

Cuad. Geol.	3	p. 139-164	4 figs., 5 láms. y 1 mapa	Universidad de Granada Sep. - Dic. 1972
-------------	---	------------	---------------------------	--

TURBIDITAS ASOCIADAS A EVAPORITAS (MIOCENO, LA MALA, DEPRESION DE GRANADA)¹

C.J. DABRIO*, R. GARCIA-YEBRA*, J.M. GONZALEZ-DONOSO** y J.A. VERA*

ABSTRACT. The Granada Basin is one of the most typical intramontane basins in the Betic Cordilleras. A turbidite-evaporitic sequence of upper Miocenic age is one of the deposits found in the Malá area (SW of Granada).

Deposition occurred in a sea which was closed in and where water circulation was restricted and only episodically communicated with the open sea; thus it is a transition from a marine to a lacustrine environment.

The sequences of primary internal sedimentary structures, sole marks on sandstone beds and the mineralogical composition and texture of sandstones, indicate deposition by turbidity currents. The intercalated evaporite layers and the presence of hard grounds in the lutitic beds, as well as the absence of autochthonous fossils are noteworthy inasmuch as they constitute the only features which differentiate these materials from the actually being deposited in deep marine basins.

The lack of autochthonous fossils and biogenic structures is explained by the hypersality of the waters, where life would be practically impossible.

On the basis of the paleocurrents and the mineralogical composition of the sandstones, the turbidity currents were proved to originate in the Sierra Nevada area. The regional and paleogeographical data, lead us to believe that the shore line was located 20 Km. to the East. The turbidity currents flowed from the Sierra Nevada margins to the interior of an evaporitic basin and sediments supplied by these currents became interbedded in the evaporitic sequence. These currents carried sediments in successive flows either from materials carried by Sierra Nevada rivers or from deposits previously accumulated at their mouths.

Finally, a comparison is made of this facies with flysch, taking into account the definitions and concepts of different authors. Since we are dealing with materials displaying postorogenic character, the term *turbidite* is used instead of flysch.

1. Trabajo presentado a la VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología (Granada. Abril 1972)

* Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

** Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

GUIÓN

INTRODUCCION

I. DESCRIPCION DEL CORTE

II. CONTEXTO REGIONAL

III. EDAD DE LOS MATERIALES

III. 1. Consideraciones sobre la edad de los materiales marinos infrayacentes

III. 1.1. Foraminíferos Planctónicos.

III. 1.2. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía.

III. 2. Consideraciones sobre la edad de la secuencia turbidítico-evaporítica.

IV. TERMINOS TURBIDITICOS

IV. 1. Secuencias.

IV. 2. Características de las superficies de estratificación.

IV. 3. Estructuras sedimentarias en la base de los niveles de areniscas.

IV. 3.1. Estructuras ligadas a corrientes

IV. 3.2. Estructuras de cargas

IV. 4. Estructuras de ordenamiento interno

IV. 5. Fósiles.

IV. 6. Paleocorrientes.

IV. 7. Composición y textura de las areniscas.

IV. 8. Relación con las evaporitas

IV. 9. Niveles de óxidos de hierro (*hard grounds*)

V. GENESIS DE LAS TURBIDITAS

V. 1. Origen de las corrientes de turbidez.

V. 2. Ambiente sedimentario.

V. 3. Equivalencia con el flysch.

BIBLIOGRAFIA MICROPALAEONTOLOGICA Y CRONOESTRATIGRAFICA

BIBLIOGRAFIA SEDIMENTOLOGICA Y GEOLOGICO REGIONAL

Ilustraciones fuera de texto:

Mapa geológico del sector central de la Depresión de Granada

Lámina I: *Log* de BOUMA de la secuencia turbidítica

Láminas II, III y IV. Estructuras sedimentarias

Lámina V. Foraminíferos planctónicos.

INTRODUCCION

Se estudia con detalle un corte de materiales miocénicos en el que aparecen secuencias turbidíticas ligadas con evaporitas.

El afloramiento se localiza 10 Kms. al SW de Granada, en los alrededores del pueblo de La Malá. El mejor corte lo muestra la trinchera de la carretera comarcal 340, de Granada al Pantano de los Bermejales y Alhama de Granada, entre los Kms. 9 y 11,3 (entre los pueblos de Gabia y La Malá).

Desde el punto de vista geológico, los materiales corresponden al relleno de la Depresión de Granada. Esta constituye una de las depresiones postorogénicas intramontañosas más características de las Cordilleras Béticas.

Los únicos datos sedimentológicos anteriores, sobre este corte, se limitan a una nota presentada en la IV Reunión del Grupo Español de Sedimentología celebrada en Oviedo en 1966, original de B. García-Rodrigo, que no ha sido publicada. En dicha nota se describían las estructuras de muro de los niveles de areniscas. En el aspecto geológico regional y paleontológico uno de nosotros ha realizado un estudio completo de esta Depresión (González-Donoso, 1967) y publicado notas sobre los materiales miocénicos (González-Donoso, 1968, 1970).

En el presente trabajo se abordan tanto los aspectos litoestratigráficos del corte, como su contexto geológico-regional y posición en el tiempo.

Se utiliza el término *secuencia turbidítica* en el sentido de Bouma (1964), Kuenen (1964), McBride (1964), Walton (1967) y de Raaf (1968), entre otros autores. Se denominan *turbiditas*, por tanto, a los materiales depositados por efectos de corrientes de turbidez (tanto sedimentos como rocas sedimentarias), y caracterizados,

especialmente, por sus estructuras sedimentarias, primarias, tanto de ordenamiento interno, como de muro de los estratos.

Los materiales estudiados presentan un buzamiento general hacia el E, de 20 a 30°, y se hunden bajo términos más modernos del relleno de la Depresión. No se han podido localizar otros cortes, que habrían completado este trabajo, permitiendo deducir la extensión superficial de las turbiditas y sus equivalencias más "proximales" y "distales" (Walker, 1967). No obstante, la ausencia de estos términos en otros cortes de la depresión, indica que su extensión es bastante reducida.

Se han estudiado las secuencias, tanto litológicas como de estructuras sedimentarias primarias, de acuerdo con las normas de Bouma (1962) y Stanley y Bouma (1964). Las estructuras sedimentarias de la base de los estratos de areniscas se han clasificado e interpretado, especialmente, a partir de los de Dzulynski y Sanders (1962), Dzulynski y Walton (1965), Enos (1969) y Pettijohn y Potter (1963-64). Para el estudio e interpretación de las estructuras de ordenamiento interno nos hemos basado principalmente en Bouma (1962), Dzulynski y Walton (1965), Kuenen (1967), Middleton (1970), Walker (1965, 1967) y Walton (1967).

Las medidas de paleocorrientes y el estudio de la composición mineralógica de las areniscas, permiten precisar la procedencia de las corrientes de turbidez.

Para la interpretación genética, de esta secuencia turbidítica evaporítica, nos hemos basado en numerosos trabajos relacionados tanto con las turbiditas como con las evaporitas, que se incluyen en la bibliografía especial, al final del trabajo.

I. DESCRIPCION DEL CORTE

En la fig. 1 se representa el corte local de los materiales del Mioceno desde el pueblo de La

Malá, hacia el NE. Los diferentes términos litoestratigráficos de esta secuencia turbidítico-evaporítica se han numerado, correlativamente, desde el más antiguo al más moderno. Las potencias de cada término quedan representadas gráficamente en la fig. 1.

Destaquemos en primer lugar que, en cortes localizados ligeramente más el N, bajo la secuencia turbidítico-evaporítica aparecen otros materiales muy diferentes. Se trata de margas grises azuladas con abundante fauna marina, especialmente de Foraminíferos cuyo estudio detallado se hace en el siguiente apartado. Este término, en el corte representado de la fig. 1, queda cubierto por los materiales aluviales sobre los que se asienta el pueblo de La Malá.

Las características de los diversos términos de la secuencia turbidítico-evaporítica, de más antiguo a más moderno, son:

1. Constituido por limos amarillentos con anhidrita y yesos, muy abundantes. Las evaporitas se presentan tanto interestratificadas, como formando grandes nódulos, alargados, siguiendo la estratificación.
2. *Secuencia turbidítica*. Constituida por una alternativa de areniscas, con abundantes estructuras sedimentarias primarias, y lutitas con evaporitas. Sus características detalladas son el objeto de esta nota.
3. Limos amarillentos, sin intercalaciones de areniscas. Algunos niveles de yeso intercalados.

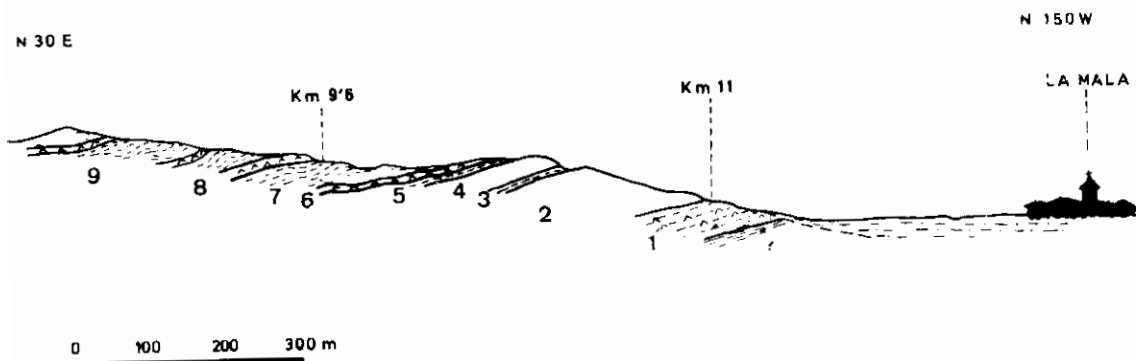


Figura 1. Corte al NE del pueblo de La Malá. Q. Terrazas fluviales recientes. 1-9. Serie turbidítico-evaporítica (ver descripción de cada término en el texto). Términos 2 y 4. + *Turbiditas*.

4. *Secuencia turbidítica*. Semejante a 2. Igualmente sus características detalladas y génesis son el objetivo de este trabajo.

5. Limos de color rojo, con algunas intercalaciones de areniscas, en niveles de poco espesor y evaporitas (yeso-anhidrita).

6. Limos amarillentos y grises-verdosos, que hacia la parte superior presentan intercalaciones de yesos, en estratos finos.

7. Lutitas grises-azuladas. Dominan las arcillas (que se explotan), salvo en la parte superior, donde se intercalan niveles de limos y areniscas.

8. Limos amarillentos y yesos finamente estratificados (fotografía 1 de la lámina IV).

9. Alternancias de lutitas y de yesos, con espesores relativos variables.

Sobre el término 9, último representado en el corte de la figura 1, continua la sucesión con

TURBIDITAS ASOCIADAS A EVAPORITAS

numerosos términos de lutitas y evaporitas, que son objeto de explotación (el yeso y la arcilla) en los alrededores del pueblo de Gabia. Solamente en algunos puntos aparecen, además, los niveles de areniscas.

En todos los términos, y con frecuencia, se presentan niveles de óxido de hierro, interstratificados, muy poco potentes. Se interpretan como fondos endurecidos (*hard grounds* en el sentido de Lombard), que indican interrupciones en el proceso sedimentario.

Como se observa por esta descripción, los términos turbidíticos (2 y 4 de la fig. 1) están intercalados en una serie fundamentalmente evaporítica, y ellos, igualmente, presentan intercalaciones de niveles de evaporitas (fotografía 2 de la lámina II).

II. CONTEXTO REGIONAL

Uno de nosotros (J.M.G.D.) realizó el estudio geológico de la Depresión de Granada. Los rasgos generales de la misma han sido descritos en dos notas precedentes (González-Donoso 1968 y 1970). En este trabajo seguiremos, provisionalmente, la terminología utilizada para la división en sectores de la depresión, así como para la nomenclatura estratigráfica (tramos y subtramos).

El sector central de la Depresión de Granada comprende tres áreas bien delimitadas: una central y dos marginales, situadas, respectivamente, al N y al S de la primera. La serie que nos ocupa, en este trabajo, está localizada en el área marginal norte (ver mapa).

En el área central afloran, extensamente, los materiales de la Zona Bética; sobre ellos reposan los del primer subtramo del tramo superior miocénico, faltando por completo el tramo de Murchas y el tramo inferior. El resto de los subtramos del tramo superior, están casi ausentes.

En el área marginal N, por el contrario, los primeros materiales que aparecen (excepción hecha de los del substrato bético y de los del tramo inferior, cuando afloran) son los del tercer subtramo del tramo superior miocénico, superponiéndose a ellos los del cuarto.

Los términos turbidíticos que se describen en este trabajo corresponden a la parte basal del tercer subtramo.

Las características de cada uno de los subtramos del tramo superior miocénico, para este sector, son:

Primer subtramo. Como ya hemos citado, sus materiales, muy heterogéneos, afloran solo en el área central: limos (muy escasos), arenas, areniscas, conglomerados y areniscas calcáreas bioclásticas, que pasan lateralmente a calizas organógenas.

Al W, en los alrededores de Agrón, predominan las arenas, a veces con niveles de *Heterostegina*; esta facies, hacia el meridiano de Escuzar, es sustituida por otras menos detríticas (excepción hecha de los niveles de conglomerados basales) en las que predominan las calizas de Algas Corallinaceas. Esta segunda facies se continua hasta el extremo oriental del área, en Padul. Coronando estas calizas suelen aparecer niveles arrecifales, constituidos fundamentalmente por corales.

La potencia del primer subtramo varia grandemente de unos puntos a otros; la media puede estimarse en unos 20 ms.

Segundo subtramo. Unicamente se han detectado escasos afloramientos de este subtramo en el área central, al E. del meridiano de Escuzar. Se trata de limos, poco potentes, con pasadas de conglomerados, arenas y/o areniscas bioclásticas, que reposan, sobre el primer subtramo o, directamente, sobre los materiales béticos, del substrato.

Tercer subtramo. Contrariamente al segundo subtramo, el tercero falta por completo en el área central, aflorando en casi toda la extensión de las áreas marginales. La base del subtramo está constituida por limos arcillosos azulados, depositados en un medio marino. Eventualmente contiene yeso disperso, probablemente de origen secundario. Estos niveles marinos son, aparentemente, discontinuos, habiéndose localizado tan sólo, hasta el momento, afloramientos de los mismos en las proximidades de El

Velao y en los alrededores de La Malá (arroyo Salado). Las faunas de éste último son estudiadas en el apartado siguiente, ya que constituyen el término infrayacente de la secuencia turbidítica.

A los materiales marinos se superpone un complejo de limos y yesos, localmente arenosos. El yeso es muy abundante y se presenta en forma de cristales individualizados en el seno de los limos, o como masas de alabastro. La concentración llega a ser muy grande, en particular en el borde del área central, desde Escuzar hasta las inmediaciones de Agrón, encontrándose masas de más de 100 ms. de potencia constituídas por alabastros, fundamentalmente.

La potencia total de este complejo evaporítico es muy considerable. Fue estimada por Viennot (1930) en unos 1.000 ms.

La secuencia turbidítico-evaporítica que se estudia en este trabajo se localiza hacia la parte basal de este complejo evaporítico.

Cuarto subtramo. En el ámbito del área central, solo ha sido localizado en las inmediaciones del Cortijo de Fatimbuyar, al SE de Agrón. Allí, sobre el primer subtramo, y rodeado por suelos potentes, aparecen gran cantidad de fragmentos de margocalizas con pequeños Gasterópodos continentales. Dada la posición del afloramiento, así como el tamaño, angulosidad y gran número de fragmentos existentes, no cabe pensar que estén rodados. Se trata de un material "in situ" que por sus características litológicas ha sido fácilmente atacado por la erosión. No existen indicios de que estén representados, en esta localidad, ni el segundo ni el tercer subtramo.

En el área marginal N, el cuarto subtramo está bien representado; los materiales que lo integran varían lateralmente, pasando de calizas lacustres, al W, a términos progresivamente más margosos en el E. Así, en el meridiano de Santa Fé, no existen ya calizas y a los limos con yeso se superpone una alternancia de los mismos con margocalizas, que contienen pequeños Gasterópodos lacustres y, a veces, cristales de yeso.

En el área meridional, los afloramientos del cuarto subtramo son muy pequeños e incartografiados a escala 1:50.000. Esta reducción puede ser debida a un acañamiento y/o a la erosión postmiocénica.

Para explicar todas estas peculiaridades en la distribución tridimensional de los distintos

subtramos, pueden barajarse distintas hipótesis. De ellas, vamos a exponer la que nos parece más verosímil:

Cuando empezó a depositarse el tramo superior miocénico, el sector central estaría elevado hacia los bordes (áreas marginales) y deprimido en el centro (área central). La transgresión marina progresaría paulatinamente de W a E, depositándose primero las arenas y conglomerados basales y, después, las calizas de Algas (fig. 2). Al final del depósito del primer subtramo, este área central (más deprimida) empezó a ser afectada por un movimiento de surrección, con lo que se implantó un régimen marino menos profundo, favorable para el desarrollo de arrecifes coralinos.

Durante el depósito del segundo subtramo y de la parte marina del tercero, la surrección del área central iría aumentando; pero al mismo tiempo la transgresión marina iría progresando, afectando también a las áreas marginales.

Al terminar el régimen francamente marino y dar paso a la circulación restringida de aguas, el área central, en parte por su surrección y en parte por los sedimentos depositados en ella, habría llegado a nivelarse con las marginales. El movimiento de elevación de la central y de hundimiento de las marginales continuaría, con lo que los episodios evaporíticos del tercer subtramo sólo se depositarían en las marginales, que irían rellenándose.

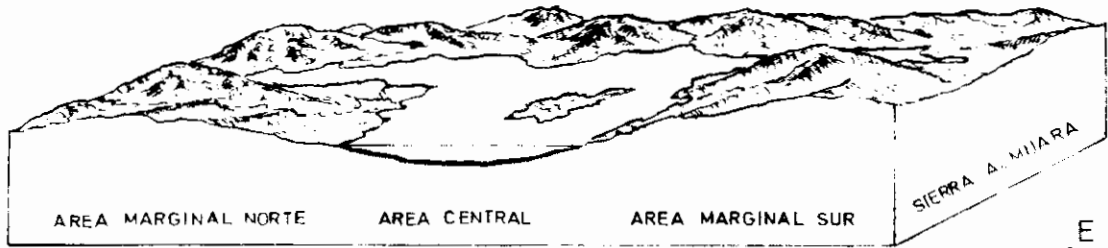
En este momento, en el área marginal N (fig. 2) se depositarían los materiales turbidíticos, objeto principal de este trabajo, transportados por corrientes procedentes del E (actual emplazamiento de Sierra Nevada).

Al mismo tiempo, la erosión dismantelaba los materiales marinos del segundo y tercer subtramo del área central (fig. 2).

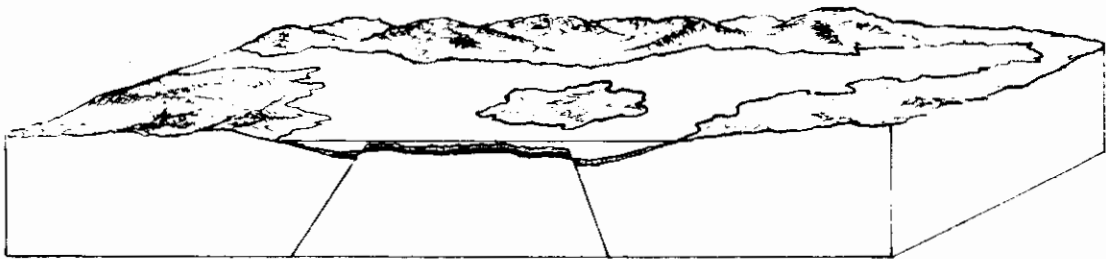
Al empezar a depositarse el cuarto subtramo, el

TURBIDITAS ASOCIADAS A EVAPORITAS

SIERRA NEVADA

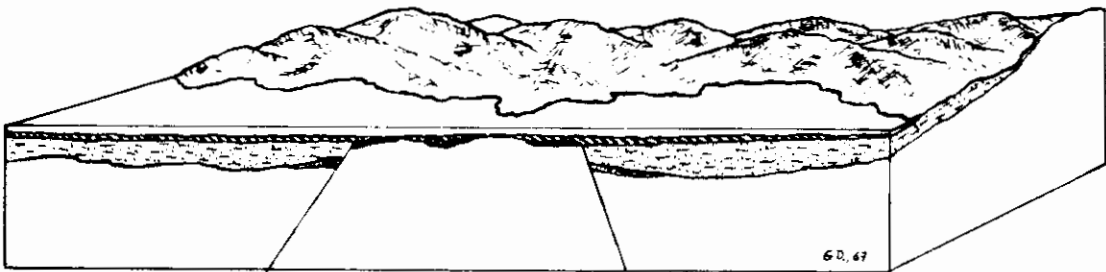
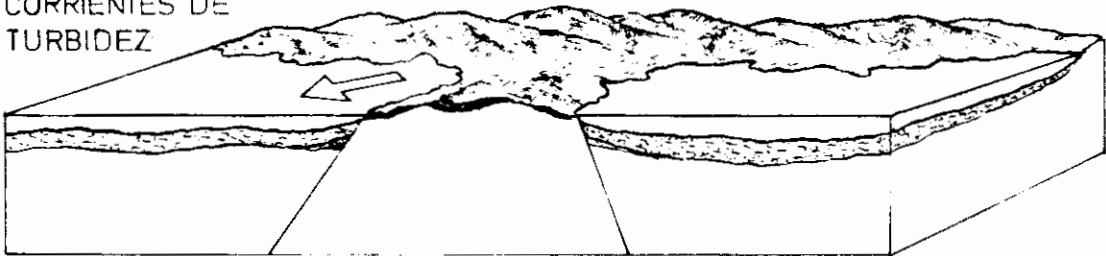


PRIMER SUBTRAMO



SEGUNDO SUBTRAMO

CORRIENTES DE
TURBIDEZ



CUARTO SUBTRAMO

Figura 2. Evolución del sector central, de la Depresión de Granada, durante el depósito del tramo superior miocénico.

proceso de relleno de las áreas marginales y el de erosión de la central, darían lugar a una nueva nivelación, permitiendo que los materiales lacustres se depositaran en todo el ámbito del sector central (fig. 2).

Posteriormente, el movimiento de surrección continuó, erosionándose aún más el área central, hasta tomar su configuración actual.

Este esquema puede ser considerado como cierto en líneas generales pero, como es obvio, en detalle la historia del sector central de la depresión debió ser más compleja. La exigüidad de los datos aportados por la observación, hacen arriesgado dar más precisiones al respecto.

III. EDAD DE LOS MATERIALES

III. 1. CONSIDERACIONES SOBRE LA EDAD DE LOS MATERIALES MARINOS INFRAYACENTES

En la descripción del corte se destacó la presencia, bajo la secuencia turbidítico-evaporítica, de unas margas grises azuladas, con abundante fauna marina. En esta abundan los Foraminíferos y hay Lamelibranquios (*Amussium*, especialmente).

En los trabajos anteriores, estos términos (y sus equivalentes laterales de la Depresión de Granada) han sido atribuidos al Tortonense, en función de su fauna de foraminíferos bentónicos.

En los últimos años los estudios sobre el límite Tortonense / Messinense son muy numerosos y su posición es discutida por los diferentes autores. Por esta razón hemos creído conveniente reestudiar los materiales en cuestión, por medio de Foraminíferos planctónicos.

El límite superior del Tortonense [véanse los trabajos de Cita, Premoli-Silva y Rossi (1965), Cita y Blow (1969) y Catalano y Sprovieri (1971)] ha sido colocado, sucesivamente —refiriéndonos a la

zonación de Banner y Blow (1965) y Blow (1969), y a las unidades de Gino (1953)— al final de la unidad 7, ¿zona 17? (Gino, 1953; Gianotti 1953), entre la 4 y la 5, zona N-17 (¿parte basal?) (Cita, Premoli-Silva y Rossi, 1965) y dentro de la unidad 4, cima de la zona N-16 (Catalano y Sprovieri, 1971).

Estas discrepancias se deben a la definición del neoestratotipo del Messinense de Selli (1960), y al punto de vista —lógico en todos los aspectos— de Catalano y Sprovieri (1971), de colocar el límite Tortonense / Messinense en un cambio faunístico (en este caso, de foraminíferos planctónicos).

III. 1.1. Foraminíferos planctónicos

Los materiales que nos ocupan presentan una microfauna relativamente pobre en foraminíferos planctónicos. En un kg. de muestra, tras proceder a su levigado, sólo se encontraron 71 individuos, 16 de los cuales eran indeterminables por su mala conservación y 7 procedían de materiales más antiguos, Cretáceo superior fundamentalmente (sobre este hecho volveremos más adelante, por sus implicaciones paleogeográficas).

Entre las formas restantes, se han podido identificar:

Orbulina universa D'Orbigny
Globigerina praebulloides praebulloides Blow
Globigerina praebulloides occlusa Blow y Banner
Globigerina sp. cf. *G. riveroae* Bolli y Bermúdez
Globigerina woodi Jenkins
Globigerina nepenthes Todd
Globigerina decoraperta Takayanagi y Saito
Globigerina bollii Cita y Premoli-Silva
Globorotalia (Turborotalia) scitula ventriosa Ogniben

Además, la muestra contenía individuos de *Globorotalia (Turborotalia)* de difícil interpretación. Uno de ellos (fig. 1, lámina V)

presenta un lado dorsal cónico, 6 cámaras en la última vuelta de espira, ombligo pequeño, profundo, y abertura umbilical-extraumbilical, que no llega a la periferia, dotada de un labio poco desarrollado.

Creemos que esta forma puede identificarse, con cierta reserva, con "*Globigerina*" *helicina* D'Orb., según el lectotipo de Banner y Blow (1960). Las únicas diferencias apreciables radican en la presencia, en nuestro ejemplar, de un labio poco desarrollado, y en la forma de las cámaras en vista de perfil, más ovaladas en el lectotipo.

Otros (figs. 2 y 3, lámina V) tienen un lado dorsal más o menos convexo, pero no cónico, 4 $\frac{1}{2}$ cámaras en la última vuelta de espira, ombligo pequeño y profundo, y abertura umbilical-extraumbilical, que no llega tampoco a la periferia, pero dotada de un labio bien desarrollado.

Son varias las especies del Neógeno con las que podemos comparar nuestros individuos:

a). Si atendemos, en primer lugar, al grupo *Globorotalia acostaensis* Blow, *G. a. humerosa* Takayanagi y Saito, *G. apertura* Pezzani, *G. acostaensis trochoidea* Bizon y Bizon, *G. globorotaloidea* (Colom). (Evidentemente, este grupo de especies presenta problemas de sinonimias, difíciles de esclarecer, y que no constituyen el objeto de esta nota) nuestros ejemplares se parecen bastante a las dos últimas, en cuanto a aspecto general, aunque no pueden identificarse con ellas, dado que la abertura en todo este grupo de formas, se extiende hasta la periferia e, incluso, pasa el lado dorsal.

Hay que hacer notar al respecto, que algunas representaciones de *G. globorotaloidea* [en particular, la de Cita, Premoli-Silva y Rossi (1965)] ilustran formas semejantes a las nuestras, en cuanto a extensión de la abertura, aunque según se infiere, tanto de la ilustración, como de la descripción original del Colom (1954), la abertura llega a la periferia e incluso al lado dorsal. Mientras que otras formas determinadas como *G. dutertrei*, con abertura que llega a la periferia [Bizon, Bizon y Montenat (1971); Feimberg y Lorenz (1970)] son más próximas a *G. globorotaloidea*.

b). Ciertas figuraciones de *G. pachyderma* (Ehrenberg),

tales como las de Jenkins (1967) y alguna de las de Bandy (1972), representan ejemplares parecidos a los nuestros, en su aspecto general. Pero según expresa Bandy (1972) *G. pachyderma* tiene un "ropelike imperforate lip" y ombligo esencialmente cerrado, caracteres estos que impiden la atribución de nuestras formas a la especie de Ehrenberg (Bandy cita, también, un número de cámaras, por vuelta de espira, que decrece progresivamente, carácter éste que no es apreciable en nuestros ejemplares, por deficiencias de conservación).

c). En fin, podemos comparar nuestras formas con el grupo *G. dutertrei* D'Orbigny, *G. eggeri* Rhumbler, *G. subcretacea* Lomnicki, *G. multiloba* Romeo, (estas especies han sido atribuidas a los géneros *Globigerina*, *Globorotalia*, *Globoquadrina* y *Neogloboquadrina*).

En cuanto a *G. multiloba*, el ejemplar de la fig. 3, lámina V, presenta analogías, en particular, con el individuo presentado por Blow 1969 (*G. eggeri multiloba*). Según Romeo (1965) *G. multiloba* tiene 6-7 cámaras en la última vuelta, excepcionalmente 5; la forma presentada por Blow (y las nuestras) no llegan a 5. Pero nuestros individuos tienen un labio prominente y no un "sottile orlo" y cámaras más redondeadas en vista de perfil, no presentando el lado ventral de forma relativamente cónica, que se aprecia en las figuraciones de Romeo y Blow.

Pasando a *G. dutertrei* el ejemplar de la fig. 2, Lámina V, se puede comparar con el lectotipo de Banner y Blow (1960). Nuestra forma difiere, de él, en la presencia de un labio prominente y en tener cámaras más redondeadas en vista de perfil. Por lo demás, ombligo y abertura son semejantes. En cuanto al ejemplar de la fig. 3, lámina V, es evidentemente más comprimido que el lectotipo.

Atendiendo a la comprensión dorso-ventral, según expresa Romeo (1967) es un carácter variable; Perconig (1968) y Bermudez y Bolli (1969) ilustran formas bastante comprimidas y también lo son algunos ejemplares figurados por Parker (1962), por Bandy, Frerichs y Vincent (1967) y Bandy (1972).

La forma de las cámaras, en vista de perfil, es típicamente ovalada, en la mayor parte de las ilustraciones, en particular de formas actuales, pero algunas figuraciones representan individuos con cámaras más redondeadas [v.g. Perconig (1968), Bermúdez y Bolli (1969)].

En cuanto al labio, las formas actuales no lo presentan (*G. dutertrei subcretacea*) o tienen dientes umbilicales (*G. dutertrei dutertrei*) distintos, en posición y forma, al labio de nuestros ejemplares.

Por el contrario, *G. globorotaloidea* (Colom) ancestral de *G. dutertrei* según Bandy, Frerichs y Vincent (1972), tiene un labio semejante al de nuestros individuos, según se deduce de las figuraciones originales y del topotipo representado por los autores. citados.

En resumen, creemos que nuestras formas pueden tratarse de intermedios entre *G. globorotaloidea* y *G. dutertrei*; provisionalmente las denominaremos *Globorotalia (Turborotalia) sp. ex. gr. G. (T.) dutertrei* (D'Orbigny).

III. 1.2. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía

Es bastante difícil establecer, con precisión, la edad de estos materiales, en función de la pobreza de individuos de la asociación y de las contradicciones existentes en cuanto a la distribución vertical de las especies determinadas.

Así, por ejemplo, en el caso de *Globorotalia scitula ventriosa* Ogniben, hay autores que la hacen descender por debajo del Tortonense: Pomesano Cherchi (1968) la cita desde el Langense (zona de *O. suturalis*); Cinelli y Tedeschi (1968) desde la parte superior de la zona de *O. universa* ("Elveziano"); Romeo (1967) desde el Aquitaniense, interpretando como *G.s. ventriosa* la *G. aff. scitula* figurada en "Foraminiferi Padani" de Agip (1957).

La mayoría de las citas de *G. scitula ventriosa* pertenecen al Tortonense superior-Messinense inferior; así, Cita, Premoli-Silva y Rossi (1965) la citan en sus muestras 11, 12 y 12b, que corresponderían al Tortonense terminal, si aceptamos el punto de vista, de Catalano y Sprovieri (1971), de colocar el límite inferior del Messinense en la aparición de *G. multiloba* o sea, en el nivel 13 de Cita, Premoli-Silva y Rossi.

D'Onofrio (1964) en su estudio del neostreatotipo del Messinense define una cenozona de *G. scitula ventriosa* que correspondería, precisamente, al Tortonense superior.

Martinez (1969) la cita en una muestra de la subzona de *ventriosa/nepenthes* y en la subzona de *miocenica s.l.*, materiales correlacionables con la cima de la zona N-16 y con la N-17 de Banner y Blow, dado que dicho autor cita *G. tumida plesiotumida* en la base de la subzona de *miocenica s.l.*

Bizon, Bizon y Montenat (1971) citan la aparición de *G. s. ventriosa* simultánea con la de *G. dutertrei* y *G. multiloba*, en la base del Mioceno terminal, y no en el Tortonense superior.

Si atendemos ahora a la distribución de *G. nepenthes*, según Blow (1969) aparece en la zona N-14 y llega casi al tránsito N-19/N-20; según Blow y Cita (1969), la base del Tortonense —en la que citan *G. nepenthes*— pertenecería a la zona N-15, de donde habría que admitir la existencia pre-tortonense de *G. nepenthes*; en cuanto al límite superior de esta especie, en el dominio mediterráneo, hay citas, incluso, en el Plioceno.

De *Globigerina helicina* contamos, en nuestra bibliografía, con pocos datos; la cita en materiales más antiguos es la de Romeo (1967), en el Messinense.

En cuanto a *G. dutertrei*, si hubiésemos obtenido ejemplares referibles, con seguridad, a dicha especie, nuestros materiales pertenecerían, como mínimo, a la zona de *dutertrei* de Bolli 1966, equivalente, según varios autores, a la N-17 (vg. Postuma 1971). De todas formas, hay que hacer notar que nuestros ejemplares se asemejan grandemente al representado por Bermudez y Bolli (1969) como pertenecientes a dicha especie.

En fin, para terminar con las especies significativas, *G. praebulloides praebulloides*, según Blow (1969), se extingue a finales de la zona N-17.

En resumen, el límite superior de nuestra asociación es, relativamente, claro: zona N-17; en cuanto al límite inferior, puede corresponder, sea a la parte alta de la zona N-16, sea a la inferior de la N-17.

Cronoestratigráficamente, y aceptando al límite superior del Tortonense propuesto por Catalano y Sprovieri (1971), nuestros materiales corresponden al *Tortonense superior*, o más probablemente, al *Messinense inferior*.

III. 2. CONSIDERACIONES SOBRE LA EDAD DE LA SECUENCIA TURBIDITICO-EVAPORITICA

En ninguno de los reconocimientos realizados se han encontrado restos de macrofósiles autóctonos. Solamente, dentro de las secuencias turbidíticas, se han encontrado restos de plantas alóctonos, indeterminables dada su fragmentación.

Igualmente, han resultado estériles todos los levigados efectuados sobre materiales lutíticos, intercalados en la secuencia turbidítica, pese a haberse tomado las muestras en la parte superior de intervalo *e* (Bouma 1962).

Por todo ello, unicamente podemos afirmar que estos materiales tienen una edad superior a la de los materiales marinos infrayacentes.

Estimamos, por tanto, que su edad es *Messinense*.

IV. TERMINOS TURBIDITICOS

En el corte de la fig. 1, quedan delimitados los dos términos turbidíticos que aparecen en el mismo (2 y 4). Están constituidos por una alternancia de areniscas y lutitas con evaporitas. Las areniscas muestran numerosas estructuras sedimentarias primarias, bien conservadas. Las lutitas, en las que domina la fracción limo, presentan intercalaciones de anhidrita y yeso (o alabastro).

La potencia de los niveles de areniscas es variable, y normalmente oscila entre 1 cm. y 20 cms. La relación de espesores acumulativos entre los niveles de areniscas (turbidíticos) y los niveles de lutitas con evaporitas es de 1/2 a 1/8, o sea, que el espesor total de los tramos lutíticos (con evaporitas) es de 2 a 8 veces superior al de areniscas.

La forma de los niveles de areniscas es tabular o laminar, y en ningún caso lenticular.

Se ha elegido un corte parcial, dentro de estos términos, para elaborar un perfil (*log*) de acuerdo con las directrices de Bouma (1962). En él quedan reflejados los tipos de contacto, estructuras de

LEYENDA GRAFICA DE LA LAMINA 1

Tipo de contacto

- ~ Irregular
- Plano

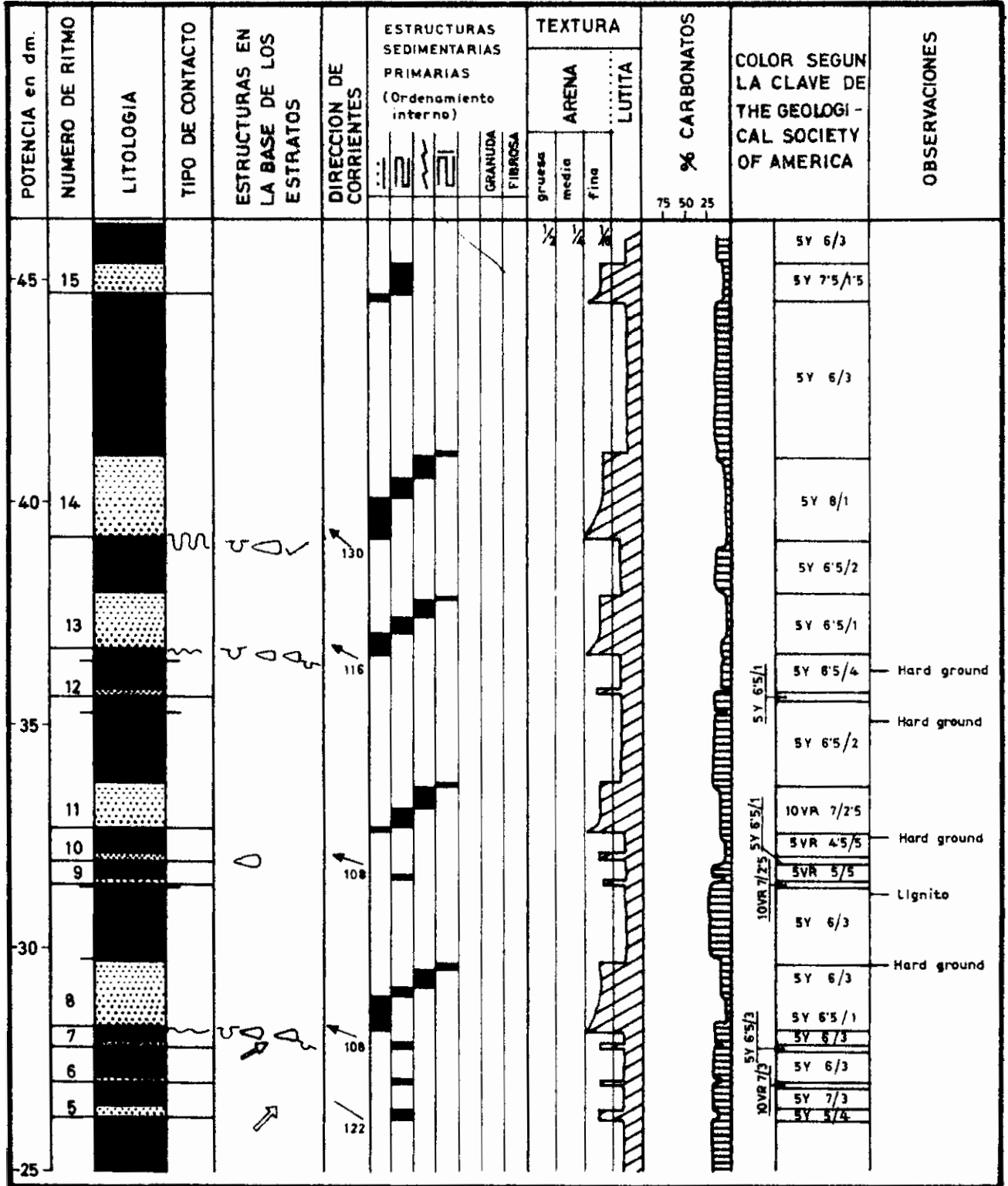
Estructuras de ordenamiento interno

- ▨ Laminación paralela al techo
- ∩ "Current ripples lamination"
- ▨ Laminación paralela al muro
- ▨ Estratificación graduada

Estructuras de muro

- Flute Casts
- ∩ Load casts
- ⊕ flute casts, deformados por carga
- ✓ bounce casts
- ∩ prod casts
- ⊕ groove casts

LAMINA 1



base en los estratos, paleocorrientes, secuencias de estructuras de ordenamiento interno, textura, composición y color así como otros aspectos especiales: intercalaciones de evaporitas, niveles de óxidos de hierro (*hard ground* en el sentido de Lombard) y restos de plantas.

Este corte se localiza cerca de la base del término 2 del corte de la fig. 1, o sea, en la base de la secuencia turbidítica inferior. Ha sido levantado junto a la curva de la carretera C-340, en el Km. 11,1, margen izquierda del arroyo. Las observaciones detalladas a lo largo de los dos términos turbidíticos, permiten tomar este corte parcial, como representativo de los mismos. Las diferencias que se muestran en sentido vertical serán indicadas en el texto.

En la lámina 1 se representa el *log* de los materiales turbidíticos. De los 15 ritmos representados en el mismo, siete presentan la secuencia turbidítica completa *Tabcde* (Bouma 1962), en el que *a* es la estratificación graduada, *b* la laminación paralela inferior, *c* el intervalo de *current ripples lamination*, *d* la laminación paralela al techo y *e* el intervalo lutítico (o pelítico).

Esta sucesión de estructuras ha sido descrita por diversos autores, [Bouma (1962), Kuenen (1964, 1967), Middleton (1970), Nesteroff y Heezen (1963), Sanders (1965), Stanley (1961, 1963) Walker (1965) y Walton (1967), etc.] como uno de los rasgos más característicos de la serie *flysch* y, en general, de los materiales formados por corrientes de turbidez.

Destacan netamente dos hechos de este *log*, que lo hacen diferir de los sedimentos turbidíticos actuales de mares profundos (v.g. Horn, Ewing y Ewing 1972).

1. Presencia de niveles de evaporitas (yeso y anhídrita) intercalados en el intervalo lutítico (intervalo *e*).

2. Existencia de numerosos niveles de óxidos de hierro (*hard-grounds*) dentro de los niveles lutíticos, o en el techo de los mismos.

A continuación se describen las características detalladas de los términos turbidíticos.

IV. 1. Secuencias

La fig. 3, ilustra cuatro tipos de secuencias de estructuras sedimentarias y litológicas, presentes en estos términos. Un quinto, no incluido en la figura, pero frecuente, es aquel en el que la arenisca solo presenta laminación paralela.

El tipo más frecuente a lo largo del corte es el *Tabcde* (fig. 3A) y las potencias medias relativas de cada intervalo son las indicadas en la figura. Se puede observar en las fotografías 1 y 3, de la lámina II y en la fotografía 4 de la lámina IV. Este tipo domina en el término inferior turbidítico (término 2 de la fig. 1), al que corresponde el corte del *log*.

Otro tipo bastante frecuente es el *Tabe* (fig. 3B), que corresponde a una secuencia truncada en su parte superior. Este tipo es el dominante en el término superior turbidítico (término 4 de la fig. 1).

Un tercer tipo, así mismo bien representado, es el *Tbe* o *Tde* (solo con laminación paralela). Se presenta a todo lo largo del corte, en especial en los niveles de areniscas de menor potencia (ritmos 5,6,7 y 9, Lámina I).

Como tipos minoritarios, que aparecen a distintas alturas estratigráficas, tenemos los ilustrados en la fig. 3C y 3D. El primero (fig. 3C) se caracteriza por presentar cantos blandos (*mud pebbles*) de margas y lutitas, en la parte inferior del nivel arenoso (fotografía 4, lámina II). El segundo (fig. 3D) corresponde a la secuencia truncada en la base (*Tcde*).

Dado que el *log* (lámina 1) está levantado en la parte basal del término inferior turbidítico, la distribución estadística de los distintos tipos de secuencias, respecto al conjunto, no es representativa. Dominan claramente el *Tabcde* y a él corresponden los ritmos 2,3,4,8,11,13 y 15.

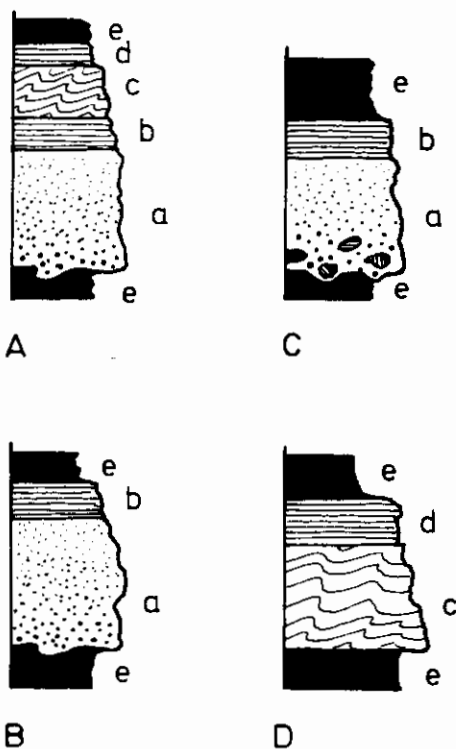


Figura 3. Tipos de secuencias de estructuras sedimentarias y litología en los términos turbidíticos.

IV. 2. Características de las superficies de estratificación

El contacto inferior de los niveles de areniscas con los niveles lutíticos es muy brusco, textural y litológicamente. En cuanto a la forma de esta superficie tenemos tres tipos:

- Planos sin estructuras de muro que resalten, característicos de los niveles más delgados.
- Plano en el que destacan las estructuras ligadas a

corrientes, tanto *scour marks*, como *tool marks*.

c) Irregular debido a deformaciones de carga, que, en algunos casos, llegan, incluso, a romper la continuidad de los estratos.

En el techo de los niveles de areniscas, el contacto con el intervalo pelítico (o lutítico) se hace por cambio de facies gradual, aunque rápido. La forma de la superficie, en todos los casos, es plana, sin que se hayan observado *ripple-marks* en ella.

IV. 3. Estructuras sedimentarias en la base de los niveles de areniscas.

Son dos los tipos genéticos de estructuras sedimentarias que dominan, en la base de los estratos:

- ligadas a corrientes (*current marks*)
- ligadas a carga (*load casts* y *pillow structures*)

Destaca notablemente, la falta de estructuras orgánicas, tanto huellas, como *burrows*, muy frecuentes en series turbidíticas (Kuenen 1968).

IV. 3.1. Estructuras ligadas a corrientes

Para su descripción vamos a seguir la nomenclatura de Dzulynski y Walton (1965, pág. 38), en su mayor parte con la terminología inglesa, actualmente de uso internacional. Dentro de estas estructuras, ligadas a corrientes tenemos dos tipos principales:

a) *Scour marks*, que son rellenos de huecos dejados por la acción erosiva de una corriente turbulenta directamente sobre el fondo lodoso. A su vez, dentro de este grupo, las únicas encontradas corresponden a *current scours*

Destacan, por su frecuencia, los *flute casts*, en los que nos hemos basado para la mayoría de las medidas de paleocorrientes. Gran parte de los niveles de areniscas presentan en su base *flute casts* y, en muchos casos, están deformados por carga. Dominan los lingüiformes, y son

menos frecuentes los bulbiformes. La longitud oscila entre los 2 y 15 cms. y la anchura entre 1 y 5 cms. En cuanto a la asociación de *flute casts*, se suelen encontrar como alineaciones de crestas y surcos paralelos, y más escasamente como formas ramificadas o arborescentes.

b) *Tool marks*, que son rellenos de huecos dejados por algún objeto arrastrado por las corrientes, que erosionan el fondo lodoso. En nuestro corte existen marcas continuas (frecuentes *groove casts* y raras *chevron casts*), y discontinuas (*prod casts* y *bounce casts*).

Los *groove casts*, o calcos de surco, se presentan bajo dos formas diferentes: aislados y asociados. Los aislados (fotografía 5, lámina III) son muy rectilíneos y de sección regular. Los *groove casts* asociados aparecen normalmente paralelos entre sí, en cada superficie de estratificación. Frecuentemente se asocian con *flute casts* y, en este caso, la dirección de corrientes, de una y otra estructura, es ligeramente oblicua (fotografía 1, lámina III). Otros *tool marks* continuos son los *chevron casts*, muy poco frecuentes, y con formas que asemejan espigas. Entre los *tool marks* discontinuos se encuentran marcas dejadas por partículas transportadas a saltos. Destacan los *prod casts*, de forma triangular y sección asimétrica; los tamaños son muy diferentes, y dominan aquellos en los que la dimensión mayor no supera el centímetro, pero excepcionalmente se encuentran algunos de mayores dimensiones (fotografía 3, lámina III). El sentido de las corrientes que marcan es, aproximadamente, paralelo al de los *flute casts* de la misma superficie de estratificación. Los *Bounce casts* aparecen ligados a los *prod casts* y presentan la dirección de paleocorrientes paralelas.

La interpretación genética de cada una de estas estructuras ha sido descrita con detalle, a partir de datos de observación y de su reconstrucción en el laboratorio, por Dzulynski y Sanders (1962) y Dzulynski y Walton (1965). Igualmente han abordado su origen Potter y Pettijohn (1963) y el "Essai de nomenclature..." publicado por el Chambre Syndicale de la Recherche du Pétrole (1963) de Francia.

En conjunto, estas estructuras se forman por la acción erosiva de corrientes turbulentas, sobre fondos lutíticos. Los *scour marks* se forman por la

acción erosiva de una corriente turbulenta que transporta todas las partículas en suspensión. Los *tool marks*, por el contrario, se forman mediante una corriente turbulenta, que en su parte inferior, y en contacto con el fondo, transporte gran cantidad de partículas por arrastre con drenaje, saltando o rodando. Dzulynski y Sanders (1962) proponen el nombre de *traction carpet* para esta parte inferior de la corriente.

En cuanto a las asociaciones de estructuras, en la superficie con gran número de *tool marks*, las direcciones de paleocorrientes son paralelas, y cuando además existen *flute casts* aislados, en la misma superficie, todas las estructuras pueden haberse formado simultáneamente. En superficies con gran cantidad de *flute casts* faltan los *tool marks*, lo que coincide con lo establecido por Dzulynski y Walton (1965).

IV. 3.2. Estructuras de carga

Numerosos estratos de areniscas muestran, en su base, deformaciones de carga (*load casts*). En unos casos su geometría recuerda la de las estructuras de corrientes y se pueden interpretar como deformaciones de las mismas (fot. 2, lámina III). En otros casos la geometría es muy variada sin que se puedan ligar, con seguridad, a otras estructuras anteriores (fot. 6, de lámina III). En cualquier caso los *load casts* se caracterizan porque la laminación y estratificación final del nivel lutítico inferior y del arenoso superior, están deformadas, al contrario que en las estructuras producidas por corrientes, que son erosivas.

En estratos muy aislados las estructuras de carga alcanzan una envergadura tal, que llegan a romper la continuidad de los estratos y forman estructuras almohadilladas (*pillow structures* Potter Pettijohn, 1963) como se pueden observar en la fotografía 3 de la lámina IV.

IV. 4. Estructuras de ordenamiento interno

Nos hemos referido anteriormente a las secuencias de estructuras de ordenamiento interno. Veamos ahora, someramente, las características específicas de cada una de ellas.

La estratificación graduada (*graded bedding*) es en todos los casos simple y continua, sin que se hayan observado, en ningún caso, estratificaciones graduadas múltiples, o sea, que impliquen varios ritmos turbidíticos.

En los dos términos de laminación el espesor de las láminas es, normalmente inferior, a 1 mm. y se observan claramente gracias a la presencia de abundantes partículas micáceas. La *current ripples lamination* es de pequeña escala, con *sets* agrupados, y litología homogénea; corresponde al tipo *kappa cross stratificación* de Allen (1963).

En algunos ritmos falta la *current ripples lamination* y en su lugar entre los dos intervalos de laminación paralela, aparece *convolute lamination* cuyo origen es la deformación por carga y presiones laterales de la estructura anterior. En algunos ritmos aislados se puede observar el paso lateral de una estructura a la otra.

IV. 5. Fósiles

Como ya se dijo anteriormente no se han encontrado faunas de ningún tipo, ni en los niveles de areniscas, ni en los lutíticos, dentro de la secuencia turbidítica.

Solamente tenemos restos carbonosos y de plantas, dentro de los niveles turbidíticos. Restos de este tipo son muy frecuentes en las turbiditas actuales (Nesteroff y Heezen, 1963) y no indican nada sobre la batimetría, ya que se han encontrado hasta en turbiditas depositadas a 5.000 m. de profundidad (Kuenen, 1968).

Tampoco se han encontrado, en ningún nivel de la columna estratigráfica, estructuras orgánicas, (*burrows*), que sin embargo son muy frecuentes en otras series turbidíticas (Stanley 1961, Bouma 1962, Nesteroff y Heezen 1963, Kuenen 1968).

Esta falta de organismos y estructuras orgánicas se pueden explicar por unas condiciones inapropiadas para la vida en el fondo de la cuenca, debido a una gran salinidad.

IV. 6. Paleocorrientes

Se han efectuado medidas de paleocorrientes, a partir de las estructuras sedimentarias primarias, y más concretamente, a partir de los *flute casts* y de los *prod casts*, que nos permiten determinar la dirección y el sentido de las mismas.

Los resultados de estas medidas efectuadas a lo largo de toda la columna estratigráfica de los términos turbidíticos, se representan en la fig. 4.

Las direcciones de paleocorrientes oscilan entre N98E y N130E, o sea, presentan unos 32° de dispersión. El sentido es siempre hacia el W.

Si se observan las figuras 2 y 4, en las que las paleocorrientes se sitúan en un mapa esquemático se puede comprobar que la procedencia de estas corrientes de turbidez es desde el E. o sea, que proceden del área de Sierra Nevada y se dirigen hacia el interior de la cuenca (hacia el Oeste).

Para cada superficie de estratificación la dirección de paleocorrientes es prácticamente única. La dispersión aludida es debida a variaciones de la dirección de una a otra superficie de estratificación.

En la muestra de los materiales marinos infrayacentes se destacaba la presencia de Foraminíferos planctónicos, cretáceos rodados. En la fig. 4 se indican todas las direcciones posibles de

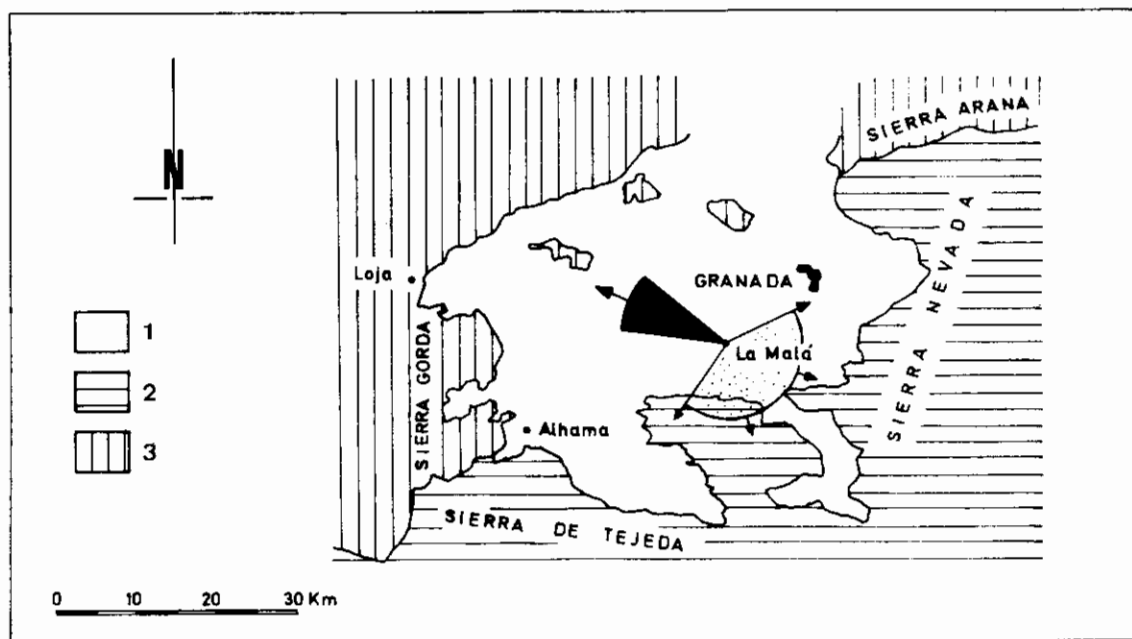


Figura 4. En negro, paleocorrientes turbidíticas medidas a partir de *flute casts* y *prod casts*. En punteado, gama de posibles direcciones de aportes para los materiales marinos infrayacentes. 1. Materiales neógeno-cuaternarios de relleno de la Depresión de Granada. 2. Zonas internas de las Cordilleras Béticas. 3. Zonas externas de las Cordilleras Béticas.

aportes, habida cuenta de la distribución de los materiales, que sólo están representados en las zonas externas.

Fragmentos de rocas metamórficas y micas	del 15 al 28 por ciento
Matriz detrítica	del 17 al 30 por ciento
Cemento carbonatado	del 5 al 15 por ciento

IV. 7. Composición y textura de las areniscas

Se han estudiado varias muestras de diferentes niveles de areniscas para conocer, de modo aproximado, la composición mineralógica y textura de las mismas.

Se ha determinado, en láminas delgadas, con el uso de tinciones, la composición mineralógica. Los valores para las distintas muestras son:

Cuarzo	del 14 al 30 por ciento
Feldespatos	del 18 al 31 por ciento

En un diagrama triangular, cuyos vértices correspondieran a los tres primeros valores, las areniscas de corte vendrían representadas en la parte central del mismo. La nomenclatura sería diferente de acuerdo con la clasificación que se adopte. Según Pettijohn (1954) serían *grauvacas litíticas* y *grauvacas feldespáticas*, según dominen los fragmentos de rocas sobre los feldespatos o viceversa. Siguiendo a McBride (1963) en función de la constitución de la trama, serían *litarcosas* y *litarenitas feldespáticas* y por su matriz, serían *grauvacas*. Según la clasificación de Pei-Yuan-Chen (1968) serían areniscas muy inmaduras que, por la

composición de su trama, corresponderían a *litiarcosas*, *extra-litiarcosas*, *fellitarenitas* y *extra-fellitarenitas*.

La glaucometría de estas areniscas muestra una pobre selección, como corresponde a areniscas poco maduras. El tamaño medio de grano, en la base de los niveles de areniscas, es de 1/2 a 1/4 de mm. mientras que en el techo el tamaño medio está próximo al límite entre areniscas y limos (1/16 mm.)

Como componentes minoritarios que merecen ser citados tenemos restos de plantas y de carbón, en los niveles areniscosos.

IV. 8. Relación con las evaporitas

En el *log* de la Lámina I, y en diversas fotografías de las láminas II y IV, se pueden observar evaporitas intercaladas en la secuencia turbidítica y que forma parte del intervalo pelítico (intervalo e).

Al observar el corte general (fig. 1) vemos que las evaporitas son muy frecuentes de manera que, en conjunto, se trata de una serie típicamente evaporítica, donde alternan limos y evaporitas, en proporciones variables según los tramos. Esta secuencia evaporítica tiene una gran extensión de la Depresión de Granada. Los niveles de areniscas, con secuencias turbidíticas, sólo se han observado en este corte, presentando una secuencia turbidítica-evaporítica. (Términos 2 y 4 de la fig. 1).

El origen de las evaporitas es bien conocido en la actualidad, a partir de los trabajos de Briggs (1958), Busson (1968), Schmalz (1969) y Sloss (1963, 1969), entre otros. De los diversos modelos genéticos que dichos autores establecen a partir de los datos geológicos-regionales, se deduce que la cuenca evaporítica miocénica de la Depresión de Granada, correspondería a un mar cerrado, con

comunicaciones solo eventuales con el mar abierto. En estas condiciones, la salinidad y densidad de las aguas en el fondo sería muy superior a la normal del mar, lo que haría imposible la vida en ellas. Schmalz (1969) establece un modelo de formación de evaporitas en aguas profundas, en las que se pueden intercalar eventualmente niveles turbidíticos (fig. 9, Schmalz 1969). No obstante, dada la falta de fauna autóctona, es muy difícil estimar la profundidad de esta cuenca evaporítica. Esta estimación se hará a partir de datos geológicos-regionales, tales como dimensiones de la cuenca y materiales hacia los que cambia lateralmente de facies la secuencia evaporítica.

IV.9. Niveles de óxido de hierro (*hard grounds*)

Son muy numerosas en todo el corte, las superficies estratiformes de óxido de hierro. Su espesor es, normalmente, inferior al milímetro, y se intercalan, tanto en los términos lutíticos como en la base de las areniscas. En el *log* (Lámina I) se indica la posición de estas superficies.

Se interpretan como fondos subacuáticos endurecidos y oxidados que corresponden a periodos sin sedimentación, (*hard grounds* en el sentido de Lombard, 1956, 1972).

Hemos buscado insistentemente, en estas superficies, algunos indicios que nos puedan indicar profundidad o condiciones de formación. El prof. Dangeard (Inst. Nac. Oceanographique de France) en una visita efectuada con nosotros al corte, mostró su opinión de que se tratase de superficies de emersión, semejantes a las llanuras tidales. Por nuestra parte, no hemos encontrado criterios de emersión, como pista de aves (Mangin, 1962) o cristales pseudomórficos de sal (De Raaf, 1964); en ambos casos los autores se refieren al Terciario del Pirineo.

Ante esta falta de criterios de emersión, consideramos la posibilidad de que se hayan

formado en medios subacuáticos, marinos por acción de corrientes que oxidarían el fondo y evitarían el depósito.

V. GENESIS DE LAS TURBIDITAS

En el capítulo anterior se han descrito las características más representativas de los términos turbidíticos. A continuación, vamos a abordar su origen así como sus condiciones de formación. En primer lugar se justificará su carácter turbidítico, o sea, su origen ligado a corrientes de turbidez.

Bouma (1962, 1964) establece como caracteres fundamentales de las turbiditas: a) sucesión de estructuras b) cantos blandos c) *convolute lamination* y d) *sole markings*. Todos estos caracteres se observan en nuestros materiales.

Nesteroff y Heezen (1963) enumeran 14 características representativas de las turbiditas actuales, todas las cuales se cumplen salvo la última, que es una característica negativa: 'falta de caracteres litorales o de poca profundidad'. En nuestro caso no podemos asegurar, ni negar que el depósito fuese profundo.

Kuenen (1964) indica una relación de 22 características que definen a las turbiditas y todas ellas, salvo las referidas a sedimentación actual (extensión, intervalo de tiempo entre flujos de corrientes, etc.) coinciden con las observadas en nuestros materiales.

Dzulynski y Walton (1965) no diferencian los términos *flysch*, turbiditas y *grauvacas* graduadas, pero las condiciones que establecen para el *flysch* se cumplen totalmente en nuestro caso.

Por último la sucesión de estructuras de ordenamiento interno es considerada por muy diversos autores (Stanley 1963; Walker 1965, 1967; Walton 1967; Middleton 1970, etc.) como característica, exclusiva, de los materiales formados por corrientes de turbidez.

V. 1. Origen de las corrientes de turbidez

La procedencia de las corrientes de turbidez es del E. concretamente del área de Sierra Nevada.

Los datos geológicos regionales disponibles indican ciertamente que este área se estaría erosionando mientras que la Depresión de Granada se iba rellenando. La línea de costas deducida por datos cartográficos y paleogeográficos (González Donoso; 1967) estaría como máximo a 20 Kms. hacia el E.

La reducida distancia de transporte de esta corriente de turbidez, en comparación con la de los fondos marinos actuales, hace pensar en algún mecanismo o fenómeno que ayudara a iniciar dichas corrientes. Se podría tratar de *inflows* como los que describe Kuenen (1959). Otra posibilidad es la de que las corrientes se iniciaran en ríos con aguas turbulentas (Nesteroff 1965). Igualmente podrían ser la causa de la iniciación de estas corrientes, movimientos sísmicos.

Una posibilidad en la que combinan varias de las anteriores, sería la de que los materiales depositados, cerca de la desembocadura de un río, fueran arrastrados por efectos de fuertes corrientes fluviales y dieran lugar a un *grain flow* (Stauffer, 1967) que posteriormente pasara a corriente de turbidez (Middleton, 1970). Los efectos de tormentas (Reineck y Sinch, 1972) y de terremotos podrían ayudar en el proceso anterior.

La elevada densidad de las aguas de los fondos, en la cuenca evaporítica, contribuiría a que la deceleración fuese mayor.

En cualquiera de los casos, la inestabilidad tectónica de la región, con elevación progresiva de los relieves circundantes de la Depresión ayudaría y favorecería la génesis. De Raaf (1968) considera este factor tectónico como imprescindible para la formación de turbiditas. Los datos geológicos regionales (J.M. Fontboté, comunicación oral) hacen pensar en un grado de sismicidad elevado en la región, durante el depósito de estos materiales.

V. 2. Ambiente sedimentario

Como se deduce de los datos bibliográficos, la mayor parte de las turbiditas se forman en aguas marinas profundas. Sin embargo, en nuestro caso, se trata de una cuenca evaporítica cuya profundidad es difícil estimar, pero que indudablemente sería inferior a la de la formación de turbiditas marinas actuales, (desde los 200 m. de profundidad hasta las llanuras abisales).

La cuenca evaporítica respondería al esquema propuesto por Sloss (1953) con fuerte evaporación y aportes de aguas del mar abierto. Schmalz (1969) propone un modelo geoméricamente semejante, pero aplicable a sedimentación de evaporitas en aguas profundas, tanto actuales como antiguas.

Las dimensiones de la cuenca evaporítica de la Depresión de Granada, durante el Mioceno, serían aproximadamente de 50 Kms. en dirección E-W y 30 Kms. en dirección N-S, como se deduce de los datos cartográficos (González-Donoso 1967). Lateralmente cambian a materiales detríticos y hacia el techo pasan a calizas lacustres de muy poca profundidad. Es difícil pensar, en estas condiciones, en grandes profundidades para el depósito de las evaporitas.

En la bibliografía se conocen ejemplos de turbiditas de poca profundidad, Kelling (1964) y McBride (1964) describen turbiditas de diversas profundidades. De Raaf, Reading y Walker (1965) citan turbiditas en secuencias deltaicas. Stanley (1968) muestra secuencias turbidíticas en sedimentos fluviales. Por su parte, Kuenen (1967) indica que las turbiditas se pueden formar en aguas someras y que en este caso forman capas individuales de extensión pequeña, lo que se cumple en nuestro caso. Por último Nesteroff (1965) describe turbiditas a 16 m. de profundidad en el Lago Lemán y a 35 en el Cap Breton, y dice que el mecanismo de depósito no va ligado a una profundidad específica.

Como interpretación más probable estimamos que el depósito tuvo lugar en un ambiente de mar cerrado (*o lagoon*) de poca profundidad con gran salinidad que haría imposible la vida en él.

Los cambios climáticos serían los principales responsables de la secuencia lutítico-evaporítica, mientras que las corrientes de turbidez serían originadas por fenómenos de mayor envergadura (movimientos tectónicos, tormentas, etc.). El clima reinante sería cálido, con fuerte evaporación y los ríos, procedentes del área de Sierra Nevada, sólo aportarían materiales detríticos de tamaño arena en épocas de fuertes caudales.

Ksiazkiewicz (1961) y Parea y Ricci-Lucchi (1971) muestran ejemplos en los Cárpatos y Apeninos, respectivamente, de turbiditas ligadas a evaporitas. En ambos casos su génesis se interpreta como un redépósito profundo de evaporitas inicialmente depositadas en aguas someras.

V. 3. Equivalencia con el flysch

Finalmente, queremos abordar la equivalencia entre estos términos turbidíticos y el *flysch*. Este último término ha sido utilizado, de modo muy diverso, por diferentes autores, de ahí que la equivalencia entre *flysch* y *turbiditas* sea diferente de acuerdo con los criterios de cada autor.

Nesteroff y Heezen (1963) denominan *turbiditas* a los sedimentos recientes, formados, por corrientes de turbidez, y *flysch* a sus equivalentes antiguos, sin tener en cuenta otros factores.

Dzulynski y Walton (1965), utilizan los términos *flysch* y *gravaucas graduadas*, y no el término *turbidita*. El término *flysch* lo utilizan, estos autores, como términos petrológicos, de modo similar a los autores anteriores.

Kuenen (1959, 1964) plantea la confusión existente entre los diversos términos y sugiere que

turbidita, o formación turbidítica, sea un término puramente sedimentológico (materiales formados por corrientes de turbidez) y el término *flysch* sea aplicado para aquellas turbiditas geosinclinales pre-paroximales.

De Raaf (1968) utiliza el término *turbidita* para designar materiales tanto marinos como lacustres formados por corrientes de turbidez. Aconseja que el término *flysch* se use tan solo para las turbiditas y rocas afines formadas en el periodo ortogeosinclinal. Para las turbiditas de cuencas postectónicas intramontañosas indican que se debe hablar de "formaciones flyschoides" y no *flysch*. Hsü (1970), La Joie (1970) y Reading (1972) siguen un criterio muy semejante.


Nosotros preferimos utilizar los términos

turbiditas y *flysch* como este último grupo de autores. Por tanto *turbiditas* son los depósitos (antiguos y modernos) formados por corrientes de turbidez intercalados en una serie pelítica y *flysch* son los materiales, en su mayor parte turbiditas, de cuencas geosinclinales depositados antes del plegamiento principal. En el *flysch*, además de las turbiditas hay materiales depositados por *grain flows* (Stauffer 1967) y otros mecanismos semejantes a las corrientes de turbidez. De acuerdo con esta nomenclatura nuestros materiales, descritos en este trabajo, son *turbiditas* y no se puede utilizar para ellos el término *flysch* dado el carácter típicamente postorogénico.

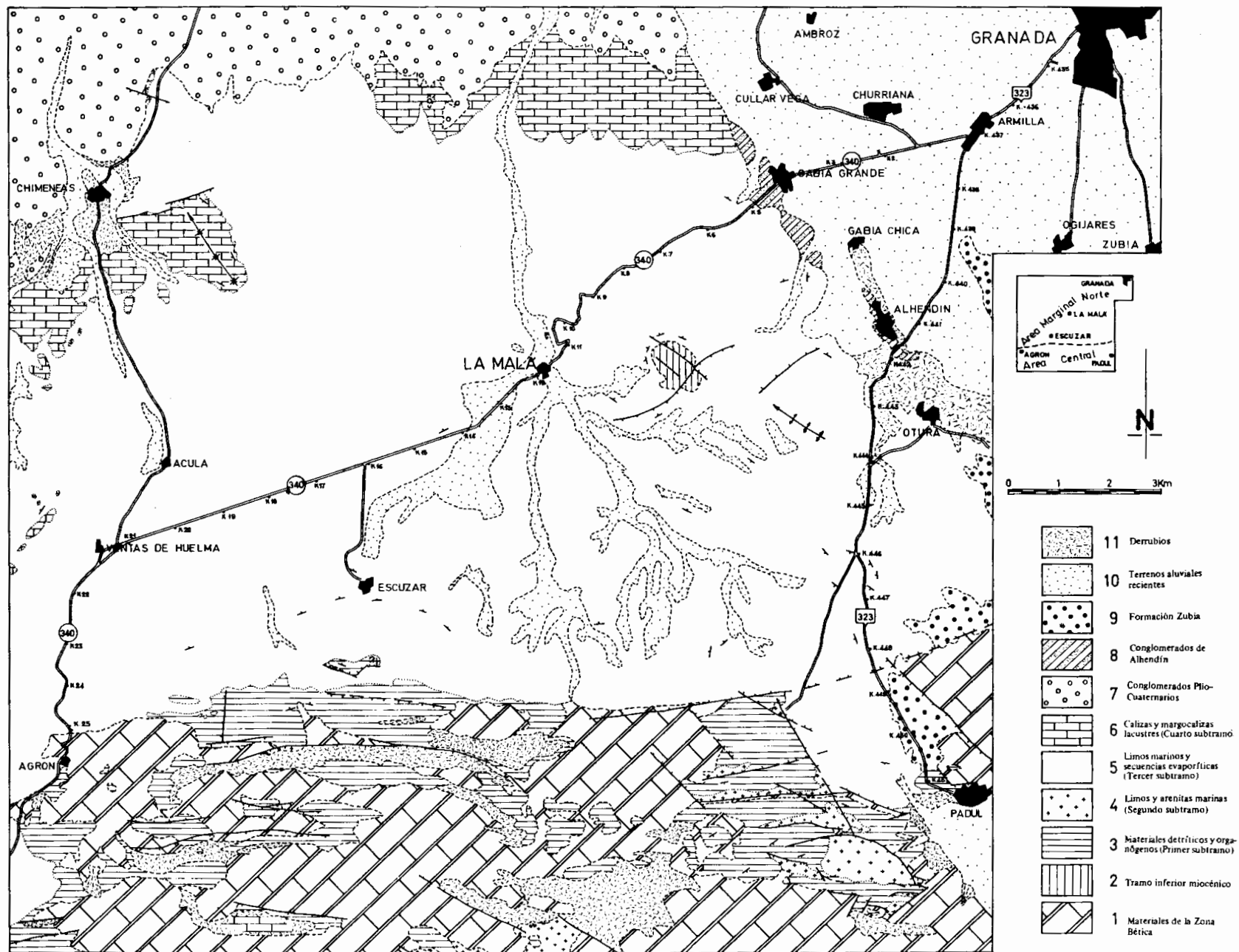
Debido a su especial asociación litológica sería preferible, aún, hablar de *secuencia turbidítico- evaporítica*.

AGRADECIMIENTOS:

Queremos mostrar nuestro agradecimiento a los Profs. H.E. Clifton (U.S. Geological Survey), M. Ksiazkiewicz (Universidad de Cracovia), J.M. Fontboté (Universidad de Granada), J.F.M. de Raaf (Universidad de Utrech), J. Rossell (Universidad Autónoma de Barcelona) y D.J. Stanley (Smithsonian Institution, Washington), por la lectura y crítica del original de este trabajo.



**MAPA GEOLOGICO DEL SECTOR CENTRAL
DE LA DEPRESION DE GRANADA**
según González-Donoso, 1967.



- POMESANO CHERCHI, A. (1968). "Studio biostratigrafico del Miocene della Sardegna Centro-Meridionale (Campidano-Marmilla Orientale Sarcidano)". *Proc. IV. Sess. Comm. Med. Neog. Strat. Bologna 1967 Giorn. Geol. (2) XXXV-III* pp. 255-276.
- POSTUMA J.A. (1971). "Manual of Planktonic Foraminifera". *Elsevier Publ. Co. Amsterdam*.
- ROMEO, M. (1965). *Globigerina multiloba* nuova specie del Messiniano della Calabria e Sicilia. *Riv. Ital. Pal. Strat.* 71-4 pp. 1265-1268.
- ROMEO, M. (1967). "Stratigrafia micropaleontologica del Messiniano di Rossano (Cosenza)". *Palaeont. Ital.* 63 (n. ser. 33) pp. 1-74.
- SELLI, R. (1960). "Il Messiniano Mayer-Eymar 1867. Proposta di un neostratotipo". *Giorn. Geol. (2)* 28. pp. 1-23.

BIBLIOGRAFIA SEDIMENTOLOGICA Y GEOLOGICO-REGIONAL

- ALLEN, J.R.L. (1963). "The classification of cross-stratified units. With notes on their origin". *Sedimentology* V-2 pp. 93-114.
- ALLEN, J.R.L. (1968). "Current ripples". Ed. *North-Holland Amsterdam*. 433 págs.
- BUSSON, G. (1968). "La sédimentation des évaporites. Comparaison des données sahariennes à quelques théories, hypothèses et observations classiques ou nouvelles". *Mem. du Muséum Nat. D'Histoire Naturelle. Paris. T-XIX fasc.-3* pp. 128-169.
- BOUMA, A.H. (1962). "Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation". Ed. *Elsevier Amsterdam*. 168 págs.
- BOUMA, A.H. (1964). "Turbidites" en BOUMA BROUWER (editores) "Turbidites" Núm. 3 de la serie "Develop. in Sedimen." Ed. *Elsevier Amsterdam* pp. 247-256.
- BOUMA, A.H. (1969). "Methods for the study of sedimentary structures" Ed. *John Willey. New York* 458 págs.
- BRIGGS, L.I. (1958). "Evaporite facies" *Jour. Sed. Petr.* V-28 núm. 1 pp. 46-56.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAS NATUREL -editor M. GUBLER- (1966) "Essai de nomenclature et caracterisation des principales structures sedimentaires" Ed. *Technip, Paris* 291 págs.
- DZULYNSKI, S. y SANDERS, J.E. (1962). "Current marks on firm mud bottoms" *Trans. Conn. Acad. Arts. Sci.* V-42 pp. 57-96.
- DZULYNSKI, S. y WALTON, E.K. (1965). "Sedimentary features of flysch and greywackes" Núm. 7 de la serie "Develop. in Sedimen." Ed. *Elsevier Amsterdam* 274 págs. 167 fig.
- ENOS, P. (1969). "Anatomy of a flysch" *Jour. Sed. Petr.* V-39 núm. 2. pp. 680-723.
- GONZALEZ DONOSO, J.M. (1967). "Estudio Geológico de la Depresión de Granada" *Tesis Facultad de Ciencias. Univ. Granada.* (inérita).
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1968). "Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada". *Acta Geológica Hispánica* T-III núm. 3 pp. 57-63.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1970). "Estudio geológico de la Depresión de Granada (resumen)" *Cuader. Geol. Univ. Granada.* T-I núm. 1 pp. 5-9.
- HORN, D.R., EWING, J.I. y EWING, M. (1972). "Graded-bed sequences emplaced by turbidity currents north of 20° N in the Pacific, Atlantic and Mediterranean" *Sedimentology* V-18 pp. 247-275.
- HSU, K.J. (1970). "The meaning of the word flysch- a short historical search" in LAJOI (editor) "Flysch Sedimentology in Northern America" *Spec. Paper 7 Geol. Assoc. Canadá* p. 2-11.
- KELLING, G. (1964). "The turbidite concept in Britain" in BOUMA-BROUWER (editores) "Turbidites" Núm. 3 de la serie "Develop. in Sedimen." Ed. *Elsevier Amsterdam*. pp. 75-92.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1961). "On the occurrence of

TURBIDITAS ASOCIADAS A EVAPORITAS

BIBLIOGRAFIA MICROPALAEONTOLOGICA Y CRONOESTRATIGRAFICA

(Sólo se reseñan las obras citadas en el texto)

- ANONIMO(1957). "Foraminiferi Padani (Terziario e Quaternario)". Agip Mineraria. Arti Grafiche Pezzini. Milán.
- BANDY, O.L. (1972). "Origin and development of *Globorotalia(Turborotalia) pachyderma* (EHRENBERG)". *Micropaleontology* 18-3, pp. 294-318.
- BANDY, O.L., FRERICHS, W.E. y VINCENT, E. (1967). "Origin, development, and geologic significance of *Neogloboquadrina* BANDY, FRERICHS and VINCENT, gen. nov. *Contr. Cush. Found. For. Res.* XVIII-4, pp. 152-157.
- BANNER, F.T. y BLOW, W.H. (1960). "Somme primary types of species belonging to the superfamily Globigerinaceae". *Contr. Cush. Found. For. Res.* XI-1, pp. 1-41.
- BANNER, F.T. y BLOW, W.H. (1965). "Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene". *Nature*. 208, n. 5016. pp. 1164-1166.
- BERMUDEZ, P.J. y BOLLI, H.M. (1969). "Consideraciones sobre los sedimentos del Mioceno medio al Reciente de las Costas Central y Oriental de Venezuela. Tercera Parte. Los Foraminíferos planctónicos". *Bol. Geología*, 10-20, pp. 137-223.
- BIZON, G., BIZON, J.J. y MONTENAT, CH. (1971). "Le Miocene terminal dans le Levant Espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia)". *V. Cong. Neog. Med. Lyon (in litt.)*.
- BLOW, W.H. (1969). "Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy". *Proc. Ist. Conf. Plank. Microf. Genova 1967.* 1, pp. 199-422. E.J. Brill, Leiden.
- BOLLI, H.M. (1966). "Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera". *Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol. Bol. Inf.* 9-1, pp. 3-32.
- CATALANO, R. y SPROVIERI, R. (1971). "Biostratigrafía di alcune serie Saheliane (Messiniano inferiore) in Sicilia". *Proc. II. Plank. Conf. Roma. 1970.* 1, pp. 211-249. Ed. Tecnoscienza, Roma.
- CINELLI, D. y TEDESCHI, D. (1968). "Considerazioni biostratigrafiche sul Miocene medio ed inferiore del sottosuolo padano". *Proc. IV Sess. Comm. Med. Neog. Strat. Bologna 1967. Giorn. Geol.* (2) XXXV-III pp. 315-332.
- CITA, M.B. y BLOW, W.H. (1969). "The biostratigraphy of the Langhian, Serravallian and Tortonian stages in the type-sections in Italy". *Riv. Ital. Paleont. Strat.* 75-3, pp. 549-603.
- CITA, M.B., PREMOLI SILVA, I. y ROSSI, R. (1965). "Foraminiferi planctonici del Tortoniano tipo" *Riv. Ital. Pal. Strat.* 71-1, pp. 217-308.
- COLOM, G. (1954). "Estudio de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* 66, pp. 3-279.
- D'ONOFRIO, S. (1964). "I Foraminiferi del Neostratotipo del Messiniano". *Giorn. Geol.* (2) XXXII-II, pp. 409-461.
- FEINBERG, H. y LORENZ, H.G. (1970). "Nouvelles donnees stratigraphiques sur le Miocene superieur et le Pliocene du Maroc Nord-Occidental". *Notes Serv. Geol. Maroc.* 30-225, pp. 21-26.
- GIANOTTI, A. (1953). "Microfauna della serie tortoniana del Rio Mazzapiedi-Castellania (Tortona-Alessandria)". *Riv. Ital. Pal. Strat. Mem. VI* pp. 167-301.
- GINO, G.F. (1953). "Observazioni geologiche sui dintorni di Sant'Agata Fossili (Tortona-Alessandria)". *Riv. Ital. Pal. Strat. Mem. VI*, pp. 7-23.
- JENKINS, D.G. (1967). "Recent distribution, origin, and coiling ratios changes in *Globorotalia pachyderma* (Ehrenberg)". *Micropaleontology*, 13-2 pp. 195-203.
- MARTINEZ DIAZ, C. (1969). "Estudio micropaleontológico de cuatro cortes del Mioceno de Murcia (España)". *Rev. Esp. Micropal.* 1-2, pp. 147-180.
- PARKER, F.L. (1962). "Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments". *Micropaleontology*, 8-2, pp. 219-254.
- PERCONIG, E. (1968). "Biostratigrafía della sezione di Carmona (Andalusia, Spagna) in base ai Foraminiferi planctonici". *Proc. IV Sess. Comm. Med. Neog. Strat. Bologna 1967. Giorn. Geol.* (2) XXXV - III, pp. 191-218.

TURBIDITAS ASOCIADAS A EVAPORITAS

- Gypsum in the Magura Flysch" *Bull. Acad. Polonaise Sciences V-X* pp. 27-33.
- KUENEN PH.H. (1959) "Turbidity currents a major factor in flysch deposition" *Eclog. Geol. Helv.* V-51, pp. 1009-1021.
- KUENEN, PH.H. (1967). "Emplacement of flysch-type sand beds" *Sedimentology* v. 9 pp. 203-243.
- KUENEN, PH.H. (1968) "Turbidity currents and organisms" *Eclog. Geol. Helv.* V-61 pp. 525-544.
- LAJOIE, J. -editor- (1970). "Flysch Sedimentology in Northern America". *Geol. Assoc. Canadá Spec. Paper 7* 272 págs.
- LOMBARD, A. (1956). "Géologie sédimentaire. Les séries marines". Ed. Masson París 705 pág.
- LOMBARD, A. (1972). "Séries sédimentaires. Génèse-evolution" Ed. Masson París 426 págs.
- MCBRIDE, E.F. (1963). "A classification of common sandstones" *Jour Sed. Petr.* V-33 pp. 664-669.
- MCBRIDE, E.F. (1964). "Review of turbidite studies in the United States". En BOUMA-BROUWER (editores) "Turbidites" Núm. 3 de la serie "Develop. in Sedimen." Ed. Elsevier. Amsterdam. pp. 93-105.
- MANGIN, J.F. (1962). "Traces de pattes d'oiseaux et flute-casts associés dans in "facies flysch" du Tertiaire pyrénéen" *Sedimentology* V-1 pp. 163-166.
- MIDDLETON, G.V. (1970). "Experimental studies related to problems of flysch sedimentation" en LAJOI (editor) "Flysch Sedimentology of North America" Spec. Paper 7 *Geol. Ass. Canada* pp. 253-272.
- NESTEROFF, W.D. (1965). "Le problème des turbidites: les données océanographiques modernes" *Bull. Soc. Geol. France* (7) pp. 587-592.
- NESTEROFF, W.D. y HEEZEN, B.C. (1963). "Essais de comparaison entre les turbidites modernes et le flysch" *Revue de Geog. Phys. et Geol. Dynam.* V-5 fasc. 2 pp. 115-117.
- PAREA, G.C. y RICCI-LUCCHI, F. (1971) "Resedimented evaporites in the periadriatic trough" *Abstracts VII Inter. Cong. Sed. Heidelberg* p. 75.
- PEI-YUAN-CHEN (1968). "A modification of sandstone classification" *Jour. Sed. Petr.* V-38 pp. 54-60.
- PETTIJOHN, F.J. (1954). "Classification of sandstones" *Jour. Geol.* V-62 pp. 360-365.
- PETTIJOHN, F.J. y POTTER, P.E. (1964). "Atlas and Glossary of primary sedimentary structures" Ed. Springer-Verlag. Berlín 370 págs. 117 láms.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.F. y SIEVER, R. (1972) "Sand and Sandstone" Ed. Springer-Verlag Berlín 296 págs. 258 fig.
- POTTER, P.E. y PETTIJOHN, F.J. (1963). "Paleocurrents and basin analysis" Ed. Spreinger Verlag Berlín 296 págs. 30 láms.
- RAAF, J.F.M. de (1964). "The ocurrence of flute casts and pseudomorphs after salt crystals in the Oligocène "gres à ripple-marks" of the Southern Pyrenées" en BOUMA-BROUWER (editores) "Turbidites" Núm. 3 de la serie "Develop. in Sedim." Ed. Elsevier pp. 191-198.
- RAAF, J.F.M. de (1968). "Turbidites et associations sedimentaires apparentées" *Koninkl. Nederl. Akademie Van Wetenschappen.* Amsterdam Serie B T-71. núm. 4 pp. 1-23.
- RAAF, J.F.M. de, READING, H.G. y WALKER, R.G. (1965). "Cyclic sedimentation in the lower Westphalin of NO Devon. England". *Sedimentology* V-4 pp. 1-58.
- READING, H.G. (1972). "Global tectonics and the genesis of flysch successions" 24 th. *Inter. Geol. Cong. Canada Sección 6* pp. 59-66.
- REINECK, H.E. y SINGH, J.B. (1972). "Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud" *Sedimentology* V-18 pp. 123-128.
- SANDERS, J.E. (1965). "Primary sedimentary structure formed by turbidity currents and related re-sedimentation mechanisms" en MIDDLETON (editor) "Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation" Spec. Publ. núm. 12. *Soc. Econ. Paleont. Min. Tulsa* pp. 192-219.
- SCHMALZ, R.F. (1969). "Deep-water evaporite deposition. A genetic model" *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* V-53 núm. 4 pp. 798-823.
- SLOSS, L.L. (1953). "The significance of evaporites" *Jour. Sed. Petr.* V-23 núm. 3 pp. 143-161.

- SLOSS, L.L. (1969). "Evaporite deposition from Layered solutions" *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* V-53 núm. 4 pp. 776-789.
- STANLEY, D.J. (1961). "Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et leurs équivalents latéraux" *Rev. Inst. Franc. Pétrole Amm. Combust. Liquides* V-16 pp. 1231-1254.
- STANLEY, D.J. (1963). "Vertical petrographic variability in Annot Sandstone turbidites: some preliminary observations and generalizations" *Jour. Sed. Petr.* V-33 núm. 3 pp. 783-788.
- STANLEY, D.J. (1968). "Graded bedding -sole marking-graywacke assemblage and related sedimentary structures in some Carboniferous flood deposits, eastern Massachusetts" *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 106 pp. 211-239.
- STANLEY, D.J. y BOUMA, A.H. (1964). "Methodology and Paleogeographic interpretation of flysch formations a summary of studies in the marine Alps" en BOUMA-BROUWER (editores) "*Turbidites*" Núm. 3 de la serie "*Develop. in Sedimen.*" Ed. Elsevier Amsterdam pp. 34-64.
- STAUFFER, P.H. (1967). "Grain-flows deposits and their implication, Santa Ynez Mountains, California" *Jour. Sed. Petr.* V-37 pp. 487-508.
- VIENNOT, P. (1930). "Observations géologiques dans la région de Grenade (Andalousie)" *Libre Jubilaire Soc. Geol. France* pp. 633-660.
- WALKER, R.G. (1965). "The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites" *Proc. Yorks. Geol. Soc.* V-35 pp. 1-32.
- WALKER, R.G. (1967). "Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments" *Jour. Sed. Petr.* V-37 pp. 26-43.
- WALTON, E.K. (1967). "The sequence internal structures in turbidites" *Scottish Journal of Geol.* V-3 part-2 pp. 306-317.

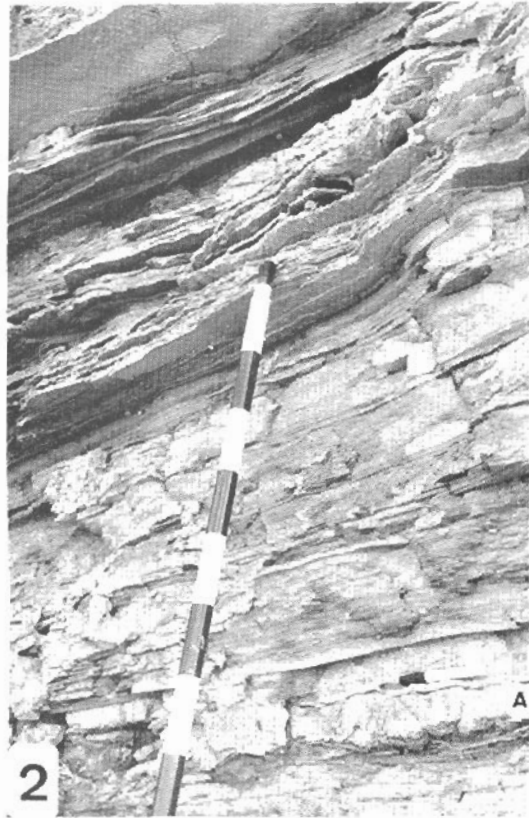
LAMINA II

Fot. 1. Vista de la base de los estratos de areniscas, correspondiente a los niveles 13 y 14 de la secuencia tipo (Lámina I). Se observan estructuras de carga (*load casts*) y *flute casts*, en parte deformados por carga.

Fot. 2. Ejemplo de intercalación de niveles de evaporitas (A) en los términos lutíticos de la secuencia turbidítica.

Fot. 3. Secuencia de estructuras Tipo *abcde* (BOUMA 1962), de los niveles 13 y 14 de la secuencia tipo (Lámina I).

Fot. 4. Parte inferior de un nivel de areniscas en el que se observa un canto blando (mud pebbles) marcado con C.



LAMINA III

Fot. 1. Base de un estrato de areniscas. Se observan *flute casts* y superpuestos a ellos *groove casts*

Fot. 2. Par para visión estereoscópica. Estructuras de carga en la base de un estrato de areniscas (*load casts*). En parte son *flute casts* deformados por carga.

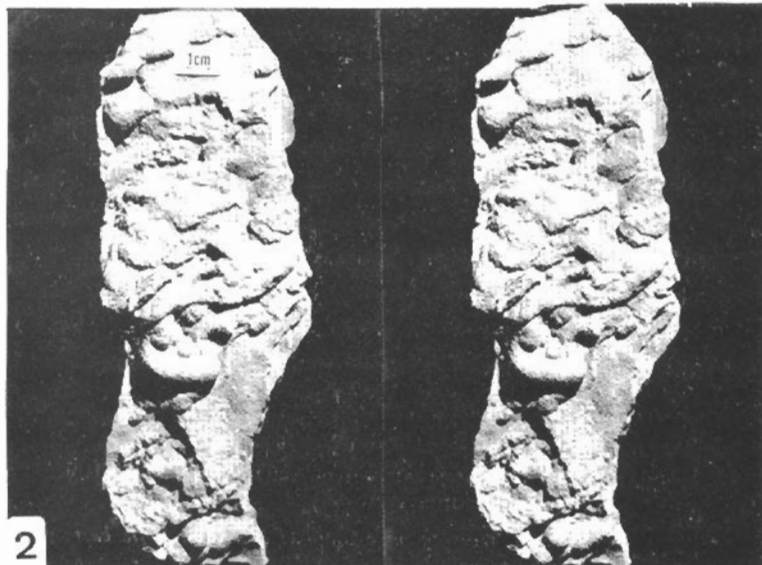
Fot. 3. *Tool marks* en la base de un estrato de areniscas (nivel 4 de la secuencia tipo, Lámina I). Destacan los *prod casts*, y se observan además *bounce casts*.

Fot. 4. *Flute casts* ligüiformes, que, asociados, dan una alineación longitudinal de crestas y surcos.

Fot. 5. *Tool marks* en la base de un estrato de areniscas. Se observan “rellenos de surcos” (*groove casts*) y marcas asimétricas de impactos (*prod casts*)

Fot. 6. Estructuras de carga (*load casts*) de formas muy asimétricas.

(Fotografías realizadas por R. TORRES)



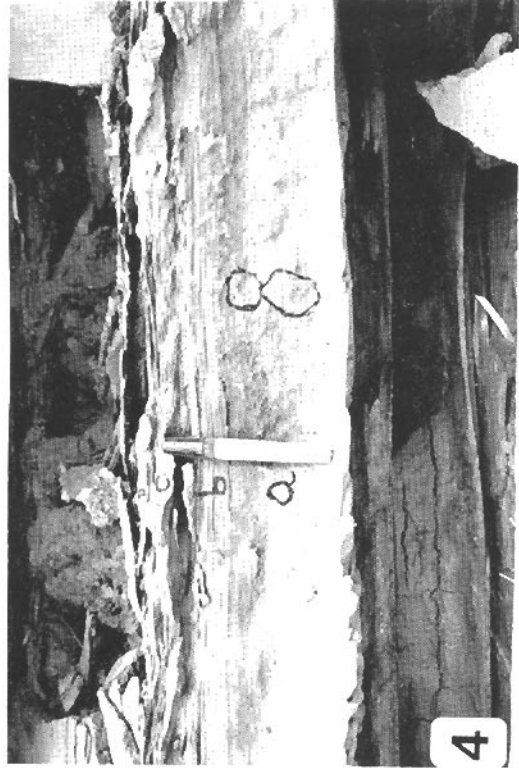
LAMINA IV

Fot. 1. Vista de conjunto del tramo 8 del corte de la fig. 1. Alternancia rítmica de limos y evaporitas (yesos).

Fot. 2. Base de un estrato de areniscas. *Flute casts* y deformaciones de carga superpuestas.

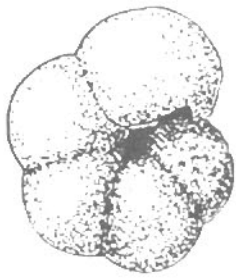
Fot. 3. Deformaciones de carga de un nivel de arenas, que pierde su continuidad (*pillow structures*, según POTTER-PETTIJOHN, 1963).

Fot. 4. Secuencia de estructuras de ordenamiento interno en el nivel 8 de areniscas, de la secuencia tipo. a. Estratificación graduada. b. Laminación paralela a la base. c. *current lamination*. d. Laminación paralela al techo, o sea, secuencia completa T abede de BOUMA (1962).

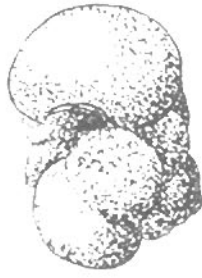


LAMINA V

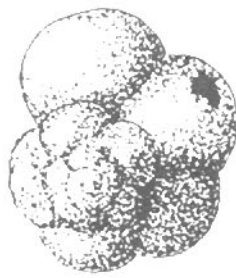
- Fig. 1. *Globorotalia (Turborotalia) helicina* (D'ORBIGNY) x 90
Fig. 2 y 3. *Globorotalia (Turborotalia)* sp. ex gr. *G. (T.) dutertrei* (D'ORBIGNY) x 90
Fig. 4. *Globorotalia (Turborotalia) scitula ventriosa* OGNIBEN x 90
Fig. 5 y 6. *Globigerina praebulloides praebulloides* BLOW x 75
Fig. 7. *Globigerina praebulloides occlusa* BLOW y BANNER x 75
Fig. 8. *Globigerina bollii* CITA y PREMOLI SILVA x 75
Fig. 9 y 10. *Globigerina* sp. cf. *G. riveroae* BOLLI y BERMUDEZ x 75
Fig. 11. *Globigerina woodi* JENKINS x 75
Fig. 12. *Globigerina nepenthes* TODD x 75
Fig. 13-16. *Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI y SAITO x 75



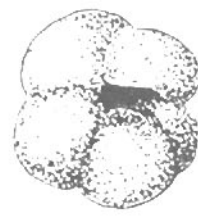
1a



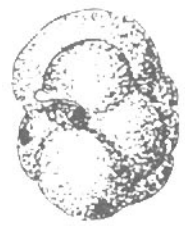
1b



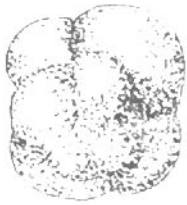
1c



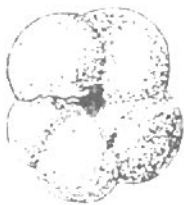
2a



2b



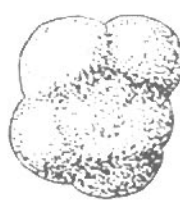
2c



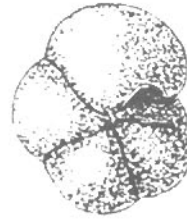
3a



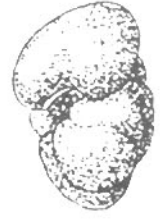
3b



3c



4a



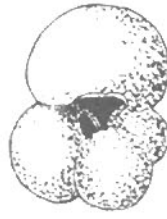
4b



4c



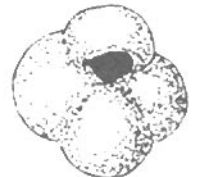
5



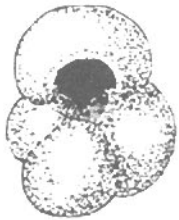
6



7



8



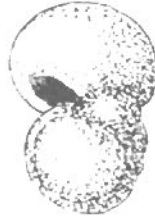
9



10



11a



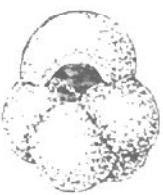
11b



12a



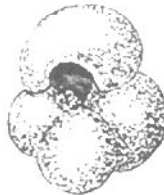
12b



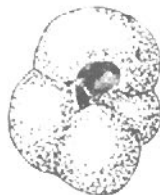
13a



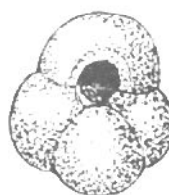
13b



14



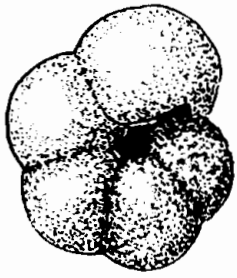
15



16a



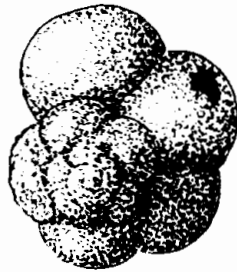
16b



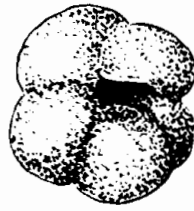
1a



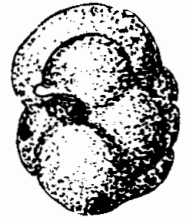
1b



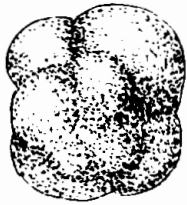
1c



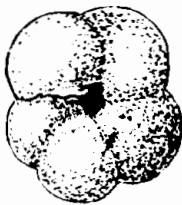
2a



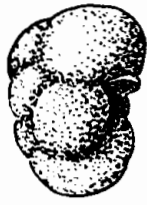
2b



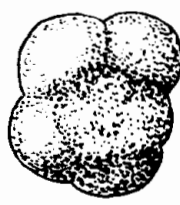
2c



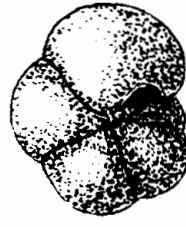
3a



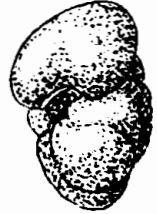
3b



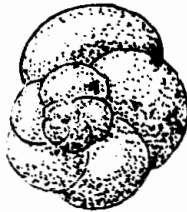
3c



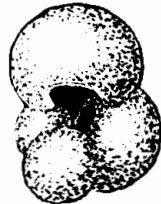
4a



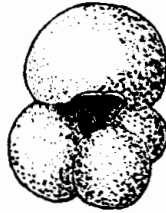
4b



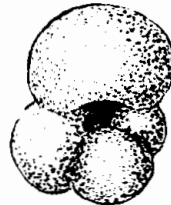
4c



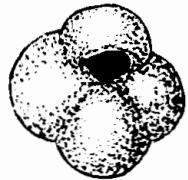
5



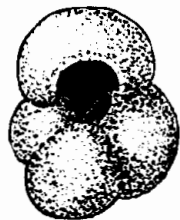
6



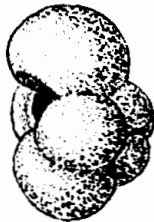
7



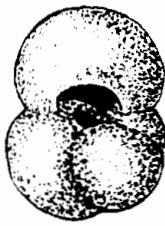
8



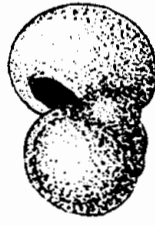
9



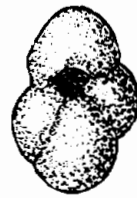
10



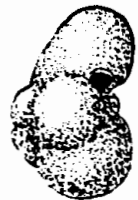
11a



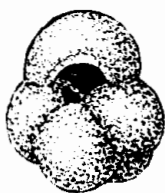
11b



12a



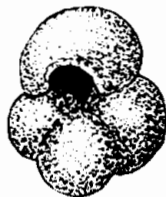
12b



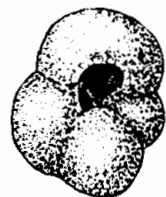
13a



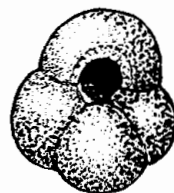
13b



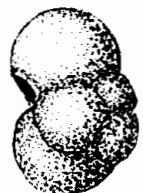
14



15



16a



16b