

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984

SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FREŠNEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca).	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984



SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación.....	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FRESNEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca).	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA — FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE ALICANTE

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Junio 1984

ANEJO DE LOS ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Redacción: C. Auernheimer, J. A. Pina, A. Estevez

EDITA: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alicante

I.S.N.N. 0212—4300

Depósito Legal: A - 678 - 1984

Composición e Impresión:

Cooperativa Industrial Obrera de Artes Gráficas GUTENBERG
Río Turia, 11 - Teléfonos 28 34 36 y 28 69 99
03006 ALICANTE

Correspondencia: Departamento de Geología

Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante

Teléfono 66 11 50. Extensión 1015

Apartado 99 — ALICANTE

EL MIOCENO MEDIO DE ELDA-PETREL (ALICANTE)

III. MEDIOS DE SEDIMENTACIÓN

Carlos Auernheimer¹

RESUMEN

La petrología y geoquímica de seis series carbonatadas del Mioceno medio de la provincia de Alicante y Albacete, han sido expuestas en dos trabajos anteriores. En éste se presentan los medios de sedimentación y su relación con las variables petrográficas y geoquímicas.

ABSTRACT

The petrology and geochemistry of six carbonate series from the Middle Miocene period in the provinces of Alicante and Albacete have been presented in two previous articles. In this study we give the sedimentary environments and their relation to the petrographical and geochemical variables.

INTRODUCCIÓN

En dos trabajos anteriores, hemos abordado la Petrología y Geoquímica de seis series carbonatadas del Mioceno Medio, situadas en el sector oriental de la Cordillera Bética. Cinco de estas series están situadas en la Provincia de Alicante y una en Albacete.

En este trabajo se trata de exponer la relación existente entre medios de sedimentación y las variables geoquímicas y petrológicas de las series estudiadas.

Se han tomado unas 450 muestras, de las cuales se seleccionaron 391 para los análisis químicos y un estudio petrográfico detallado.

VARIABLES PETROLÓGICAS

Se ha determinado en lámina delgada, al microscopio petrográfico los aloquímicos y ortoquímicos. En el caso de calizas no consolidadas se procedió a levigarlas y posteriormente al estudio por la lupa binocular. Se efectuaron asimismo residuos insolubles de todas las muestras,

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante

tamizándolas después a través de una malla de 0.062 mm. lo que nos permitió conocer la fracción gruesa insoluble (samita) y la fracción fina insoluble (lutita). Algunas muestras seleccionadas se estudiaron por microscopía electrónica de transmisión y de barrido.

Este conjunto de métodos nos ha permitido conocer de forma porcentual los siguientes componentes de las rocas:

—Aloquímicos: algas coralinas, equínidos, briozoos, foraminíferos planctónicos, espículas de esponja, agregados (pellets) y litoclastos.

—Fracción gruesa (samita: cuarzo).

—Fracción fina (lutita).

VARIABLES GEOQUÍMICAS

Cada muestra fue atacada con ClH, filtrada y recogida la fracción soluble resultante. Ésta se analizó en espectrofotometría de absorción atómica, para los siguientes elementos: Na, K, Mm, Zn, Fe, Sr y Mg; el Ca se calculó por diferencia.

TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Las series estratigráficas se han dividido en unidades y éstas en tramos y subtramos, resultando un total de 45. Para cada uno de ellos se ha calculado la media y la desviación típica.

En los dos trabajos que preceden a éste, se exponen los datos de las variables petrológicas y geoquímicas, así como la metodología seguida en detalle y los tratamientos matemáticos de los datos, averiguándose las relaciones de los elementos químicos entre sí, y de ellos con las facies.

Asimismo se discutió la utilidad del uso de elementos químicos como indicadores de facies.

FACIES — MEDIOS DE SEDIMENTACIÓN

La clasificación de facies la hacemos principalmente basándonos en los caracteres texturales de la roca. Aloquímicos, ortoquímicos, te-

rrígenos, etc. La clasificación textural de Dunhan sirve en un principio bastante bien a este propósito. Según esta clasificación, tendríamos dos grandes grupos de tramos, los MUD-SUPPORTED y los GRAIN-SUPPORTED, que en este trabajo se corresponden bastante exactamente con la denominación de campo de calizas y margas.

A esta clasificación textural hemos superpuesto criterios paleontológicos, estructuras sedimentarias, etc.; por último hemos añadido un cuadro de características químicas (oligoelementos).

Todos estos datos los presentamos en un cuadro general de facies; para ello hemos adoptado la clasificación de Wilson (1974). El resultado son 7 cinturones o facies (Belts). La facies 1 (Basin) la hemos subdividido en dos: 1 A y 1 B, por la significativa presencia de rocas evaporíticas.

La bibliografía sobre facies y sus características, y sobre clasificaciones de facies es muy abundante; no tenemos sin embargo la misma abundancia en trabajos de síntesis. Además de los artículos o libros que se citan en el texto, hay que señalar los trabajos de: Rich (1951), Wilson (1969), Laporte (1969), Tyrrell (1969), Thonson y Thomasson (1969), Logan y al. (1970), Crosby (1972), Hill (1972), Young y Jones (1972), Stanley y Unrug (1972), Asquith (1974), Davis y Ethington (1976) y los libros de Pettijohn y Potter (1964), Dunbar y Rodgers (1966), Laporte (1968), Selley (1970), Allen (1970), Lombard (1972), Ginsburg (1975).

Las facies que se distinguen son:

—ROCAS MUD-SUPPORTED

Facies 1 B.—Rocas Mud-supported.

Facies 1 A.—Rocas Mud-supported con intercalaciones de yeso.

—ROCAS GRAIN-SUPPORTED

Facies 2.—Calizas de foraminíferos planctónicos.

Facies 3.—Turbiditas.

Facies 4.—Calizas de briozoos.

Facies 5.—Calizas de corales y miliólidos.

Facies 6.—Calizas de algas y cuarzo.

Facies 7.—Calizas de algas coralinas.

Rocas MUD-SUPPORTED. Facies 1 B

Son las denominadas en el campo margas. Se corresponden con los **Mudstones y Wackestones**; la diferencia entre estos dos grupos, se basa en la cantidad de aloquímicos que posean (menor o mayor de 10%). Sin embargo, y a pesar de que de una forma ortodoxa habría que aplicarles estas dos texturas, son en general tramos básicamente parecidos y un tanto independientes de si el total de aloquímicos supera o no esa convencional barrera del 10%.

Estas rocas blandas, de color beige o gris claro, cuya única textura visible son laminaciones finas. Al partir la roca da fractura concóidea. La fracción gruesa en este tramo es prácticamente ausente; contiene de un 23 a un 37% de fracción fina según tramos, aunque un tramo presenta tan sólo 17%. El contenido de aloquímicos varía desde un 5 a un 20%, siendo éstos los más frecuentes y constantes los globigerínidos. Las espículas de esponja silíceas y los agregados son constituyentes apreciables y a veces muy notables. En mucha menor proporción radiolarios y diatomeas. El microscopio S.E.M. y T.E.M. ha puesto de manifiesto la presencia numerosa de coccolitos.

El contenido en micrita es de un 50 a un 70%. A esta textura pertenecen los tramos O-I, L-I, T-I, E-I, Z-I, M-IVb, S-I y C-IIIa. Litológicamente son Micritas fosilíferas o Sparse Agregado-Biomicrocritas finas sin consolidar (margas).

El tramo M-IV b presenta algunas delgadas intercalaciones con mayor porcentaje de foraminíferos planctónicos (textura Packstone). El tramo C-III presenta asimismo algunas intercalaciones delgadas (textura Grainstone) con una variada fauna.

Naturaleza de los agregados.—Los agregados aparecen a la lupa binocular después de haber levigado la muestra junto con los foraminíferos y las espículas de esponja. Se trata de pequeños gránulos de bordes irregulares, que podrían tomarse como resultado de un mal levigado de la muestra; sin embargo y repetida la operación resultó que la cantidad de ellos era constante.

En el S.E.M. la naturaleza de estos agregados se pone de manifiesto (Ver fotos Series E, O, Z) como aglomeraciones de restos de foraminíferos planctónicos, diatomeas, radiolarios y espículas de esponja, en

una matriz de minerales de arcilla y de micrita. En opinión de Margalef (com. oral) se trata de heces fecales de copépodos, crustáceos en su mayoría planctónicos y muy abundantes desde el Terciario a la actualidad. Estos agregados son pues pellets fecales.

Oligoelementos.—En cuanto a los oligoelementos, esta facies se caracteriza por tener valores elevados de todos los índices, los mayores con respecto a todas las demás (exceptuando para algunos oligoelementos, que es superada por la facies 1 A); estos valores son:

$$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 17.59 \pm 10.86$$

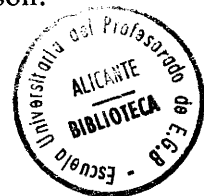
$$10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 5.59 \pm 1.77$$

$$10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 4.07 \pm 1.45$$

$$10^4 \text{ K/Ca : } \bar{x} = 14.4 \pm 4.76$$

$$10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 2.09 \pm 0.79$$

$$10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 2.28 \pm 0.77$$



Son facies que corresponden a aguas profundas (unos 200 m. o más), generalmente calificadas como «basin». (Belt 1 de Wilson (1974) (1975) y Armstrong (1975). Calvo (1978) asigna a facies parecidas a éstas, en el Mioceno medio de la provincia de Albacete, profundidades entre los 100 a 200 m.

Rocas MUD-SUPPORTED con intercalaciones de Yeso. Facies 1 A

En el techo de la Serie de Caprala (S-C-L-G) aparece un tramo un tanto particular. Es el tramo S-II, perfectamente concordante con el S-I. Este tramo presenta varias zonas con yesos, en laminaciones milimétricas o centimétricas, que se pueden seguir en centenares de metros. (Fig. 1).

Entre las láminas de yeso se observan zonas varvadas claras y oscuras. Las láminas claras corresponden a margas de 4 a 5 milímetros de espesor, y las láminas oscuras son óxidos de Fe de apenas 1 milímetro de espesor. Por lo demás, este tramo es idéntico a los otros tramos MUD-SUPPORTED es decir, parecida relación arcilla-micrita-aloquímicos. Estos son globigerínidos, espículas de esponja y agregados. El color del conjunto es claro. Los globigerínidos son más escasos que en el tramo inferior S-I y además presentan huellas de disolución. La mayor parte de esta fauna es enana. Hay también coccolitos.

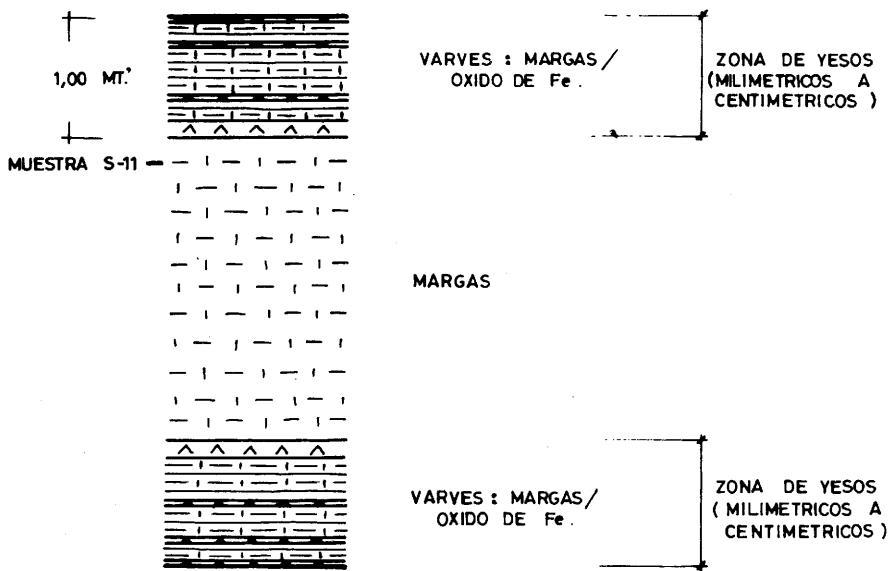


Fig. 1. — Detalle Tramo S-II

Oligoelementos.—En lo que respecta a los oligoelementos los valores del Na, Mn, Zn, entran dentro de la dispersión de los datos de los tramos de facies 1 B. El índice 10^2 Mg/Ca es algo más elevado que cualquiera de los tramos de esa facies. Los índices para el K y el Sr son mucho más altos.

$$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 33.92$$

$$10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 5.98$$

$$10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 14.52$$

$$10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} = 6.60$$

$$10^4 \text{ K/Ca : } \bar{x} = 68.33$$

$$10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 1.84$$

$$10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 5.61$$

El medio ambiente de este tramo es susceptible de controversia. Se trata de incluirlos en un medio de aguas someras, que por evaporación diesen una precipitación de yesos, o en un medio de aguas profundas donde también puede darse este tipo de litología. Nos inclinamos por esta última posibilidad. Creemos se trata de cuencas marinas donde tendría lugar el cuerpo estático de agua (standing body of water), es decir, aguas estratificadas que por evaporación en su superficie, fuesen cargando de sulfatos la parte inferior. En principio pensamos que esta pro-

fundidad de esta «starved basin» Wilson (1975), no tendría que ser necesariamente más profunda que la «basin» normal donde se depositan los otros tramos de margas, pero sí algo más resguardada de la agitación de las aguas, lo que permitiría la estratificación de las mismas. Por otra parte, en una paleogeografía como la que tenemos en esta época del Mioceno del tipo «archipiélago» Calvo (1978), la acción del oleaje y de las corrientes podría verse disminuida lo suficiente como para permitir la formación de «standing body of water» con una cierta facilidad. Así pues, la profundidad no tendría que ser necesariamente muy grande para que se produjesen condiciones favorables a la deposición de sulfatos. Algo de los sulfatos en el medio, serían reducidos por bacterias para pasarlos a sulfuros, precipitando pirita, que por meteorización y oxidación actual en el afloramiento, la encontramos como óxidos de Fe.

En el proceso se produce ácido sulfhídrico y sulfúrico, que sería el responsable de la disolución experimentada por los caparazones de globigerínidos.

Las razones que nos conducen a aceptar un modelo de aguas profundas (o relativamente profundas) para explicar estos yesos son: a) la presencia de margas con globigerinas (y otra fauna fundamentalmente planctónica); b) la forma laminada de los yesos; c) la presencia de varves: margas/sulfuros de Fe → óxidos de Fe; d) la ausencia de estructuras propias de medios de aguas muy someras; e) la ausencia de fósiles gasterópodos, restos de algas, briozoos propios de aguas someras, lagos, etc.; f) el parecido en sus características básicas de las margas entre zonas de yesos, a la totalidad de los tramos de margas que se presentan en este trabajo de tesis; por lo que si interpretásemos este tramo como una facies de aguas muy someras, no habría razones de fundamento para no interpretar el tramo inferior S-I y los otros tramos de margas, como pertenecientes al mismo medio ambiente, cosa que no parece lógica.

En resumen, creemos que este tramo S-II se forma en aguas profundas no muy distintas a donde se han formado los otros tramos de margas.

No existe en la actualidad ningún modelo que precipite yeso a partir de un cuerpo estático de agua parcialmente aislado del resto del mar; las condiciones más parecidas a un modelo de este tipo se dan en el Mar

Rojo, que ha quedado aislado varias veces durante el Pleistoceno. Se han buscado yeso y anhidrita en los sedimentos del fondo y aunque éstos no se han encontrado, sin embargo y por otras evidencias (indicaciones faunísticas de alta salinidad, capas litificadas de aragonito, etc.) llevan a Friedman (1964, 1965, 1972) a la conclusión de que ha habido durante el Pleistoceno precipitación de sulfatos, que posteriormente por acción bacteriana fueron reducidos para originar calcita de bajo contenido en Mg.

En la depresión de Danakil (Ethiopia) hay unos 1.000 metros de evaporitas del cuaternario, formados en esta cuenca que estaba anteriormente conectada con el Mar Rojo, por una abertura muy estrecha.

El cuerpo estático de agua era de 200 m. Schmalz (1969).

Una cuenca con estas características, es decir, semicerrada o con umbrales del fondo marino elevados, es fácil de imaginar en el Mioceno medio de pequeñas cuencas aisladas (sistema de «archipiélago»); la agitación de las aguas se vería pues disminuida, por lo que favorecería la formación del «cuerpo estático de agua». Otra causa que podría favorecer el proceso sería la presencia de grandes cantidades de yeso en el Trías, facies Keuper que aflora muy cerca y que facilitaría una cantidad extra de sulfatos al agua.

Rocas GRAIN SUPPORTED

De naturaleza mucho más consolidada que las MUD-SUPPORTED, recibieron en el campo el nombre de calizas.

A este grupo pertenecen una gran cantidad de tramos. Tenemos en este grupo Packstones y Grainstones.

Son calizas bioclásticas con distintas cantidades de terrígenos. Los componentes fósiles son fundamentalmente algas coralinas, equinodermos, briozoos, foraminíferos planctónicos y como accesorios, aunque muy a menudo presentes en los tramos, pelecípodos y foraminíferos bentónicos. Uno de los tramos está formado por corales. Los cuatro primeros grupos dan carácter a la roca. Las algas coralinas, equinodermos y briozoos aparecen en proporciones variables entre sí, aunque la mayor parte de los tramos presentan algunos de esos grupos como fundamental. Los equinodermos aparecen prácticamente en todos los tra-

mos de rocas, por lo que no las caracterizan; creemos pues que es más interesante ver la relación briozoos-algas coralinas.

Los tramos quedan así agrupados, según dominan los briozoos, las algas coralinas, los corales o los foraminíferos planctónicos, bien entendido que hay algunos tramos, sobre todo los formados por briozoos y algas coralinas, donde no domina claramente ninguno de los dos grupos. Así pues, esta agrupación debe entenderse como términos finales de mezcla de proporciones diversas de bioclastos.

En los tres tramos hay presencia de fracción gruesa de forma característica, por lo que se hace con ellos un grupo aparte.

Facies 2: Calizas de foraminíferos planctónicos

Pertencen a este grupo los tramos G-III b, G-III a, H-I, H-II y M-IV a. Se caracterizan por tener gran cantidad de foraminíferos planctónicos (globigerinas) bien empaquetados (Packstones a Wackstones); la matriz-micrita (a microesparita) de un 10 a un 30%. Fracción gruesa (cuarzo) presente aunque escasa de 0.14 a 2.43%. Fracción fina (arcilla) en cantidad moderada a baja, de 3.56 a 7.63%. Las globigerinas generalmente rellenas de esparita intraparticular. La estratificación poco definida, aspecto masivo, terroso, bioturbación intensa; aunque los burrows se entrecruzan en todas direcciones, son frecuentes huellas paralelas a los planos de estratificación así como algunas pistas sobre estos planos. Los aloquímicos están constituidos básicamente por foraminíferos planctónicos, apareciendo en cantidades mucho menores equinodermos, briozoos y pelecípodos.

El tramo M-IV a, pasa gradualmente al M-IV b, consistente en una alternancia de Sparse Biomicrita fuertemente lutítica, foram. planctónicos (calizas Mud-supported), con algunas capas de Packed Biomicrita lutítica, foraminíferos planctónicos.

Oligoelementos.—Los índices para esta facies son:

$$10^4 \text{ Na/Ca } \bar{x} = 21.05 \pm 29.31$$

$$10^4 \text{ Zn/Ca } \bar{x} = 0.60 \pm 0.09$$

$$10^2 \text{ Mg/Ca } \bar{x} = 0.47 \pm 0.91$$

$$10^4 \text{ K /Ca } \bar{x} = 5.73 \pm 7.09$$

$$10^3 \text{ Fe/Ca } \bar{x} = 3.15 \pm 3.32$$

$$10^4 \text{ Mn/Ca } \bar{x} = 1.79 \pm 1.08$$

$$10^3 \text{ Sr/Ca } \bar{x} = 2.00 \pm 1.18$$

(Uno de los tramos incluidos en esta facies presenta valores excepcionalmente altos para Na, K y Fe lo que influye en la media y en la desviación standard).

Pensemos que este grupo de tramos de calizas de foram. planctónicos (textura Packstone), son de alguna forma una facies intermedia entre los grupos de calizas Mud-supported (margas) y los restantes grupos de calizas Grain-supported.

La fauna planctónica sugiere un depósito pelágico en mar abierto, si bien la poca arcilla presente, la presencia aunque escasa de fracción gruesa (cuarzo) y algunas cantidades de otros organismos no planctónicos, hace pensar que no es propiamente una basin (Belt 1 de Wilson).

Las características texturales y estructurales sugieren una facies de «off reef», depositada en aguas tranquilas, pero no tanto como los del Belt 1; la relativamente poca arcilla y micrita, indican unas condiciones hidrodinámicas, que permiten el depósito de las partículas tamaño saramita fina (globigerínidos, fragmentos pequeños de briozoos y otros fósiles, cuarzo), pero que dificultan el depósito de las partículas tamaño lutita que sobrepasan (by-passing) en parte la zona, para ir (caso de la arcilla) a depositarse en aguas todavía más tranquilas (más profundas). La zona está por encima del nivel de oxigenación (intensa bioturbación).

Se trata pues de una facies de open shelf (Deep Undathem). Belt 2 de Wilson (1975).

Litológicamente son Packed Biomicritas a biomicritas finas (ocasionalmente microesparita). El tramo G-III a presente delgadas intercalaciones (textura grainstone con fauna muy variada).

Facies 3:

Turbiditas

La Unidad A presenta dos tramos, el A-I formado por una alternancia de capas A-I (a) y A-I (b) y el A-II.

El tramo A-I de capas alternantes de Pobremente lavada Bioesparita fina terrígena, con abundante cantidad de foraminíferos planctónicos y algunos restos de algas y quinodermos (A-I (b) y capas de Bioes-

parita gruesa débilmente terrígena, con una fauna variada de algas, equinodermos, briozoos, foraminíferos planctónicos y algunos pelecípodos (A-I (a)).

Este tramo A-I presenta estructuras que nos permiten interpretarlo como una secuencia turbidítica de Bouma del tipo T a b: turbiditas de pendiente o proximales. (Fig. 2).

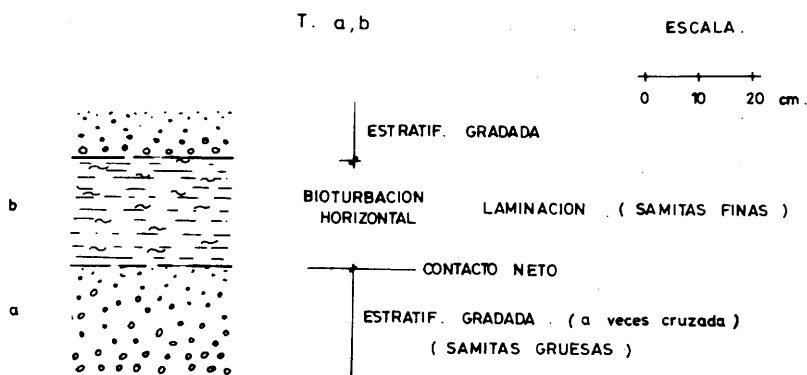


Fig. 2.— Secuencias de Bouma Tab. Tramo A-I.

El tramo A-II lo forman una Pobremente lavada Bioesparita fina débilmente terrígena, con la práctica totalidad de foraminíferos planctónicos. Se presentan estructuras en secuencias de Bouma del tipo T a c y menos frecuentes del tipo T a e: turbiditas proximales. (Fig. 3).

Oligoelementos.—Los índices para esta facies son:

$$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 9.02 \pm 2.33$$

$$10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 2.33 \pm 0.09$$

$$10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 3.74 \pm 0.08$$

$$10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} = 1.71 \pm 0.29$$

$$10^4 \text{ K /Ca: } \bar{x} = 4.33 \pm 0.55$$

$$10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 0.48 \pm 0.01$$

$$10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 1.16 \pm 0.08$$

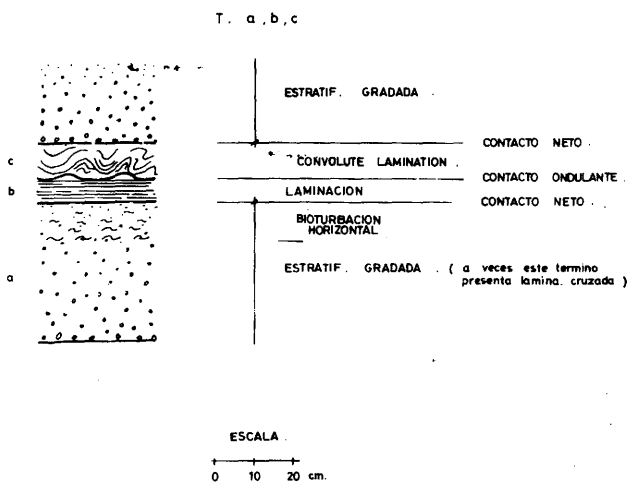
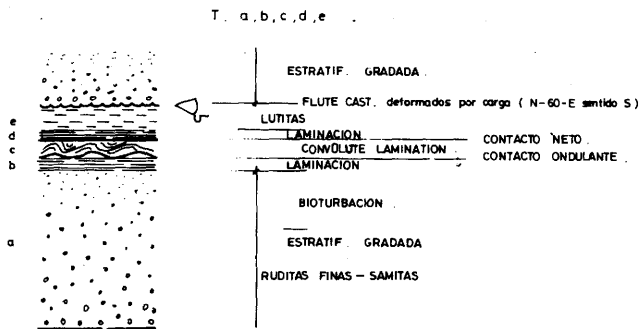


Fig. 3. — Secuencias de Bouma Tabcde y Tabc. Tramo A-II

Es interesante señalar que en la unidad que asignamos a esta facies, los índices de correlación entre los elementos son normalmente bajos o no significativos, para correlaciones que generalmente para otras unidades de otras facies se presentaban como significativas.

La Unidad A en su conjunto, es pues una facies de turbiditas, localizada claramente en una reconstrucción macroscópica de facies en el «Belt 3» de Wilson (1974): Toe of slope («Basin margin Facies» o «Deep shelf margin Facies»).

Facies 4:

Calizas de briozoos

En varios tramos de las series estudiadas, hay una neta dominancia de briozoos sobre el resto de componentes fósiles que les acompañan, normalmente equinodermos, algas y en menores proporciones pelecípodos y foraminíferos bentónicos.

Los briozoos viven generalmente entre 20 y 80 metros de profundidad (Ryland 1967); florecen en aguas relativamente quietas, a una profundidad poco mayor que la acción violenta de las olas (Camacho 1966, Barroso 1912).

Los briozoos son característicos de los medios circalitorales (Conrad 1969); este medio lo define como la zona comprendida entre el límite extremo de fanerógamas marinas, hasta una profundidad donde éstas conviven con algas más tolerantes a la falta de luz.

El medio circalitoral inferior se caracteriza, además de por la presencia de briozoos, por la ausencia de algas fósiles. La zona circalitoral está lo suficientemente profunda como para no ser afectada por las olas; es un medio pues de poca energía. Medioni (1972), encuentra que el mayor número de especies de briozoos se halla entre los 20 y 45 m, correspondiendo también una mayor abundancia de individuos a partir de los 25 m.

Muchos autores han señalado que la base de los arrecifes Paleozóicos, está formada por briozoos; asimismo, en la literatura se encuentran abundantes gráficas donde los briozoos se sitúan en la zona de Foreereef, a una cierta mayor profundidad que los corales y las algas coralinas. (Armstrong, 1974; Malek-Aslani, 1970; Krebs, 1974).

Entendemos pues, que los briozoos viven por debajo del nivel de la acción del oleaje, en aguas relativamente tranquilas, a una profundidad a partir de los 20 metros. Las facies con presencia de briozoos y ausencia de algas, representarían medios circalitorales inferiores, para los que Conrad (1969) asigna una profundidad entre 100 y 200 m. Para este autor, en el medio circalitoral superior, los briozoos son abundantes y las algas fotófilas escasas. Ambos grupos son abundantes en el infralitoral externo, caracterizándose el infralitoral medio por la presencia de algas fotófilas y la ausencia de briozoos. (Fig. 4).



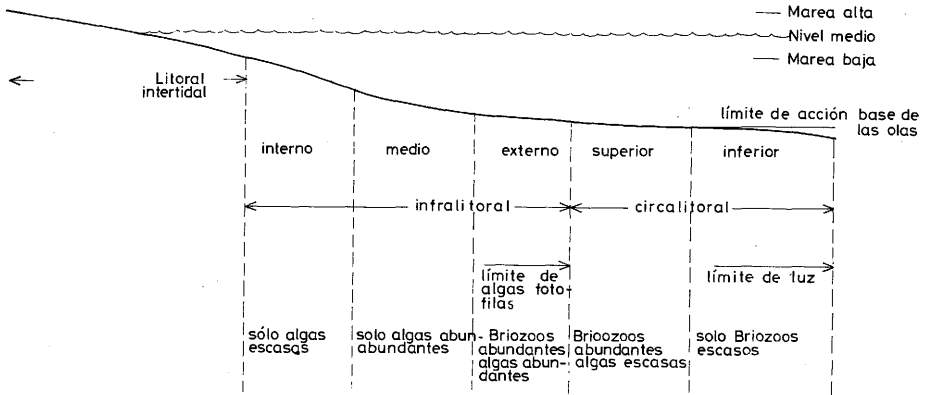


Fig. 4. — Clasificación de medios marinos. Pérès 1961. Conrad 1969

En nuestro trabajo, varios son los tramos donde el porcentaje de briozoos supera al de algas coralinas: Unidad P (P-I a, P-I b, P-II a, P-II b, P-III, P-IV); Tramo C-I b, C-I c, C-II b; Unidad B (Tramo B-I, B-II). En estos tramos, además de los briozoos y de cantidades menores de algas, aparecen cantidades notables de equinodermos, tipo muy eurióico, y porcentajes menores de foraminíferos bentónicos y pelecípodos.

La estructura más característica de esta facies es la megaestratificación cruzada, muy frecuente en gran parte de los tramos arriba citados, y prácticamente inexistente en los tramos que no pertenecen a esta facies.

Esta facies tiene unos porcentajes moderados de terrígenos; de 0.64% a 5.35% de fracción gruesa y de 1.76% a 6.96% de fracción fina. El tamaño medio de bioclasto es grueso de 0.61 mm. a algunos milímetros. Normalmente superan el mm., lo que las colocan en el rango de las Bioruditas. En todos hay cemento: esparita. Son pues de Bioesparitas gruesas a Bioesparitas (Grainstones a Packstones) aunque algunos tramos están pobremente lavados. El carácter rudítico y la megaestratificación cruzada en calizas de briozoos, ha sido observada también por Calvo (1978).

Otro carácter notable son los litoclastos; éstos aparecen en los tramos con abundancia de briozoos (P-IV, P-III, P-II b, P-I a, B-I) y sólo en ellos, es decir, no hemos observado litoclastos en las otras facies.

La Unidad P, toda ella de briozoos, presenta en su tramo P-III una intercalación margosa con *Terebratula sp.* y el ostreido *Pycnodonta sp.* (ostreido de concha fina, de aguas relativamente profundas).

Oligoelementos.—Los índices para esta facies son:

$$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 5.85 \pm 1.80$$

$$10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 2.56 \pm 1.11$$

$$10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 3.36 \pm 1.54$$

$$10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} = 1.48 \pm 0.97$$

$$10^4 \text{ K /Ca: } \bar{x} = 2.36 \pm 0.75$$

$$10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 0.57 \pm 0.05$$

$$10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 1.52 \pm 0.72$$

En resumen, podemos decir que las calizas con briozoos tienen una serie de caracteres distintivos, además de los briozoos entre sí, que son fundamentalmente, la megaestratificación cruzada y los litoclastos; estos caracteres sólo se presentan en tramos de esta facies.

La profundidad del medio, 20-40 m. y la presencia de clastos exóticos: litoclastos, nos hacen pensar que esta facies se formaba en el «Belt 4» de Wilson (1974); quizás en la parte superior del Foreslope.

Megaestratificación cruzada.—Las estructuras que nosotros hemos llamado megaestratificación cruzada, han sido observadas también por Calvo (1978) «han sido reconocidos cuerpos sedimentarios mayores en forma de giant ripples, en ocasiones de hasta 100 m., truncados en la vertical por otros de análogas condiciones», en las calizas con briozoos de la provincia de Albacete. Sugiere este autor, que estarían formados en un medio de aguas fuertemente agitadas, con predominio temporal de corrientes; nosotros creemos, que además, la formación de estas estructuras se vería favorecida por una pendiente original (Foreslope) y por la activa tectónica de la zona. En este trabajo, las calizas con briozoos están en zonas de discordancias progresivas. Creemos que no es coincidencia anecdótica, que estas estructuras se den en las calizas de briozoos y no en otras. Los briozoos, como ya ha quedado dicho, viven a cierta profundidad (a partir de los 20 m. y con cierto esplendor hasta los 40 m.).

Así pues, creemos que la megaestratificación cruzada se debe a una serie de factores: una cierta pendiente del fondo marino (Foreslope o

zonas análogas), una cierta agitación de las aguas (corrientes, etc.), condiciones que coinciden con el habitat a cierta profundidad, donde se desarrollan los briozoos.

La tectónica activa de la zona, (los tramos con megaestratificación están afectados por una discordancia progresiva), puede favorecer el proceso, creando y manteniendo la pendiente original.

Facies 5:

Calizas de corales y miliólidos

El tramo M-I presenta una composición casi exclusiva de corales (*Porites sp.* entre otros) y miliólidos. En el subtramo M-I a predominan los corales y en el M-I b, los miliólidos.

Los corales hermatípicos son constructores de biohermes; estos biohermes tienen una ecología bien definida y conocida. Son formaciones de aguas cálidas (tropicales) (23-27° C.); no toleran agua dulce, aunque sea por poco tiempo y en poca cantidad; la salinidad debe estar comprendida entre 34-36 p.p.m. La profundidad no puede exceder de 20 m. Necesitan aguas claras, luz y fuerte agitación del medio (Heckel 1972, Meléndez 1970, Camacho 1966 y otros muchos autores).

Los miliólidos actuales se presentan en las praderas de *Posidonia* (de 0 m. a 30-40 m.) (Colom, 1974; Mateu 1970). Corales y miliólidos aparecen asociados en el «Algal Ridge» Milliman 1975.

Los corales se presentan fragmentados y originando una estratificación poco definida, masiva; estos fragmentos son frecuentemente de 5-10 cm.

Se trata pues de un bioherme, en gran parte destruido (biotroma), que origina una acumulación de detritos coralígenos más foraminíferos bentónicos y cantidades variables pero importantes de micrita. Ausencia prácticamente total de terrígenos, tanto gruesos como finos.

Oligoelementos.—Los índices para los oligoelementos analizados son:

$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 3.13 \pm 0.59$
 $10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 0.65 \pm 0.00$
 $10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 0.42 \pm 0.24$
 $10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} = 0.93 \pm 0.21$
 $10^4 \text{ K /Ca: } \bar{x} = 2.26 \pm 0.68$
 $10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 0.48 \pm 0.00$
 $10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 1.03 \pm 0.24$

Esta facies presenta los índices más bajos entre todas para el 10^4 Mn/Ca y 10^3 Fe/Ca .

Esta facies se corresponde con el «Belt 5» de Wilson (1974) «Organic reef of platform margin». La litología es una Biomicrorudita; la textura es desde Boundstone a Packstone.

Facies 6:

Calizas de algas y cuarzo

Hemos llamado así a una facies claramente distinta de las demás, caracterizada por la presencia de cantidades importantes de fracción gruesa (básicamente cuarzo), de 11% a 23% y casi ausencia de fracción fina (arcilla) (Tramos M-II, M-III c y J-II).

Otros componentes fundamentales son: fragmentos de algas muy micritizados y fragmentos de equinodermos. En cantidades menores, fragmentos de pelecípodos, foraminíferos bentónicos y briozoos en uno de los tramos.

Tamaño de grano, de medio a grueso, normalmente bien seleccionados. Estratificación poco definida, masiva, en algunas zonas la estratificación se define en estratos de 10-20 cm. de espesor. Estructuras muy alteradas por bioturbación fuerte; numerosos burrows, frecuentemente perpendiculares a la estratificación. En los tramos M-II y M-III c, ocasionalmente se observan estratificaciones cruzadas. En el terreno se encuentran moldes de grandes pelecípodos: *Panopaea sp.*, *Pecten sp.*, *Lucina sp.*; además *Balanus sp.* y *Clypeaster sp.*

Son Grainstones con esparita como cemento y micrita ausente.

Oligoelementos.—Los valores de los índices son:

$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 2.09 \pm 0.71$
 $10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 1.02 \pm 0.37$
 $10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 1.09 \pm 0.86$
 $10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} = 0.80 \pm 0.45$
 $10^4 \text{ K /Ca: } \bar{x} = 2.18 \pm 1.04$
 $10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 0.61 \pm 0.03$
 $10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 0.46 \pm 0.07$

Esta facies presenta los valores más bajos entre todas, para los índices 10^4 Na/Ca ; 10^3 Sr/Ca y 10^2 Mg/Ca .

Todo hace pensar que se trata de una facies formada en condiciones de gran energía; se trata de calcarenitas aventadas (winnowed) y depositadas por oleaje o corrientes.

Dentro de un sistema macroscópico de situación de facies, esta facies correspondería con el «Belt 6: Winnowed Platform Edge Sands» de Wilson (1975).

Profundidad de 0 a 10 m.; aguas bien oxigenadas, claras y muy agitadas. Litológicamente son Bioesparitas medias a gruesas.

Facies 7:

Calizas de algas coralinas

Las algas rojas familia *Corallinaceae*, se sitúan en la zona sublitoral; la profundidad óptima está en los 20 m. Toleran cambios de salinidad, desde 18 a 54 p.p.m., aunque en cortos períodos de tiempo. Normalmente se desarrollan de 34 a 36 p.p.m. (Heckel 1972).

El desarrollo en profundidad de las algas, depende de la luz; al aparecer en los trópicos se pueden encontrar hasta 300 m., pero lo normal es que no pasen de 50 m. El desarrollo óptimo es hasta los 20 ó 25 m.

Las algas coralinas requieren substrato duro, y corrientes relativamente fuertes para desarrollarse (Milliman 1974), condiciones que concurren en el «outer shelves».

Las algas coralinas contribuyen en gran parte, junto con los corales, a la formación de arrecifes, o pueden formar ellas solas «Algal built».

dups», normalmente situados en el outer shelf y muchas veces coincidentes con el Shelf margin.

Es decir, serían formaciones del tipo de Carbonate platform en la zona del Shelf margin, donde hay elevada energía. (Definiciones tomadas de Wilson 1975).

Serían facies relacionadas en parte con el concepto de arrecife, siendo más propiamente Organic Banks, ya que son sedimentos detríticos orgánicos acumulados en parte por entrapamiento (traping) y en parte por acumulación mecánica de olas y corriente.

Las algas coralinas junto con corales, briozoos, forman facies prominentes a lo largo del «inter shelves», comunidades a las que Pérès y Piccard (1964) se refieren como facies coralígenas y desempeñan un papel destacado en el sistema del «Algal ridge». Milliman (1975).

Pertencen a esta facies los tramos G-II b, G-II a, G-I b, G-I a, M-III b, M-IV a, H-III. En todos estos tramos el porcentaje de algas es superior al de briozoos; éstos están ausentes en algunos tramos y presentes en otros. Los equinodermos son también muy frecuentes, en proporciones variables que llegan a superar ocasionalmente el contenido de algas. Mucho menos abundantes los foraminíferos bentónicos, desde trazas a 9%, y los pelecípodos que ocasionalmente aparecen en los tramos G-II a, y H-III con porcentajes de 10 y 20% respectivamente.

El contenido en fracción gruesa (cuarzo) es de 0.42% a 7.96%, la mayor parte de los tramos se aproximan más a la primera cifra que a la segunda fracción fina (arcilla) generalmente muy poca y en muchas ocasiones en menor cantidad que la fracción gruesa; en ocasiones llega a porcentajes más altos. La gama de porcentajes va desde 0.53 a 10.25 %. El tamaño del bioclasto de fino a grueso (0.23 mm. a 0.58). La relativa abundancia de briozoos y pelecípodos en dos tramos, eleva el tamaño medio de grano a 1.19 mm. y 1.63 mm.

Se trata pues de calcarenitas medias y ocasionalmente calciruditas finas. Estratificación poco definida, masiva, burrows frecuentes paralelos a la estratificación. La textura es Grainstone en unos tramos y Packstone en otros; en algunas zonas de los tramos, la textura puede considerarse Bindstone (clasificación de Embry y Klovan 1971). Litológicamente son Packed Biomicritas finas a Bioesparitas gruesas.

Oligoelementos.—Los índices son:

$$\begin{aligned}10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} &= 2.85 \pm 1.09 \\10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} &= 0.78 \pm 0.55 \\10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} &= 0.83 \pm 1.07 \\10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} &= 1.47 \pm 1.16 \\10^4 \text{ K /Ca: } \bar{x} &= 1.56 \pm 1.09 \\10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} &= 0.47 \pm 0.08 \\10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} &= 1.10 \pm 0.53\end{aligned}$$

Esta facies presenta los índices 10^4 K/Ca y 10^4 Zn/Ca más bajos entre todas las facies estudiadas.

Se trata pues de una facies de poca profundidad, de una cierta energía, oxigenada «open marine platform facies» (shallow undathem) «Belt 7» de Armstrong (1974) y Wilson (1974), bien entendido que esta facies no necesariamente tiene que estar detrás del cinturón 5 ó 6, sino que directamente pasaría hacia el cinturón 4 de una forma progresiva.

CUADRO GENERAL DE FACIES

El cuadro general de facies (Fig. 5), muestra un resumen de los caracteres petrográficos, estratigráficos y geoquímicos de los tramos asignados a cada facies. Los números y nombres de las facies están tomados de la clasificación propuesta por Wilson (1974); dicha clasificación explica bastante adecuadamente las diferentes facies que encontramos en este trabajo y sobre todo, organiza el conjunto del trabajo, en un esquema general de fácil comprensión.

El contenido en oligoelementos se añade en la parte inferior del cuadro; estos contenidos son «medias de las medias de cada tramo».

DISCUSIÓN DEL MODELO

El uso de oligoelementos para la determinación de facies y caracterización de medios ambientes de sedimentación, es en parte el objetivo tanto de éste como de los dos trabajos anteriores.

La labor sería sencilla, si la cantidad de oligoelementos en una roca fuese la misma en el momento del análisis que en el momento de su formación; bastaría entonces con estudiar los oligoelementos en medios

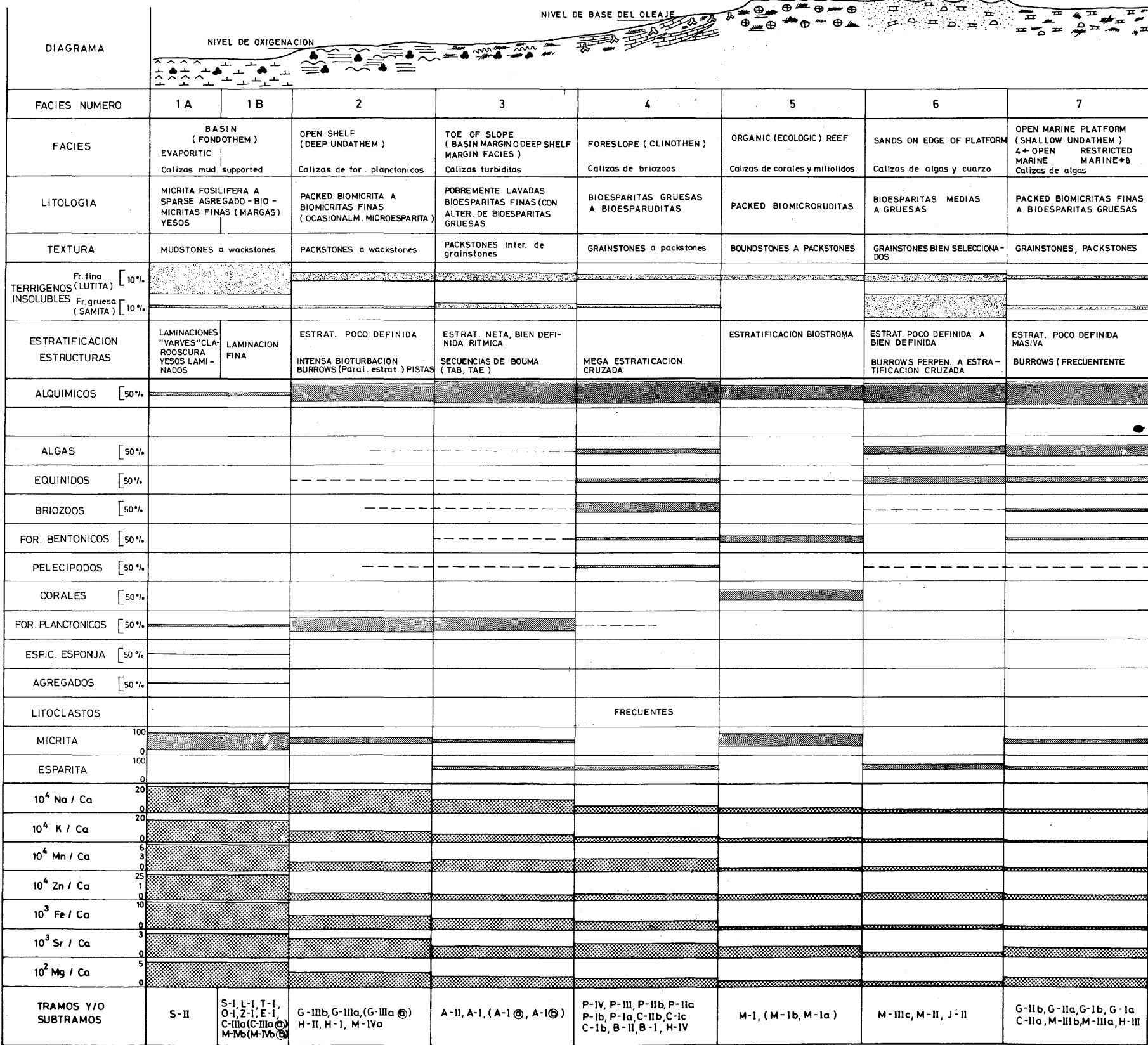


Fig. 5. — Cuadro General de Facies. Mioceno medio de Eida y zonas cercanas.

actuales y compararlos con nuestra facies del pasado. Naturalmente el problema es mucho más complicado.

La distribución de oligoelementos en una roca carbonatada, va a depender fundamentalmente de: a) condiciones en el momento de la formación del sedimento, y b) de la diagénesis.

En el primer apartado tenemos:

- a) 1.—Condiciones del medio: salinidad, temperatura, energía, potencial redox.
- a) 2.—Mineralogía original: aragonito, calcita de alto contenido en magnesio, minerales de arcilla con iones adsorbidos en su superficie, elementos en la materia orgánica.
- a) 3.—Control de los organismos para construir su exoesqueleto de carbonatos, ejerciendo una selectividad frente a los elementos que el medio les ofrece.

Los aspectos de este apartado, reflejan en suma las condiciones del medio ambiente original, aunque su interrelación presta una cierta complejidad a la interpretación. Se discutirán en las páginas siguiente.

b) Problema fundamental es la diagénesis.

Entendemos ésta como el conjunto de procesos que actúan desde el momento de deposición del sedimento y que no poseen temperaturas y presiones elevadas, capaces de originar nuevos minerales y estructuras consideradas dentro del concepto de metamorfismo. (Excelente revisión del problema de Bathurst 1975).

De los procesos de diagénesis: disolución, cementación y reemplazamiento, se conocen bastante bien sus aspectos, pero éstos no son fáciles de averiguar en una roca concreta.

Queda pues algún tiempo, para que se pueda tener un cuadro general de comportamiento de los oligoelementos durante la diagénesis, y averiguar qué procesos producen una ganancia o pérdida para un determinado oligoelemento.

Bien es cierto que, en un sentido amplio, podemos tener algunas ideas de cómo son afectados los oligoelementos por determinados procesos diagenéticos; así la conocida transformación aragonito → calcita, que tiene lugar en la práctica totalidad de las rocas sedimentarias carbonatadas, en un lapsus de tiempo relativamente corto (los carbonatos del Pleistoceno originalmente de aragonito, son ya de calcita), la transformación de la red de aragonito en otra distinta, liberará determinados oligoelementos que se encontraban en su red (como el Sr), y que no pueden incorporarse con la misma facilidad a la red de la calcita; ésto se traducirá en una disminución en el contenido de esos oligoelementos en la roca.

Este cuadro general tan complejo, podría dar la impresión de que los elementos se distribuirían en una forma anárquica, al azar, sin posibilidad ninguna de control; sin embargo, ésto no es así. Existen fuertes y definidas correlaciones de un oligoelemento con otro, así como de grupos de oligoelementos entre sí. Asimismo, son frecuentes las citas relacionando determinados oligoelementos con uno o unos componentes petrográficos, o con la facies en su conjunto. Estas relaciones son las que expusimos en nuestra anterior publicación, con resultados que nos atrevemos a calificar de optimistas, aunque haya que añadirseles considerables cantidades de futuras investigaciones.

a) En cuanto a los puntos del primer apartado, tenemos una serie de factores interrelacionados, entre ellos la posible selectividad de los organismos respecto a su composición en oligoelementos, en las partes minerales de su exoesqueleto.

Los organismos con caparazón calcáreo pueden tener éste de calcita de bajo contenido en magnesio, calcita de alto contenido en magnesio (la división se señala arbitrariamente en el 4%) y aragonito, mineral éste con bajo contenido en magnesio.

Aragonito y calcita forman una serie morfotropa en el sentido de Goldschmidt (Op. cited en Amorós 1962). Tabla 1.

El polimorfismo es enantiotropo aragonito → calcita; el aragonito es pues una forma inestable de la calcita, a temperatura y presión ordinarias; a 400° C., y presión ordinaria, el aragonito empieza a convertirse en calcita; en presencia de agua o en soluciones que contengan CO₃Ca disuelto, la inversión se produce a temperatura ambiente (Da-

Tabla 1

		R. Me + +	
Magnesita	CO ₃ Mg	0.66 A	
Smithsonita	CO ₃ Zn	0.74 A	
Esferocobaltina	CO ₃ Co	0.72 A	
Siderita	CO ₃ Fe	0.74 A	
Rodocrosita	CO ₃ Mn	0.80 A	
Otavita	CO ₃ Cd	0.97 A	
Calcita	CO ₃ Ca	0.99 A	Polimorfo de baja tempera- tura. Trigonal.
Aragonito	CO ₃ Ca	0.99 A	Polimorfo de alta tempera- tura. Rómbico.
Estroncianita	CO ₃ Sr	1.12 A	
Cerusita	CO ₃ Pb	1.20 A	
Witherita	CO ₃ Ba	1.34 A	

na ed. española 1960). Por ello, aunque el aragonito es frecuente en sedimentos recientes, está ausente en las rocas carbonatadas con alguna antigüedad.

De la serie anterior se deduca que los iones más pequeños que el calcio, serán fácilmente aceptados en la estructura de la calcita, y los iones más grandes que el calcio en la del aragonito.

En soluciones de CO₃Ca puro, precipita calcita por debajo de los 29 grados y aragonito por encima de esta temperatura (Klockmann ed. 1961). En el agua del mar la precipitación de calcita se puede ver favorecida por presencia de gérmenes de calcita, ausencia de Mg., temperaturas bajas, Ph bajo, presencia de sulfatos y de algunos componentes orgánicos, y el aragonito por presencia de Mg, Ph alto y temperatura alta (Milliman 1974).

Por otra parte, la distribución de los tres carbonatos depende de la profundidad de las aguas, siendo el factor más crítico el grado de saturación de CO₃Ca de las mismas.

A la «profundidad de compensación», la cantidad de carbonato que se disuelve, iguala a la cantidad que precipita (Pytokowicz 1970).

El carbonato cálcico aumenta su solubilidad con el incremento de profundidad, reduciéndose esto con el aumento de presión, disminución de temperatura y aumento de CO₂ por oxidación de materia orgánica, factores todos que favorecen la disolución. Las profundidades de compensación son diferentes para los océanos, dependiendo éstas muy fundamentalmente de la temperatura (Revelle 1934).

De las tres formas de carbonatos: aragonito, calcita de alto contenido en Mg y calcita de bajo contenido en magnesio, es el primero el más soluble, seguido de cerca por la calcita de alto magnesio; ambos tienden pues a disolverse con la profundidad; ésta es de 500 m. en el océano Pacífico, de 1.000 m. en el Atlántico. Por tanto, estos dos minerales contribuyen en muy pequeñas cantidades a los sedimentos carbonatados de aguas profundas, estando éstos formados por calcita de bajo Mg (Pilkey y Blackwelder 1968).

La calcita empezaría a disolverse entre los 3.500 a 4.000 m., según el océano considerado, no habiendo producción de calcita por debajo de los 5.000 m. (compilación de este tema en Lisitzin 1972).

Así pues, encontramos que la producción inorgánica de aragonito, se situaría en aguas relativamente poco profundas y cálidas, siendo difícil su aparición en aguas profundas y/o frías.

La calcita sin embargo, precipita en aguas más frías y con un rango de profundidad mayor que el aragonito, pudiendo coexistir con éste en zonas de aguas someras, ya que la precipitación también puede ser favorecida por otros factores antes citados.

Veamos ahora la composición mineralógica de los grupos de organismos que afectan a este trabajo.

Los datos se han recogido, contrastando a muchos autores: Chave (1964); Brandy (1954); Boggild (1930); Dodd (1967); Vinogradov (1953). Importantes compilaciones las encontramos en Majewske (1974); Milliman (1974); Raup y Stanley (1971); Horowitz y Potter (1971); Blatt, Middleton y Murray (1972); Tasch (1973).

Foraminíferos planctónicos.—Son de calcita de bajo contenido en magnesio. Incluye las familias de *Globigerinidae*, *Globorotaliidae*.

Foraminíferos bentónicos.—Frecuentemente en calcita de alto contenido en magnesio. Más raramente grupos de aragonito.

Equinodermos.—Calcita de bajo contenido en magnesio.

Corales.—*Zoontheria: Madreporaria* en aragonito. Corales del Paleozóico parece ser eran de calcita.

Briozoos.—De calcita, aragonito y de ambos minerales mezclados.

Algas calcáreas

—Algas rojas: *Corallinaceae*. Calcita de alto magnesio.

—Algas verdes: *Codiaceae, Dasycladaceae*. Aragonito.

—Algas pelágicas: En calcita de bajo contenido en magnesio; incluye a los coccolitos.

Moluscos

Gasterópodos: Aragonito la mayor parte de los gasterópodos. Aragonito y calcita.

Lamelibranchios: Aragonito la mayor parte de los lamelibranchios. Algunos grupos son de calcita y parte aragonito: ostrea, pecten.

Cirrípedos: Calcita con quitina. Calcita y aragonito.

Braquiópodos: Calcita.

Serpúlidos: Calcita. Aragonito. Calcita y aragonito.

A forma de amplia conclusión podríamos decir, que los organismos planctónicos (foraminíferos y algas) son siempre de calcita, y los bentónicos o de aguas más costeras son de calcita, aragonito o mezcla de ambos.

Encontramos también que los principales contribuyentes a los sedimentos carbonatados actuales en aguas cálidas, (corales y algas codiáceas) son de aragonito. Lowenstam (1964) afirma que los tubos de los serpulidos están controlados por la temperatura del agua, siendo éstos de calcita en regiones polares, y de aragonito en regiones tropicales. (Bornhold y Milliman 1973, creen que esta diferencia está controlada por el género y no por el medio).

Por otra parte, parece en parte documentado el mecanismo que lleva a un organismo a construir su caparazón de calcita o de aragonito. Éste crece sobre el periostracum (una proteína carbónica o phosphorylase) del organismo, en presencia de la enzima anhidrasa, determinando la naturaleza mineral del carbonato que incorporan al exoesqueleto del fósil.

La naturaleza pues del exoesqueleto estaría determinada genéticamente y sería independiente del medio, salvo piezas en organismos con capas de aragonito y calcita, donde al menos el espesor de éstas podría estar influido en parte por la temperatura del medio; se ha observado que el espesor del disco basal (de aragonito) del cirrípedo *Tetraclita*, aumenta al aumentar la temperatura, (Lowenstam 1963); lo mismo ocurre para especies de briozoos, pelecípodos, gasterópodos y serpulidos, donde el contenido en aragonito aumenta frente a la calcita, al aumentar la temperatura.

Sin embargo, la cantidad de oligoelementos que posea en el exoesqueleto un organismo, va a depender básicamente de las condiciones del medio y de la facilidad que encuentra el oligoelemento para acoplarse a la red mineralógica del aragonito o calcita. Cualquier cristal que crece en contacto con el agua que le rodea, debe reflejar las condiciones físico-químicas que existan en el agua, y la facilidad de la red de aragonito de aceptar iones grandes, y la de la calcita para los iones pequeños; así por ejemplo, el contenido en magnesio aumenta en el esqueleto de especies de algas calcáreas, foraminíferos, espinas de equinodermos, cirrípedos, etc. (Chave 1954; Blackmon y Todd 1959), al aumentar la temperatura del agua. Por otra parte, trabajos de Lowenstam (1964) en calcita y aragonito del mismo esqueleto de hydrozoos, lamelibranquios y otros grupos, ponen de manifiesto el papel de estos dos minerales, a la hora de captar iones en sus respectivas redes, independientemente de la fisiología.

Sin embargo, se encuentra que los oligoelementos Mg y Sr (que son los más estudiados) varían en concentración entre diferentes grupos taxonómicos de invertebrados, depositando en general más Mg en ambos calcita y aragonito, en exoesqueletos de grupos taxonómicos más primitivos, Chave (1954); Lowenstam (1963); e incluso para las mismas condiciones ambientales hay variaciones de Mg y Sr entre diferentes especies del mismo grupo (género *Mytilus*).

En otras palabras, la naturaleza mineralógica del exoesqueleto, es genéticamente controlada (el desarrollo de la misma está influido por el medio; la cantidad de oligoelementos en el exoesqueleto dependerá básicamente de la naturaleza mineralógica del mismo, en parte de las condiciones del medio (temperatura y salinidad) y en parte también de la fisiología del organismo, sobre todo en grupos taxonómicos elevados, donde al parecer el organismo ejerce algún control sobre los oli-

goelementos que incorpora. (Discusión interesante en Blatt, Middle y Murray (1972) y Valentine (1973).

En resumen a este punto, diremos:

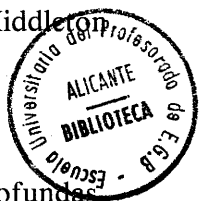
1.º) Que en un medio marino, en las zonas frías y/o profundas, hay una tendencia a precipitar calcita, y en zonas más cálidas y por tanto de aguas más someras, lo haría también la calcita, pero además el aragonito; que los organismos de zonas frías (normalmente pelágicas), crean su esqueleto en calcita, y los de zonas de aguas menos profundas (y por tanto más cálidas) lo hacen en aragonito, calcita o calcita-aragonito.

2.º) Que el mecanismo que controla la naturaleza mineralógica del caparazón, es genético y por ello, es posible encontrar organismos con esqueleto de aragonito, en zonas donde si sólo hubiese un control inorgánico, no le correspondería estar; que estos organismos son posiblemente adaptados y/o emigrados, en el transcurso de la evolución de zonas donde su desarrollo estaba más propiciado por las facilidades que daba el medio (zonas cálidas sin problemas para la producción de aragonito).

3.º) Que la presencia de oligoelementos en los exoesqueletos, depende básicamente de la naturaleza mineralógica del mismo (calcita o aragonito), por tanto de la tolerancia de la red cristalina a uno u otro elemento, en parte de las condiciones del medio, sobre todo de la temperatura; al aumentar ésta aumentan las vibraciones de los nudos de la red y por tanto se produce una mayor tolerancia a fenómenos de polimorfismo mineral, y en parte también a la fisiología del organismo.

Otro problema que hay que tener en cuenta es el referente a la aloctonía o autoctonía de los Bioclastos. La distribución de esqueletos de organismos, está controlada por la distribución de estos mismos organismos cuando vivos, más la acción de corrientes, oleaje, corrientes de turbidez, etc.; las más grandes concentraciones de esqueletos de una misma comunidad, están en los sedimentos, directamente debajo de la comunidad viva (Ellison 1951).

Es pues muy razonable pensar, a no ser que tengamos indicaciones de lo contrario (evidencia de corrientes de turbidez, por ejemplo), que las concentraciones de fósiles de un mismo grupo, no están mucho más lejos que el habitat que ocupaban cuando vivían.



Otra idea sobre la autoctonía o aloctonía de los Bioclastos, la daría el grado de conservación de los restos fósiles; las series estudiadas en este trabajo, están formadas en gran parte por restos de briozoos, algas coralinas y equinodermos, bien conservados, en trozos muchas veces de tamaños notables (calciruditas y calcarenitas); pues bien, estos tres grupos son muy fáciles de erosionarse por acción mecánica, sobre todo los briozoos y las algas calcáreas (Chave 1964). Así pues, las facies con estos organismos, debe interpretarse como básicamente autóctonas, no afectadas por importantes acciones de transporte mecánico.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

En este trabajo, el último de una serie de tres, junto a variables estratigráficas y petrográficas, se han utilizado variables geoquímicas (oligoelementos) como ayuda a la descripción de las series y tramos de series, y como indicadores de medios de sedimentación.

Debido a la gran complejidad del tema, es decir, a la multitud de factores que hacen que una determinada cantidad de oligoelementos esté en una roca, sería una panacea haber encontrado un control definitivo de los mismos. Este control dista todavía de ser conocido en su totalidad, sin embargo, la utilización de oligoelementos aparece como una herramienta valiosa (complementando a otros métodos: estratigráficos, petrográficos, paleontológicos) en el control y discriminación de medios ambientes de sedimentación, así como una mejor y más objetiva descripción de unidades litológicas.

Los terrenos estudiados, pertenecientes al Mioceno medio de los alrededores de Elda-Petrel (Alicante) (una serie al Sur se sitúa en Elche (Alicante), otra al norte en Montealegre del Castillo (Albacete), se han clasificado en siete facies en el sentido de Belts de Wilson (1974).

Estas facies son:

Facies 1 A: Basin (evaporitic). (Fondothem). Calizas Mud-supported con intercalaciones de yeso. Micrita fosilífera-agregada, sin consolidar, finas. Fr. gruesa muy escasa. Fr. fina 27%. Mudstones. Estratíf. laminada. Varves. Laminaciones de yesos. Valores máximos para índices de Sr, K y Mg.

- Facies 1 B: Basin (Fondothem). Calizas Mud-supported. Micritas fosilíferas a Sparse Agregado-Biomicrocritas sin consolidar, finas. Fr. gruesa muy escasa. Fr. fina 23-27%. Mudstones (a Wackstones). Estratificación laminada. Valores máximos para índices de Na, Mn, Zn y Fe.
- Facies 2: Open Shelf (Deep undathem). Calizas de foraminíferos planctónicos. Packed Biomicrocritas a Biomicrocritas, finas, ocasionalmente Microsparita. Fr. gruesa muy escasa. Fr. fina 3.5-7.6%. Packstones (a Wackstones). Estratificación poco definida. Intensa bioturbación, burrows paralelos estratificación. Pistas.
- Facies 3: Toe of Slope (Basin margin o deep shelf margin facies). Calizas turbiditas. Pobrementemente lavadas Bioesparitas finas (con alternancia de Bioesparitas gruesas). Fr. gruesa 3.7%. Fr. fina 6%. Packstones (interc. de Grainstones). Estratificación neta, bien definida, rítmica. Secuencias de Bouma (Tab, Tae).
- Facies 4: Foreslope (Clinothem). Calizas de briozoos. Bioesparitas gruesas a Bioesparuditas. Fr. gruesa 0.64-5.35%. Fr. fina 1.76-7%. Grainstones (a Packstones). Megaestratificación cruzada.
- Facies 5: Organic (Ecologic) Reef. Calizas de corales y miliólidos. Packed Biomicroruditas. Ausencia de terrígenos. Boundstone a Packstone. Estratificación biostroma. Valores mínimos para índices de Mn y Fe.
- Facies 6: Sands on edge of platform. Calizas de algas y cuarzo. Bioesparitas medias a gruesas. Fr. gruesa 11-23%. Fr. fina escasa (< 5%). Grainstones bien seleccionados. Estratificación poco definida a bien definida. Burrows perpendiculares a estratificación. Estratificación cruzada. Valores mínimos para índices de Na, Sr y Mg.

Facies 7: Open marine platform (shallow undathem). Calizas de algas. Packed Biomicritas finas a Bioesparitas gruesas. Fr. gruesa 0.5-10%. Fr. fina 0.4-8% (Normalmente valores más próximos a la primera cifra que a la segunda). Grainstones. Packstones. Estratificación poco definida, masiva. Burrows (frecuentes, paralelos a la estratificación). Valores mínimos para índices de K y Zn.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, J. R. L.: Physical processes of sedimentation. *Earth Science Series 1*. G. Allen y Unwin Ed. 248 p. (1970).
- AMORÓS, J. L.: *Introducción al estado sólido. I. El Cristal*. Ed. Amorós. Madrid. 344 p. (1962).
- ARMSTRONG, A. K.: Carboniferous Carbonate Depositional Models. Preliminary Lithofacies and Paleotectonic Maps, Arctic Alaska. *A.A.P.G. Bulletin*, v. 58/4, p. 621-645. (1974).
- ASQUITH, D. O.: Sedimentary Models, Cycles and Deltas, Upper Cretaceous, Wyoming. *A.A.P.G. Bulletin*, v. 58/4, p. 621-645. (1974).
- BARROSO, M. G.: Briozoos de la estación de Biología Marítima de Santander. *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales*, n.º 5, 63 p. (1912).
- BATHURST, R. G. C.: *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 620 p. (1975).
- BLACKMON, P. D. y TODD, R.: Mineralogy of some Foraminifera as related to their classification and ecology. *J. Paleontol.* v. 33, p. 1-15. (1959).
- BLATT, H., MIDDLETON, G. y MURRAY, R.: *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall Inc. New Jersey. 634 p. (1972).
- BOGGILD, O. B.: The shell structure of the mollusks. *Danske Videnskab. Selskab, Mat. Fys. Medd.* v. 9, p. 231-325 (1930).
- BORNHOLD, B. D. y MILLIMAN, J. D.: Generic and environmental control of carbonate mineralogy-in serpulid (Polychaete) tubes. *J. Geol.* v. 81, p. 363-373.
- BRANDY, O. L.: Aragonite Test among the Foraminifera. *Jour. Sed. Petrology*, v. 24, n.º 1, p. 60-61.
- CALVO SORANDO, J. P.: *Estudio Petrológico y Sedimentológico del Terciario marino en el Sector central de la prov. de Albacete*. Tesis. Univ. Complut. de Madrid. Fac. Geológicas. 51 p. (1978).
- CAMACHO, H. H.: *Invertebrados fósiles*. Ed. Univ. de Buenos Aires. 707 p. (1966).
- COLOM, G.: *Foraminíferos ibéricos. Introducción al estudio de las especies bentónicas recientes*. Investigación pesquera. Tomo 38 (1). 245 p. (1974).

- CONRAD, M. A.: Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclogae geol. Helv.* v. 62/1. p. 1-79. (1969).
- CROSBY, E. J.: Classification of Sedimentary Environments. Recognition of Ancient Sedimentary Environments. *S.E.P.M. Spec. Publ.* 16, p. 4-11. (1972).
- CHAVE, K. E.: Aspects of the biogeochemistry of magnesium. *Jour. Geol.* vol. 62, p. 266-283, 587-599 (1954).
- CHAVE, K. E.: *Skeletal durability and preservation.* J. Imbrie y N. D. Newell eds. *Approaches to Paleocology*, Wiley, p. 377-387. (1964).
- DANA-HURBLBUT: *Manual of Mineralogy.* Edic. española. Edit. Reverté. 600 p. (1960).
- DAVIS, R. A. y ETHINGTON, R. L.: Beach and nearshore sedimentation. *S.E.P.M. Spec. public.* n.º 24. 187 p. (1976).
- DODD, J. R.: Magnesium and Strontium in calcareous skeletons. *Jour. Paleontology*, v. 41, p. 1.313-1.329. (1967).
- DUNBAR, C. O. y RODGERS, J.: *Principles of Stratigraphy.* John Wiley and Sons Inc. 356 p. (1966).
- ELLISON, S. P.: Microfossils as environment indicators in marine shales. *Jour. Sed. Petrology*, v. 21, n.º 4, p. 214-225. (1951).
- EMBRY, A. F. y KLOVAN, J. E.: A Late Devonian reed tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Can Petrol. Geology Bull.*, 19, p. 730-781. (1971).
- FRIEDMAN, G. M.: Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, p. 778-813. (1964).
- FRIEDMAN, G. M.: Occurrence and stability relationships of aragonite, high-magnesian calcite and low-magnesian calcite under deep-sea conditions. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 76, p. 1.191-1.196 (1965).
- FRIEDMAN, G. M.: Significance of Red Sea in problem of evaporites and basinal Limestones. *A.A.P.G.* v. 56/6, p. 1.072-1.086 (1972).
- GINSBURG, R. N.: *Tidal Deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts.* Springer-Verlag ed. New York, 428 p. (1975).
- HECKEL, P. H.: Recognition of ancient shallow marine environments. Recognition of ancient sedimentary environments. *S.E.P.M. Spec. publ.* 16, p. 226-286 (1972).
- HILLS, J. M.: Late Paleozoic Sedimentation in West Texas Permian Basin. *A.A.P.G. Bull.* v. 56/12, p. 2.303-2.322 (1972).
- HOROWITZ, A. S. y POTTER, P. E.: *Introductory Petrography of fossils.* Springer-Verlag, Berlín, 302 p. (1971).
- KLOCKMAN, F. y RAMDOHR, P.: *Tratado de Mineralogía.* Ed. española, Ed. Gustavo Gili. 736 p. (1961).

- KREBS, W.: Devonian carbonate complexes of central Europe. Laporte L. F. ed. Reefs Time and Space, Selected Examples from the recent and ancient. *S.E.P.M. Spec. Publ.* 18, p. 155-208 (1974).
- LAPORTE, L. F.: *Ancient environments*. Foundations of Earth Science Series. Prent Hall Inc. 115 p. (1968).
- LAPORTE, L. F.: Recognition of a transgressive sequence within an Epeiric Sea. Helderberg Group (Lower Devonian) of New York State. *S.E.P.M., Spec. public.*, 14, p. 98-118 (1969).
- LISITZIN, A. P.: Sedimentation in the World Ocean. *S.E.P.M. Spec. publ.*, 17, 218 p. (1972).
- LOGAN, B. W., DAVIES, G. R., READ, J. F. y CHEBULSKI, D. E.: Carbonate Sedimentation and Environments Shark Bay, Western Australia. *A.A.P.G. Oklahoma. Mem. n.º 13*, 223 p. (1970).
- LOMBARD, A.: *Séries Sédimentaires. Gènesis-evolution*. Masson et C. edit. Paris 425 p. (1972).
- LOWENSTAM, H. A.: Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments. T. W. Donnelly (ed.). *The Earth Sciences Problems and Progress in Current Research. Univ. Chicago Press, Chicago* 111. p. 137-195 (1963).
- LOWENSTAM, H. A.: Coexisting calcites and aragonites from skeletal carbonates of marine organisms and their strontium and magnesium contents. Y. Miyake and T. Koyama (ed.) *Recent Researches in the Fields of Hydrosphere Atmosphere and Nuclear Geochemistry. Maruzen, Tokyo*. p. 373-404. (1964).
- MAJEWSKE, O. P.: *Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections*. Leiden E. J. Brill. 106 p. 106 lam. (1974).
- MALEK-ASLANI, M.: Lower Wolfcampian reef in Kemnitz Field, N. Mex. *A.A.P.G. Bull.*, v. 54/12, p. 2.317-2.335. (1970).
- MATEU MATEU, G.: Estudio sistemático y bioecológico de los Foraminíferos vivientes de los litorales de Cataluña y Baleares. Contribución al conoc. de los Foram. actuales. *Trab. del Ins. Español de Oceanog.* v. 38, 100 p. (1970).
- MEDIONI, A.: Les peuplement sessiles des fonds rocheaux de la région de Banyuls-sur Mer. Ascidies-Bryozoaires. 2 Partie. *Vie Milieu*, 23, fasc. 1 ser. B., p. 143-182 (1972).
- MELÉNDEZ, B.: *Paleontología. Tomo I. Parte general e invertebrados*. Paraninfo. 714 p. (1970).
- MILLIMAN, J. D.: *Marine Carbonates. I*. Springer-Verlag. Heidelberg. 375 p. (1974).
- PETTIJOHN, F. J. y POTTER, P. E.: *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer-Verlag. 370 p. (1964).
- PILKEY, O. H. y BLACKWELDER, B. W.: Mineralogy of the sand size carbonate fraction of some recent marine terrigenous and carbonate sediments. *Jour. Sed. Petrology*, v. 38, p. 799-810. (1968).
- PYTROWICZ, R. M.: On the carbonate compensation depth in the Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 836-839. (1970).

- RAUP, D. M. y STANLEY, S. M.: *Principles of Paleontology*. W. H. Freeman and Company, San Francisco. Edic. española 1978. 456 p. (1971).
- REVELLE, R.: Physico-chemical factors affecting the solubility of calcium carbonate in sea water. *Jour. Sed. Petrology*, v. 4, 103-110 (1934).
- RICH, J. L.: *Three critical environments of deposition, and criteris for recognition of rocks deposited in each of them*. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 62, p. 1-20. (1951).
- RYLAND, J. S.: Polyzoa. H. Bernes ed. *Oceanog. Marine Biol. Ann. Rev.*, v. 5, p. 343-359. (1967).
- SCHMALZ, R. F.: Deep-water evaporite deposition: A genetic model. *A.A.P.G. Bull.*, v. 53, p. 789-823. (1969).
- SELLEY, R. C.: *Ancient sedimentary environments*. Chapman and Hall Ltd., London, 237 p. (1970).
- STANLEY, D. J. y UNRUG, R.: Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base-of-slope environments in modern and ancient marine basins. Recognition of ancient sedimentary environments. *S.E.P.M. Spec. publ.*, 16, p. 287-335 (1972).
- TASCH, P.: *Paleobiology of the invertebrates*. John Wiley and Sons Inc. ed., 946 p. (1973).
- THOMPSON, T. G. y THOMASSON, M. R.: Shallow to deep water facies development in the dimple Limestone (Lower Pennsylvanian) Marathon Region, Texas, Depositional Environments in carbonate rocks. *S.E.P.M.*, 14, p. 57-78 (1969).
- TYRRELL, W. W.: Criteria useful in interpreting environments of unlike but time equivalent carbonate units (tansill-capitan-lamar). Capitan Reef complex, West Texas and New Mexico. Depositional Environments in carbonate rocks. *S.E.P.M., Spec. publ.*, 14, p. 81-97. (1969).
- VALENTINE, J. W.: *Evolutionary Paleoecology of the marine Biosphere*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. (1973).
- VINOGRADOV, A. P.: The Elementary Chemical composition of marine organisms. *Memoir Sears Found. Marine Res.*, v. II, 647 p. (N. Haven). (1953).
- WILSON, J. L.: Microfacies and Sedimentary in «Deeper-Water» Lime Mudstone. *S.E.P.M., Spec. publ.*, 14, p. 4-16. (1969).
- WILSON, J. L.: Characteristics of Carbonate-Platform Margins. *A.A.P.G. Bull.* v. 58/5, p. 810-824. (1974).
- WILSON, J. L.: *Carbonate facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlín, 471 p. (1975).
- YOUNG, L. M., FIDDLET, L. C. y JONES, R. W.: Carbonate Facies y Ordovician of Northern Arkansas. *A.A.P.G. Bull.* v. 56/1, p. 68-80 (1972).