerrajón constituyó durante el Cretácico inferior (Hauteriviense superior-Albense superior) una potente acumulación de sedimentos que contribuyó a rellenar el surco sedimentario del Dominio Intermedio y a homogeneizar de esa forma el relieve del fondo marino. En este sentido, jugó el mismo papel que los sedimentos que colmataron las fosas del margen continental proximal del Mediterráneo nor-occidental. Por el contrario, la fosa de Valencia se encontraría comparativamente, en la actualidad, en un estadio inicial de relleno sedimentario por los depósitos de pie de talud.

LOS SISTEMAS DE DEPOSITO DE TURBIDITAS

Los sistemas de depósito de aguas profundas más descritos en la literatura geológica, tanto en series antiguas como en ejemplos actuales, son probablemente, los abanicos submarinos (NORMARK, 1978; WALKER, 1978). El modelo más aceptado de abanico submarino corresponde a una distribución espacio-temporal de facies y a unos ambientes sedimentarios caracterizados por depósitos de abanico interno, medio y externo (MUTTI y RICCI-LUCCHI, 1972, 1978). Esta distribución permite diferenciar, tanto en series antiguas como modernas, una gradación de facies que se caracteriza por el paso de depósitos proximales a depósitos distales, en dirección axial y radial respecto al punto de aporte sedimentario. Los requisitos esenciales para el desarrollo de abanicos submarinos, según NELSON y KULM (1973), son: 1) una fuente importante de sedimentos; 2) un valle submarino que sea capaz de concentrar y conducir los sedimentos a las partes distales del margen continental, y 3) una ruptura de pendiente que permita una pérdida de capacidad de transporte de las corrientes y de lugar al depósito de sedimentos.

-Estos requisitos, como ha sido demostrado por MALDONADO y STANLEY (1979), aunque suelen darse generalmente en los abanicos submarinos, no siempre están presentes en todos los sistemas de depósito de turbiditas. En consecuencia, hay sistemas de depósito del margen continental distal que en distribución de ambientes y facies guardan poca relación con el modelo clásico de abanico submarino (cf. NELSON *et. al.*, 1982). Bajo este enfoque se describen a continuación los sistemas de depósito de turbiditas del Mediterráneo nor-occidental y del Dominio Intermedio de las Zonas Externas de las cordilleras Béticas.

La descripción de los sistemas de depósito del Mediterráneo nor-occidental se hace, al tratarse de medios actuales, en base a la mor-

forología y distribución espacio-temporal de los medios de depósito. Por el contrario, la descripción de las principales características de la formación Cerrajón, se fundamenta en el análisis de facies y en los estudios sedimentológicos y estratigráficos efectuados a partir de los afloramientos de la misma; las conclusiones sobre morfología de los sistemas de depósito y dispersión de sedimentos son, en este caso, interpretaciones que se deducen de los estudios anteriores y se incluyen, por tanto, en la discusión del modelo de depósito.

Los sistemas de depósito profundos del Mediterráneo nor-occidental

La interpretación de más de 3.000 km de sísmica de alta resolución (sparker, *surfboom* y 3,5 kHz), complementada con el análisis de testigos continuos de pistón ha permitido caracterizar los principales sistemas de depósito del Mediterráneo nor-occidental (ALOSI *et. al.*, 1981; BELLAICHE *et. al.*, 1981; MONACO *et. al.*, 1982; NELSON *et. al.*, 1982). Estos están formados por los sistemas de depósito del Ebro, Ródano y Fosa de Valencia. De los dos primeros se conocen ya sus características principales, las cuales han sido descritas en los trabajos previamente citados y se resumen en los siguientes apartados. Por el contrario, el estudio del sistema de depósito de la Fosa de Valencia se está llevando a cabo en la actualidad. No obstante, puesto que éste presenta quizá una mayor importancia a la hora de establecer comparaciones con el modelo deducido para la formación Cerrajón, se resumen asimismo sus principales características (grupo PROFANS, en elaboración).

El sistema de depósito del Ebro

El sistema de depósito profundo del Ebro se desarrolla sobre un margen continental muy inclinado (4,5° en el talud continental y 1° en el ascenso continental), con una serie de valles submarinos subparalelos con levees, tipo abanico superior, que se prolongan unos 50 km hasta el eje de la Fosa de Valencia (Fig. 4, 5). Los diversos valles individuales no desarrollan gradientes de abanico medio o inferior hacia las partes distales del margen. Por el contrario, dan lugar a la formación de un cuerpo sedimentario único de forma lenticular y canalizando de aproximadamente 50 × 20 km y con un espesor de 250 m.

Estos cuerpos sedimentarios lenticulares se desarrollan entre una profundidad de 1.200 y 1.800 metros y forman una serie de unidades coalescentes entre sí en superficie, pero corresponden realmente a diversos estadios de actividad, abandono y relleno o fosilización (Fig. 4A). En profundidad, el sistema de depósito está compuesto por

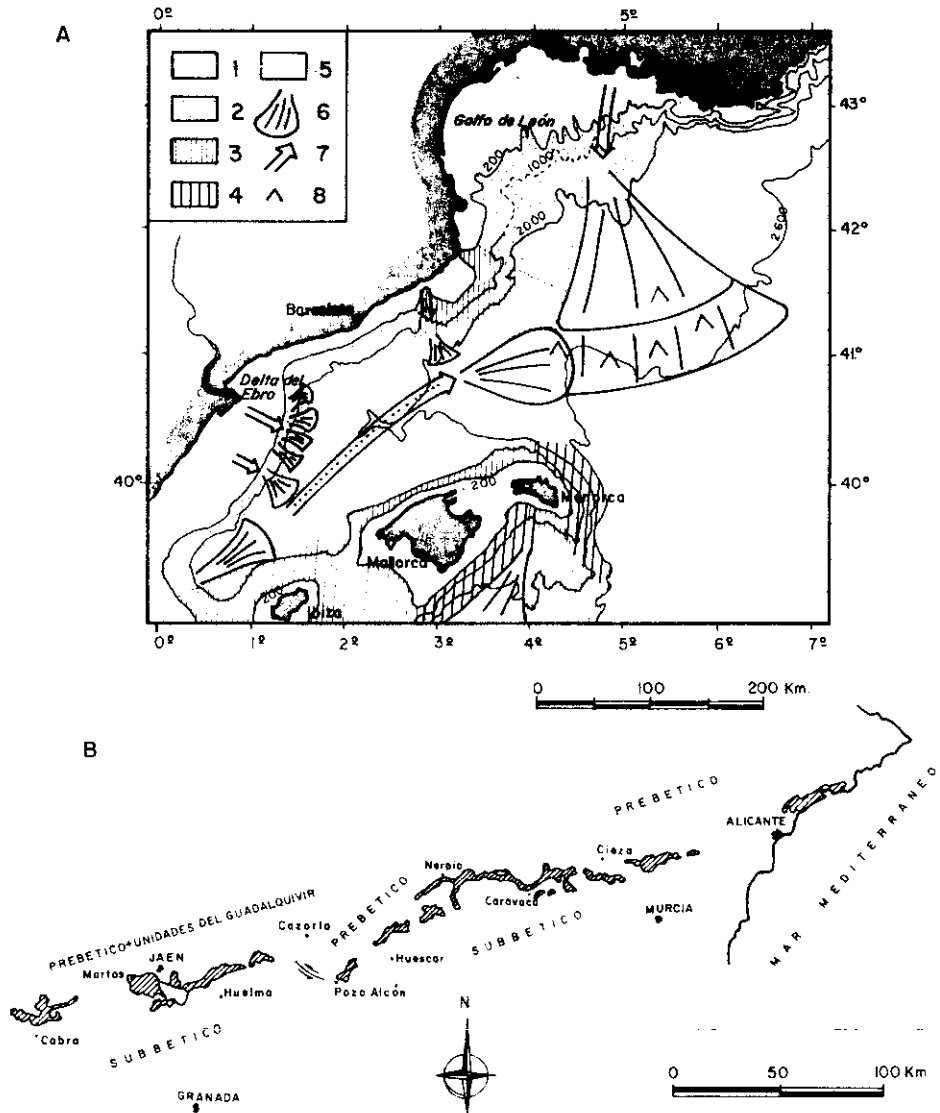


FIG. 3.—A) Tipos de márgenes, principales sistemas de depósito de turbiditas y dirección de aportes del Mediterráneo noroccidental: 1) Plataforma continental.—2) Margen progradante.—3) Margen intermedio.—4) Margen abrupto.—5) Cuenca profunda.—6) Sistemas de depósito.—7) Dirección de aportes.—8) Domos diapíricos.—B) Distribución de las Unidades del Dominio Intermedio en las Zonas Externas de las cordilleras Béticas, en las que aflora la Formación Cerrajón. Prebético: sedimentos de plataforma y epicontinentales. Subbético externo: en general, series condensadas de umbral pelágico. (Tomado y modificado de LOPEZ-GARRIDO y VERA, 1979, en AZEMA *et al.*, 1979.)

seis o más cuerpos lenticulares de similares características a los superficiales. Estos cuerpos lenticulares representan una migración en el margen de los distintos sistemas individuales de depósito. En el área investigada, sólo han sido activos, en cada período de tiempo, un número muy limitado de estos cuerpos, con desarrollo de depósitos canalizados acústicamente transparentes. Una vez un sistema de depósito es abandonado pasa a ser recubierto por una secuencia sísmica finamente estratificada, atribuible a depósitos hemipelágicos y turbiditas finas (Fig. 4B).

La distribución de facies en este sistema está directamente relacionada con la posición de los canales y con su estadio evolutivo. Los ejes de los canales y los levees contienen cantidades relativamente elevadas de capas de arena que, en los flancos, decrecen en función de la distancia al eje del canal. Las áreas entre los cuerpos canalizados lenticulares se rellenan con facies sísmicas transparentes que pueden corresponder enteramente a arena o lodo.

La fuerte pendiente del margen continental y el encuadre morfológico-estructural, impiden el desarrollo de canales distributarios y de depósitos de abanico externo. La mayoría de los terrígenos atraviesan los cuerpos lenticulares canalizados y son transportados hasta el eje de la fosa de Valencia. Finalmente, estos depósitos son posteriormente desplazados al sector distal de la fosa de Valencia, donde originan otro sistema de depósito (Fig. 3A).

El sistema de depósito profundo del Ebro, no corresponde por lo tanto, con los modelos de abanicos submarinos clásicamente propuestos.

El sistema de depósito del Ródano

El sistema de depósito profundo del Ródano es uno de los mayores del Mar Mediterráneo y ocupa una superficie de unos 10.000 kilómetros cuadrados. En contraste con el sistema del Ebro, es muy similar a los modelos clásicos de abanicos submarinos. Las pendientes del margen son mucho más suaves ($2,6^\circ$ en el talud y $0,46^\circ$ a $0,34^\circ$ en el ascenso continental) que en el caso del Ebro.

El abanico submarino del Ródano está formado a partir de un cañón submarino principal que atraviesa el talud y da lugar en su base a un potente cuerpo sedimentario lenticular, formado por varios lóbulos que se desarrollan a partir de un canal con levees (Figs. 3 y 5A). Estos lóbulos evolucionan hacia las partes distales del margen y se pueden distinguir en cada uno de ellos un abanico superior, un abanico medio y un abanico inferior donde aparecen varios distributarios. En comparación con el sistema de depósito del Ebro, el abanico del Ródano está caracterizado por una permanencia espacio-

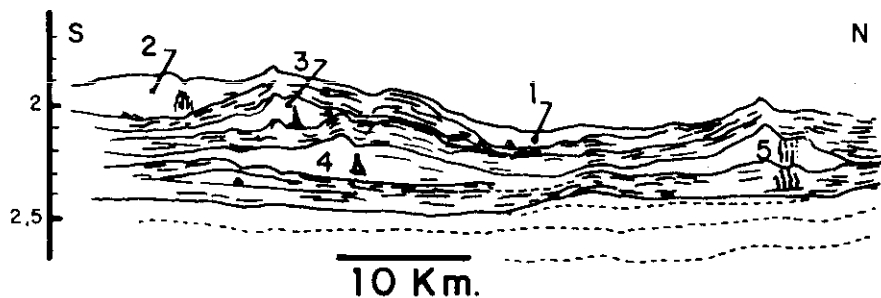
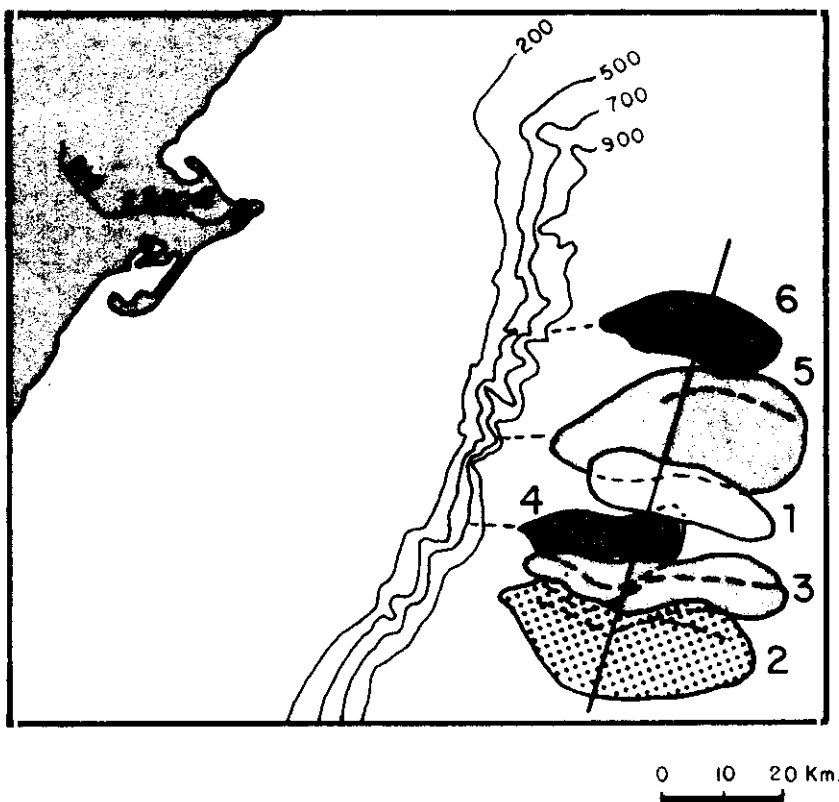


FIG. 4.—Sistema de depósito del Ebro: A) Distribución de los cuerpos sedimentarios sobre el talud continental con la situación de los canales que los alimentan (modificado de ALOSI *et al.*, 1981).—B) Perfil sísmico interpretativo con la estructura y la posición de las unidades sedimentarias 1 a 5. La escala vertical en segundos (en ALOISI *et al.*, 1981).

temporal del sistema, el cual ha migrado muy poco lateralmente. Los diferentes cuerpos canalizados se han superpuesto unos sobre otros y están individualizados por series sísmicas bien estratificadas (Fig. 5B). Estas series representan períodos de poca actividad que, probablemente, coincidieron con estadios eustáticos de alto nivel del mar.

Las razones que pueden explicar la diferente evolución entre ambos sistemas deben ser atribuidas al encuadre morfo-estructural. De una parte, el sistema del Ebro se encuentra limitado en sus posibilidades de desarrollo por la fosa de Valencia, la cual lo corta en su parte más distal. De otra parte, en el caso del Ródano existe una fracturación importante perpendicular al margen que corresponde a la continuación mar adentro del sistema de fosas del Ródano-Rhin, sistema que parece haber condicionado la localización de los principales cuerpos sedimentarios. Finalmente, en las partes distales del Ródano existe una importante actividad halocinética de las evaporitas del Messiniense (Fig. 3A). Estas han dado lugar a una subsidencia diferencial debida, en gran parte, a la carga litostática de los cuerpos de depósito que han favorecido, coetáneamente con la sedimentación, la permanencia espacial del sistema de depósito.

El sistema de depósito de la fosa de Valencia

El sistema de depósito de la fosa de Valencia se desarrolla entre una batimetría de 2.500 y 2.800 metros, en el extremo septentrional de la fosa. Está formado por cuerpos sedimentarios canalizados superimpuestos, con un espesor de varios centenares de metros. El sistema se nutre a partir del canal submarino que recorre el eje de la fosa de Valencia en dirección NE (Fig. 8A). El canal submarino es netamente erosional en gran parte de la fosa y está flanqueado por levees que llegan a superar los 100 m de desnivel. Hacia la cota batimétrica de 2.500 m, sector medio-distal de la fosa, el canal se hace mucho más somero y pasa a colmatarse con sedimentos, dando inicio a la formación de importantes cuñas sedimentarias canalizadas. Estas cuñas se extienden hacia el NE, en la parte central de la fosa de Valencia, durante una distancia de más de 100 km, y presentan una anchura de unos 20 km en la parte proximal y unos 60 km en la parte distal.

A diferencia de los sistemas de depósito del Ebro y Ródano, el aporte sedimentario que nutre este sistema, es de procedencia distal, en gran parte suministrado por el canal submarino de la fosa de Valencia. Además, este aporte se realiza paralelamente al margen y los sedimentos proceden de los diversos sistemas perpendiculares al margen que han sido interceptados y captados por el canal de Valencia.

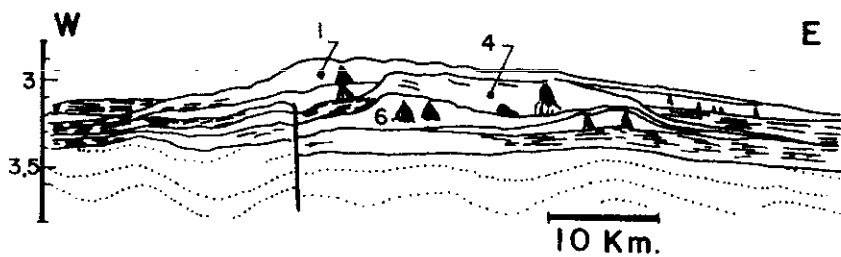
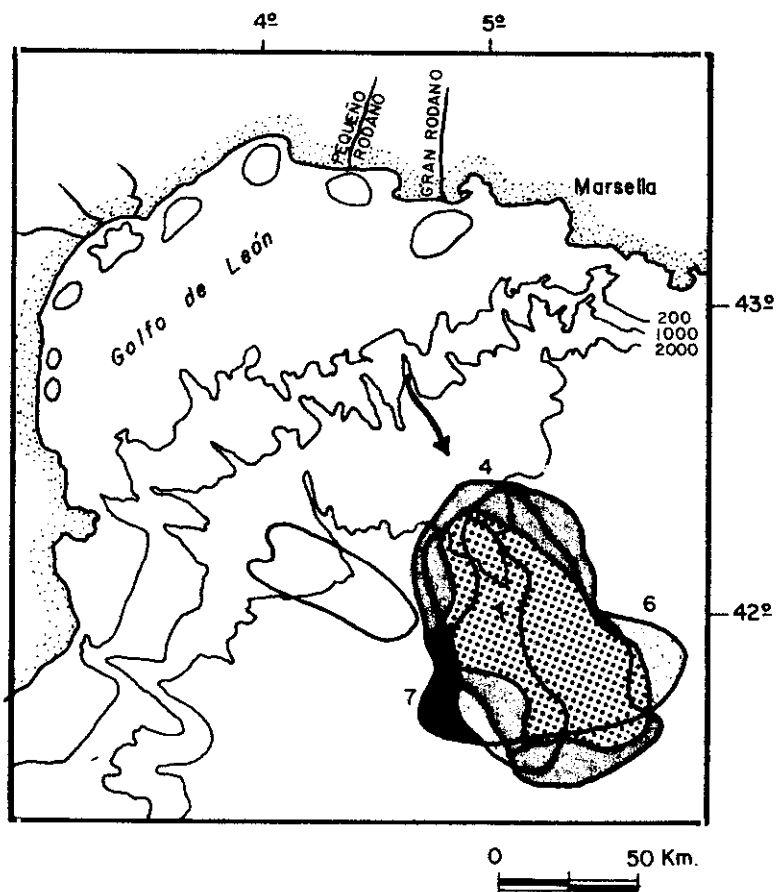


FIG. 5.—Abanico submarino del Ródano: A) Cartografía de los cuerpos sedimentarios. Por simplicidad sólo están expresados cuatro cuerpos. La flecha marca el cañón del Pequeño Ródano (modificado de ALOISI *et al.*, 1981).—B) Estructura en corte tiempo señalado en la Fig. 5 A. Escala vertical en segundo (en ALOISI *et al.*, 1981).

Independientemente de la clasificación que se pueda realizar de estas importantes cuñas sedimentarias con respecto al modelo clásico de abanico submarino, la importancia de este sistema de depósito radica en: (1) una posición individualizada del talud continental y, en consecuencia, aislada de un aporte directo de sedimentos desde el continente; (2) una alimentación por un sistema de dispersión de sedimentos paralelo al margen, mientras que la mayoría de los sistemas de depósito descritos hasta la actualidad son alimentados por una dispersión de sedimentos perpendicular al margen, y (3) una fuente múltiple de sedimentos procedentes de los diversos sistemas individuales localizados al pie del talud continental.

De igual modo que en el caso del Ródano, este sistema de depósito es afectado en sus partes distales por la tectónica halocinética debida a los depósitos evaporíticos del Messiniense infrayacente.

Las turbiditas Cretácicas del Dominio Intermedio (Formación Cerrajón)

La formación Cerrajón es la más característica del Cretácico del Dominio Intermedio de las Zonas Externas de las cordilleras Béticas. Fue definida por RUIZ-ORTIZ (1980 a) como «Formación de areniscas del Alto del Cerrajón». Una descripción exhaustiva de sus facies y, en general, de sus características sedimentológicas pueden encontrarse en RUIZ-ORTIZ (1980 a) y de modo más escueto en RUIZ-ORTIZ (1981). Por otra parte, los límites bioestratigráficos de la formación, la caracterización de su sección tipo y de sus relaciones con otras formaciones del Cretácico, se expone en COMAS, RUIZ-ORTIZ y VERA (1982). Por ello, en el trabajo presente se resumen sus características esenciales y especialmente aquellas que tienen un particular significado para la reconstrucción del modelo de depósito.

Caracterización estratigráfica y sedimentológica

Litológicamente la Formación Cerrajón está constituida por una alternancia de areniscas y margas, con algunas intercalaciones de calizas margosas; son muy abundantes las intercalaciones de lechos lignitosos y en general de restos vegetales. Las areniscas, turbiditas clásticas, muestran secuencias de estructuras internas, muros erosivos, marcas de muro, etc. Las facies turbidíticas dominantes son de tipo medio y/o fino, facies C y D según la nomenclatura de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1972). Localmente, y sobre todo en las Unidades más occidentales del Dominio (Unidad de Jabalcz-San Cristóbal y Unidad Cárceles-Carlucó, sur y este de Jaén, respectivamente) abundan lechos de facies B (Fig. 7, S-4), excepcionalmente A, dispuestos en cuerpos sedimentarios lenticulares de dimensiones y gradación

de facies muy diferentes, que indican modelos distintos de sistemas de depósito (RUIZ-ORTIZ, 1981). Localmente representan el relleno de canales y más frecuentemente el depósito en lóbulos de depósito (RUIZ-ORTIZ, 1980 b). Facies de relleno de canal sólo se han observado en la Unidad del Jabalcuz-San Cristóbal, la más occidental de las citadas. En el resto del dominio y sobre todo en la parte oriental del mismo, más allá del accidente de Tiscar, la Formación Cerrajón está compuesta principalmente por lechos delgados de areniscas, de facies D, a los que esporádicamente se añade algún lecho más potente, intercalados entre potentes tramos de margas y/o lutitas arenosas (Fig. 7, S-5). En general se puede hablar de un mayor predominio de finos (margas y/o lutitas arenosas) a medida que nos situamos más hacia la parte oriental del Dominio Intermedio. La potencia de la formación es máxima (1.200 m) en la Unidad del Jabalcuz-San Cristóbal (sur de Jaén) y desciende bruscamente hacia el Este y Oeste, manteniendo un espesor similar o sólo con pequeñas variaciones, en torno a los 400-500 m en el resto del Dominio (Fig. 6).

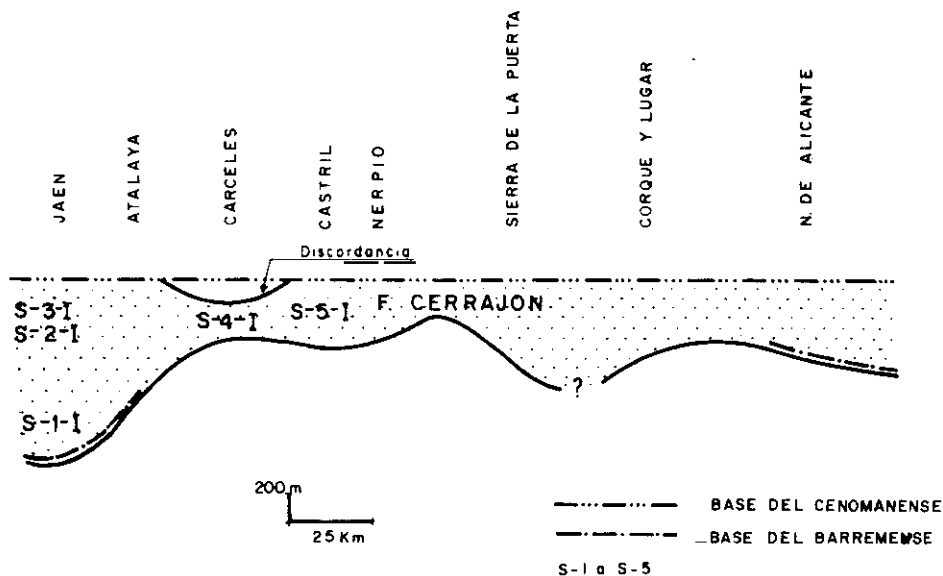


FIG. 6.—Sección de la Formación Cerrajón a lo largo del Dominio Intermedio (aprox. E-NE - W-SW).

La composición de las areniscas es muy similar, aún las de afloramientos localizados en Unidades muy distantes entre sí. Esto favorece la idea de un área fuente común para las areniscas del Dominio

Intermedio. Por otra parte, se ha llegado a detectar una falta de correlación entre los detríticos de algunas Unidades Intermedias y los del Prebético de áreas inmediatamente septentrionales (por ejemplo, detríticos de la Unidad de Castril y de la Sierra de Cazorla). Asimismo en la serie de Bercho (GARCIA-HERNANDEZ *et al.*, 1982), que forma parte del Prebético de la Unidad de Jaén, el Hauteriviense-Vraconense está bajo facies de calizas margosas y margas sin intercalaciones detríticas, mientras que en las Unidades Intermedias inmediatamente meridionales (Unidad del Jabalcz-San Cristóbal y Carceles-Carluco, sur y este de Jaén) las areniscas turbidíticas (Formación Cerrajón) están muy bien representadas en ese intervalo estratigráfico. Estos hechos se oponen a su vez a un sistema de aportes N-S, es decir, transversal al margen de cuenca, al menos en los casos citados.

En algunas Unidades Intermedias (por ejemplo, Unidad de Castril) existen intercalaciones estratiformes de arcillas rojas con yesos del Trias facies Keuper, probablemente generadas a partir de un diapirismo intra-Cretácico. La erosión de estos lechos de arcillas rojas con yesos por las corrientes de turbidez, habría generado los cantos blandos de este material que se observan en algunas areniscas (Unidad del Jabalcz-San Cristóbal, sur de Jaén) y los trozos de yeso acumulados, en función de su menor densidad, junto a ciertos lechos lutíticos. La existencia de un diapirismo intra-Cretácico con domos extruyentes en algunos puntos del Dominio, ya fue postulada y aceptada por algunos autores (FOUCAULT, 1971; GARCIA-HERNANDEZ, LOPEZ-GARRIDO y PULIDO, 1973, entre otros). Por su parte, GUIGON (en SANZ DE GALDEANO, 1973) señala que en el sector más occidental de la Unidad del Jabalcz-San Cristóbal, alrededores de Martos (Jaén), se captan muy bien por gravimetría las intrusiones someras, pero aún no aflorantes, de los materiales arcillosos y salinos del Trias. Parece, pues, un hecho incontestable el que debieron existir domos diapíricos generados por halocinesis del Trias facies Keuper, en la cuenca cretácica del Dominio Intermedio. A ellos se arguye (RUIZ-ORTIZ, 1980 a) para explicar algunos hechos como, por ejemplo: la asociación de facies distales con facies F generadas por deslizamientos gravitatorios a favor de las pendientes de los diapiros; también la existencia de paleocorrientes y paleopendientes orientadas en sentidos contrarios, etc. (Fig. 7).

Otro dato importante es la aparente coetaneidad del inicio, así como de la finalización, de la sedimentación turbidítica en el Dominio Intermedio. Los límites de la Formación Cerrajón, si se tienen en cuenta y se incluyen dentro de ella los tramos de margas arenosas y/o limosas descritos por distintos autores en algunas Unidades de la parte oriental del Dominio (ver discusión en COMAS, RUIZ-ORTIZ

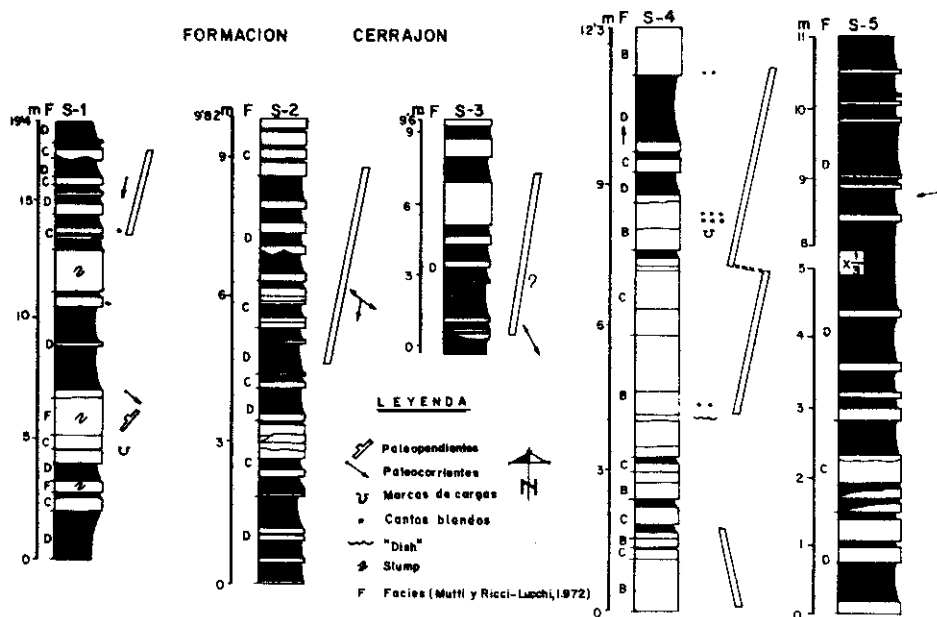


FIG. 7.—Secciones estratigráficas de detalle de la Formación Cerrajón en distintos puntos del Dominio Intermedio (ver su posición en Fig. 6). Nótese que las escalas de las columnas son diferentes. La sección más oriental (S-5) es la que muestra mayor proporción de sedimento fino. En S-1 se puede observar una paleocorriente en sentido contrario a la paleopendiente deducida del slump del estrato inferior.

y VERA, 1982), son esencialmente isocrónicos. La Formación queda así comprendida entre el Hauteriviense superior y el Cenomanense inferior (Fig. 6). De acuerdo con esto se puede pensar bien en un único sistema de depósito o bien en una época de características especialmente favorables para la entrada de detríticos clásticos a la cuenca sedimentaria.

El modelo de depósito de la Formación Cerrajón

Las conclusiones obtenidas de los estudios realizados sobre la Formación Cerrajón están a favor de un modelo de depósito y dispersión de sedimentos similar en muchos aspectos al descrito para el Mediterráneo noroccidental (Fig. 8 B). La similitud entre los encuadres geoestructurales es, probablemente, en ambos casos, el principal condicionante de este desarrollo. Así, el Dominio Intermedio tendría una morfología y una posición dentro del margen continental equivalente a la de la Fosa de Valencia (Fig. 2). No obstante, las profundidades en el caso del Dominio Intermedio deberían ser in-

feriores a las que se alcanzan actualmente en la fosa de Valencia (RUIZ-ORTIZ, 1980 a, 1981; VERA, 1981; GARCIA-HERNANDEZ *et al.*, 1982).

Los detríticos tendrían un área fuente continental próxima, tal como parece indicar la profusión de restos de madera en los depósitos, los cuales llegan a formar localmente lechos lignitosos. Los aportes continentales serían canalizados a aguas profundas por canales transversales al margen, que podrían desarrollar cuerpos sedimentarios lenticulares en el talud comparables a los del sistema del Ebro. No obstante, en el Dominio Intermedio no han sido detectados hasta la actualidad este tipo de sistemas de depósito, quizá debido a la superposición tectónica de la parte distal del Dominio sobre los medios de talud. En cualquier caso, la profusión y amplia distribución de las asociaciones de abanico externo y llanura de cuenca y, en general, de sedimentos de tamaño de grano fino, está ampliamente constatada (Fig. 7). Estos medios de depósito se desarrollarían en una dirección subparalela al margen y en relación con las partes más deprimidas del Dominio Intermedio.

La dispersión predominante de detríticos de forma longitudinal, es decir, subparalela al margen de la cuenca, es apoyada no sólo por las reconstrucciones morfoestructurales del margen continental, sino por la semejanza petrológica de todas las areniscas que componen la Formación Cerrajón, por la falta de correlación entre estos detríticos clásticos y los del Prebético o bien su ausencia en este último dominio, así como por la coetaneidad en la sedimentación.

La Unidad del Jabalcuz-San Cristóbal, sur de Jaén, donde se alcanza la mayor acumulación de sedimentos y son más abundantes las intercalaciones de restos vegetales junto con asociaciones de facies relativamente más proximales, se considera como un sector que se localizaría en las proximidades de una de las principales vías de entrada de sedimentos. No obstante, debieron existir otras vías de entrada que darían lugar a pequeños sistemas de depósito con cuerpos sedimentarios lenticulares de dimensiones reducidas (por ejemplo, afloramientos de la Formación Cerrajón en la Unidad del Cárceles-Carluco, este de Jaén, RUIZ-ORTIZ, 1980 b, 1981) (Figs. 7, S-4 y 8 B) y cuyos excedentes fueron interceptados y canalizados por un sistema de dispersión longitudinal hacia las partes más deprimidas del Dominio Intermedio. Este modelo se encuentra representado en el sector septentrional de la Fosa de Valencia por el sistema desarrollado por los cañones de Blanes y la Fonera y los sistemas de depósito a ellos asociados (Figs. 3 A y 8 A).

Las potentes acumulaciones de sedimentos favorecerían en cierta medida la halocinesis de las arcillas con yesos del Trias facies Keuper, de forma comparable a lo que sucede en el Mediterráneo noroc-

cidental con las evaporitas del Messiniense. La mayor abundancia de intercalaciones de arcillas con yesos del Trias en la parte centro-oriental del Dominio Intermedio (por ejemplo, sectores de Nerpio y Castril; FOUCAULT, 1971; GARCIA HERNANDEZ, LOPEZ-GARRIDO y PULIDO, 1973; RUIZ-ORTIZ, 1980 a) refuerzan la interpretación de la localización de las áreas distales del sistema en dicha posición, como ocurre en las partes distales de los sistemas de depósito del Ródano y de la Fosa de Valencia.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

El análisis comparado de los sistemas de depósito representados en el Mediterráneo noroccidental y del modelo deducido a partir del estudio de las secuencias estratigráficas de la Formación Cerrajón, ponen de relieve una serie de semejanzas (Fig. 8):

- 1) Sedimentación turbidítica de procedencia continental.
- 2) Restricción topográfica de la cuenca sedimentaria.
- 3) Dispersión de sedimentos en un sentido aproximadamente paralelo al margen de cuenca, con individualización de las partes medias-distales de los sistemas de depósito respecto al talud continental.
- 4) Cuenca sedimentaria afectada, esencialmente en las partes distales, por domos diapíricos de materiales salinos.

La similitud entre estos dos modelos nos conduce a considerar a los sistemas de depósito descritos en el margen noroccidental del Mediterráneo y principalmente a los sistemas del Ebro y fosa de Valencia como análogos modernos de la Formación Cerrajón. Uno de los factores que probablemente han condicionado esa semejanza es la similitud del encuadre geotectónico de ambos ejemplos.

La comparación entre los perfiles geológicos del margen reconstruido para las Zonas Externas de las cordilleras Béticas (VERA, 1981) y del correspondiente al margen catalano-balear, demuestran una clara similitud (Fig. 2). Así, es característico en ambos casos unos márgenes de tipo pasivo con una corteza continental adelgazada, que da lugar al desarrollo de fosas y altos estructurales. Falta asimismo una auténtica corteza oceánica, tal como es característico de cuencas desarrolladas en el dominio de intraplaca. No obstante, en oceanografía el perfil catalano-balear comprendería tres márgenes continentales (uno catalán y dos baleares) y dos cuencas (fosas de

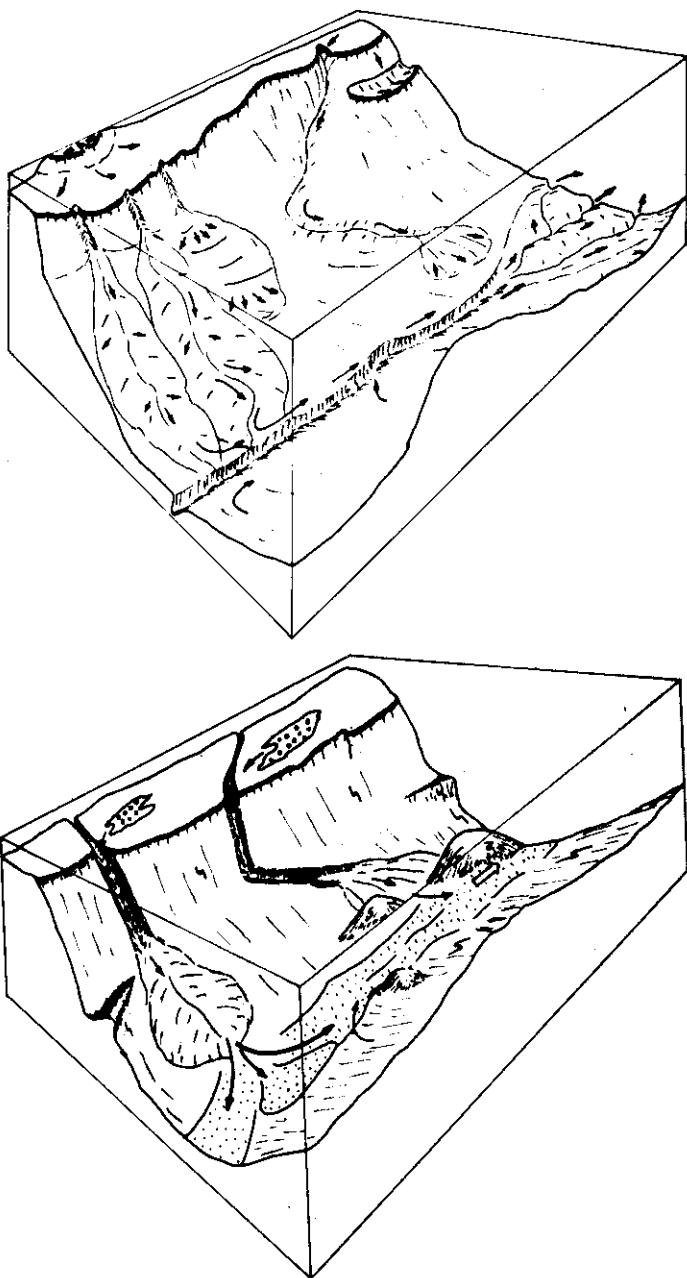


FIG. 8.—A) Bloque diagrama con los sistemas de depósito y dispersión de turbiditas del Mediterráneo noroccidental.—B) Bloque diagrama interpretativo del modelo de depósito de la Formación Cerrajón, tomando como base el anterior.

Valencia y cuenca Balear) (ver Fig. 2 A), mientras que en las reconstrucciones de márgenes de cordilleras alpinas se suele hablar de un margen continental único, aunque presente una serie de cuencas y altos que podrían incluso haber estado parcialmente emergidos. Esta aparente diferencia puede ser más conceptual que real. En efecto, al menos teóricamente, se podría pensar para muchos sectores alpinos en un tipo de márgenes múltiples similares al representado por el catalano-balear, con una serie de fosas que se abrirían hacia las cuencas del Tethys.

Como consecuencia de la estructuración de ambos márgenes a partir de fracturas subparalelas al margen, las principales alineaciones morfoestructurales dan lugar al desarrollo de cuencas que se alargan en esas direcciones. Esta morfología condiciona que los aportes sedimentarios y su dispersión en los diferentes medios de depósito evolucionen desde una dispersión inicial perpendicular al margen a una dispersión longitudinal a lo largo de los ejes de las cuencas de depósito en las partes distales. En los medios actuales la correlación entre los cuerpos sedimentarios y las áreas fuente que los han desarrollado se deducen de una manera relativamente simple por la geometría del depósito, distribución de unidades y morfología del margen, fácilmente observable a partir de los perfiles de sísmica de alta resolución. Por el contrario, en series antiguas, sin continuidad de afloramiento y deformadas tectónicamente, el establecimiento de las áreas fuente y de los sistemas de dispersión de sedimentos, puede ser problemático, sobre todo a falta de modelos actuales equivalentes.

Uno de los aspectos novedosos de este trabajo está relacionado con el establecimiento del modelo de la fosa de Valencia, que pone de relieve una sedimentación en cascada con diferentes medios de depósito individualizados entre sí, nutriéndose los más distales de los más proximales. Además, este modelo resalta la gran importancia del sistema de dispersión de detríticos subparalelo al margen y la posibilidad de que se desarrollen sistemas de depósito separados del talud continental y orientados en la dirección del margen continental. La reconstrucción de un modelo de depósito similar en series antiguas podría conducir a interpretaciones totalmente erróneas si dicha reconstrucción se realiza en base a un esquema clásico.

La Formación Cerrajón es uno de los muchos ejemplos de series antiguas donde claramente se pone de relieve que, en gran parte debido a la evolución estructural de una cordillera de plegamiento, sean mucho más abundantes y estén mejor representados en las series antiguas los sistemas de depósito correspondientes a medios distales que los proximales, desarrollados sobre los taludes conti-

mentales. Esta formación se habría depositado en una cuenca distal (Dominio Intermedio) de dimensiones análogas a la fosa de Valencia (30×300 km y $40-70 \times 300$ km, respectivamente) y al igual que ésta alargada en una dirección subparalela al margen (Figs. 3 y 8). No obstante la fosa de Valencia se encuentra en un estadio de desarrollo inicial respecto al que alcanzó el dominio Intermedio con el depósito de la Formación Cerrajón, depósito que terminó de nivelar el relieve del fondo marino.

Otro aspecto que pone en evidencia la comparación entre estos dos ejemplos moderno y antiguo es la variedad de modelos de depósito de turbiditas que no se adaptan al modelo clásico de abanico submarino. En cuencas con limitaciones morfoestructurales importantes, desarrolladas en mares semicerrados, tal como la fosa de Valencia y otros muchos sectores del Mediterráneo actual y, quizá, muchos de los sistemas de depósito alpínicos, las posibilidades de desarrollo de abanicos submarinos clásicos parecen estar bastante limitadas. Así, en la reconstrucción de un medio de depósito antiguo, un aspecto importante a tener en cuenta, en base a la distribución de facies y geometría del depósito, es deducir, si se trata de un ejemplo desarrollado de acuerdo al esquema clásico o no.

Como conclusión final resalta el beneficio mutuo que puede obtenerse, de este ensayo de comparación, para la correcta interpretación tanto de los medios de depósito actuales como de las series antiguas. En efecto, la metodología de estudio netamente diferente en ambos casos y el modo de preservación de los materiales objeto de estudio, implica el que existan determinados aspectos que no pueden ser correctamente analizados. Estos aspectos son en muchos casos complementarios, lo que inmediatamente lleva a un beneficio mutuo por aplicación de las enseñanzas que suministra tanto lo moderno como lo antiguo. El trabajo aquí presentado se encuentra evidentemente en su fase inicial. Una etapa posterior consistiría en la clara definición de la geometría de los sistemas de depósito en las series antiguas y la identificación de la distribución de facies en los sistemas de depósito modernos, aspectos en los que actualmente se está investigando.

AGRADECIMIENTOS

El estudio de los márgenes y cuencas del Mediterráneo occidental ha estado subvencionado por una ayuda de la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica (núm. ref. 3678/79). Los datos aquí presentados han sido obtenidos en diversas campañas oceanográficas con el B/O CORNIDE DE SAAVEDRA y B/O GARCÍA DEL CID, agradeciéndoles a los oficiales y tripulación la cooperación prestada.

El grupo PROFANS integra científicos españoles, franceses, italianos y norteamericanos que actualmente investigan los sistemas de depósito profundos del Mediterráneo noroccidental. Muchos de los datos aquí expuestos son el resultado de un esfuerzo mutuo por lo que se reconoce y agradece el apoyo prestado.

El estudio de la Formación Cerrajón ha sido en parte subvencionado por una ayuda de la C. A. I. C. y T. dentro del Proyecto «El Mesozoico de las Cordilleras Béticas» realizado por el Departamento de Investigaciones Geológicas C. S. I. C. (Granada).

Este trabajo ha sido críticamente corregido por el Prof. Doctor J. A. VERA, a quien agradecemos sus comentarios, que han permitido mejorar la interpretación presentada.

REFERENCIAS

- ALONSI, J. C.; BELLAICHE, G.; BOUYE, C.; DROZ, L.; GOT, MALDONADO, A.; MIRABILE, L., y MÓNACO, A. (1981): L'éventail sous-marin profond du Rhône et les dépôts de pente de l'Ebre: essai de comparaison morphologique et structurale. En: F. C. Wezel (Ed.): *Sedimentaire basins of Mediterranean margins*, pp. 227-238, *Tecnoprint*, Bologne.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P., y VERA, J. A. (1979): Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Secr. Publ. Univ. Granada*, 83 pp.
- BELLAICHE, G.; DROZ, L.; ALOISI, J. C.; BOUYE, Ch.; GOT, H., MÓNACO, A.; MALDONADO, A.; SERRA-RAVENTÓS, J., y MIRABILE, L. (1981): The Ebro and the Rhône deep-sea fans: first comparative study. *Marine Geology*, v. 43, pp. M 75-M 85.
- BIJU-DUVAL, B.; LETOUZEY, J., y MONTADERT, L. (1978): Structure and evolution of the Mediterranean Basins. En: Hsü, K. J.; Montadert, L., et al. (Ed.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 42 (Part 1). U. S. Govt, Printing Office, Washington. D. C., pp. 951-984.
- BIJU-DUVAL, B.; LETOUZEY, J.; MONTADERT, L.; COURRIER, P.; MUGNIOT, J. F., y SANCHE, J. (1974): Geology of the Mediterranean Sea basins. En: C. A. Burke and C. L. Drake (Ed.): *The Geology of Continental Margins*. Springer, New York, N. Y., pp. 695-721.
- COMAS, M. C.; RUIZ-ORTIZ, P. A., y VERA, J. A. (1982): El Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, pp. 570-603.
- CONTINENTAL MARGINS PANEL (1979): Continental Margins: Geological and geophysical research needs and problems. National Academy of Sciences, Washington D. C., 302 pp.
- DURAND-DELGA, M., y FONTBOTE, J. M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. En: Aubouin, J.; Debelmas, J., et Latreill, M. (Eds.): *Géologie des Chaînes Alpines Issues de la Téthys*, du C. G. I. *Mém. B. R. G. M.*, n.º 115, pp. 67-85.

- FOUCAULT, A. (1971): Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (provinces de Jaén et de Grenade, Espagne méridionale). *Tesis Doctoral. Univ. Paris VI*, 2 tomos, 633 pp.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, A.; RIVAS, P., y VERA, J. A. (1976): Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. En: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Secr. Publ. Univ. Granada (1978), pp. 125-157.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C., y PULIDO, A. (1973): Observaciones sobre el contacto Subbético-Prebético en el sector de Nerpio (Albacete). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, v. 4, pp. 77-91.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C., y VERA, J. A. (1980): Mesozoic Paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnbouw*, v. 59, pp. 155-168.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; RUIZ-ORTIZ, P. A., y VERA, J. A. (1982): Turbiditas carbonatadas del Cretácico inferior; Arroyo Bercho. Prebético de Jaén: Interpretación genética e implicaciones paleogeográficas. *II Coloq. de Estr. y Paleog. del Cretácico de España* (en este volumen).
- GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, D.; MARTÍN-ALGARRA, A.; REBOLLO, M.; SERRANO, F., y VERA, J. A. (1982): Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos* (en prensa).
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Memoria Explicativa. *Inst. Geol. Min. España*, Madrid, 113 pp.
- MALDONADO, A., y RIBA, O. (1974): Les rapports sédimentaires du Néogène et du Quaternaire dans le plateau continental aux environs du Delta de l'Ebre (Espagne). *International Symposium on interrelationship of estuarine and continental shelf sedimentation*. Bordeaux, July (1973). *Memories de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, n.º 7, pp. 321-329.
- MALDONADO, A., y STANLEY, D. J. (1979): Depositional patterns and Late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: A comparison. *Marine Geology*, v. 31, pp. 215-150.
- MAUFFRET, A. (1979): Etude géodinamique de la marge des îles Baléares. *Mém. Soc. Géol. France*, n. ser., t. LVI (1977), n.º 132, pp. 1-94.
- MAUFFRET, A.; LABARBARIE, M., y MONTADERT, L. (1982): Les affleurements de series sédimentaires pre-pliocenes dans le bassin Méditerranéen Nord-occidental, *Marine Geology*, v. 45, pp. 159-175.
- MÓNACO, A.; ALOISI, J. C.; BOUYE, C.; GÖT, H.; MEAR, L.; BELLAICHE, G.; DROZ, L.; MIRABILE, L.; MATTIELLO, L.; MALDONADO, A.; LE CALVEZ, Y.; CHASSEFIERE, B., y NELSON, H. (1982): Essai de reconstitution des mécanismes d'alimentation des éventails sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rhône (Méditerranée Occidentale). *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine* (en prensa).
- MUTTI, E. (1977): Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees). *Sedimentology*, v. 24, pp. 107-131.

- MUTTI, E., y RICCI LUCHI, F. (1972): Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 11, página 161.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1978): Turbidites of the Northern Apennines: introduction to faacies analysis. *Int. Geol. Review*, v. 20, pp. 25-166 (translated by Tor H. Nilsen, U. S. Geol. Surv.).
- NELSON, H., y KULM, L. D. (1973): Submarine fans and channels. En: G. V. Middleton and A. H. Bouma (Ed.): *Turbidites and Deep Water Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Pacif. Sections, Short Course*, Anaheim, pp. 39-78.
- NELSON, H., y NILSEN, T. (1974): Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. En: R. H. Dott Jr. and R. H. Shaver (Ed.): *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Epec. Publ.*, n.º 19, pp. 54-76.
- NELSON, C. H.; MALDONADO, A.; GOT, H.; MÓNACO, A., y MIRABILE, L. (1982): The Ebro deep-sea fan system, Mediterranean Sea: A different growth model than other fans, in prep.
- NORMARK, W. R. (1970): Growth patterns of deep-sea fans. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, v. 54, pp. 2170-2195.
- (1974): Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. En: R. H. Dott Jr. and R. H. Shaver (Ed.): *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, n.º 19, pp. 56-68.
- (1978): Fan valleys, channels, and depositional lobes on moderns submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 62, pp. 912-931.
- RUIZ-ORTIZ, P. A. (1980 a): Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril —prov. de Granada— y Jaén). *Tesis*, Univ. Granada, n.º 270, 272 pp.
- (1980 b): Lóbulos de abanico externo en el Cretácico inferior (Barremense-Albense?) de la Unidad Intermedia del Cárceles-Carluco (Cordilleras Béticas). *IX Cong. Nac. Sedim. Salamanca* (resumen).
- (1981): Sedimentación turbidítica del Cretácico de las Unidades intermedias: En: *Programa internacional de Correlación Geológica P.I.C.G.*, Real Aca. Cienc. Exact. Fis. Nat., 2, pp. 261-280.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): Geología de la transversal Jaén-Frailes (prov. de Jaén). *Tesis doctoral*, Univ. de Granada (*Secr. Publ. Univ. Granada*, 1975, 274 pp).
- SERRA-RAVENTÓS, J.; MALDONADO, A., y RIBA, O. (1979): Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares, *Act. Geol. Hispánica Libro Homenaje al Prof. Luis Solé Sabarís*, v. 14, pp. 494-504.
- STANLEY, D. J. (1977): Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. Nairn, A. E. M.; Kanes, W. H., and Stehlei, F. G.: *The Ocean Basins and Margins*, v. 4 A, pp. 77-150, Plenum Publishing Corporation.
- STANLEY, D. J.; GOT, H.; KENYON, N. H.; MÓNACO, A., y WEILER, Y. (1976): Catalanian eastern Betic and Balearic margins: Structural types and geologically recent foundering of the Western Mediterranean basin. *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, v. 20, pp. 1-67.

- STANLEY, D. J., y KELLING, G. (Ed.) (1978): Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. *Dowden, Hutchinson and Ross*, Stroudsburg, Pa., 395 pp.
- STOECKINGER, W. T. (1976): Valencian Gulf offer deadline nears. *The Oil and Gas Journal*. Parte I, pp. 197-204, y parte II, pp. 181-183.
- VERA, J. A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. En: *Programa internacional de Correlación Geológica P. I. C. G.* Real Aca. Cienc. Exact. Fis. Nat. 2, pp. 129-160.
- WALKER, R. G. (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, v. 62, pp. 932-966.