

Yesos de margen y turbidíticos en el Messiniense del Golfo de Valencia: Una desecación imposible

W. MARTÍNEZ DEL OLMO

Repsol Exploración S.A. Paseo de la Castellana 280. 28043 MADRID.

Resumen: Los sedimentos del Messiniense del Golfo de Valencia pertenecen a tres Secuencias de Depósito: 1) Tortoniense superior–Messiniense inferior 2) Messiniense s.s. y 3) Messiniense superior– Plioceno. La Secuencia de Depósito Tortoniense superior–Messiniense inferior caracteriza una neta disminución de los aportes siliciclásticos que venían alimentando la plataforma. Su “System Tract” de nivel alto (HST) es de tipo “backstepping” y no incluye ni sales, ni sulfatos. Este margen, mal abastecido, prosigue durante la Secuencia de Depósito Messiniense s.s., pero por una acentuación de la crisis climática, antes iniciada, se alcanza en ella el máximo de aridez en la cuenca. Como resultado del mismo, durante su System Tract de nivel alto (HST) se produce el depósito y progradación de evaporitas marino–someras hasta el segmento externo de la plataforma. Es en este momento cuando se depositó la capa salina que se conoce como “Messiniense1” y que no existe en el Golfo de Valencia. La sal debió depositarse por sobresaturación tanto en cubetas aisladas del margen (v.g., Lorca) como en las aguas profundas de cuenca (v.g. Argelo Provenzal, Jónico, etc.). La Secuencia de Depósito Messiniense superior–Plioceno se inicia con un descenso eustático que provoca la erosión del margen y plataforma previos y el correlativo depósito turbidítico (System Tract LST) en la cuenca. Este sistema, generalizado y a escala regional, dió lugar a las alternancias de hemipelagita y evaporitas que fueron atribuidas a alternativos períodos de inundación y desecación que se conocen en el ámbito y nomenclatura del Mediterráneo como “Messiniense2”. La discordancia erosiva, correlativa con este sistema turbidítico de nivel bajo (LST), es muy visible en el margen y plataforma previos, pero se amortigua en el alto talud del HST que le precede. En las aguas profundas, donde no existe, se ha interpretado su existencia por confundirla con las imágenes sísmicas producidas por las cicatrices erosivas y relieves sedimentarios relativos a la base y techo del sistema turbidítico. Estas observaciones permiten rebatir el viejo y aceptado modelo de desecación del Mediterráneo durante el Messiniense.

Palabras clave: Messiniense, Secuencias deposicionales, Turbiditas yesíferas, Mediterráneo occidental.

Abstract: Using well and seismic data the Messinian sediments of the Gulf of Valencia can be subdivided into three Depositional Sequences: 1) Late Tortonian–Early Messinian, 2) Messinian and 3) Late Messinian–Pliocene. The Upper Tortonian–Lower Messinian Depositional Sequence is characterised by a reduced quantity of siliciclastic sediments which had supplied the platform. Its HST shows backstepping and does not contain any salt nor sulfates. The Messinian Depositional Sequence is also characterised by a sediment starved margin but the increasing intensity of climatic change to more arid conditions is coinciding with the HST. This HST represents a shallow marine evaporitic lithofacies deposited over a shaly platform area. At that time of maximum aridity the salt layer (“Messinian–1” Mediterranean nomenclature) existing in the Argelo–Provenzal and other Mediterranean basins must have been deposited due to over–saturation in a deep water environment. The Late Messinian–Pliocene Depositional Sequence is interpreted as being associated with an eustatic sea level fall (LST) which resulted in subaerial and submarine erosion of the previous platform and the onset of gypsum turbidite deposition in the deeper part of the basin. Previously this “Messinian–2” unit was believed to represent repeated short periods of drying out followed by marine inundation. The correlative LST eustatic unconformity disappears on the upper slope of the previous HST. It was confused in the basin with the basal (erosive) or the top (sedimentary) relief of the turbidite system. This and the paleogeographic definition of the maximum progradation reached by the shallow water evaporites permit the old accepted model of desiccation of the Mediterranean to be discarded.

Key Words: Messinian, Depositional sequences, Gypsum turbidites, Mediterranean, Miocene.

Martínez del Olmo, W. (1996): Yesos de margen y turbidíticos en el Messiniense del Golfo de Valencia: una desecación imposible. *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2): 97-116.

Desde las publicaciones de Hsü *et al.* (1973) y Ryan (1976, 1978), entre otros y principalmente, la catastrófica desecación del Mediterráneo ha sido una hipótesis generalmente admitida que ha dado lugar a multitud de trabajos que, en su mayoría, trataban de introducir matices a un hecho ampliamente aceptado. Lo que se vino a llamar la crisis salina, la crisis Messiniense, etc... estaba

sustentada en datos, ciertamente significativos, pero de escaso valor geológico. Para formular esta hipótesis, se ha venido asumiendo que los sulfatos y sales reconocidos mediante sondeo y sísmica en las cuencas profundas del Mediterráneo fueron depositados en aguas someras y que estas evaporitas eran sincrónicas con las que jalonan, de vez en cuando, los márgenes emergidos de la cuenca.

Aceptados ambos conceptos, la hipótesis de la desecación tomaba cuerpo de evidencia.

Tal fue el éxito de esta hipótesis que es preciso rebuscar en las citas bibliográficas para encontrar dudas o "sugerencias" contrarias a la misma. Una de estas se encuentra con ocasión del retorno del Glomar Challenger al Mediterráneo: el propio Hsü (en Hsü *et al.*, 1976) reconoce que no fue posible que el numeroso equipo científico del crucero llegase a un consenso sobre la manera de interpretar el medio de depósito, somero o profundo, de las evaporitas cortadas por los sondeos. La controversia se extendía también a la presencia o no de microfaunas retrabajadas (v.g. *Ammonia beccarii*). Por el contrario, si que hubo unanimidad en constatar que las evaporitas se intercalan entre arcillas hemipelágicas y que tanto el Tortoniense como el Plioceno que las enmarcan son igualmente hemipelágicos y contienen, en ocasiones, sedimentos turbidíticos.

En esta busca bibliográfica también puede encontrarse que el medio sedimentario turbidítico profundo fue advertido en el ámbito mediterráneo del mar Adriático. Parea y Ricci Lucchi (1972), Muti y Ricci Lucchi (1972) y Ricci Lucchi (1973), describen minuciosamente turbiditas yesíferas y siliciclásticas del Messiniense superior.

En una geografía más próxima al área de nuestras observaciones, la cuenca de Vera en Almería, se describe la continuidad marina entre Messiniense y Plioceno en el eje de la cuenca, donde ambos contienen facies profundas, e incluso el Messiniense, turbiditas arenosas. En los márgenes de esta cuenca los arrecifes y yesos messinienses están separados de las arenas y arcillas pliocenas por una visible discordancia. Estas observaciones conducen (Montenat y Bizon, 1976) a excluir la propuesta desecación general durante el Messiniense, pues al menos en el eje de la pequeña cuenca de Vera la continuidad marina de las biozonas de *G. Acostaensis*, *humerosa*, *dutertrei*, *mediterránea*, *conomiozea* y *margaritae*, es visible, aún y a pesar de que una discontinuidad sedimentaria separe Messiniense de Plioceno.

A pesar de estas observaciones, es evidente que la hipótesis de la desecación, nacida en estos años, gana progresivamente adeptos y ya sea porque la interpretación de los datos que se manejan convence a numerosos científicos, o quizás por el natural atractivo que suelen encerrar los acontecimientos catastróficos, trabajos y observaciones como las descritas caen en el olvido y otros muchos vienen en apoyo del modelo propuesto. De estos, parecen especialmente convincentes los que llegan a calcular el descenso del nivel marino por la penetración a las aguas profundas de la discordancia messiniense, que es incluso relacionada con los cañones de ríos tan importantes como el Ródano y el Nilo (Clauzon, 1973; Ryan y Cita, 1978; Barber, 1981). Estas últimas observaciones, evidentemente llamativas, no contemplaban dos problemas conceptuales: cuanto de eustático (descenso marino) o de tectónico (ascenso continental) debía ser asignado a las incisiones de ambos cañones y cuanto de subaéreo o submarino a ellas corresponde.

Las asociaciones y modalidades de facies del Messiniense de los márgenes emergidos del Mediterráneo y

Mar Rojo son objeto de detallada investigación (Rouchy, 1982) y es así como conocemos que las laminitas ricas en materia orgánica son una constante en los sedimentos que preceden a las evaporitas del margen y que son el resultado de aguas estratificadas o de corrientes de "upwelling". Este último tipo de laminitas es especialmente significativo para las reconstrucciones paleogeográficas del momento pre-evaporítico, pues tales corrientes ascendentes necesitan tanto de una notable circulación oceánica como de un cierto desnivel entre plataforma y cuenca. También se nos muestra que la sal masiva inferior es coincidente con las planas abisales más internas y que la ocasional sal de los márgenes contiene intercalaciones marinas (Rouchy, 1986). Más tarde, junto a nuevos trabajos con interpretaciones acordes con el modelo de desecación, ya sea sobre la base de nuevas síntesis de viejos datos (Hsü, 1988 y Cita, 1991), ya sea por la interpretación de la discordancia Messiniense en aguas profundas (Escutia y Maldonado, 1992), aparecen otros que fijan su atención en los procesos climáticos del Messiniense (Loutit y Keigwin, 1982; Sierro *et al.*, 1993) y en las posibilidades de una precipitación subacuática de los cuerpos salinos que contiene (Schreiber y Helman, 1989; Dietz y Woodhouse, 1989).

Finalmente, el análisis de las plataformas carbonatadas del Mediterráneo Occidental conduce a mostrar que la única evidencia de una caída del nivel marino es coincidente con el final del Messiniense y que su efecto fue la erosión de las plataformas previas (Saint Martin *et al.*, 1994) sin que tal caída implique una completa desecación.

En la década de los 80 la exploración petrolífera del Golfo de Valencia proporcionó modernas líneas sísmicas y pozos que llevaban a constatar la presencia de una serie de fenómenos que resultaban ilógicos con la propuesta desecación:

1. Ausencia de sedimentos continentales asociados a las evaporitas del fondo de la cuenca. De haberse producido un descenso de nivel marino tan importante como el propuesto, los márgenes habrían quedado elevados con respecto a la cuenca y necesariamente emergidos. Estos márgenes deberían haber generado detriticos continentales que difícilmente podrían escapar a una trampa endorréica tan gigantesca y perfecta como la propuesta. Una ausencia tan significativa solo podría explicarse por una parálisis erosiva total del área emergida y ésta no es congruente con las facies aluviales y fluviales que jalonan el borde emergido más externo (Montenat, 1973; Agustí *et al.*, 1991), en el que tampoco se han reconocido facies eólicas, de suficiente entidad, que serían un indicador de la parálisis hidráulica.

2. Los sondeos del Mediterráneo, la mayoría en el margen levantino (Fig. 1), no han reconocido sedimentos continentales por encima de la vistosa discordancia erosiva que labra esta plataforma. Es sorprendente que una erosión subaérea tan notable no hubiese atrapado sedimentos continentales en la teórica área fuente. Si así había sido, lo lógico es que estuviesen en la cuenca y allí el único sedimento "continental" era el yeso.

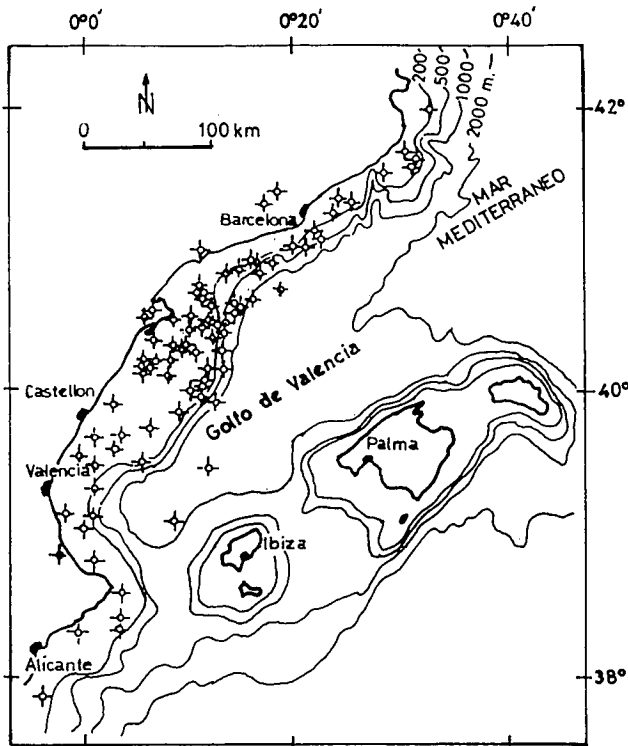


Figura 1.- Pozos exploratorios usados para la interpretación litoestratigráfica y secuencial del Neogeno del Golfo de Valencia (curvas batimétricas en metros).

3. Ausencia de cicatrices erosivas que habrían provocado las sucesivas invasiones de agua sobre las facies evaporíticas solubles del fondo. Sí se puede admitir una reorganización interna de la capa de sal, que por halocinesis hiciese desaparecer una cicatriz de erosión, sería difícil imaginarlo para la alternancia evaporita-pelagita y para la definitiva apertura a las condiciones marinas abiertas. La única forma de solucionar el problema era admitir que siempre hubo decenas o centenas de metros de agua y que ésta impedía la generación de erosiones en el fondo (Rouchy, 1982). Esto no sería una drástica modificación del modelo sino solo un matiz, pues aun podíamos seguir perdiendo por evaporación más de 1.000 m de lámina de agua marina.

4. Ausencia de terrazas de depósito, no erosivas, descendentes hacia cuenca en las facies evaporíticas de la plataforma y conexión entre evaporitas de margen y de cuenca. Sucesivas y descendentes charcas evaporíticas que acabarían por escalonar y prácticamente comunicar las facies del margen con las profundas, serían lógicas en un descenso eustático progresivo y regulado principalmente por evaporación.

5. Por último y en otro orden de ideas, sorprendería la rareza e inoportunidad del cierre del Estrecho de Gibraltar. Raro por cuanto lo usual en los procesos tectónicos es la constancia de su polaridad; compresión y distensión se alternan durante largos períodos de tiempo y no suelen ser ni momentáneos, depósito de la sal inferior, ni intermitentes, aperturas y cierres que provocarían las alternancias de arcilla pelágica y evaporita. Inoportuno por el

hecho de realizarse en una etapa distensiva regional -Mioceno superior a Plioceno- y no precisamente en otros momentos compresivos anteriores, como el representado por la colisión de la placa de Alboran en el Mioceno inferior. Es cierto que los postulados Estrechos Nortbético y Suratlásico podrían resolver parte del problema, pero el cierre de estos durante el Messiniense es cuestionable, pues el Messiniense marino es reconocido por todo el corredor Subbético (Garrido *et al.*, 1983).

Estos ilógicos datos llevaban a dudar de la veracidad del modelo propuesto (Hsü *et al.*, 1973), pero los argumentos no tenían más valor que aquellas otras hipótesis que lo promovieron y aunque fueron expresadas en algunas ocasiones (Martínez del Olmo 1978 y 1986) no encontraron una adecuada argumentación hasta que no se dispuso de los más afinados métodos estratigráficos involucrados en las "Depositional Sequences" (Vail, 1987). A partir de aquí se ha llegado al muy diferente modelo que pretende exponer esta comunicación.

Metodología y material de trabajo

La exploración para hidrocarburos del Golfo de Valencia proporciona un fondo documental de decenas de miles de kilómetros de líneas sísmicas y más de 150 sondeos de exploración y producción (Fig.1). A partir de la práctica totalidad de los pozos y de una seleccionada parte de las líneas sísmicas, se ha realizado una revisión profunda de las Unidades Tectosedimentarias que fueron expresadas en Soler *et al.*, (1983). La revisión ha sido principalmente focalizada a la identificación de Unidades Tectosedimentarias Elementales (Garrido, 1982), grosso modo equivalentes a "System Tracts" (Vail, 1987) y a su interpretación bajo la óptica conceptual de las "Depositional Sequences".

La metodología empleada es, por un lado, de tipo geofísico o de identificación y caracterización de discontinuidades sísmicas correlativas con límites de "Depositional Sequences y de System Tracts" y, por otro lado, de tipo geológico o de caracterización de "System Tracts" mediante diagráffas y litoestratigrafía de pozo.

Aunque el método geofísico es mucho menos preciso que el método geológico, es sin embargo, mucho más conocido y por ello no dedicaremos líneas a su descripción. En cambio, la identificación de "System Tracts" mediante diagráffas de pozo, método casi tan preciso y en ocasiones mejor que un afloramiento, cuando de facies blandas y paquetes dolomíticos se trata, es menos conocido y es por ello por lo que a él se dedican los breves comentarios conceptuales y metodológicos que siguen.

Una Secuencia de Depósito completa, (Mitchum *et al.* 1977; Vail, 1987) consta de tres Cortejos, Episodios o "System Tract" del tipo LST, TST y HST, que son directamente correlacionables con estadios del nivel marino: Bajo, Transgresivo y Alto. Los tres Episodios están respectiva y sucesivamente separados por discontinuidades estratigráficas tipo: Superficie Transgresiva (s.t) y Superficie de Inundación Máxima (m.f.s). Dos de estos "Sys-

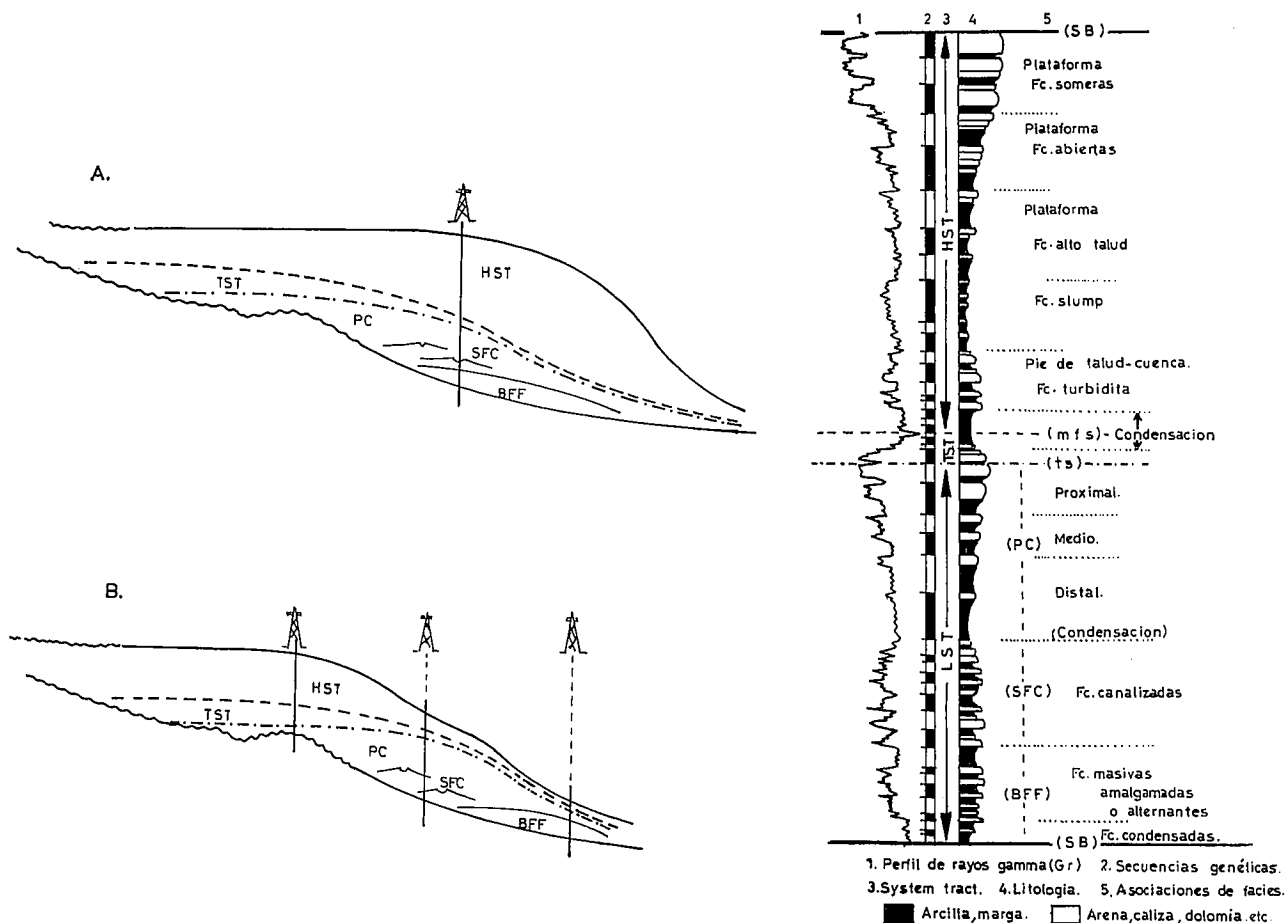


Figura 2.- Imagen diagráfica y litológica originada por un solo pozo cortando una Secuencia de Depósito del tipo A y derivada de la correlación de tres pozos cortando diferentes posiciones paleogeográficas de una Secuencia de Depósito del tipo B.

tem Tract” o Episodios, el inicial y el final, son de evolución vertical regresiva y uno, el intermedio, de evolución vertical transgresiva. Las diagráffas de pozo y muy especialmente el perfil de radiactividad natural (G. Ray), permiten identificar la arcillosidad creciente o decreciente cualquiera que sea la litología básica y a diferentes escalas: métrica (secuencia elemental o genética), decamétrica (agrupación de secuencias) y hectométrica (megasecuencia o parasecuencia) (Vail y Sangree, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Martínez del Olmo *et al.*, 1991; Martínez del Olmo, 1994a).

El estudio de la superposición en la vertical del pozo de parasecuencias regresivas o progradantes y transgresivas o de inundación y la correlación pozo a pozo acaba por permitir la identificación de los System Tracts y sus discontinuidades de techo y base (Fig. 2)

Del margen a la cuenca la diferenciación litoestratigráfica de cada System Tract impuesta por su posición paleogeográfica, es fácilmente advertida en los lugares de observación puntuales provistos por los pozos y si usamos estos como secciones de campo, pues de hecho lo son, podemos construir transversales margen-cuenca, tanto para un individual System Tract como para una Secuencia de Depósito completa o el conjunto de las que hemos individualizado y conforman la cuenca en estudio (Martínez del Olmo, 1994a; 1996) (Fig. 3)

En pocos años se ha pasado de los cambios relativos del nivel del mar (Vail *et al.*, 1977), a las relaciones entre eustasia, clima y subsidencia (Vail, 1987), y a las configuraciones margen-cuenca que agrupan numerosas Secuencias de Depósito. Esta metodología ha ido progresivamente pasando de la sísmica al afloramiento y finalmente a las diagráffas de pozo, y advertimos que estas presentan innumerables ventajas sobre las líneas sísmicas, tales como: definición de Episodios muy delgados o sísmicamente inexpressivos, sea por su litología, compactación, medio de depósito... etc., sea, en especial, por su deformación tectónica.

El Neógeno del Golfo de Valencia

El conocimiento litoestratigráfico del Terciario del Golfo de Valencia se inicia con los primeros sondeos que la exploración de hidrocarburos propicia a partir de 1970. De ellos surgen las primeras subdivisiones litoestratigráficas con el rango de Formación en informes de pozo anónimos de Shell España: Formaciones Castellón Sandstone y Castellón Shale, Ebro Sands y Ebro Clay, Amposta Chalk y Alcanar Conglomerate, nomenclaturas y datos, crono y litológicos, que fueron recogidas por Stoekinger (1976). Los primeros intentos de correlación entre el Neógeno del Golfo de Valencia y las cuencas

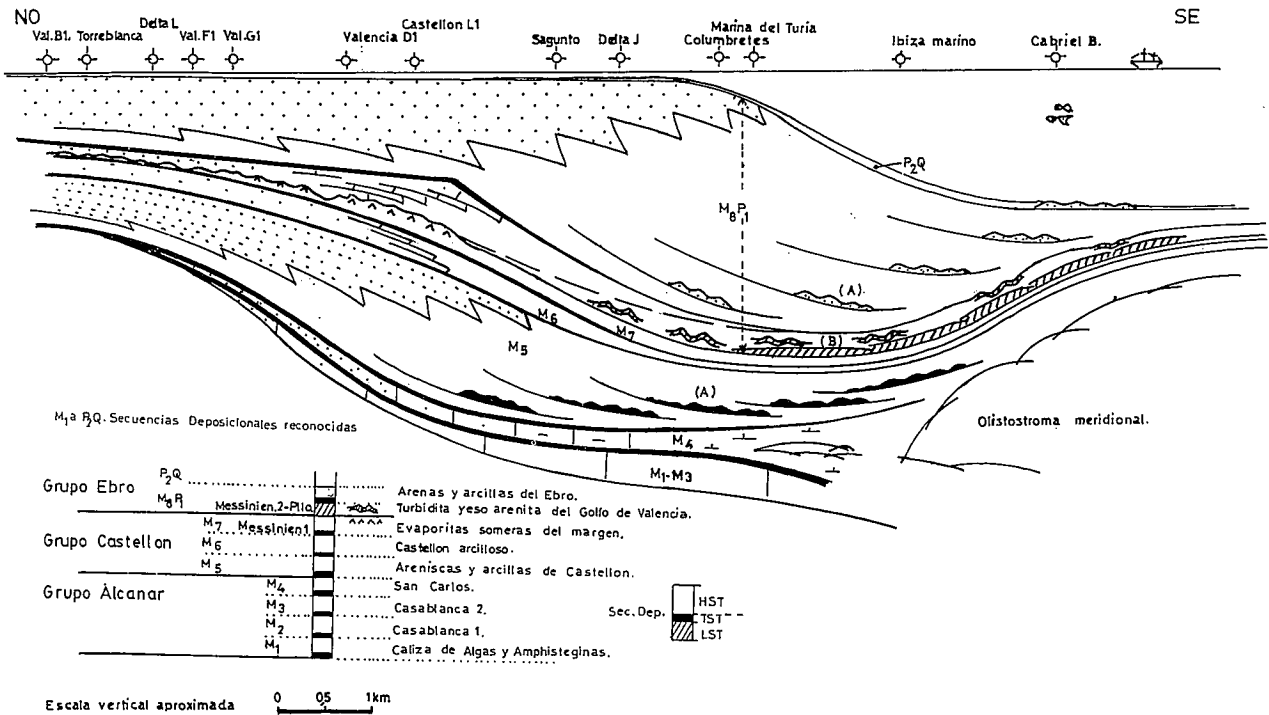


Figura 3.- Diagrama margen-cuenca del Neógeno del Golfo de Valencia realizado a partir de líneas sísmicas, correlación de pozos y su proyección a una transversal única. A) Turbiditas en System Tract HST. B) Turbiditas en System Tract LST (Valencia Gypsum Fan).

aflorantes del Levante fueron expuestos en una conferencia del Coloquio Internacional que sobre Tectónica de Placas y Sedimentación se realizó en el Instituto Geológico y Minero de España (Martínez del Olmo, 1978). Con posteridad, García Siférez *et al.* (1978), Soler *et al.* (1983) y Martínez del Olmo (1986) comunican sucesivamente la diferenciación de facies y formaciones de los tres grandes Grupos de sedimentos conocidos como Alcanar, Castellon y Ebro, que conforman el primer esqueleto secuencial del Neógeno del Golfo de Valencia. La última de las anteriores referencias, libro de resúmenes de las conferencias, muestra como el concepto de Secuencia de Depósito no había sido aún introducido.

Con ocasión del 1^{er} Congreso Español del Terciario (Vic, 1991) aparecen una serie de breves notas que tratan aspectos secuenciales del Neógeno del Mediterráneo con base en diagráfiyas de pozo (Martínez del Olmo y Jurado, 1991; Martínez del Olmo *et al.*, 1991), en afloramiento (Agusti *et al.*, 1991; Calvet *et al.*, 1991; Pomar, 1991; Estevez *et al.*, 1991; Pascual Molina, 1991) y la primera apresurada noticia escrita sobre una nueva hipótesis de la Crisis Messiniense (Martínez del Olmo y Garrido, 1991).

No es fácil esquematizar las conclusiones estratigráficas y secuenciales que resultan de estos trabajos, tanto por la disparidad de las escalas de observación que comprenden como por la diferenciación conceptual que usan para la interpretación; pero, en cambio, si puede observarse que: i) las discontinuidades sedimentarias mayores, discordancias en ocasiones, eran ya conocidas y ii) el Messiniense era subdividido en dos o tres grupos de sedimentos y sus facies marinas habían sido reconocidas por encima y por debajo de las evaporitas presentes en la plataforma y cuenca del Golfo de Valencia.

Muy recientemente, con la metodología antes tan sucintamente descrita y la carga conceptual de las Secuencias de Depósito, en una conferencia-coloquio de la Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo se detallan los datos e interpretaciones que ahora tratamos de sintetizar (Martínez del Olmo, 1994b)

La crisis salina, o crisis Messiniense, no es fácil de entender sin antes mostrar como era la paleogeografía y geometría del margen y cuenca sobre la que tal crisis se realizó. Además, ello permite observar como tal acontecimiento no fue instantáneo, pues es ya anunciado desde el Tortoniense superior por una notable ausencia de aportes sedimentarios que son correlativos con el inicio de un significativo cambio climático. Con tal intención se adelanta la Figura 3 que muestra la más reciente interpretación que podemos ofrecer del Mioceno superior y Plioceno del Golfo de Valencia.

El llamado Grupo Alcanar incluye cuatro Secuencias de Depósito (Figs. 3 y 4) cuyas facies marinas son sucesivamente extensivas hacia el margen peninsular. Las tres primeras Secuencias de Depósito conformaron rampas carbonatadas de baja pendiente y tan solo en la última se construyó la primera suave diferenciación de tipo plataforma, talud y cuenca, desde el margen peninsular al actual eje del Golfo de Valencia. La penetración al sistema sedimentario del olistostroma (Martínez del Olmo, 1978 y Soler *et al.*, 1983), impide conocer la diferenciación sedimentaria de las tres iniciales Secuencias de Depósito más allá de la actual posición del frente olistostrómico en subsuelo. La ausencia de pozos y la ceguera de las líneas sísmicas por debajo del olistostroma hacen que el archipiélago Balear constituya un lugar, palinspastica-

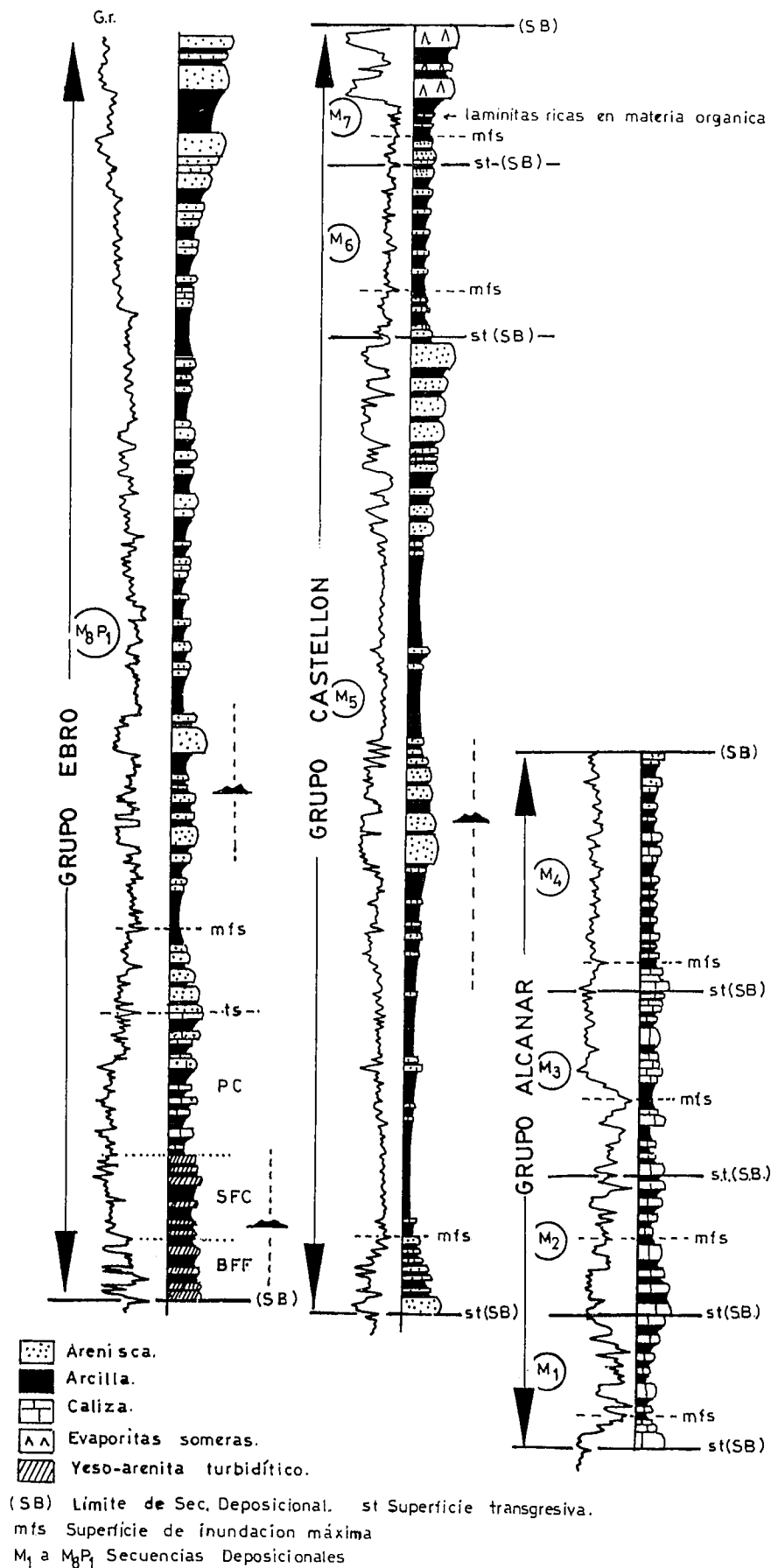


Figura 4.- Composición idealizada de los Grupos Alcanar, Castellón y Ebro. Caracterización de Secuencias de Depósito y litologías más representativas. Espesores en figuras 3 y 11.

mente no restituído, donde es posible observar las facies profundas de estas Secuencias de Depósito.

El Grupo Castellón fue originalmente definido entre los carbonatos del grupo Alcanar y la discordancia erosiva del Messiniense, y consta de tres nuevas Secuencias de Depósito (Figs. 3 y 4) que nos introducen de lleno al problema del Messiniense. La primera de éstas caracteriza un margen muy bien alimentado en sedimento y consecuentemente su Cortejo de Nivel Alto (HST) genera una importante progradación de facies siliciclásticas de plataforma sobre facies arcillosas de talud. Este System Tract de la Secuencia de Depósito Serravalliense –Tortoniense (M5) creó la primera notable diferenciación de plataforma, talud y cuenca, en el margen occidental del Golfo de Valencia. Tal diferenciación paleogeográfica no se realizó sobre la plataforma continental de Baleares, pues en razón de su limitada área fuente de sedimentos este margen contribuyó muy poco a la creación de una plataforma oriental del Golfo de Valencia. El exceso de sedimento a distribuir, procedente del margen peninsular, es tan acusado que este Cortejo de Nivel Alto caracterizó un talud progradacional inestable que generó notables sistemas turbidíticos, que constituyen un buen ejemplo y contrapunto (Martínez del Olmo, 1994a) al conocido esquema de Vail (1987) que únicamente los asigna a los Cortejos tipo LST.

La segunda Secuencia de Depósito del Grupo Castellón identifica una brusca disminución de los aportes sedimentarios que alcanzan la plataforma levantina. Este defecto de sedimentos es tan notable que el System Tract tipo HST de la Secuencia de Depósito Tortoniense superior–Messiniense (M6), puede fácilmente caracterizarse como del tipo “backstepping” (Van Wagoner et al., 1988). Consecuentemente, la totalidad de la Secuencia de Depósito está representada por un delgado paquete arcilloso que se dispone como una fina película sobre la arquitectura sedimentaria previamente construida. Su contribución a la progradación de la plataforma y la colmatación de la cuenca es mínima (Figs. 3 y 4) pero no por ello dejó de incrementar el desnivel topográfico entre una y otra paleogeografía.

Un cambio tan notable en la actividad erosiva del continente entre las Secuencia de Depósito M5 y M6, en cierto modo equivalentes a las llamadas Unidades Tortoniense1 y Tortoniense 2 (Montenat, 1973), puede ser tanto debido a una causa eustática –transgresión del Tortoniense superior– como climática, e incluso y probablemente a la superposición de ambas. Una causa eustática es comprensible, por usual, en el System Tract tipo TST de esta Secuencia de Depósito, pero no lo es tanto en el System Tract tipo HST. La necesaria distalidad que habría de invocarse para explicar su arcillosidad no encaja con la arcillosidad observada en muchos pozos muy próximos a las líneas de costa de la Secuencia de Depósito. Además, en el sistema costero catalán han sido reconocidos sedimentos de esta edad en facies aluviales y marino someras (Agustí et al., 1991) y ello indica que las líneas de costa alcanzadas no fueron mucho más allá de la actual. A falta de datos bioestratigráficos, palinológicos

etc. precisos, se interpreta que al menos durante el tiempo Messiniense que incluye este System Tract HST (Granados, 1985) comienza a manifestarse una parálisis erosiva del continente emergido.

Las reconstrucciones geométricas, basadas en espesores, facies y líneas sísmicas, del momento previo al Messiniense con evaporitas, indican que entre la plataforma externa y la cuenca existía un desnivel que, aunque variable por sectores, puede cifrarse en 800 a 1000 m.

La crisis messiniense

Los llamados Messiniense1 (capa salina) y Messiniense2 (pelagitas y sulfatos) del Mediterráneo Occidental centran toda la problemática relativa al viejo modelo de desecación, pues es en ellos donde sales y sulfatos fueron sedimentados desde el margen a las aguas profundas.

En el margen y plataforma occidental del Golfo de Valencia, las evaporitas someras y el equivalente al Messiniense1 salino de las aguas profundas se corresponde con una nueva Secuencia de Depósito (M7 Messiniense s.s) que es muy parecida a la inmediatamente anterior (M6) en cuanto a dos hechos se refiere: arcillosidad, hábito “backstepping” y consecuente escasa contribución a la progradación del borde de la plataforma.

El hecho diferencial de este Messiniense s.s. (M7) es que durante su Cortejo de Nivel Alto (HST), máximo regresivo coincidente con la probable acentuación de la crisis climática (Martín y Braga, 1994; Sierro *et al.*, 1993), antes iniciada, se genera la instalación de charcas evaporíticas hasta el segmento externo de la plataforma.

Los sondeos de exploración y las líneas sísmicas permiten reconocer tanto la distribución de facies de los System Tracts TST y HST de esta Secuencia de Depósito como la especial localización de sus sedimentos después de haber soportado la erosión provocada por una discordancia eustática –Discordancia Messiniense– que, como conceptualmente le corresponde, desaparece progresiva y gradualmente hacia la cuenca profunda.

El Cortejo Transgresivo (TST), se corresponde con un paquete de sedimentos, delgado y arcilloso, muy semejante al de la Secuencia de Depósito anterior que conforma el viejo concepto del Tortoniense2. Al igual que entonces es difícil asignar esta arcillosidad a un notable impulso transgresivo y resulta más fácil o razonable interpretarlo como un defecto de material sedimentario que se atribuye a una crisis del poder erosivo del área emergida. Hacia el borde externo y cuenca profunda, esta delgada y limosa secuencia de inundación pasa lateralmente a facies arcillosas y finamente calcáreas.

El Cortejo tipo HST está prácticamente erosionado en la plataforma interna y es casi continuo bajo la discordancia Messiniense en el segmento medio y externo de la citada plataforma peninsular. En las áreas donde ha sido preservado de la erosión se inicia por laminitas y arcillas ricas en materia orgánica y culmina en gruesos paquetes (15–20m) de sulfatos que alternan con arcillas

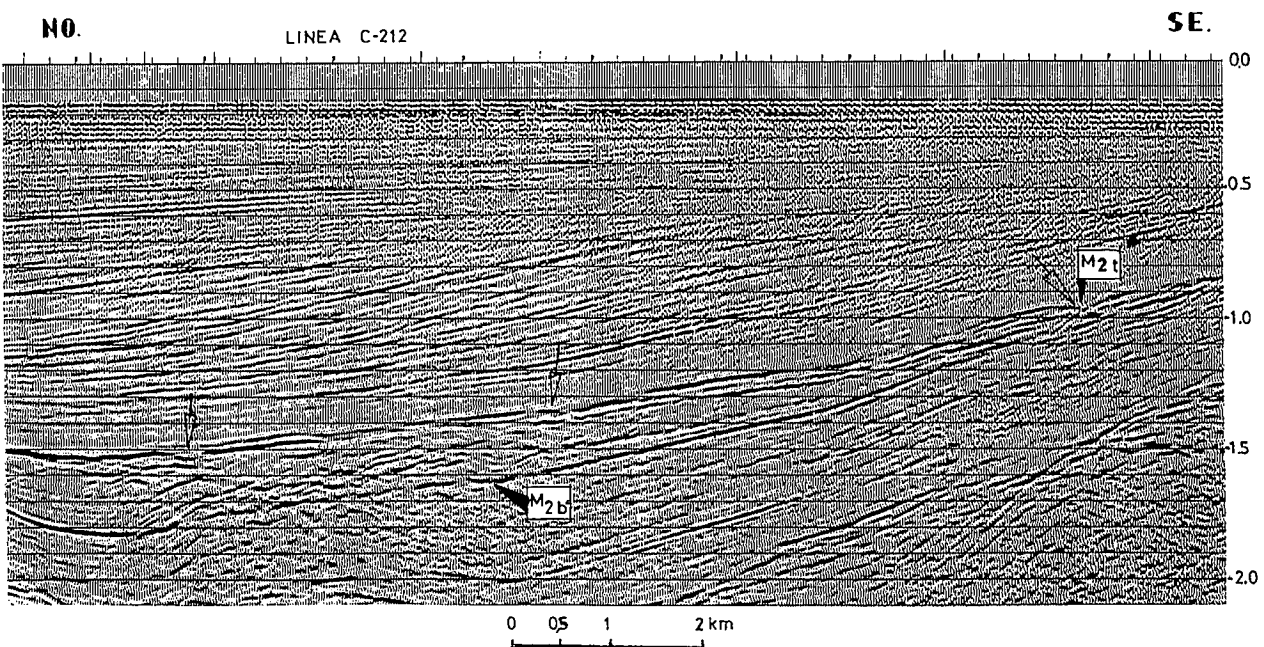
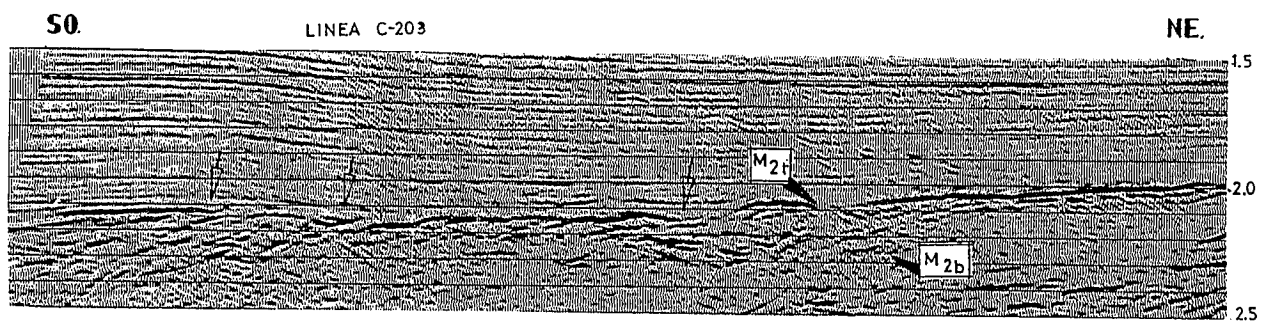
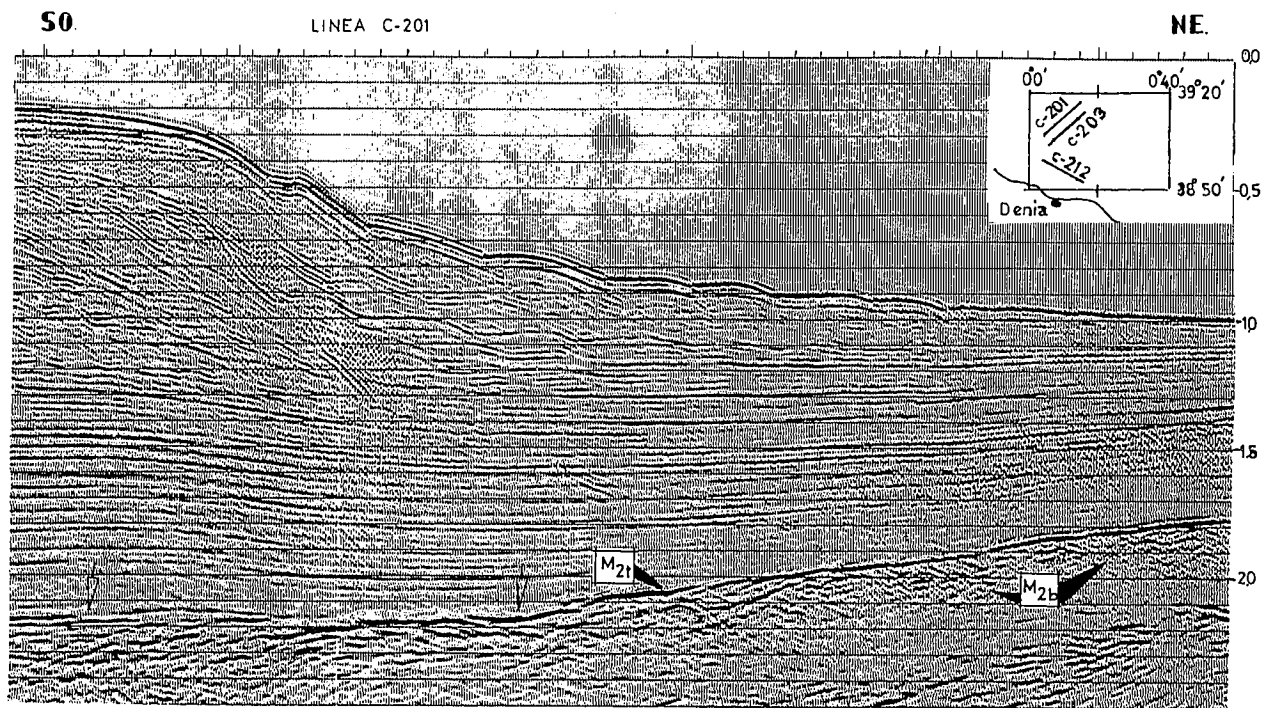


Figura 5.- Pseudodiscordancia Messiniense. Relieves sedimentarios del techo (M_{2t}) y erosivos de la base (M_{2b}) del sistema turbidítico del Messiniense superior-Plioceno- (Messiniense2) en paleogeografía proximal.

marinas y ocasionales barros dolomíticos. Hacia el talud y cuenca, además de mostrar una fuerte reducción de espesor, pasa a facies arcillosas y micríticas muy semejantes a las del Cortejo Transgresivo antes comentadas (Fig. 3; ver también Fig. 10, más adelante)

Con la condensación de cuenca, la ausencia de una mínima energía de depósito impide identificar, en las diagrañas de pozo, la discontinuidad tipo superficie de inundación máxima (m.f.s.) que separa los System Tract TST y HST. El medio de depósito profundo es corroborado por las microfaunas cortadas por los sondeos de Ibiza Marino y Cabriel (Granados, 1985) y por la ausencia de laminitas orgánicas, sean de aguas estratificadas o de corrientes de "upwelling", que siempre preceden a las evaporitas del margen y plataforma (Rouchy, 1982).

Además del desnivel mostrado por las líneas sísmicas y sondeos entre la plataforma y la cuenca de este Messiniense s.s., este conjunto de observaciones viene a demostrar que durante el momento de aridez máxima la cuenca seguía siendo profunda, a la vez que la plataforma y las cuencas más externas del margen mantenían o eran alimentadas por agua marina, como lo prueban las arcillas marinas y los análisis isotópicos de los yesos (Orti, 1990).

No disponemos de sondeos que penetren la capa salina presente en las cuencas Norte y Surbalear y ausente en Golfo de Valencia y Mar de Alboran, pero, dada la caracterización del máximo regresivo-climático en el System Tract HST de este Messiniense s.s., la dificultad de una turbidita salina y la presencia de sal en este mismo System Tract en algunas subcuencas del margen emergido, como la de Lorca, (García Veigas *et al.*, 1994; Orti, 1990) y Sicilia (Rouchy, 1986) es en este momento cuando se cree razonable el depósito de la sal del Messiniense del Mediterráneo por sobresaturación y en aguas profundas.

Los sondeos y líneas sísmicas han permitido, hasta aquí, reconstruir la geometría y facies sedimentarias de las Secuencias de Depósito previas a la discordancia Messiniense. La generación de esta discordancia por un notable, pero no catastrófico, descenso eustático y sus depósitos correlativos (System Tract tipo LST), constituyen un nuevo y definitivo paso en la interpretación de la crisis del Messiniense del Mediterráneo.

La discordancia Messiniense es ciertamente conocida, llamativa y rugosa sobre la plataforma levantina, pero aunque notable e importante, pues constituye un límite intersecuencial del tipo 1, (Vail, 1987), ha sido sobrevalorada en lo que se refiere a la capacidad de su penetración erosiva y a su continuidad o existencia en la cuenca profunda.

Respecto al primer motivo de sobrevaloración es preciso observar que los sondeos del Golfo de Valencia registran muy frecuentemente la presencia de los sedimentos basales del Messiniense s.s. Es decir, a pesar del escaso desarrollo de este Messiniense, su ausencia por erosión es muy local. Si supusiésemos que todo el proceso erosivo fue subaéreo, hecho nada probable en el segmento medio y externo de la plataforma previa, el

descenso eustático que generó tal erosión no excedería los 100–120 m, pues es este el espesor máximo encontrado por los sondeos del borde externo de la plataforma en el Messiniense s.s. (M7). A pesar de que la cuantificación del descenso sea difícil, pues se desconocen el espesor total del Messiniense s.s. y cuánto de erosión es subaérea o submarina, es difícil atribuir al descenso eustático cifras más elevadas que los anticipados 100–120 m. Aún así, esta cifra parece elevada pues ni uno solo de los 150 sondeos de exploración ha encontrado sedimentos continentales rellenando los valles encajados existentes entre la discordancia y el "Prograding Complex" que la fosiliza en toda la plataforma levantina. Para encontrar estos depósitos continentales es preciso desplazarse hasta el extremo del margen emergido y ello indica que la progradación de las facies continentales correlativas con el descenso fue realmente escasa. Una escasa progradación de facies continentales del margen y una ausencia de estos depósitos sobre la discordancia erosiva, son más acordes con una mayor cantidad de erosión submarina que subaérea.

La continuidad de la discordancia hasta la cuenca profunda ha sido unánimemente admitida en base a ciertas imágenes proporcionadas por las líneas sísmicas, pero esta unanimidad se rompía cuando se trataba de interpretar si la discordancia estaba a la base, al techo o incluso dentro de las facies sulfatadas. Son tantos los defensores de una u otra posición de la discordancia que sus citas ocuparían demasiadas líneas y es por esto por lo que son omitidas. Hoy se puede interpretar que tal discordancia no existe en aguas profundas ya que se amortigua en el alto talud deposicional del Messiniense s.s. (M7) y que allí es sin duda submarina pues sus "incised valley" (Vail, 1987) constituyen los cañones de alimentación del sistema turbidítico del LST del Messiniense superior-Plioceno (M8–P1).

Las imágenes sísmicas que en la cuenca profunda fueron atribuidas a la discordancia, techo o base del "horizonte M", son interpretadas como los relieves tractivos (base) y deposicional (techo) del sistema turbidítico "Valencia Gypsum Fan" (Martínez del Olmo, 1996) correlativo con el descenso eustático que erosionó la plataforma, que de esta forma constituyó una importante área fuente de sedimentos evaporíticos.

En el segmento paleogeográfico proximal del sistema turbidítico estos relieves erosionales y sedimentarios son muy frecuentes; de hecho, la falsa discordancia puede así interpretarse a la base o al techo del conjunto arcilla–evaporita, o incluso en ambas posiciones. Es de aquí desde donde probablemente arranca la ya comentada división de opiniones (Fig. 5). En las paleogeografías distales, la base del sistema turbidítico es frecuentemente paraconforme y es el techo el que muestra aislados y espaciados relieves tipo canal–levee (Fig. 6)

La observación detallada de muchas líneas sísmicas en áreas distales, muestra como a intervalos irregulares puede pasarse lateralmente de relieves deposicionales de tipo "channel–levee", a facies conformes relativas a áreas tipo entrecanal, entreabanico, etc. (fig. 7). De otra parte,

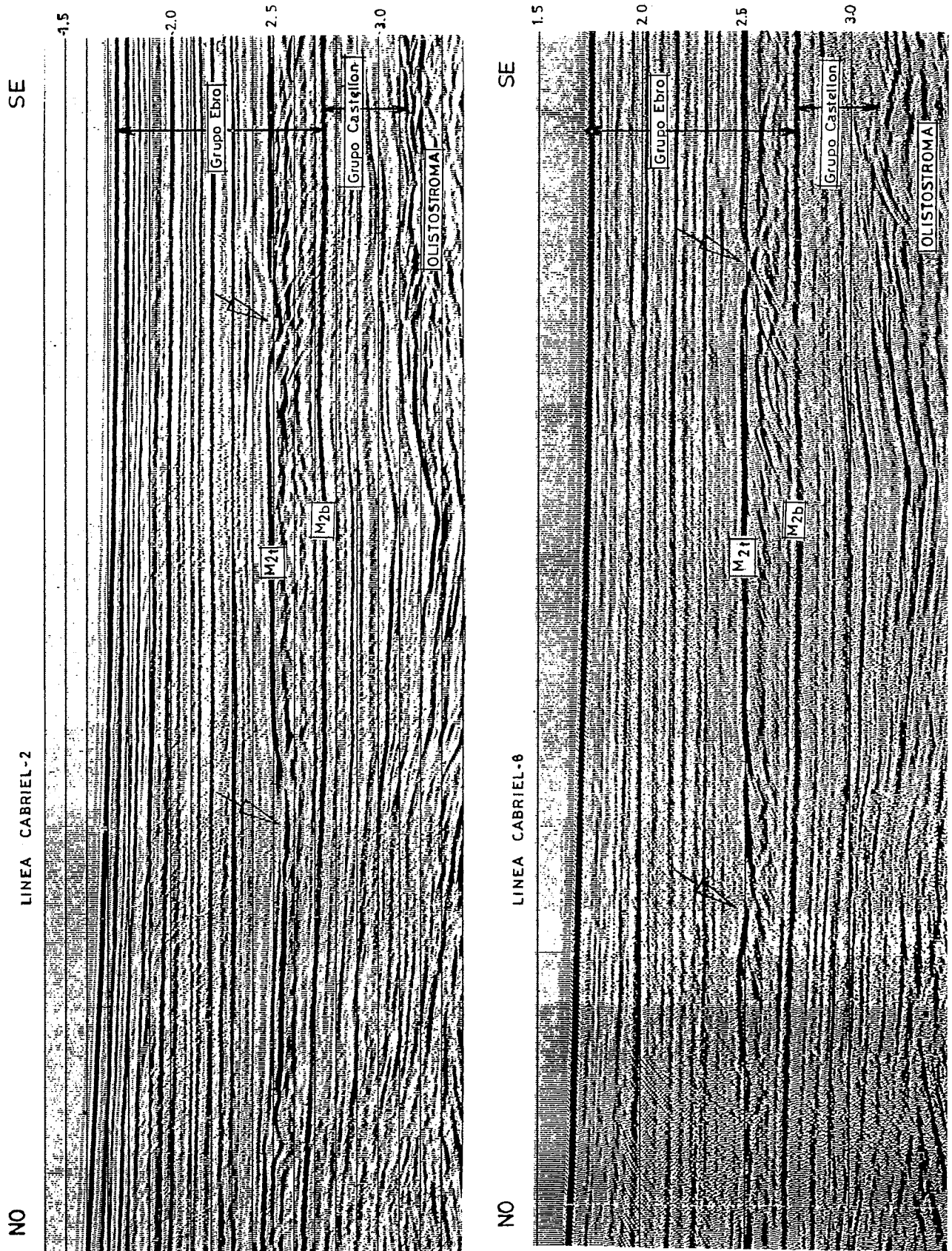


Figura 6.- Pseudodiscordancia Messiniense. Conformidad de base (M2_b) y relieve deposicional de techo (M2_a) del Messiniense superior-Plioceno (Messiniense2) turbidítico en paleogeografía distal. Las flechas señalan geometrías canal-levee.

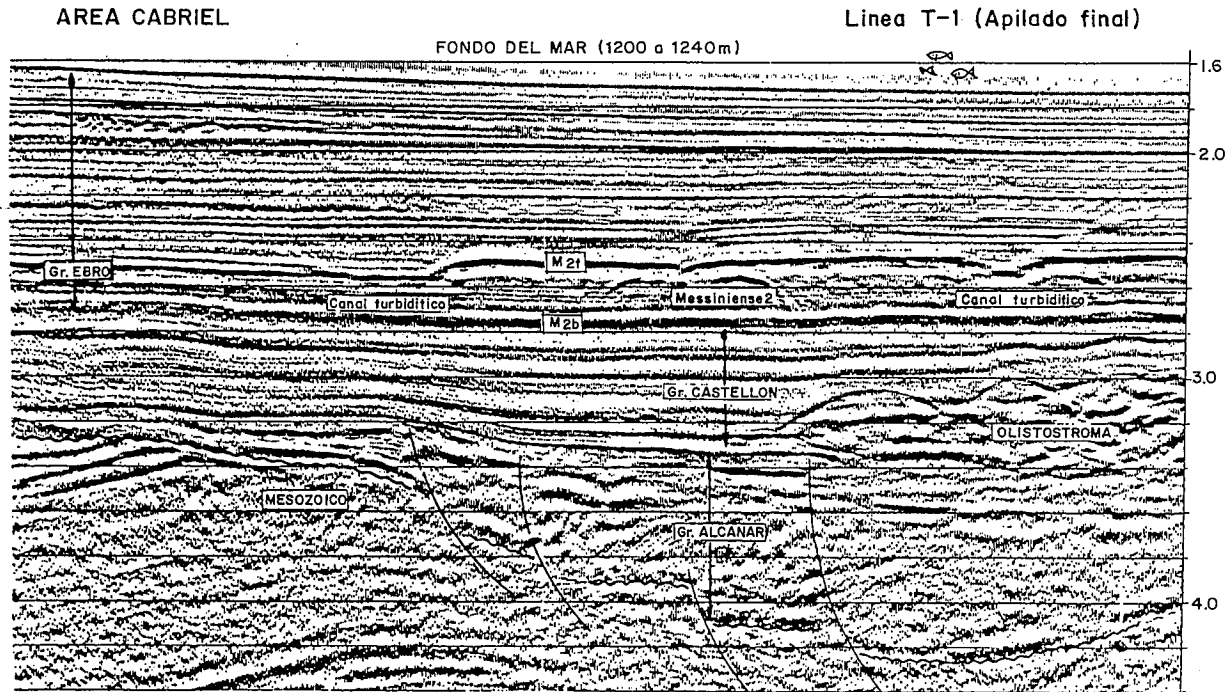


Figura 7.- Relieves tipo canal-levée fosilizados por pelagitas (pseudodiscordancia) y facies tipo entrecanal (conformidad) en paleogeografía distal del Messiniense superior-Plioceno (Messiniense2) turbidítico.

muchas líneas sísmicas muestran como, en esta cuenca profunda, Tortoniense-1 (M5), Tortoniense-2 (M6), Messiniense-1 (M7) y Messiniense 2- Plioceno (M8-P1) constituyen una sucesión continua de facies profundas (Fig. 8)

Es importante notar que estas imágenes de “pseudo-discordancia” sólo son visibles en el Golfo de Valencia, pues allá donde existe la sal, cuencas más distales, la conformidad es absoluta entre la capa salina, las alternancias pelagita-yeso y las arcillas del Plioceno (Fig. 8).

Esta interpretación sísmica es corroborada y afianzada por la correlación e interpretación de los sondeos, pues ellos permiten diferenciar Messiniense s.s (M7) y Messiniense2-Plioceno (M8-P1) y distinguir, dentro de este último, los conceptuales Basin Floor Fan, Slope Fan Complex y Prograding Complex (Fig. 9). De igual modo, las diagráffas de pozo permiten observar que los sulfatos contenidos en las alternancias de pelagita y yeso que podríamos llamar facies “Catarata de Gibraltar” no

constituyen niveles continuos, ya que ni sónico ni radiactividad alcanzan la velocidad y limpieza que a tales capas correspondería. A falta de testigos cortados en los pozos, la impresión que de las viejas diagráffas se obtiene es que los yesos son o niveles muy delgados, menores que el poder de definición vertical de las diagráffas (1m) o nódulos y cantos incluidos en una matriz arcillosa.

Líneas sísmicas y pozos permiten tanto reconstruir los segmentos proximal y distal del sistema turbidítico, como mostrar algo muy usual a los márgenes de estos sistemas. Nos referimos a su especial sedimentación en los surcos pre y sin-sedimentarios (Fig. 5)

El System Tract tipo LST que incluye las turbiditas yesíferas de Valencia se completa por un “Prograding Complex” de naturaleza margo-carbonatada que es muy extensivo hacia el margen. Este “Prograding Complex” debe ser posterior al Complejo Terminal (Esteban *et al.*, 1977) pues niveles carbonáticos y yeso-detríticos han sido descritos como discordantes y por encima de los arre-

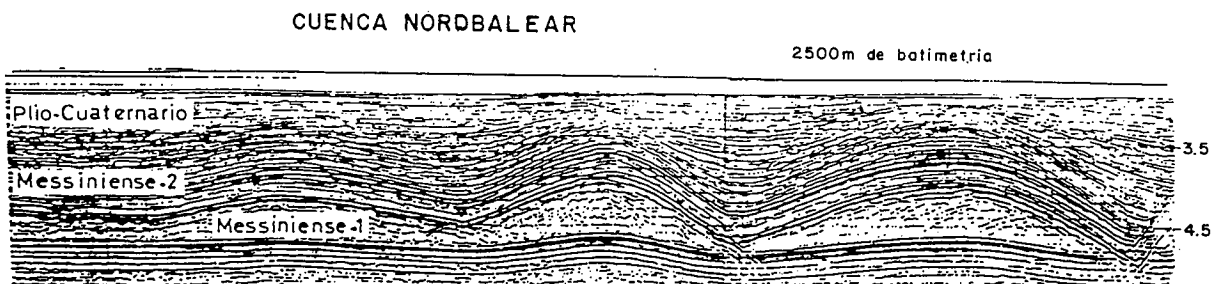


Figura 8.- Conformidad entre Tortoniense, Messiniense1 (sal), Messiniense2-Plioceno (arcilla-anhidrita) y Cuaternario en la paleogeografía hiperdistal de la Cuenca Nordbalear.

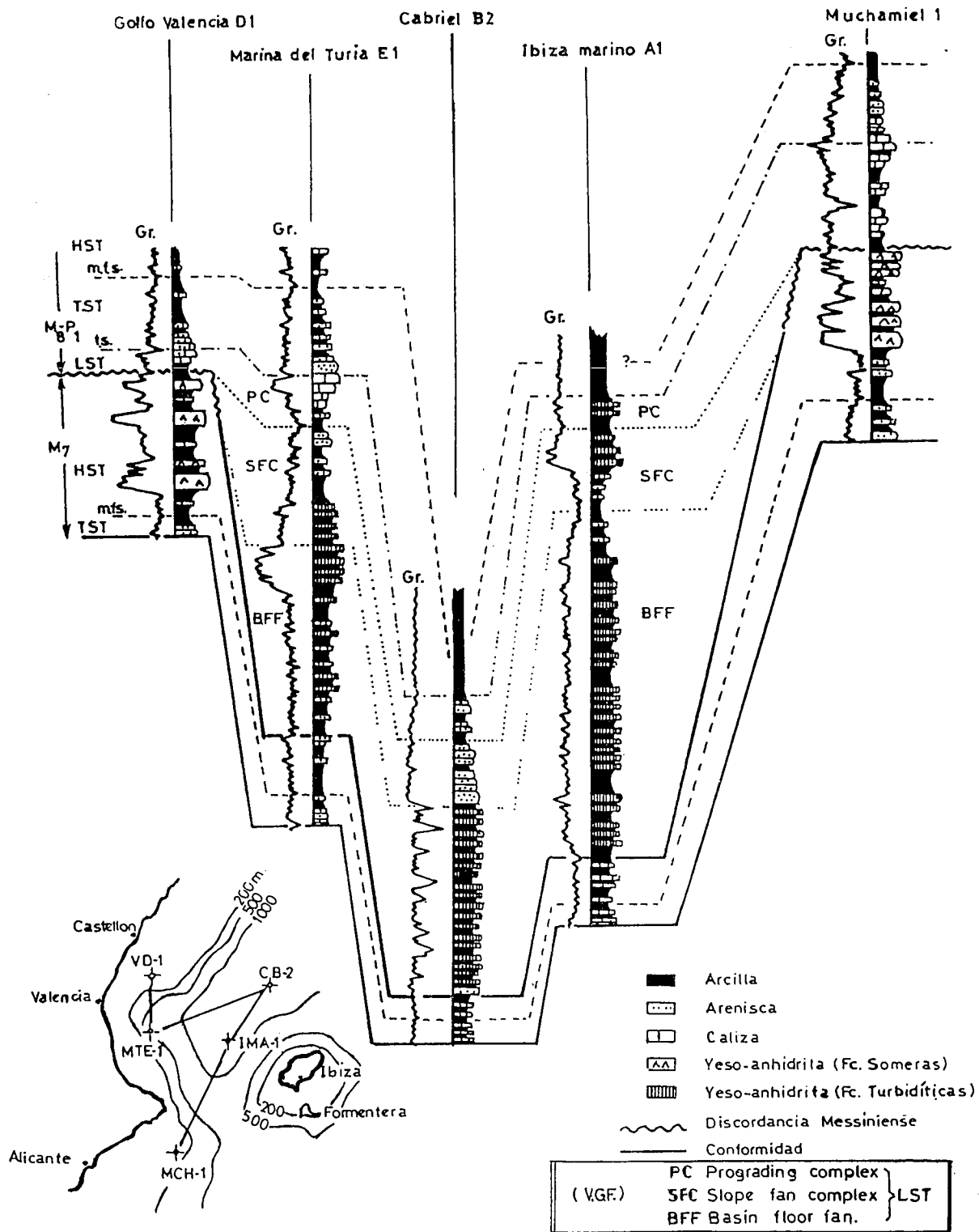


Figura 9.- Correlación Margen Peninsular-Alto Bético Balear para la Secuencia de Depósito Messiniense 1 (M₁) y los Cortejos LST y TST de la Secuencia de Depósito Messiniense 2-Plioceno (M₂-P₁).

cifes aberrantes del Messiniense en las cuencas de Sorbas y Almería (Garrido, 1983; Dabrio y Martín, 1978). En ellas el "Prograding Complex" debe entonces corresponderse con el Miembro Sorbas de Dronkert y Pagnier (1977).

En la cuenca de Torre Pacheco (Murcia) el "Prograding Complex" se correlacionaría con la Formación Margas con Ostras de Montecat (1973), pues ésta fosili-

za la discordancia Messiniense y yace bajo la Arenisca transgresiva del Rebate (Montecat, 1973) del siguiente System Tract tipo TST. Es así como, aun sin datos bioestratigráficos precisos, la correlación de discontinuidades y litofacies del margen aflorante con las observaciones de pozo (Martínez del Olmo y Jurado, 1991) y sísmica, nos llevan a interpretar que los Arrecifes Descendentes a Cuenca y los estromatolitos del Complejo Terminal se

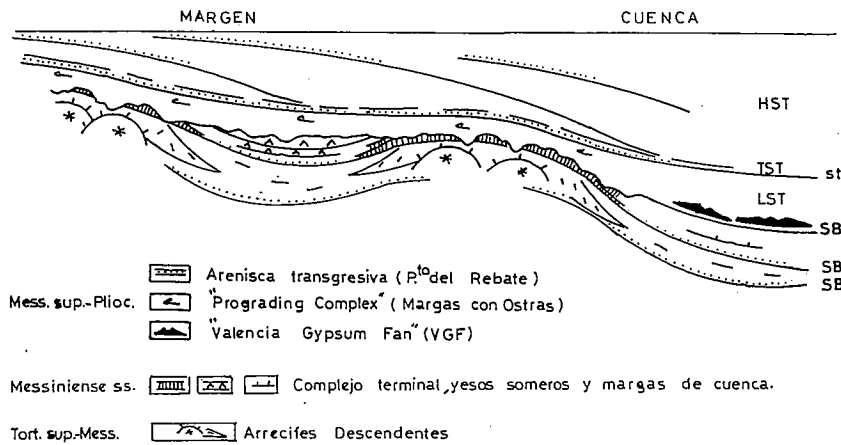


Figura 10.- Relaciones geométricas y litoestratigráficas entre las Secuencias de Depósito Tortoniense superior-Messiniense, Messiniense s.s. y Messiniense superior-Plioceno en la subcuenca del Mar Menor (Murcia).

correlacionarían respectivamente con el Tortoniense superior-Messiniense (M_6) y con el Messiniense s.s. (M_7). Ambos conjuntos litoestratigráficos del margen han soportado la erosión messiniense y deben ser anteriores a las turbiditas yesíferas y al "Prograding Complex". La discontinuidad entre el Complejo Terminal y los Arrecifes se interpreta como la discontinuidad límite de las Secuencias de Depósito M_6 y M_7 .

A la luz de los afloramientos y de los datos de sondeo y sísmica, las subcuencas de Murcia y Almería, a diferencia de la plataforma occidental del Golfo de Valencia, diferenciaron una banda de arrecifes, hoy cubierta por las aguas del vecino Mediterráneo, que aislaba una protegida plataforma interna, tipo lagoon, del mar abierto (Fig. 10)

La Secuencia de Depósito que iniciamos con el System Tract tipo LST que incluía el "Valencia Gypsum Fan" continúa con un Cortejo Transgresivo que de margen a cuenca diferencia facies energéticas conglomeráticas, arenosas y calizo-arenosas y facies distales y condensadas sobre el complejo turbidítico de la paleogeografía profunda.

La Secuencia de Depósito Messiniense-Plioceno (M_8 - P_1) culmina en un Cortejo tipo HST que es muy parecido a aquel del Tortoniense 1 que construyó la protoplataforma Occidental del Golfo de Valencia, caracterizado por una alimentación en sedimento netamente descompensada con la subsidencia. Este nuevo y espeso Cortejo es el que realmente conforma la geometría actual: plataforma, talud y cuenca del Golfo de Valencia y, al igual que aquel del Tortoniense 1, deposita notables sistemas turbidíticos en la cuenca (Columbretes Fan de Martínez del Olmo, 1984)

Discusión

Es evidente que el modelo de desecación fue rápidamente admitido, tanto por lo atractivo de su catastrofismo como por el nivel geológico conceptual que poseíamos un par de décadas atrás. El progreso que significan las Secuencias de Depósito, permite una interpretación diferente de observaciones casi idénticas; lo que veinte años antes parecían sólidos argumentos: i) las sales y

sulfatos pertenecen siempre a medios someros y ii) las sales situadas en el margen y la cuenca, de edad Messiniense, son lógicamente las mismas, constituyen hoy una débil argumentación que líneas sísmicas, pozos y progreso conceptual ponen en evidencia .

No sabemos si el Mediterráneo fue brevemente comunicado por el cierre de Gibraltar y los estrechos Nortbético y Suratlásico en el máximo regresivo del Messiniense 1 permitiendo el depósito de la sal, pero sabemos que este cierre no es estrictamente necesario para tal depósito. Conocemos que las evaporitas someras no se depositaron más allá del segmento externo de las plataformas levantina y balear y este borde lo podemos reconstruir con precisión aceptable. Sabemos también que el máximo regresivo en el que se depositaron es muy corto y que se produce tras un período de inactividad erosiva del área continental emergida y justo después del depósito y conservación de láminas ricas en materia orgánica, que no se corresponden con la anoxia frecuentemente provocada por impulsos transgresivos: se localizan en un System Tract de nivel alto (Martínez del Olmo y Jurado, 1991) y frecuentemente son originadas por procesos de "upwelling" (Rouchy, 1982).

Conocemos que en los paleomargenes emergidos las evaporitas proceden de agua marina (García Veigas *et al.*, 1990) y se intercalan en sedimentos que, aunque empobrecidos en fauna, no dejan de ser marinos. Si la desecación no fue total en los márgenes, no se comprende porqué habría de serlo en la cuenca, cuando entre ambos podemos reconstruir de 1000 a 1500 m de desnivel, si descontamos la compactación sufrida por los sedimentos pre-discordancia durante Mioceno y Pleistoceno.

En la plataforma del Golfo de Valencia obtenemos una distribución areal de las facies marino-evaporíticas del Messiniense 1 muy acordes con el efecto erosivo de un descenso eustático: parches aislados en el margen interno y depósitos casi continuos en el segmento medio-externo, donde su continuidad es únicamente rota por profundos y organizados cañones erosivos. Esta distribución y los espesores que en el segmento externo aun controlamos, nos proporcionan una buena idea del inmenso volumen de sulfatos y, quizás, sales, que fueron arrancados y transportados al interior de la cuenca por el

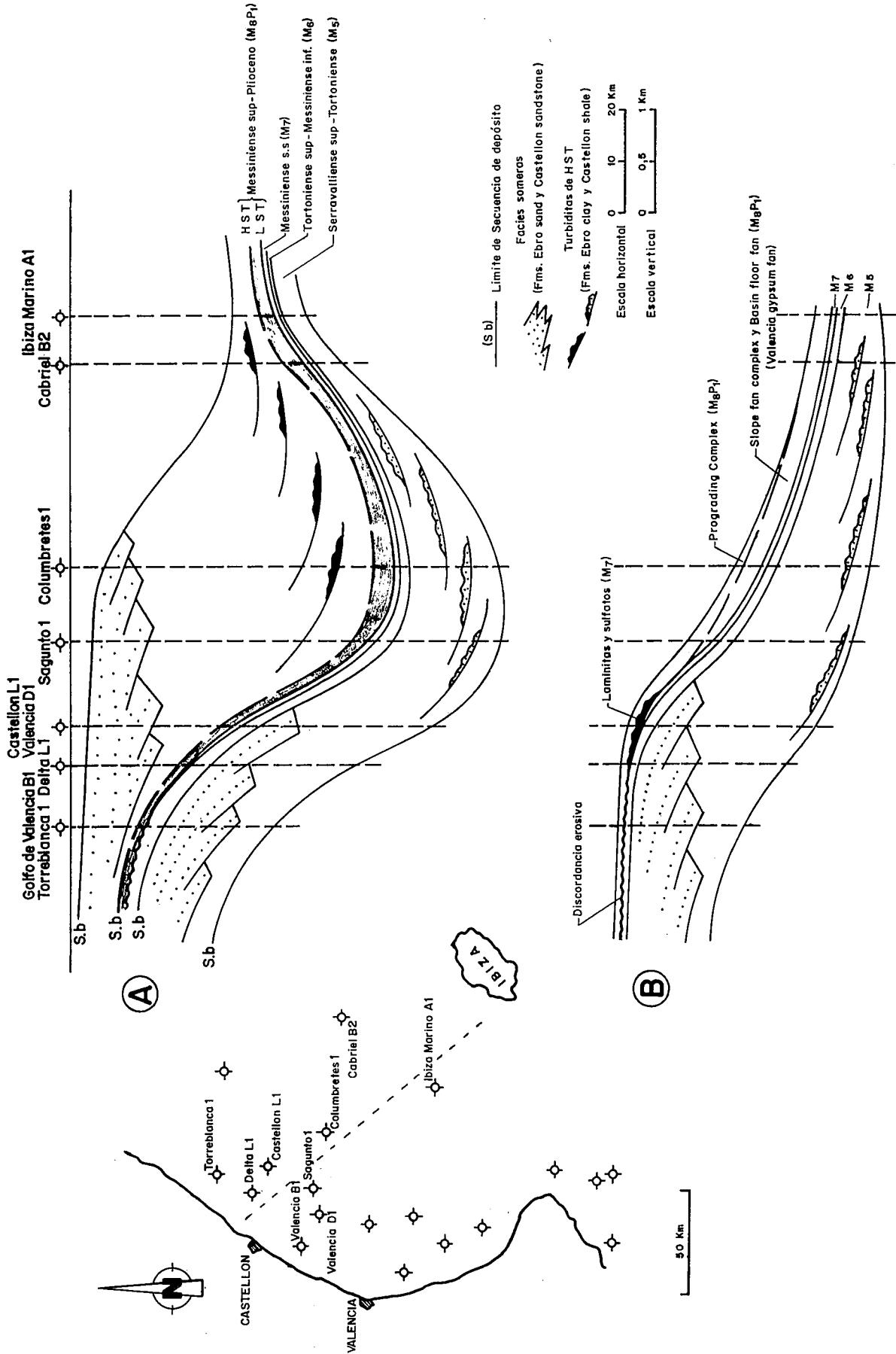


Figura 11.- A) Geometría actual en la que puede observarse la subsidencia diferencial generada entre el talud y la cuenca del momento en que se depositó el Messiniense2 turbidítico a causa de la progradación-acomodación del Cortejo HST (M8P1). B) Reconstrucción sin descompactar del desnivel plataforma-cuenca en el Messiniense s.s.

proceso erosivo de origen eustático, que fue ciertamente importante (80–100m) pero que no alcanzó a la cuenca profunda.

Si el máximo regresivo (Messiniense1) y el mínimo eustático (Messiniense2) no consiguieron la desecación, es muy improbable que el único sedimento de los envueltos en la crisis y que no controlamos, la capa salina de otras subcuencas del Mediterráneo, represente la desecación propuesta. Dado que por datos sedimentológicos intuimos una parálisis hidráulica del continente emergido, es razonable que, por su posición estratigráfica, tal capa salina sea atribuida al efecto de esta probable crisis climática, pues no creemos que un hipotético cierre de las comunicaciones Atlántico–Mediterráneo justifique una ausencia de aportes en todo el ámbito circummediterráneo. Notese finalmente que la sal se depositó sólo en aquellas áreas más deprimidas y más alejadas de la corriente de fondo de Gibraltar.

Conclusiones

Los sedimentos relativos al Messiniense del Golfo de Valencia pertenecen a tres Secuencias de Depósito diferentes que pueden interpretarse del modo siguiente:

1) Secuencia de Depósito Tortoniense superior–Messiniense inferior: inicio de un margen mal abastecido en sedimento por una causa probablemente climática. No se descarta que facies evaporíticas de esta Secuencia de Depósito existan en el extremo margen de la cuenca.

2) Secuencia de Depósito Messiniense s.s.: acentuación de la crisis climática que provoca en el máximo regresivo (HST) el depósito y progradación de charcas evaporíticas hasta la plataforma externa. La reconstrucción de este máximo climático–regresivo es posible y, aunque variable por sectores, puede afirmarse que los depósitos evaporíticos someros no sobrepasaron distancias superiores a 20–30 km de la actual línea de costa peninsular. En este máximo regresivo se interpreta el depósito de la sal por sobresaturación en las cuencas abisales del Mediterráneo y en aisladas cuencas subsidentes de los márgenes.

3) Secuencia de Depósito Messiniense superior–Plioceno: se inicia por un descenso eustático que genera una discordancia erosiva, subaerea y submarina en el margen y plataforma y un correlativo System Tract de Nivel Bajo. Es difícil evaluar la cuantía de este descenso eustático, pero apoyándonos en los máximos espesores conservados y en los mínimos residuales del Messiniense s.s. y suponiendo que toda la erosión de la plataforma fue subaerea, hecho improbable, la magnitud del descenso no pudo ser superior a 80–120m. Es así por lo que el Golfo de Valencia mantuvo durante este mínimo eustático y en su actual eje entre 1000 y 1500m de lámina de agua. Esta cifra, variable por sectores, es el desnivel existente, compactación excluida, entre las facies de plataforma y las de cuenca profunda del momento pre–erosión. El Cortejo de Nivel Bajo (LST) es un espectacular y complejo sistema turbidítico que incluye una elevada proporción de sulfatos arrancados a la plataforma previa.

Si ni el máximo regresivo–climático ni el mínimo eustático del tiempo Messiniense consiguieron la deseca-

ción del Golfo de Valencia, es prácticamente imposible que estos procesos lo consiguiesen en la inmensa mayoría de la cuenca del Mediterráneo.

A mis amigos E. Perconing, L. Granados y C. Martínez Díaz, paladines del Messiniense marino o Andaluciense y a J.J. Gómez y los revisores de la Sociedad Geológica de España, J.M. Rouchy y C. Santisteban por sus valiosas aportaciones al primer manuscrito. Al Editor A. Marcos Vallaure por permitirme el uso de una literatura geológica tan coloquial.

Bibliografía

- Agustí, J., Cabrera, L.L., Calvet, F., Machperson, I., De Porta, J. y Ramos Guerrero, E. (1991): Registro sedimentario Mioceno en las zonas emergidas del sector central del margen catalán. *I Congr. Grupo Español del Terciario, Vic*, 7–10.
- Barber, P.M. (1981): Messinian subaerial erosion of the proto–Nile Delta. *Mar. Geol.*, 44 (3–3): 253–272.
- Calvet, F., Zamarreño, I. y Trave, A. (1991): Los sistemas arrecifales del Mioceno Superior en la cuenca Alacant–Elx. *I Congr. Grupo Español del Terciario, Vic*, 52–54.
- Cita, M.B. (1991): *Development of a scientific controversy*, 13–23. Edit. Tech. Hoechst.
- Clauzon, G. (1973): Le cayon messinien dy Rhone; une preuve decisive du “desicated deep–basin–model” (Hsü, Cita and Ryan, 1973). *Bull. Soc. Geol. France*, 24(3): 597–610.
- Dabrio, C.J. y Martin, J.M. (1978): Los arrecifes messinienses de Almería (SE de España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 8–9: 85–100.
- Dietz, R.A. y Woodhouse, M. (1989): Mediterranean sub–bottom giant Messinian salt as a precipite. *Geol. Soc. Amer. Ann. Meet. Abstracts*, 21(6):263.
- Dronkert, H. Y Pagnier, H. (1977): Introduction to Mio–Pliocene of the Sorbas Basin. *Messinian. Sem.*, 3. *Field trip 2*, 1–21.
- Escutia, C. y Maldonado A. (1992): Paleogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia trough, Northwestern Mediterranean Sea. *Tectonophysics*, 203 (1–4): 263–284.
- Esteban, M., Calvet, F., Dabrio, C., Giner, J., Pomar, L. y Salas, R. (1977): Messinian (uppermost Miocene) reefs in Spain. Morphology, composition and depositional environments. *International Coral Reef Symposium, III, Miami*.
- Estevez, A., Soria, J. y Alfaro, P. (1991): La alineación estructural de Crevillente–Alicante. Estratigrafía y tectónica. *I Congr. Grupo Español del Terciario, Vic*, 117–119.
- García Siferiz, B., Querol, R., Castillo, F. y Fernández, J.R. (1978): A new hydrocarbon province in the Western Mediterranean. *10^o World Petroleum Congr. Bucarest*, 4:1–4.
- García Veigas, J., Rosell, L., Utrilla, R. y Orti, F. (1990): Aportaciones geoquímicas al conocimiento de las evaporitas messinienses: cuencas de Palma (Mallorca), S. Miguel de Salinas (Alicante) y Lorca (Murcia). En: Orti, F. y Salvany, J.M.(Eds.), 257–266.
- García Veigas, J., Orti, F., Rosell, L. e Inglés, M. (1994): Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad Salina messiniense de la cuenca de Lorca (sondeos S₄ y S₅). *Geogaceta*, 15:78–81.
- Garrido, A. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Act. V Congr. Latinoamer. Geol.*, 1:385–402.
- Garrido, A. (1983): Relación espacio–temporal entre arrecifes y evaporitas en las cuencas neógenas de Almería y Sorbas. *X Congr. Nac. Sedim. Menorca*, 33–36.
- Garrido, A., Leret, G., Martínez del Olmo, W. y Soler, R. (1983): La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. *Mediterránea* 1: 83–103.
- Granados, L. (1985): *Revisión micropaleontológica de los sondeos Ibiza Marino y Gabriel*. Informes internos de ENIEPSA.
- Hsü, K.J., Cita, M.B. y Ryan, W.B.F. (1973): The origin of the Mediterranean evaporites. *Proc. Init. Repts. O.D.P.*, 1:1203–1231.
- Hsü, K.J. y otros (1976): Retour du Glomar Challenger en Méditerranée. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 2: 54–61.
- Hsü, K.J. (1988): The Mediterranean salinity crisis. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72(8):1007–1008.

- Loutit, T.S. y Keigwin, L.D. (Jr.) (1982): Stable isotopic evidence for latest Miocene sea-level fall in the Mediterranean region. *Nature*, 300(5888):163-166.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. (1994): Messinian events in the Sorbas basin in southeastern Spain and their implication in the recent history of the Mediterranean. *Sedim. Geol.*, 90(3-4):257-268.
- Martínez del Olmo, W. (1978): *El Mediterráneo Occidental*. Coloquio Internacional Tectónica de Placas, Instituto Geológico y Minero de España (inédito).
- Martínez del Olmo, W. (1984): Un ejemplo actual y reciente de abanico turbidítico profundo: Columbretes Fan. *I Congr. Geol. Esp. Se-govia*, 5:53-75.
- Martínez del Olmo, W. (1986): *El Neógeno del Golfo de Valencia*. Conferencia y libro resúmenes XI Congr. Nac. Sedim., Barcelona.
- Martínez del Olmo, W. (1994a): Observaciones al modelo tipo de "Depositional Sequences" de P.R. Vail. V *Simposio Bolivariano de Cuencas Subandinas. Venezuela*, 1.19.
- Martínez del Olmo, W. (1994b): *Como y porqué no se secó el Mediterráneo durante el Messiniense*. Conferencia Coloquio A.G.G.E.P., Univ. de Madrid (inédito).
- Martínez del Olmo, W. (1996): Depositional Sequences in the Gulf of Valencia Tertiary Basin. En: P. Friend y C. Dabrio (Eds.)
- Martínez del Olmo, W. y Garrido, A.G. (1991): La crisis Messiniense a partir de los datos del Golfo de Valencia (Nueva hipótesis). *I Congr. Grupo Español del Terciario, Vic*, 202-205.
- Martínez del Olmo, W. y Jurado, M.J. (1991): El Neógeno de la cuenca del Mar Menor (Murcia) a partir de datos del subsuelo. *I Congr. Grupo Español del Terciario, Vic*, 198-201.
- Martínez del Olmo, W., Murillas, J. y Fernández Ortigosa, F. (1991): Los ciclos eustático-sedimentarios del Neógeno en el Golfo de Valencia (Mediterráneo Occidental). *I Congr. Grupo Español del Terciario, Vic*, 206-209.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R. y Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26:53-62.
- Montenat, Ch. (1973): *Les formations néogènes et quaternaires du Levant Espagnol*. Thèse d'Etat. Univ. d'Orsay. 1170 pp.
- Montenat, Ch. y Bizon, J.J. (1976): Continuité ou discontinuité de sédimentation marine Mio-Pliocene en Méditerranée occidentale. *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 31(4):613-650.
- Mutti, E. y Ricci Lucchi F. (1972): Le turbiditi dell'Appenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Italia*, 11:161-183.
- Orti, F. (1990): Introducción a las evaporitas de la Cuenca de Lorca. En: Orti F. y Salvany J.M.(Eds.), 251-256.
- Parea, G.C. y Ricci Lucchi, F. (1972): Resedimented evaporites in the Periadriatic trough (Upper Miocene, Italy). *Israel Jour. Earth Sci.*, 21:125-141.
- Pascual Molina, A. (1991): Secuencias deposicionales de la cuenca de Tabernas (Cordilleras Béticas, Almería, S.E. de España). *I Congr. Grupo Español del Terciario, Vic*, 248-251.
- Ricci Lucchi, F. (1973): Resedimented evaporites: Indicators of slope instability and deep-basin conditions in Periadriatic Messinian (Apennines foredeep, Italy). *Konink. Nederl. Akad. Wet. Proc.*, 142-149.
- Rouchy, J.M. (1982): La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mem. Mus. Hist. Nat. France*, 50:1-267.
- Rouchy, J.M. (1986): Les évaporites miocènes de la Méditerranée et de la mer Rouge et leurs enseignements pour l'interprétation des grandes accumulations évaporitiques d'origine marine. *Bull. Soc. Geol. France*, 3(2):511-520.
- Ryan, W.B.F. (1976): Quantitative evolution of the deep of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23: 791-813.
- Ryan, W.B.F. y Cita, M.B. (1978): The nature and distribution of Messinian erosional surfaces - indicators of a several kilometer deep Mediterranean in the Miocene. *Mar. Geol.*, 27:193-230.
- Saint Martin, J.P., Conesa, G., Cornée, J.J., Muller, J y André, P. (1994): Anatomie de quelques plate-formes carbonatées progredantes messiniennes de Méditerranée occidentale. *Séance Spéc. ASF. S.G.F.*, 39-41.
- Schreiber, B. y Helman, H. (1989): What are the problems in forming deepwater Messinian evaporites?. *Geol. Soc. Amer. Ann. Meet. Abstracts*, 21(6):363
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., González-Delgado, J.A. y Frances, G. (1993): Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE Atlantic and Mediterranean. *Mar. Micropaleontol.*, 21(1-3):143-168.
- Soler, R., Martínez del Olmo, W., Megías A. y Abeger, J.A. (1983): Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. *Mediterránea, Ser. Geol.*, 1:71-78.
- Stockinger, W. (1976): Valencian Gulf offer deadline nears. *Oil-Gas Jour.*, 3:197-204.
- Vail, P.R. (1987): *Seismic stratigraphy interpretation using sequences stratigraphy*. En: Bally, A.W. (Ed.): *Atlas of seismic stratigraphy*. Amer. Assoc. Petrol. Geol.
- Vail, P.R. y Sangree, J.B. (1988): *Sequence stratigraphy interpretation on seismic well and outcrop data*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Ann. Conv. Short Course, Houston.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. y Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26:63-98
- Van Wagoner, J.C., Possamentier, H.W., Mitchum, R.M. (Jr.), Vail, P.R., Darg, S.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988): An overview of fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: Wilgus et al. (Eds.). *SEPM special Publ.*, 41: 39-46.

Recibido el 6 de Marzo de 1996

Aceptado el manuscrito revisado el 5 de Febrero de 1996