

# ACTA GEOLOGICA HISPANICA

INSTITUTO NACIONAL DE GEOLOGIA  
(CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS)

Año IX - N.º 4

Julio-Agosto 1974

Depósito legal: B. 6861-1966

## Deslizamientos gravitacionales y olistostromas miocenos en el bajo Gaià y Campo de Tarragona<sup>(3)</sup>

por M. ESTEBAN CERDÁ<sup>1</sup> y P. F. SANTANACH PRAT<sup>2</sup>

### RESUMEN

Al iniciarse la transgresión miocena se producen varios olistostromas de materiales mesozoicos, debido a los basculamientos relacionados con la formación de la Depresión Prelitoral. Se analiza y demuestra la naturaleza gravitacional de estos procesos, netamente separados en el tiempo de la fase de tectónica compresiva. Los olistostromas y materiales asociados presentan una brechación muy característica, con calcitización y microsparitización, que indican un largo período de exposición subaérea. Atendiendo a sus características litológicas y posicionales, en estos depósitos puede establecerse la siguiente zonación: núcleo, frente de transición y parte posterior. Se considera el posible mecanismo de desplazamiento.

### SUMMARY

Because of the tilting related to the origin of the "Depresión Prelitoral" at the beginning of the Miocene transgression several olistostromes were produced. Gravitational processes are believed to have been responsible for these structures, which are older than regional compressive tectonics. Olistostromes and associated deposits are typically brecciated with calcitization and microsparitization reflecting a long history of subaerial exposure. Lithological and spatial features of these deposits form a basis for the following zones: nucleous, transition-front, and backside. A possible process of displacement is considered.

### INTRODUCCIÓN

Los términos olistostroma y olistolito fueron introducidos y definidos por FLORES (1955). La poca

precisión de sus definiciones condujo a un cierto confusiónismo, llegando a incluirse dentro de los olistostromas a fenómenos sedimentarios bien individualizados como las turbiditas. JACOBACCI (1965), después de un detallado análisis de los trabajos publicados al respecto durante esta década, precisa lo que debe entenderse por estos términos, por fenómeno sedimentario y por fenómeno tectónico. Según este autor, olistostroma es un proceso sedimentario particular que tiene lugar como consecuencia de un desprendimiento de rocas preexistentes y de una deposición subacuática, tan rápida, que sólo permite una mezcla desordenada de los elementos que constituyen el olistostroma. Por olistolito se entiende una masa rocosa que constituye un elemento particular del olistostroma, o que en cualquier caso no presenta continuidad estructural con rocas análogas. La sedimentación olistostrómica debe diferenciarse: 1.º de una sedimentación clástica normal, en la que el proceso es más lento y da lugar a una nueva ordenación, y 2.º de los fenómenos tectónicos, puesto que en éstos la roca adquiere una nueva distribución espacial y conserva, al menos en parte, sus relaciones estructurales originales. Los olistostromas son pues fenómenos sedimentarios y por tanto, para poder asegurar que se trata de tales y no

1. Instituto Jaime Almera, C.S.I.C. Departamento de Petrología, Universidad de Barcelona.

2. Departamento de Geomorfología y Tectónica. Universidad de Barcelona.

3. Agradecemos a Aguas Industriales de Tarragona y al Servicio Geológico de Obras Públicas la amable colaboración en diversos aspectos de este trabajo.

confundirlos con otros fenómenos, deben estar integrados en una serie sedimentaria. No obstante, existen fenómenos intermedios entre la sedimentación, los procesos olistostrómicos y los tectónicos sinsedimentarios.

Las dificultades terminológicas y descriptivas para delimitar toda esta compleja serie de procesos graduales entre tectonismo y sedimentación, han llevado a la definición de una nueva categoría independiente situada entre ambos fenómenos: la *delapsión*, que comprende desde el *slumping* hasta los desprendimientos de rocas, incluyendo las turbiditas y los olistostromas. HOEDEMAEKER (1973) introduce este término, con un detallado análisis de los procesos asociados y su significación. La delapsión cubre los procesos superficiales que 1.º se manifiestan como desplazamientos de materiales rocosos, en suspensión o no, a lo largo de pendientes (exceptuando las pendientes de sotavento de los ripples de corriente y megaripples) después de su desprendimiento del área de origen, y 2.º que se efectúan bajo la *componente tangencial de la gravitación*; estos procesos no son debidos a causas endogénicas —excepto las que ocasionan la pendiente— ni a fuerzas exogénicas generadas por un medio móvil, gas, fluido o sólido. El *olistón* es la unidad deposicional producida en una delapsión. Para este autor el olistostroma es “el olistón resultante de la delapsión incoherente de rocas cohesivas de una consistencia tal que 1.º son capaces de formar un medio móvil a través del cual tiene lugar el movimiento delapsional (matriz), y 2.º que los posibles elementos presentes, que han retenido por lo menos en parte su coherencia, de tal manera que su identidad original puede ser reconocida (olistolitos), no sufren ningún tipo de diferenciación mecánica que dé lugar a estratificación o gradación interna” (HOEDEMAEKER, 1973, p. 56). Existirán transiciones entre olistostromas y *mud flow deposits* por parte, *muddy grain avalanched deposits*, *coherent slides* y *klippes* sedimentarias.

La presencia de una deposición olistostrómica en la base del Mioceno en las inmediaciones de Tarragona fue puesta de manifiesto en ESTEBAN (1969, 1971). Posteriormente, en ESTEBAN (1973) se señalan accidentes semejantes en Marmellar (Montmell) y en el corte de Salomó a Vilabella. En la Hoja 473 del Mapa Geológico de España (2.ª serie) se interpreta el montículo del Loreto como “un anticlinal cabalgante, con una espectacular flecha, las dolomías del flanco normal alcanzan en su traslación las facies plásticas del garumniense que ocupan el eje del sinclinal cabalgado”. Por el contrario, en el presente trabajo reafirmamos y precisamos la significación olistostrómica de estas estructuras, sus características litológicas y su relación con el marco tectónico en que se han producido.

## SITUACIÓN GEOLÓGICA

En la región central de los Catalánides se distinguen de SE a NW las siguientes unidades morfoestructurales: las Depresiones Externas, la Cordillera Litoral (Macizo de Garraf), las Depresiones Prelitorales (Vallès-Penedès y Reus-Valls), la Cordillera Prelitoral (Bloque del Gajà, Sierra de Miramar y Mesa de Prades), y el borde de la Cuenca del Ebro. Las depresiones del Penedès y de Reus-Valls están separadas por el Macizo de Bonastre (Fig. 1 A), y adosado a la parte NW de este macizo se encuentra el arco de pliegues de Salomó-La Vall de Sant Marc, que se prolonga hacia Tarragona y Salou (LLOPIS 1947, Hoja 473 del Mapa Geol. Nac. 2.ª serie).

Esta división morfoestructural se debe a la fracturación distensiva de edad miocena, que produce las semifosas tectónicas en las que se asientan las cuencas miocenas. Anteriormente, a finales del Eoceno y durante el Oligoceno, estos terrenos habían sido ya afectados por una tectónica alpina de compresión de dirección NNW-SSE, a la que se deben los pliegues, escamaciones y desgarres presentes.

La deposición olistostrómica y fenómenos de deslizamiento gravitacionales objeto de este estudio, se localizan en el borde SE de la cuenca miocena de la depresión Reus-Valls, concretamente junto a la zona de pliegues de Tarragona-Salou y Salomó.

En la fig. 1 B se resume la estratigrafía de los materiales que intervienen en el área considerada. Dada la finalidad de este trabajo aquí sólo comentaremos algunos aspectos relativos al Cretácico Superior. (Para una descripción más detallada ver ESTEBAN 1973.) Los niveles datables más altos corresponden al Turonense, con calizas micríticas blancas con foraminíferos planctónicos. Sobre estos niveles se dispone un espesor muy variable (hasta casi dos centenares de metros) de materiales que no han podido ser datados y que situamos dentro de las facies “garumnienses”. Estos materiales están recubiertos discordantemente por calizas del Mioceno marino (Vindoboniense en SOLÉ 1957 y PORTA 1969). Se distinguen dos tramos:

a) “garumniense calcáreo gris”: Encima del Turonense, bruscamente y sin ninguna discontinuidad apreciable (excepto localmente algunas bandas milimétricas de caliche laminar), aparecen calizas grises con proporciones variables de Charáceas, Gasterópodos y Ostrácodos. Este tramo calcáreo tiene una potencia variable entre 0 y 40 m, y aunque en la base contiene frecuentes niveles calcareníticos con Miliólidos, Rotálidos, Corales, etc., no ha sido posible datarlo con certeza. Podría incluir algunos horizontes de Senonense, pero cabe citar la presencia de Rotálidos idénticos a los que en Salou se encuentran en las calizas datadas como Thanetiense-Montiense (Hoja

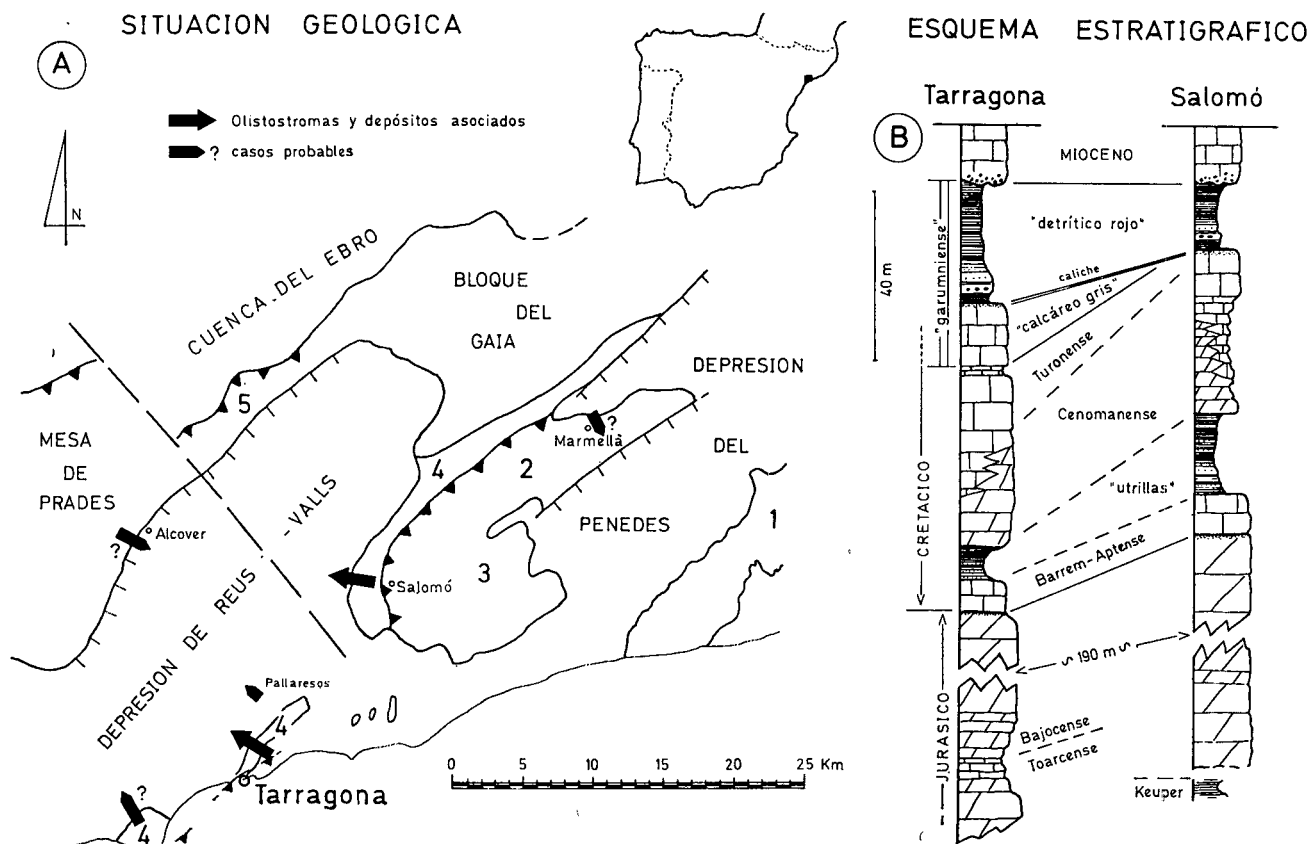


Fig. 1. — A: Situación geológica de la zona estudiada, basada en la síntesis 1 : 200.000 del IGME y las hojas 419, 473, 446, 447 y 418. Leyenda: 1: Macizo de Garraf; 2: Sierra del Montmell; 3: Macizo de Bonastre; 4: Arco de Pliegues Salou-La Vall de Sant Marc; 5: Sierra de Miramar. B: Esquema estratigráfico basado en ESTEBAN (1973).

473, Mapa Geol. Nac. 2.ª serie). Este "garumniense calcáreo" está plegado en perfecta concordancia con la secuencia cretácica.

b) "garumniense detrítico rojo": Su espesor es muy variable, oscilando entre 2 y más de 100 m. La base es erosiva, situándose a diferentes niveles del "garumniense calcáreo"; en Salomó llega a afectar incluso a las calizas con Prealveolínidos del Cenomanense. En esta base erosiva es muy frecuente la presencia de un complejo caliche pisolítico con *Microcodium*, descrito en detalle en ESTEBAN (1972 a y b). De acuerdo con estos trabajos la hipótesis más aceptable es atribuir una edad pre-Ilerdiense a este caliche, que en regiones más al NE (Montserrat) se halla debajo de los famosos niveles de *Bulimus gerundensis* y afecta incluso al Triás.

El "garumniense detrítico", cerca de la base, contiene arcillitas versicolores con cuarzos en "jacintos de compostela" y arenitas cuarzosas conglomeráticas con laminación cruzada en *through*. Los cantos son de cuarzo y lidita, bien redondeados y pulidos. Hacia arriba la granulometría es más fina, aumentando progresivamente la proporción de micas y carbonatos de-

tríticos. El tramo detrítico alcanza su máxima potencia, unos 20 m, en Tarragona. El techo del "garumniense detrítico" es erosionado por paleocanales de conglomerados y calcarenitas marinas del Mioceno. Las dificultades de afloramiento no permiten precisar más las particularidades de la estructura del "garumniense detrítico", pero por lo menos el Mioceno descansa sobre él en clara discordancia angular.

#### CORTE DEL LORETO

##### Descripción general

El alargado afloramiento de Jurásico y Cretácico de los alrededores de Tarragona forma en líneas generales, un anticlinal vergente al NW afectado por algunas fracturas. Hacia el SE, cubierto en gran parte por la ciudad, sigue un sinclinal, en cuyo núcleo aflora el "garumniense detrítico" y que presenta el flanco meridional fuertemente invertido. Estas estructuras son cabalgadas desde el SE por las dolomías jurásicas, y el conjunto está cubierto discordantemente por el Mioceno (fig. 2 A).

## Estructura del olistostroma

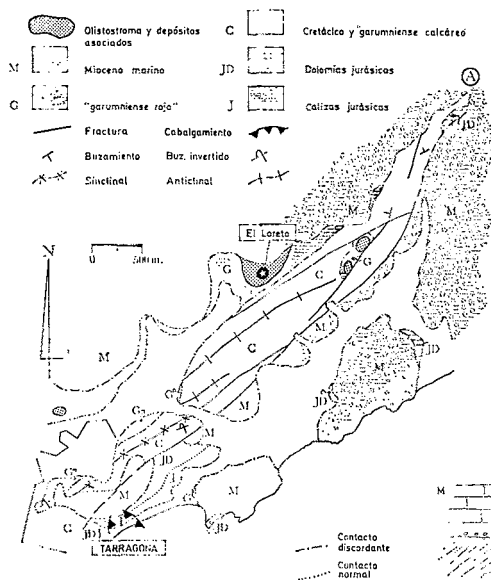
Las condiciones de afloramiento del olistostroma de la Ermita del Loreto permiten observar con toda comodidad su base descansando sobre el fondo de la cuenca sedimentaria miocena, formada aquí por los materiales del "garumniense rojo", su estructura interna y su transición lateral hacia los sedimentos marinos del Mioceno. Para una mayor claridad en la exposición distinguiremos: a) el núcleo central del olistostroma, b) el frente de transición, a través del cual se pasa progresivamente a los sedimentos marinos normales, y c) unos klippes que no están en contacto directo con los sedimentos miocenos y que están situados en la parte posterior del olistostroma propiamente dicho.

a) El núcleo: El montículo sobre el que se asienta la Ermita del Loreto está integrado en su mayor parte por dolomías jurásicas, debajo de las cuales se halla la serie cretácica invertida, algunos de cuyos niveles están parcialmente laminados. Este conjunto presenta truncadura basal (fig. 2 B). Todas estas rocas están brechificadas en diferentes grados de intensidad; los restos de los planos de estratificación son visibles con dificultad, mejor en los materiales calcáreos que en los dolomíticos. Están afectados por numerosas grietas abiertas, muchas de las cuales presentan inyec-

ciones de arcillitas rojizas procedentes de substrato de "garumniense rojo" y también del nivel de facies "utrillas". Las brechas presentan una matriz blanquecina, sólo localmente (grietas) y hacia el frente es de color amarillento. Los cantos son angulosos y no hay mezcla de diferentes niveles estratigráficos. Los materiales dolomíticos están intensamente calcitizados ("dedolomitizados").

b) El frente: El límite del núcleo con el frente es algo impreciso. Lo establecemos cuando las brechas son subredondeadas y provienen de diferentes niveles estratigráficos, la matriz es abundante, de color amarillo intenso y con frecuencia los cantos están flotando en su interior. En la base del frente se diferencian unos materiales muy característicos, aparentemente dispuestos en un lentejón de 1 m de espesor y 8 m de longitud. Son arenitas cuarzosas y litoclásticas, de cemento calcáreo, de grano medio a grueso, con cantos subredondeados de 0,5-2 cm de calizas y dolomías mesozoicas y algunos fragmentos angulosos de fósiles miocenos. En la base de este lentejón los cantos son abundantes y están en contacto unos con otros; hacia la parte superior son mayores, están progresivamente más distanciados flotando en la matriz (fig. 2 C). La base del frente es erosiva sobre el "garumniense rojo"; que en los 20-25 cm por debajo del contacto contiene cantos aislados de calizas y do-

### ESQUEMA TECTONICO DE TARRAGONA Y SUS ALREDEDORES [ modificado de Esteban, 1971 ]



### EL OLISTOSTROMA DEL LORETO Y SU MARCO ESTRUCTURAL

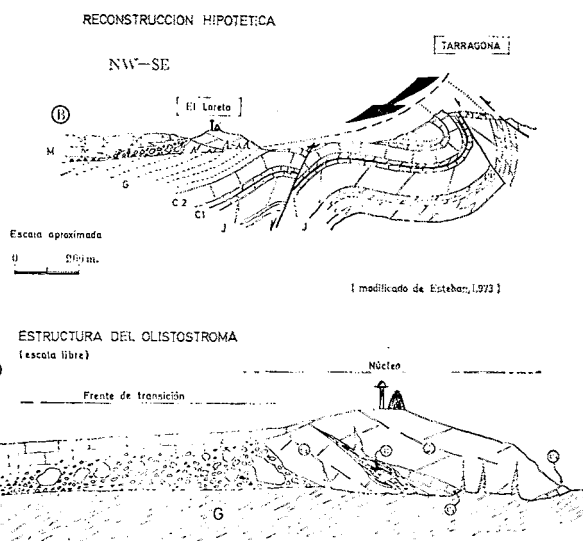


FIG. 2.—El olistostroma del Loreto y su marco estructural. A: Esquema tectónico de Tarragona y sus alrededores. B: Reconstrucción hipotética de la estructura de Tarragona con la posición del olistostroma. M: Mioceno; G: Garumniense rojo detritico; C2: Cretácico Superior y "Garumniense calcáreo"; C1: Cretácico Inferior; J: Jurásico. C: Esquema sin escala con la zonación del olistostroma. G: "garumniense rojo detritico"; M: Mioceno; J: Jurásico; Ca: Calizas barrem-aptenses; u: "utrillas"; Ca: Cretácico Superior y "garumniense calcáreo".

lomías, lo que implica removilización del fondo. Interpretamos este lentejón como materiales diferenciados del núcleo por procesos de *grain-flow*.

Cerca ya del contacto con las calcarenitas del Mioceno se evidencia un aumento del redondeamiento de los cantos, con presencia de bloques de 60-120 cm bien redondeados y con perforaciones de Bivalvos, Esponjas y Algas, fragmentos gruesos y desordenados de Ostreidos, Corales, Rodofíceas, *Turritella*, Brio-

A partir de una distancia de unos 500 m del núcleo olistostrómico, la base del Mioceno marino de los alrededores de Tarragona presenta constantemente un nivel de conglomerados de cantos bien redondeados del Mesozoico que, con un espesor de 0,2-2 m, se hallan incluidos en la base del primer banco calcáreo del Mioceno. En realidad es imposible establecer un criterio para diferenciarlos de los del frente externo olistostrómico.

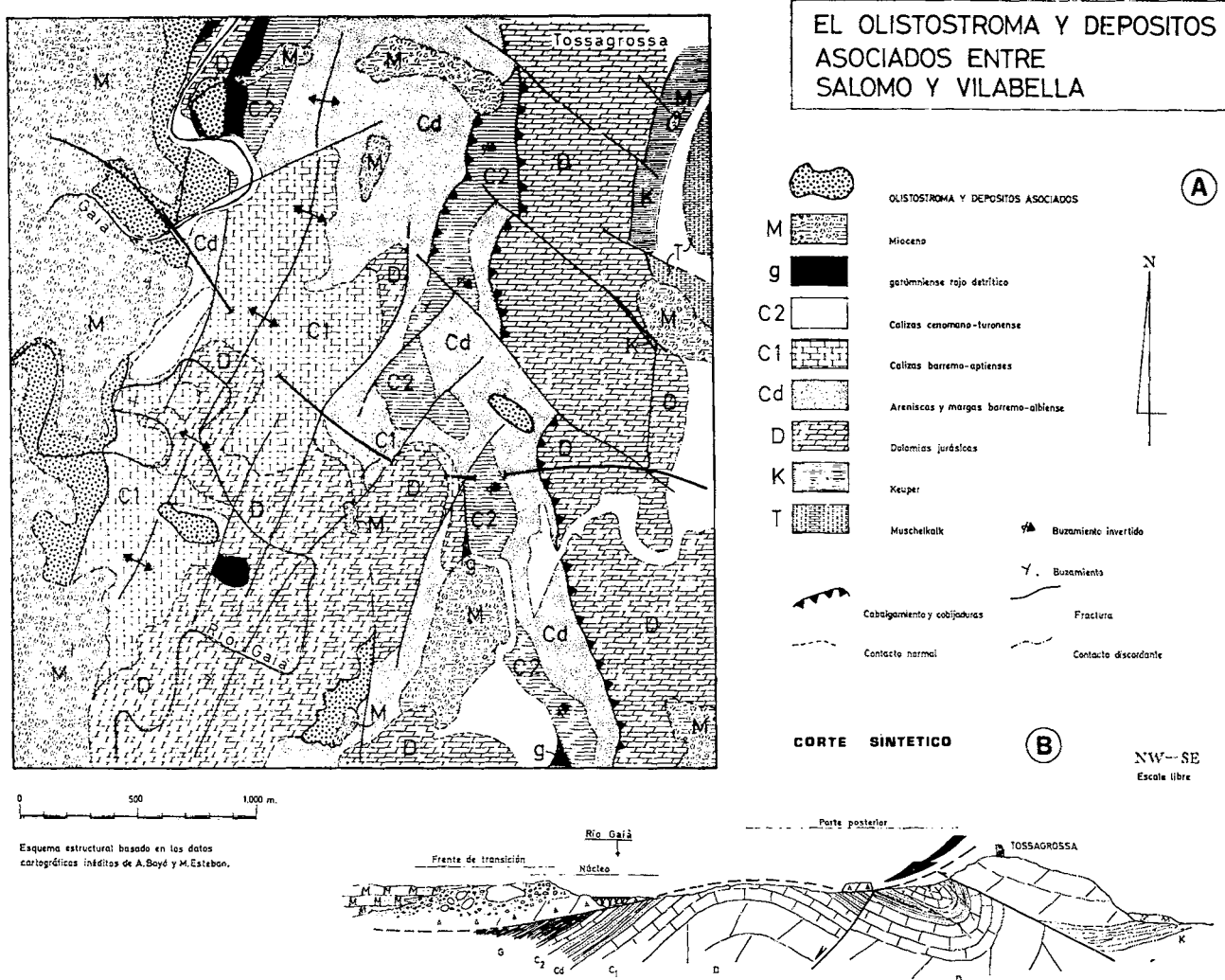


FIG. 3. — El olistostroma y depósitos asociados entre Salomó y Vilabella. A: Esquema cartográfico; B: Corte sintético; K: Keuper; D: Dolomías jurásicas; C1: Calizas barremo-aptenses; C2: Calizas cenomano-turonenses; Cd: Areniscas y margas barremo-abienses; G: "garumniense rojo detrítico".

zoos, etc. El contacto con las calizas miocenas supra-yacentes es muy gradual, sin que exista ningún tipo de plano de separación (fig. 2 C). Estas estructuras se interpretan como removilizaciones de los depósitos miocenos que ya se hallaban sobre el zócalo "garumniense", o quizás, incluso, sobre el frente olistostrómico en avance.

c) Parte posterior: No es posible observar el área de donde se han desprendido los materiales del olistostroma, aunque todo parece indicar que debe tratarse del flanco meridional invertido correspondiente al sinclinal cabalgado del zócalo de la ciudad de Tarragona. Lo único que puede observarse son dos pequeños restos de materiales alóctonos al SE de la Ermita

del Loreto (fig. 2 A), los cuales coronan dos pequeños cerros. Son brechas de dolomías jurásicas muy semejantes a las del núcleo y tienen una potencia inferior a los 4 m.

### Consideraciones

Las observaciones realizadas en el corte de la Ermita del Loreto indican: 1) el desplazamiento del conjunto olistostrómico tuvo lugar en la misma base del Mioceno marino, 2) las inyecciones de los substratos plásticos en las grietas subverticales indican que se trata de procesos relacionados con una tectónica distensiva, y en este caso el contacto horizontal con truncadura basal correspondería a la prolongación sobre la superficie topográfica de la cuenca sedimentaria de una falla normal muy tendida (tectónica gravitacional, MATTAUER 1973, cap. 12) y no es una falla inversa (tectónica compresiva), 3) la macroestructura del olistostroma, con la serie cretácica invertida, se considera una indicación de que existían pliegues con flancos invertidos antes de la base del Mioceno marino, y 4) la intensa calcitización de las dolomías y la brechación, con capacidad de desplazamientos en *mass-flow* (por lo menos en parte) indican una larga etapa telodiagenética con exposición en la zona vadosa continental de parte de los pliegues, antes del Mioceno marino.

De todas estas consideraciones se deduce que la estructura del montículo del Loreto se produjo muy posteriormente al plegamiento, teniendo todas las características de un olistostroma cuya formación está netamente separada de la tectónica compresiva.

Otro afloramiento de dolomías olistostrómicas aflora al NW del zócalo de la ciudad de Tarragona (fig. 1 A). Sus dimensiones son más reducidas que las del Loreto. También parece ser que se ha atravesado un olistostroma en unos sondeos realizados cerca de El Pallaresos, con un espesor aparente de unos 30 m.

Por otra parte, en la base del Mioceno de los alrededores de Tarragona se registran bruscos cambios de espesor en los conglomerados basales que deben relacionarse con fracturas que elevan el zócalo dolomítico. La matriz de estos conglomerados parece idéntica a la de las brechas de los bordes del frente olistostrómico, pero pueden diferenciarse fácilmente, puesto que los cantos de estos conglomerados así como el zócalo dolomítico contienen numerosas perforaciones de Esponjas y Bivalvos, y no presentan la más mínima calcitización.

### CORTE DE SALOMÓ-VILABELLA

#### Descripción general

El área comprendida entre Salomó, Vilabella,

Montferri y Vespella ofrece unas características estructurales muy semejantes a las de Tarragona, con una mayor extensión de afloramiento (fig. 3 A). A la complejidad cartográfica de esta zona contribuyen en gran manera los rápidos cambios laterales de facies y de potencias en el Cretácico. Hacia el E se sitúa de N a S el frente de cabalgamiento de la masa de dolomías jurásicas de la Tossagrossa. El plano de cabalgamiento parece tener un ángulo inferior a 30°. Paralelamente al frente se sitúa un pliegue sinclinal fuertemente comprimido y con el flanco E invertido (fig. 3 B), el cual a su vez puede llegar a cobijar a materiales del Cretácico Inferior. El resto del afloramiento es un conjunto de pliegues ligeramente vergentes al NW, fosilizados por el Mioceno marino a lo largo del borde W.

El "garumniense rojo detrítico" llega a depositarse erosivamente sobre el Cenomanense, y en algunos puntos las limolitas rojas descansan incluso sobre las dolomías jurásicas. No obstante, por lo menos en su base, el "garumniense rojo" está plegado en concordancia con el Cretácico.

#### Estructura del olistostroma

Los materiales olistostrómicos alcanzan gran extensión y quizá pueden corresponder a varios desprendimientos y deslizamientos sucesivos. No disponiendo de criterios para separarlos y dado que todo indica que estos fenómenos se han desarrollado durante una etapa cronológica muy corta y concreta (la base del Mioceno marino) hablaremos, para simplificar la descripción, de una deposición olistostrómica en conjunto, y distinguiremos las mismas zonas que en el Loreto.

a) El núcleo: Sus características son muy semejantes a las del Loreto. Está integrado por dolomías jurásicas brechificadas. La matriz es escasa y de colores grisáceos blanquecinos. Se preservan algunas trazas de la estratificación original y es muy intensa la calcificación de las dolomías. Los afloramientos se hallan a lo largo de las partes bajas de las paredes del valle del Gaià.

b) El frente: La delimitación de los materiales del frente con el núcleo es mucho más compleja. En el corte de la línea férrea entre Salomó y Vilabella (fig. 3 B) a diferencia de lo que ocurría en el Loreto, no podemos estudiar el frente de transición en su base sobre el zócalo de la cuenca miocena. Solamente es posible estudiar los materiales de transición que ocupan la parte superior frontal del núcleo olistostrómico.

La litología del frente es semejante a la del Loreto, aunque mucho más importante en volumen. Son brechas de dolomías jurásicas mezcladas con una no-

table proporción de calizas cretácicas. Los cantos son subredondeados flotando en una abundante matriz amarillenta. Este tipo de brechas se localiza también a lo largo de amplias grietas y fracturas a través de materiales típicos del núcleo. Cerca ya del contacto con las arenitas miocenas, aparece un bloque de calizas barremo-aptienses y cenomanenses en el que es difícil señalar la estratificación, debido a una intensa fracturación y brechación que produce, además, una compleja mezcla de horizontes estratigráficos.

El frente olistostrómico contiene bloques de hasta  $3 \times 3$  m de dolomías jurásicas, con la particularidad de la ausencia de calcitización y brechación interna. Estos bloques están bien redondeados y presentan algunas perforaciones de Esponjas y moluscos litófa-gos. A partir de este punto los cantos están ya muy bien redondeados, diferenciándose una banda de conglomerados homométricos con contacto intergranular.

Antes del primer banco de calcarenitas cuarzo-detriticas con Ostreidos, Pectínidos, Gasterópodos, Rodófitas, etc., del Mioceno se establecen de 6 a 8 m de arenitas compactas de grano medio a grueso, recubriendo los materiales del frente. Estas arenitas alternan con niveles de limolitas margosas amarillentas de 0,5 a 1 m, algo laminadas, parecidas a las de la matriz del frente olistostrómico. Los bancos de arenitas presentan pequeños paleocanales erosivos, frecuentes *load-cast* bien desarrollados. En otros puntos los bancos de arenitas, gruesos y compactos, pasan lateralmente a bolas (*ball and pillow structure*), que sugieren procesos de *slumping*. Sólo se observan algunos escasísimos *burrows* verticales y bioclastos angulosos (dientes de peces). La granulometría es muy homogénea aunque localmente puede presentar algún ligero *reserve graded bedding*, además de hileras de conglomerados cuarzosos y calcáreos. En la parte superior del último banco de arenitas, aumenta la proporción de carbonato y aparecen bioclastos angulosos de Ostreidos, Gasterópodos, etc. Hacia la parte superior la serie miocena es de tipo lacustre, bordeada de depósitos distales de conos aluviales.

c) Parte posterior: Entre el frente de cabalgamiento de la Tossagrossa y el núcleo olistostrómico (fig. 3), se hallan un serie de klippen de dolomías jurásicas intensamente brechadas y calcitizadas, cementadas por una escasa matriz dolomítica blanquecina. En su base se encuentran pinzadas pequeñas virutas de materiales cretácicos. Estos accidentes son posteriores al cabalgamiento (al plegamiento en general) y descansan indistintamente sobre diferentes niveles del Cretácico Inferior, "utrillas", Jurásico, e incluso sobre el contacto cartográfico entre ambos (fig. 3). Al igual que en el Loreto, estos contactos subhorizontales deben corresponder a la prolongación sobre la superficie topográfica de fallas normales ten-

didias. Estos klippen los interpretamos como fragmentos de desprendimientos gravitacionales que en su desplazamiento habrían arrancado bloques cretácicos del zócalo. Por no estar en contacto directo con la serie sedimentaria miocena, no pueden determinarse como olistostromas, pero sí puede decirse que estos desprendimientos gravitacionales están directamente relacionados con ellos.

#### Consideraciones

En el área de Salomó-Vilabella no es posible comprobar que la deposición olistostrómica se produjera en la misma base del Mioceno marino. En cambio son bien patentes sus relaciones con el frente de Tossagrossa: del relieve provocado por el cabalgamiento se desprenden bloques de dolomías jurásicas muy alteradas y brechificadas, que se deslizan sobre un zócalo plegado y erosionado arrancándole fragmentos; todo este conjunto penetra en las aguas someras de la bahía miocena y se incorpora en su secuencia sedimentaria. Las características litológicas y el marco estructural son muy semejantes a los de Tarragona.

#### OTRAS LOCALIDADES

Aquí mencionaremos otros afloramientos que pueden corresponder a materiales olistostrómicos semejantes a los aquí descritos. Con todo, se apuntan como probables, precisándose todavía un estudio detallado para asegurar su significación.

En el Cabo de Salou, en la trinchera de la Autovía en las inmediaciones de la Torre del Telégrafo (fig. 1 A), aflora una acumulación de brechas provenientes del "garumniense calcáreo", en una matriz limosa amarillenta, recubierta por las calcarenitas del Mioceno marino. Las condiciones de afloramiento no permiten observar la relación exacta de estas brechas con el Mioceno, ni con el substrato de "garumniense detrítico".

En la Cordillera Prelitoral existen también indicios de desplazamientos gravitacionales hacia el SE. El más claro se halla en las inmediaciones de Marmellar (La Atalaya, Sierra del Montmell, fig. 1 A). Una gran masa de dolomías jurásicas con truncadura basal, brechadas y calcitizadas intensamente, de colores blanquecinos, descansa mediante contacto subhorizontal sobre las margocalizas del Aptiense-Albiense. Otros posibles afloramientos se hallan al pie de la Mesa de Prades, entre Alcover y La Selva (fig. 1 A). Son bloques de Triás con laminación parcial del Buntsandstein que descansan sobre el Paleozoico (R. SALAS, comunicación personal).

## INTERPRETACIÓN

### *La brechación*

Cabe destacar que el tipo de brechación y alteración que se halla en los materiales olistostrómicos es claramente distintivo. Las calizas y en especial las dolomías mesozoicas in situ en los afloramientos actuales no alcanzan nunca un grado parecido de brechación y alteración. La calcitización de las dolomías jurásicas se ha producido en las inmediaciones de superficies erosivas que impliquen emersión, con canales de disolución vadosa y deposición de limo microsparítico (ESTEBAN 1973). Los productos finales de la calcitización así como sus condiciones ambientales están bien precisadas en la literatura (por ejemplo SHEARMAN et al. 1961, EVAMY 1963, 1967, DE GROOT 1967, LUCIA 1961, BAUSCH 1965, MATTAVELLI 1966, MATTAVELLI and NOVELLI 1968, KATZ 1968, BRAUN and FRIEDMAN 1970, AL-HASHIMI and HEMINGWAY 1973, etc.).

La matriz que contienen las brechas es el producto de la alteración telodiagenética de la roca original. Se compone de residuos insolubles, limo litoclástico de origen mecánico, limo diagenético pseudomicrosparítico (DUNHAM 1969) y diversos productos neomórficos de todos estos componentes. Los trabajos de ESTEBAN (1973 a y b, 1974), POMAR (1973), ESTEBAN y POMAR (en prep.) interpretan la producción de limo microsparítico como un típico producto telodiagenético común al caliche, karst, alteraciones bióticas, etc. Por todo lo dicho debe reconocerse que el tipo de alteración de los materiales del olistostroma indica un largo periodo de exposición subaérea, durante el cual tiene lugar la calcitización de las dolomías, brechación y disolución kárstica parcial con procesos de alteración superficial y fisural, acumulación de residuos insolubles, regolitos, derrubios de pendiente, etc.

Aparte de la alteración producida por meteorización de los relieves emergidos, debe suponerse que durante el desplazamiento gravitacional de estas masas alteradas se producen numerosas fracturas debido a sucesivas adaptaciones al zócalo y que han de contribuir a incrementar el grado de brechación final. Ello es posible dado que desde el comienzo del desplazamiento estos materiales poseen una elevada porosidad intercrystalina con contactos puntuales (ver ESTEBAN 1973 a y b, POMAR 1973, etc.). Por el momento se carece de criterios petrológicos que permitan diferenciar y evaluar estos dos tipos de brechación.

Una excepción a la intensa alteración subaérea que han sufrido los materiales olistostrómicos la constituyen los bloques de dolomías completamente inalteradas (gris oscuras), redondeados y con perforaciones de organismos marinos, que se hallan en el frente externo de los olistostromas. Hipotéticamente expli-

camos esta excepción considerando que estos bloques inalterados fueron arrancados de los fondos marinos y transportados por la masa olistostrómica en su desplazamiento. Los bloques calcáreos, en los que las alteraciones telodiagenéticas son menos patentes y de más difícil observación, pueden haber sido arrancadas también en zonas subaéreas.

### *El marco estructural*

En la base del Mioceno marino debió existir un relieve emergido que permitiera los procesos de alteración telodiagenética tal como se han descrito. Los materiales miocenos marinos se sedimentarían desde las cotas más bajas, quedando emergidas las partes más altas, donde la meteorización continuaría preparando el material para el desplazamiento gravitacional. La cuenca miocena ocuparía un zócalo plegado y erosionado, en el que aflorarían materiales desde el Triás al "garumniense". La región de la Tossagrossa puede considerarse como un ejemplo de este relieve residual premioceno (LLOPIS LLADÓ 1947, pp. 200-202).

Prácticamente simultáneos, se producen en diferentes puntos de la Cordillera Litoral (y seguramente también en la Prelitoral), desprendimientos gravitacionales de materiales alterados desde los relieves emergidos, que en su desplazamiento llegan a alcanzar las cuencas miocenas marinas de carbonatos de aguas someras. Esta simultaneidad en la deposición olistostrómica en una región tan amplia apunta hacia una causa provocadora importante y a escala regional.

En la base del Mioceno marino, en el área estudiada se están formando las Depresiones Prelitorales de los Catalánides, y en este momento actuarían con especial intensidad las grandes fracturas longitudinales del NW de las depresiones. Ello causa un basculamiento (véanse los cortes generales de LLOPIS 1947 y las Hojas 446, 447, 473 y 419) del bloque litoral hacia el NW, el cual a su vez desequilibra la estabilidad del relieve con sus zonas de alteración. Este desequilibrio se traduce en desprendimiento y desplazamientos gravitacionales, quizás en parte provocados por sismos, de las masas alteradas hacia las partes más bajas.

### *El desplazamiento*

Es evidente que existirá una gran variabilidad en el comportamiento de las masas rocosas durante el desplazamiento gravitacional, dependiendo de sus características litológicas iniciales, su grado de alteración, relieve del zócalo, humedad, etc. Existirán grandes bloques, limitados por diaclasas y zonas alteradas, que se desprenderán como unidades coherentes y que en su caída y desplazamiento sufrirán múltiples fracturas que los descompondrán en unidades más peque-



ñas. Por otra parte las zonas más alteradas y brechadas, los derrubios de pendiente, con abundante proporción de fangos, residuos insolubles, podrán desplazarse según diferentes modalidades de *debris-flow* cuando las condiciones de humedad lo permitan, y podrán penetrar entre las fracturas y debajo de los grandes bloques, dando así gran movilidad al conjunto. Habrá por tanto grandes diferencias de viscosidad en el conjunto de la masa en desplazamiento gravitacional, mostrándose una clara tendencia a la diferenciación de los que hemos llamado el "frente olistostrómico", compuesto por los materiales capaces de desplazarse a mayor velocidad. Dentro de este frente serán posibles continuas diferenciaciones por *mud-flow* y *muddy grain flow* y *grain flow*, con clara reordenación de los componentes (*reserve graded bedding*, flotación de grandes bloques aislados, aparición de una nueva estratificación, etc.), siendo éstos los materiales transportados por gravitación (delapsión) que alcancen las partes más internas de la bahía miocena, cuya superficie será retrabajada por las corrientes, oleaje y organismos de esta bahía y finalmente se mezclarán y confundirán con los diferentes sedimentos miocenos.

Cabe suponer que el desplazamiento gravitacional de estas masas se produce en parte en condiciones subaéreas y en parte en condiciones submarinas, considerándose siempre un factor favorable la presencia de humedad (VOIGT 1973). Se carece de criterios adecuados que permitan evaluar la importancia o duración de cada una de estas dos etapas.

## CONCLUSIONES

1. — En el Campo de Tarragona y Bajo Gaià (y posiblemente también en un área más extensa) se producen deslizamientos gravitacionales de materiales mesozoicos al iniciarse la transgresión miocena. Estos deslizamientos llegan a situarse en auténticos olistostromas miocenos.

2. — Los materiales de las masas desplazadas gravitacionalmente poseen un intenso y característico tipo de brechación, calcitización y microsparitización, indicativos de un largo período de exposición subaérea. Los bloques no alterados que se incluyen en ocasiones en estas masas se interpretan como arrancados del zócalo durante el transporte.

3. — En los olistostromas pueden reconocerse las siguientes zonas, según sus características litológicas y posicionales:

a) Núcleo: brechas con contacto intergranular y matriz escasa, sin mezcla de horizontes estratigráficos, y preservación parcial de la estratificación original.

b) Frente de transición: brechas flotando en abundante matriz amarillenta, con mezcla de horizon-

tes estratigráficos, presencia de *debris-flows* bien diferenciados y transición gradual (lateral y vertical) a los sedimentos detríticos del Mioceno.

c) Parte posterior: Su litología es parecida a la del núcleo. Comprende aquellas masas deslizadas gravitacionalmente que no conservan relación alguna con los sedimentos miocenos (o no llegaron a poseerla). Con frecuencia es posible deducir la zona de desprendimiento.

4. — Las características estructurales y geométricas indican que la formación de estos olistostromas está netamente separada en el tiempo de los procesos tectónicos compresivos. El zócalo de la cuenca miocena, sobre el que se desplazan los olistostromas, estaba ya pelgado y erosionado.

5. — Las causas de estos procesos gravitacionales son atribuidas a la formación de las Depresiones Pre-litorales, con basculamientos que provocaron el desequilibrio del relieve con sus zonas de alteración.

6. — Este trabajo ha permitido, a posteriori, comprobar la utilidad de los criterios de HOEDEMAEKER (1973). Las masas rocosas desprendidas y transportadas gravitacionalmente (olistones) se diferencian en una serie gradual de productos según los diferentes modos de delapsión. En nuestro caso la delapsión produce derrubios de pendiente, avalanchas, olistostromas, olistoslitos, *mud-flows* de diversos tipos. En sentido estricto sólo son olistostromas los materiales del núcleo y, en parte los del frente. De todas maneras consideramos útil la división en tres zonas de estos materiales delapsionales que hemos establecido, debido a que se basan en criterios petrológicos y posicionales fáciles de observar.

## BIBLIOGRAFÍA

- AL-HASHIMI, W. S. and HEMINGWAY, J. E. (1973): Recent Dedolomitization and the Origin of the Rusty Crusts of Northumberland. — *J. Sed. Petrol.* 43 (1) 82-91.
- BRAUN, M. and FRIEDMAN, G. M. (1970): Dedolomitization Fabric in Peels: A Possible Clue to Unconformity Surfaces. — *J. Sed. Petrol.* 40: 417-418.
- DE GROOT, K. (1967): Experimental dedolomitization. — *J. Sedim. Petrol.* 37: 1216-1220.
- DUNHAM, R. J. (1969): Early Vadose Silt in Townsed Moud (Reef). New Mexico. In: G. M. Friedman (Ed.) *Depositional Environments in Carbonate Rocks: a Symposium-Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists. Spec. Publ. 14*: 139-181.
- ESTEBAN, M. (1969): Petrología de las calizas cretácicas del sector oriental de la provincia de Tarragona. — Tesis de Licenciatura. Dept. de Petrología Universidad de Barcelona, 210 pp. Inédito.
- ESTEBAN, M. (1971): La tectónica de los alrededores de la ciudad de Tarragona. — 1.º Centenario *Real Soc. Esp. Hist. Nat. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* (en prensa).
- ESTEBAN, M. (1972, a): Presencia de caliche fósil en la base del Eoceno de los Catalánides, provincias de Tarragona y Barcelona. — *Acta Geol. Hispánica*, t. VII, n.º 6, pp. 164-168.

- ESTEBAN, M. (1972, b): Una nueva forma de *Microcodium elegans* GLUCK 1912 y su relación con el caliche del Eoceno Inferior, Marmellá, Barcelona.—*Inst. Invest. Geol. Dipt. Prov. de Barcelona*, Vol. XXVII.
- ESTEBAN, M. (1973, a): Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (prov. de Tarragona y Barcelona).—Tesis Doctoral, Dept. Petrología, 425 pp., Universidad de Barcelona. (Inédito.)
- ESTEBAN, M. (1973, b): Caliche textures and *Microcodium*.—Reunión Soc. Geol. Italiana en Perugia, Oct. 1973.—*Bol. Soc. Geol. Italiana* (en prensa).
- EVAMY, B. D. (1963): The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitization.—*Sedimentology*, 2, 164-170.
- EVAMY, B. D. (1967): Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones.—*J. Sed. Petrol.*, 37 (4): 1204-1215.
- FLORES, G. (1955): Discussion in Beneo, E (1955): Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicili. Proc. IV World Petroleum Cong. Rome Sec. 1/A2, *Boll. Soc. Geol. Ital.* (1956), 78: 1-26 (109-124).
- GOLDBERG, M. (1967): Supratidal dolomitization and dedolomitization in Jurassic rocks of Haurakhtesh Hagatan, Israel.—*J. Sed. Petrol.* 37 (3): 760-773.
- HOEDEMAEKER, Ph. J. (1973): Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain).—*Scripta Geol.* 19: 1-197.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1973-74): Mapa Geol. 1 : 50.000, Hojas 473, 446, 447, 418, 419 (2.<sup>a</sup> ser.).
- JACCOBACCI, A. (1965): Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistoliti nell Appennino e in Sicilia.—*Boll. Serv. Geol. Italia*, 86: 65-85, Roma 1965.
- KATZ, A. (1968): Calcian Dolomites and Dedolomitization.—*Nature Lond.*, 217: 439-440.
- LUCIA, T. (1961): Dedolomitization in the Fansil (Permian) Formation.—*Geol. Soc. Am. Bull.* 72: 1107-1110.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1947): Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides.—Inst. Lucas Mallada C.S.I.C. Barcelona. 371 pp.
- MATTAUER, M. (1973): Les deformations des matériaux de l'écorce terrestre, 493 pp., coll. *Méthodes, Hermann*, pp. 265-268, Paris, 1973.
- MATTAVELLI, L. (1966): Osservazioni petrografiche sulla sostituzione della dolomite con la calcite (dedolomitizzazione) in alcune facies carbonate italiane.—*Atti Soc. Ital. Sci. Nat. Museo Civico Storia Nat.* Milano 105: 293-316.
- MATTAVELLI, L. y NOVELLI, L. (1968): Petrografia e diagenesi delle serie carbonato-argilloso-silicea si S. Fele.—*Rend. Soc. Mineral. Ital.*, 24: 1-23.
- POMAR, L. (1974): Procesos telodiagénéticos y acción de los microorganismos en las rocas carbonatadas.—Tesis de Licenciatura. Depto. de Petrología, 113 pp., Universidad de Barcelona. (Inédito.)
- PORTA, J. DE (1969): Catálogo sistemático y estratigráfico de los Pectínidos del Neógeno del NE de España (excepto Baleares).—*Acta Geol. Hispánica*, IV: 135-142. Barcelona.
- SHEARMAN, D. J., KMOURI, J. and TAHA, S. (1961): On the replacement of dolomite by calcite in some mesozoic limestones from the French Jura.—*Proc. Geol. Assoc.*, 72 (1): 1-11.
- SHEARMAN, D. J. and FULLER, J. G. (1969): Anhydrite diagenesis, calcitization, and organic laminites, Winnipegosis formation, middle devonian, Saskatchewan.—*Bull. Canadian. Petrol. Geol.*, 17 (4): 496-525.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1957): Sobre la edad del Mioceno continental del Campo de Tarragona.—*Mem. R. Acad. C. y Art. de Barcelona*, XXXII (11): 344-360.
- VOIGHT, B. (1973): The Mechanics of Retrogressive Block-Gliding, with Emphasis on the Evolution of the Turnagain Heights Landslide, Anchorage, Alaska, in "Gravity & Tectonics", De Jong and Scholten, Edts., 97-121, J. Wiley & Sons, N. York, 1973.

---

Recibido para su publicación: 14 de junio de 1974.