

Sedimentación cíclica hemipelágica en el Mediterráneo suroccidental: Interpretación paleoceanográfica durante el Cuaternario

FARRAN, Marcelino y MALDONADO, Andrés

U.E.I. de Geología Marina. Instituto de Ciencias del Mar, C.S.I.C., Paseo Nacional, s/n. 08003 Barcelona

RESUMEN

En este trabajo se analizan 18 testigos de pistón, obtenidos en el Margen Balear y Escarpe de Mazarrón, constituidos principalmente por alternancias de lodos hemipelágicos. Estas alternancias se caracterizan por ciclos con un término basal de lodos grises, que pasan bruscamente y a través de una delgada capa de acumulaciones de óxidos metálicos, a lodos calcáreos. El análisis de componentes principales de las variables sedimentológicas y metales pone de manifiesto la existencia de dos factores independientes, el primero de los cuales está constituido por las variables relacionadas con los componentes terrígenos y biógenos. A partir de las tasas de sedimentación absoluta de los lodos grises y lodos calcáreos, y de los contenidos medios en carbonato de cada uno de estos, se deduce una mayor productividad en la zona fótica en los períodos de mayor tasa de sedimentación como consecuencia del mayor aporte de nutrientes. Sin embargo dicho incremento de la productividad viene enmascarado en el sedimento por el efecto de dilución por los componentes terrígenos.

El segundo factor del análisis de componentes principales agrupa a los metales, con la única excepción del plomo cuya concentración depende de la proporción y características de los componentes biógenos. La distribución de las acumulaciones de óxidos metálicos en la columna sedimentaria sugiere que estas se han desarrollado como consecuencia del cambios bruscos en las características de la sedimentación y concretamente en el contenido en materia orgánica oxidable acumulada en el sedimento.

Las condiciones suboxidantes y reductoras, se dan en los niveles de lodos grises correspondientes a los períodos de mayor productividad y mayor espesor de la zona de contenido mínimo en oxígeno en la columna de agua. Dichas condiciones, junto con la reducción de la porosidad por efecto de la compactación del sedimento, favorecen la migración hacia arriba de los iones disueltos en los fluidos intersticiales. La acumulación de estos se da en la zona de la columna sedimentaria en la cual existe oxígeno disuelto, que favorece la precipitación de las fases sólidas en la interfase entre la zona deficiente en oxígeno y la zona oxidante. Por el contrario las acumulaciones de óxidos intercalados en lodos calcáreos finamente laminados (protosapropelas), con claros indicios de condiciones anóxicas en el fondo, se interpretan como precipitaciones a partir de la formación de una superficie de estratificación en las masas de agua.

Palabras clave: Mediterráneo occidental. Geoquímica sedimentaria. Sedimentación hemipelágica.

ABSTRACT

Analysis of piston cores from the southern Balearic margin, western Mediterranean Sea reveal a cyclic pattern of deposition. Each cycle is defined by a sequence of hemipelagic deposits with three divisions: (1) a bottom grey, mixed terrigenous-calcareous ooze layer, (2) a middle oxidized, heavy-metal enriched layer, and (3) a top light-coloured, calcareous ooze layer. We have determined a total of 13 geochemical and textural variables in 234 samples from 18 piston cores retrieved at water depths between 750 and 2637 m. These cores were collected in areas of low terrigenous input, where the deposits may have best recorded the mechanisms controlling the cyclic pattern of the hemipelagic sequences.

Principal component analysis show two main independent factors that account for 55.5% of the total variance. The first factor is a terrigenous and biogenic components indicator. Factor 1 is used to differentiate the relative contribution of terrigenous input and primary productivity of calcareous components in the deposits. Thus, the gray oozes recorded a high primary productivity, but calcareous components are diluted by a larger terrigenous influence than during deposition of the calcareous oozes. The second factor groups the metals, except for the Pb which is associated with the calcareous components. The variation of factor 2 in the stratigraphic sequence suggest that metal enrichments may be related to sharp oscillations in the environmental parameters and particularly to the amount of oxidizable organic matter in the sediment.

Two different mechanisms are postulated for the development of the oxidized, metal enriched layers. The most common process is a diagenetic modification of the original deposit. Suboxic and anoxic condition occur during deposition of the gray oozes, developed during periods of high productivity and expansion of the oxygen minimum layer in the water column. The resulting deposits are partially reduced and enriched in organic matter, with metal ions dissolved in the pore water. The reduction in porosity by sediment compaction favours the vertical migration of dissolved ions, until they reach a zone of oxidizing conditions and precipitate. These metal oxides develop a layer enriched in metals in the transition zone between the reducing and oxidizing conditions of the stratigraphic column. In contrast, the oxidized layers interbedded with fine-laminated, non-bioturbated calcareous oozes are interpreted as a primary origin. These layers are attributed to periods of reduced oxygen content in the bottom water masses. They may have resulted from the direct precipitation of metal oxides near the interface between the anoxic bottom waters and the overlying oxygen-rich, water masses. This me-

chanism is similar to sapropel development in the eastern Mediterranean, while the secondary metal enrichment contradicts the models previously proposed for the western Mediterranean.

INTRODUCCIÓN

El registro de los depósitos hemipelágicos del Cuaternario en el mar Mediterráneo, presenta una sucesión cíclica definida por notables diferencias tanto texturales como geoquímicas. Algunas de estas propiedades se manifiestan en los testigos continuos por una alternancia de lodos con diversos colores, que constituye una de las principales características deposicionales de toda la cuenca (Maldonado, 1978). Estas alternancias en los sedimentos hemipelágicos han sido relacionadas con las fluctuaciones climático-eustáticas del Cuaternario (Maldonado y Stanley, 1976; Maldonado y Canals, 1982).

En el Mediterráneo occidental los niveles de sapropes no están bien desarrollados, lo cual no es de extrañar ya que estos incluso no se distribuyen uniformemente en toda la cuenca oriental (Olausson, 1961; Thunell et al., 1977; Stanley, 1983). No se encuentran así sapropes al oeste del estrecho de Sicilia y si bien parecen haber existido algunos cambios oceanográficos relativamente simultáneos en todo el ámbito mediterráneo, ello no pueden generalizarse excesivamente (Canals et al., 1982). Los registros hemipelágicos cuaternarios del Mediterráneo occidental presentan no obstante una alternancia de sedimentos de distintas características, aunque con diferencia más sutiles que las que se observan en las cuencas orientales.

En este trabajo se aborda una caracterización geoquímica y sedimentológica de los diversos tipos de sedimentos y los procesos relacionados con la génesis y posterior diagénesis, de los depósitos del Mediterráneo occidental. Dicha caracterización se ha realizado a partir del estudio de los testigos de pistón obtenidos en los márgenes continentales de Baleares y Murcia.

METODOLOGÍA

Materiales analizados

En este estudio se analizan dieciocho testigos obtenidos entre 750 y 2637 m de profundidad, localizados en el margen continental balear y en el margen suroccidental de la Península Ibérica en el Escarpe de Mazarrón (Fig. 1).

Los testigos han sido recuperados en zonas de baja tasa de acumulación de sedimentos a fin de obtener un mayor registro cronoestratigráfico. Este hecho tiene el

inconveniente de la existencia de series condensadas, así como hiatos sedimentarios, debido a la escasez de aportes y a los deslizamientos gravitatorios en masa.

La mayoría de los testigos presentan una alternancia de lodos calcáreos y lodos grises hemipelágicos con delgadas zonas de acumulación de óxidos metálicos en el tránsito de los lodos grises a los lodos calcáreos.

Métodos analíticos

Las muestras se han dividido en tres fracciones, una para análisis de la fracción arena, otra para análisis de la fracción pelítica y una tercera destinada a análisis geoquímicos.

La composición textural de la fracción arena se ha determinado mediante tamizado y la de la fracción fina mediante un analizador de tamaño de partículas Sedigraph 5000 D de Micromeritics. La determinación del contenido en carbonato se ha realizado por el método del calcímetro de Bernard modificado (Maldonado, 1972).

El contenido en metales pesados (Fe, Mn, Cu, Co, Ni y Pb) así como Ca, Mg y Sr en la fracción soluble en agua regia se ha determinado por espectrometría de absorción atómica (EAA). La digestión se ha realizado en tubos de pirex con tapón de rosca (bakelita con junta de teflón). Trás la adición de 5 ml de agua regia los tubos se colocaron en un baño de ultrasonidos durante 30 minutos a fin de impedir la formación de agregados. Pasadas 12 horas se añadieron 15 ml de agua bidestilada y se centrifugaron. La solución sobrenadan-

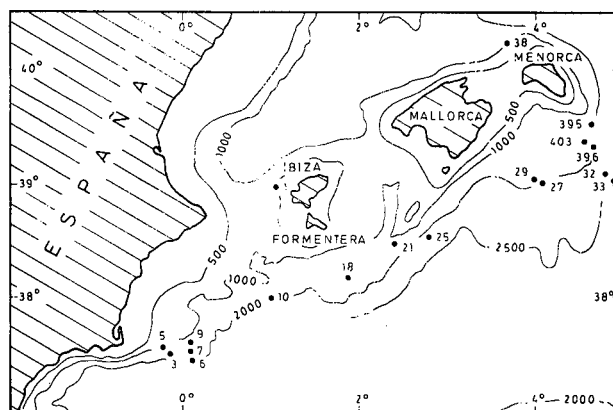


Figura 1.- Situación de los testigos

Figure 1.- Bathymetric chart of the southwestern Mediterranean showing the location of the study area and of piston core samples. Bathymetry in meters.

te se transfirió a tubos de ensayo corrientes para la determinación de las concentraciones.

Tratamiento Estadístico

Cálculo de los parámetros granulométricos

Los parámetros granulométricos se han calculado, mediante un programa de computador, a partir de los pesos de arena retenidos en los tamices y el peso inicial de muestra seca, así como de cuarenta puntos de la curva de la fracción péltica introducidos a través de una mesa digitalizadora. El programa calcula los percentiles de la curva integrada de la muestra, a partir de los cuales se calculan los parámetros texturales por el método de los momentos.

En muestras con bajo porcentaje de arena, el cálculo de los parámetros texturales por el método de los momentos, presenta la ventaja sobre los métodos clásicos de efectuar una mayor densidad de muestreo sobre la curva de distribución de frecuencias. Esto es importante en curvas de cola larga y en curvas con más de una moda, dos casos que se producen con frecuencia en sedimentos pelágicos, en los que los componentes biógenos suelen concentrarse en dos zonas muy concretas de la curva, alrededor de las 80 micras y entre 4 y 1 micras.

Tratamiento estadístico de los datos

El tratamiento estadístico de los resultados de los análisis geoquímicos y texturales, ha sido realizado mediante un programa de computador en Fortran 77 basado en el descrito por Lebart et al., (1977) y modificado por el Laboratorio de Cálculo de la Facultad de Informática de Barcelona. El programa realiza consecutivamente los cálculos de los parámetros estadísticos fundamentales, coeficientes de correlación entre las diversas variables, componentes principales, así como análisis de asociaciones no utilizado en este trabajo.

TIPOS DE SEDIMENTOS

Antecedentes

Los sedimentos de Mediterráneo suroccidental han sido ampliamente descritos por Rupke y Stanley (1974), Canals, (1980), Maldonado y Canals (1982), Díaz y Maldonado (1983) y Díaz (1984). Los dos últimos trabajos se centran en los mismos testigos utilizados para este estudio. Díaz y Maldonado (1983) clasifican los sedimentos en función de una serie de parámetros se-

dimentológicos obtenidos a partir de las características texturales y de la composición de la fracción arena.

En este trabajo se han clasificado los sedimentos teniendo en cuenta los tipos definidos por Maldonado y Canals (1982), incluyendo por otra parte, como factores caracterizados una serie de rasgos visuales de los sedimentos, tales como el color y la acumulación de óxidos metálicos. Estas características se manifiestan en ocasiones con la simple observación visual de los testigos. Así siguiendo los criterios de los citados autores se establece una primera subdivisión fundamental entre sedimentos hemipelágicos y sedimentos gravitativos.

Sedimentos hemipelágicos

Los sedimentos hemipelágicos son depósitos formados por sedimentación diferencial lenta, de las partículas en suspensión muy diluída en la masa de agua (Maldonado y Canals, 1982). Estos son sedimentos arcillosos con contenidos en carbonato muy variables, en función del contenido en componentes planctónicos en la fracción arena y de nannofósiles en la fracción lutítica.

Los componentes planctónicos constituyen la mayor parte de la fracción arena, la cual puede representar entre el 5% y el 25% del total del sedimento. El contenido en limo fluctúa alrededor del 20%. El valor de la media en phi es muy próximo a 8 y la angulosidad tiene un valor entre 4 y 6, que en el caso de alto contenido en nannofósiles comprendidos entre 2 y 6 micras, alcanza un valor igual a 7. La asimetría es siempre negativa (Díaz y Maldonado, 1983).

Se han distinguido seis tipos de lodos hemipelágicos en función del contenido en carbonato, el color, la textura y estructuras sedimentarias, que se describen a continuación.

Lodos calcáreos oxidados

Son sedimentos hemipelágicos de color siena y siena tostado (10 YR 5/4, 10 YR 4/2), de aspecto homogéneo, muy bioturbados. El contenido en carbonato oscila entre el 45% y el 60% y el de arena es muy próximo al 15%. El contenido en componentes terrígenos en la fracción arena es inferior al 10% (Canals, 1980; Díaz, 1984).

Este tipo de sedimento sólo se encuentra en el techo de los testigos, presentando un término basal de lodos de color naranja o marrón con óxidos metálicos que a menudo se presentan en forma de láminas muy finas más o menos afectadas por la bioturbación, o como

pequeños micronódulos de aspecto terroso y color amarillo anaranjado, dispersos en el sedimento. Canals (1980) a partir de dataciones absolutas realizadas sobre este término basal, le atribuye una edad de 11940 + 140 A.A.

Lodos calcáreos claros

Son fangos con un contenido en arena muy variable, que se refleja en variaciones en el contenido en carbonato. Este oscila entre el 45% y el 70%. El color varía entre gris verde oliva luminoso (5 Y 6/1) y naranja grisáceo (10 YR 7/4). Su aspecto por lo general es muy homogéneo debido a la intensa bioturbación. Las características texturales de este tipo de sedimentos, así como la composición de la fracción arena es similar a la de los lodos calcáreos oxidados del techo de los testigos. En la mayoría de ocasiones los lodos calcáreos de colores claros presentan un término basal similar al de los lodos calcáreos oxidados, con óxidos metálicos que dan al sedimento un color amarillo-anaranjado particular.

Los lodos calcáreos claros pasan gradualmente hacia arriba a lodos grises, y en las zonas más distales del margen a lodos marrones.

Lodos hemipelágicos grises

Son de color gris verde oliva (5 Y 4/1) o muy similar. El contenido en carbonato es sensiblemente inferior al de los lodos claros, oscilando entre 32% y 50% con un valor medio de 41%. El contenido en terrígenos en la fracción arena para un mismo testigo es siempre ligeramente superior al de los lodos calcáreos (Díaz, 1984).

Estos lodos son los sedimentos hemipelágicos más ampliamente representados en los testigos. Aparecen formando potentes niveles cuya base muestra un tránsito gradual a partir de los lodos calcáreos de color más claro y cuyo techo presenta a menudo un contacto muy neto con el término basal de los lodos calcáreos. La pigmentación gris de este tipo de sedimento puede atribuirse a la formación en el seno de este, de monosulfuros de hierro por reacción del hierro reducido (Fe^{2+}) con los sulfuros bacteriogénicos, producidos en condiciones diagenéticas anóxicas (Berner, 1981; Maynard, 1982).

Los lodos grises son asimismo los sedimentos hemipelágicos más homogéneos. El contenido relativo, en la fracción biógena, en foraminíferos bentónicos es superior al de los otros sedimentos hemipelágicos (Díaz, 1984). Huang y Stanley (1972) y Maldonado y Stanley

(1976) atribuyen a este tipo de sedimentos una mayor tasa de sedimentación que para el resto de los sedimentos hemipelágicos.

Lodos marrones

Las características texturales de estos lodos son similares a las de los lodos grises. Su aspecto es homogéneo y contrariamente a los lodos grises no presentan manchas de monosulfuros. Aparecen sólo en los testigos más alejados de la plataforma continental, alternando en el registro sedimentario con los lodos calcáreos claros y con arenas de foraminíferos.

Protosapropelas o lodos calcáreos orgánicos

Estos depósitos en su conjunto nunca forman niveles con un desarrollo superior a los 10 cm de espesor, apareciendo intercalados entre los lodos calcáreos de colores claros. Se caracterizan por la alternativa de capitas de colores claros ricas en nannofósiles, y de color gris oscuro, ricas en monosulfuros. La bioturbación posterior puede enmascarar parcialmente las características del conjunto.

Este tipo de sedimento está relacionado genética y litológicamente con los sapropelas si bien no pueden ser considerados como verdaderos sapropelas (Maldonado y Stanley, 1975) debido al escaso contenido en materia orgánica. Las capas claras contienen algunos foraminíferos piritizados. En el área del estudio no se han identificado sedimentos comparables a los sapropelas del Mediterráneo oriental y del Mar Negro.

Lodos con óxidos metálicos

Estos sedimentos hemipelágicos pueden tener las características texturales de cualquiera de los tres primeros tipos citados, siendo más semejantes a los lodos hemipelágicos grises. La propiedad que los define es una fina laminación en capas milimétricas de color marrón oscuro o naranja pálido que alterna con otro tipo de sedimentos. Esta laminación puede estar totalmente destruida, quedando únicamente una zona de la columna sedimentaria claramente individualizada por la diferencia de color.

Así pues la característica fundamental de este tipo de sedimento es el color, siempre anaranjado, y que puede estar sobrepuesto al color de otro sedimento hemipelágico. El color marrón prácticamente aparece sólo en la base de los lodos oxidados calcáreos del techo de los testigos y donde estos no alcanzan un gran espesor.

Este tipo de sedimento está generalmente presente

en la zona de transición de los lodos hemipelágicos grises a lodos calcáreos. Algunos niveles de este tipo pueden aparecer interstratificados en los lodos calcáreos claros o en los lodos marrones pero nunca en los lodos hemipelágicos grises.

Arenas de foraminíferos

Estos son materiales hemipelágicos retrabajados que aparecen formando estratos de espesor variable, constituidos en más de un 70% por foraminíferos planctónicos y fragmentos de pterópodos y foraminíferos.

La clasificación media es de 3.2 phi y la angulosidad media es de 1.8. Están interstratificadas con lodos hemipelágicos o materiales turbidíticos. Las arenas de foraminíferos según Díaz y Maldonado (1983) responden a corrientes episódicas de fondo que retrabajan sedimentos preexistentes aumentando el grado de selección de estos.

Sedimentos gravitativos

Se incluyen en este grupo diversos tipos de sedimentos asociados genéticamente y originados a partir de flujos gravitativos (Middleton y Hampton, 1973). En el área del estudio se distinguen dos tipos principales en función del tipo de proceso que los origina.

Lodos gravitativos y lodos de talud

Los lodos hemipelágicos, los lodos de talud y los lodos gravitativos son el resultado de un balance entre flujos gravitativos de diversa densidad y procesos posicionales asociados con suspensiones. En un extremo están los lodos gravitativos y en el otro los lodos hemipelágicos (Maldonado y Canals, 1982).

El color dominante de los lodos de talud es el gris claro y el beige claro, sin presentar nunca acumulaciones de óxidos metálicos. El contenido en foraminíferos planctónicos en la fracción arena es menor que en los lodos hemipelágicos, aunque continúa siendo mayoritario y los componentes de la fracción arena presentan indicios de transporte (Díaz, 1984). El valor medio de la media es de 7 phi y la angulosidad tiene valores muy próximos a 2. El contenido en carbonato varía dentro de los mismos márgenes que en los lodos hemipelágicos (31-58%), aunque en los lodos de talud es ligeramente inferior (valor medio 40%) al contener menos arena (Díaz y Maldonado, 1983). Tienen un mayor contenido en limos.

Genéticamente los lodos de talud representan materiales de grano fino, procedentes de la parte alta del

talud, que han sido transportados a zonas más profundas por flujos gravitativos de baja densidad (Maldonado y Canals, 1982).

Sedimentos turbidíticos

Sólo un testigo presenta este tipo de materiales. El testigo K-25, situado en la base del escarpe del banco

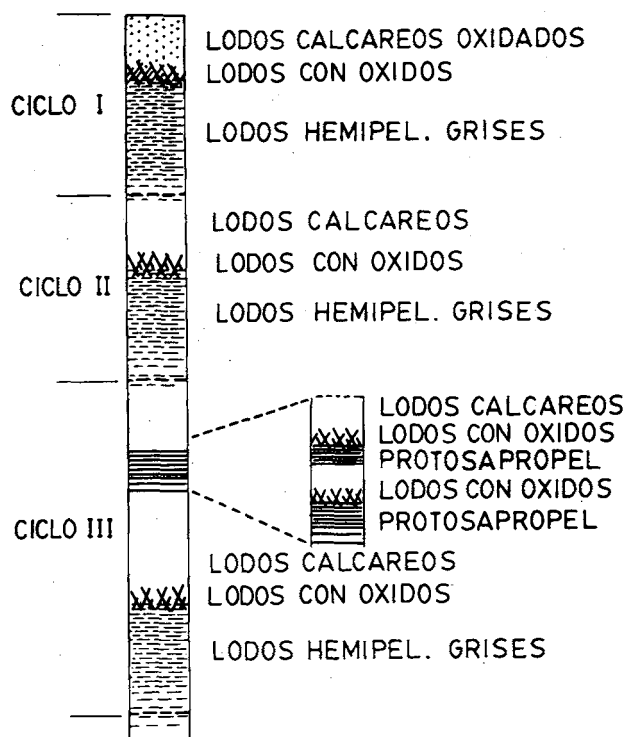


Figura 2.- Características de los ciclos hemipelágicos en los testigos objeto de este trabajo. La presencia o ausencia del nivel de protosapropel así como sus características están en función de la profundidad a la que fué obtenido el testigo. La escala vertical no es real.

Figure 2.- Idealized representation of the three uppermost emipelagic cyclic sequences of the southwestern Mediterranean, compiled from piston cores. This sequence varies with the depth of the core sample and it is best developed, with more metal-enriched, layers in the deeper cores.

de Emile-Baudot, tiene varias secuencias turbidíticas, con contactos basales erosivos, en las que las arenas bioclásticas procedentes de la plataforma gradan a limos y arcillas, con contenidos mínimos en carbonato. Los lodos turbidíticos son los sedimentos estudiados con menor contenido en carbonato en todo el margen Balear, tienen una media proxima a 7 phi y una angulosidad de 2.5 (Díaz y Maldonado, 1983).

LOS CICLOS HEMIPELÁGICOS DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

Los depósitos hemipelágicos del Margen Surbalear presentan como los del Mediterráneo oriental un desarrollo cíclico (Maldonado, 1978; Kelling et al., 1979; Canals, 1980). Cada ciclo consta de tres términos: lodos grises en la base que pasan a lodos calcáreos claros en el techo con un término intermedio de reducido espesor, de lodos con contenido relativamente alto en óxidos de Fe y Mn. Este término puede estar más o menos diluido por efecto de la bioturbación. El ciclo superior presenta los lodos calcáreos en estado fuertemente oxidado. El tránsito de los lodos calcáreos de un ciclo a los lodos hemipelágicos grises del siguiente ciclo es siempre muy gradual (Fig. 2).

Canals (1980) llama niveles sapropélicos a los términos intermedios de los ciclos citados. En este trabajo y para no crear confusiones con los sapropeles del Mediterráneo oriental se utiliza el término de «lodos marrones o anaranjados con óxidos metálicos». Se aplica el término «protosapropel» a las intercalaciones de capas muy finas y ricas en monosulfuros en los lodos calcáreos en cuyo caso los lodos calcáreos infrayacentes están finamente laminados, indicando una degeneración progresiva de las condiciones fisicoquímicas de las masas de agua profundas, en el sentido de una disminución del contenido en oxígeno. Es característica la presencia de este nivel protosapropélico en los lodos calcáreos del tercer ciclo, que localmente presenta una o varias capas de óxidos metálicos intercaladas.

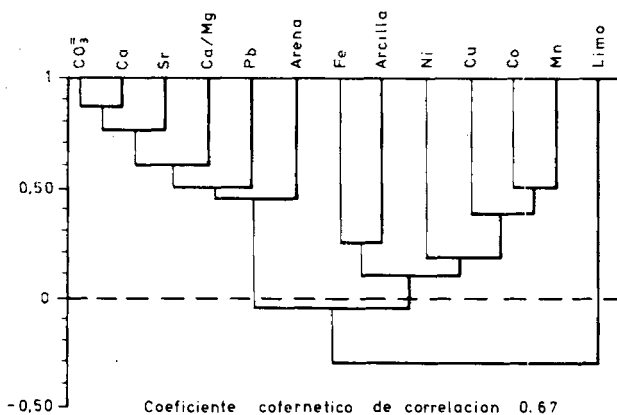


Figura 3.- Dendrograma obtenido a partir de la matriz de correlaciones de los parámetros texturales y geoquímicos (n = 191).

Figure 3.- Correlation dendrogram plot of textural and geochemical variables of 191 samples.

Así, los testigos con un mayor desarrollo de los sedimentos hemipelágicos, presentan en la parte superior dos ciclos consecutivos típicos, caracterizados por un tránsito de lodos grises a lodos calcáreos, que en el ciclo superior están oxidados. En los testigos más distales del margen continental los lodos grises tienen muy poco espesor o pueden estar sustituidos por lodos marrones.

El tercer ciclo en conjunto es igual a los dos superiores, diferenciándose de estos por presentar una o dos intercalaciones de protosapropeles y capas de lodos marrones y anaranjados con óxido de Fe y Mn muy finamente laminados en el término calcáreo. Este término, en la mayoría de los testigos presenta un mayor desarrollo (Fig. 2). Por debajo de los lodos grises de este ciclo aparecen, en algunos testigos, más alternancias de lodos grises o calcáreos con óxidos metálicos y protosapropeles de difícil correlación.

RESULTADOS DEL TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DEL CONJUNTO DE PARÁMETROS GRANULOMÉTRICOS Y GEOQUÍMICOS.

Aproximación analítica

El tratamiento se ha realizado sobre 191 muestras con todas las variables determinadas de un total de 234 muestras analizadas para este trabajo. La exclusión de 37 muestras, que no han sido analizadas texturalmente, en el tratamiento estadístico se debe a que el fichero de entrada de datos, exige para cada muestra el mismo número de variables. Posteriormente se discute el resultado del tratamiento estadístico de las 234 muestras eliminando las variables granulométricas.

Las variables introducidas para el tratamiento son las siguientes: carbonato, hierro, manganeso, cobalto, plomo, níquel, cobre, estroncio, calcio, relación molar calcio/magnesio (RCM), arena, limo y arcilla. En la Tabla 1 se presenta una descripción somera de las variables en la que destacan los valores relativamente altos de la desviación típica del manganeso y la arena.

Tratamiento estadístico global

El dendrograma define dos grupos de variables asociadas, con coeficientes de correlación decrecientes (Fig. 3). El primer grupo está formado por la asociación de las variables siguientes: CO_3 -Ca-Sr-Ca/Mg-Pb y arena. El segundo grupo lo constituye la asociación de los elementos de transición (Mn, Co, Ni y Cu) por un lado y arcilla y Fe por otro, con coeficientes de correlación relativamente bajos. No existe correlación entre

TABLA 1.- Resultados del tratamiento del total de variables. A, descripción somera de las variables. B, valores propios de la varianza de los 10 primeros factores; C, composición de los tres primeros factores. *RCM: Relación molar Ca/Mg.

TABLE 1.- Geochemical and textural values of variables for 191 samples. A, mean, standard deviation, maximum and minimum values of 13 variables; B, eigenvalues, eigenvalues portin and cummulative portion of the ten first factors of the principal component analysis based on the correlation coefficient matrix; C, scoring coefficient matrix of variables for the first three factors.

Variable	Media	Desviación típica	Mínimo	Máximo
CO ₃	47.2	10.6	16.4	76.2
Fe	8.5	3.1	2.9	25.5
Mn	583.8	510.8	150.0	4100.0
Co	13.8	5.7	7.0	70.0
Pb	22.3	5.6	8.0	41.0
Ni	22.9	7.7	6.0	47.0
Cu	19.4	7.2	7.0	47.0
Sr	534.1	162.4	196.0	1126.0
Ca	20.8	3.0	6.9	27.2
RCM*	14.2	4.0	4.8	29.0
Arena	14.0	12.6	2.0	69.1
Limo	23.9	8.4	7.3	65.6
Arcilla	62.3	12.1	16.0	79.8

	Valor propio	Porcentaje	Porcentaje Acumulado
1	4.862	37.40	37.40
2	2.350	18.08	55.48
3	1.357	10.39	65.87
4	1.192	9.17	75.04
5	0.742	5.71	80.75
6	0.579	4.38	85.13
7	0.514	3.96	89.09
8	0.480	3.70	92.79
9	0.364	2.80	95.59
10	0.281	2.17	97.76

Variabes	Factor 1	Factor 2	Factor 3
CO ₃	-0.935	-0.062	-0.109
Fe	0.585	0.297	0.371
Mn	-0.158	0.693	-0.374
Co	-0.430	0.569	-0.310
Pb	-0.725	0.265	0.018
Ni	-0.296	0.439	0.550
Cu	0.143	0.710	-0.278
Sr	-0.737	-0.179	-0.179
Ca	-0.877	-0.076	-0.260
RCM	-0.778	0.069	0.206
Arena	-0.686	-0.315	0.296
Limo	0.553	-0.401	-0.587
Arcilla	0.327	0.520	0.100

ambas asociaciones, el conjunto de las cuales está a su vez inversamente correlacionado con el contenido de limo.

Componentes Principales

Los resultados del análisis de componentes principales se exponen en la Tabla 1. Los factores 1 y 2 son tomados como válidos al sumar la varianza explicada por estos el 55.48% de la varianza total (Olade et al., 1979).

El primer factor viene definido en primer lugar por el carbonato cálcico y las mismas variables asociadas

a él en el dendrograma (CO₃, Ca, Ca/Mg, Sr, Pb y arena). Por otro lado limo y Fe contribuyen a la varianza con signo contrario al de las variables anteriores, lo que implica en este factor una bipolarización entre el carbonato, constituido por componentes planc-tónicos en más del 90% de los casos y el limo y Fe. Estos parámetros están asociados a los aportes terrígeno-detriticos (Carrol, 1958; Krisnswami y Sarin, 1976) y se relacionan con procesos gravitativos, al contrario de los primeros que lo están con procesos hemipelágicos. El primer factor, que podía denominarse genético, representa la influencia relativa de la sedimentación hemipelágica o terrígena y muestra distintos grados de «pelagización» de la sedimentación. Este factor explica un 37.4% de la varianza total.

El segundo factor está definido por la asociación de los elementos de transición (Mn, Co, Ni, Cu) y arcilla, a la vez que se apunta una cierta correlación inversa con el limo y la arena. Estas interrelaciones pueden indicar que la adsorción en las arcillas es el principal mecanismo de acumulación de estos metales en el sedimento. La adsorción se realiza preferentemente en materiales finos que permanecen largo tiempo en suspensión, en áreas de baja tasa de sedimentación y con bajos contenidos en arena de naturaleza biogénica y limos de origen detritico. La correlación inversa con la arena y no con el carbonato y los elementos alcalino-térreos es debida a la contribución frecuente y en ocasiones importante de los cocolitos, de tamaños comprendidos entre 1 y 4 micras, al contenido total de carbonato. La varianza explicada por este factor es del 18.08%.

Los metales que definen el factor 2 se concentran en los sedimentos en forma de óxidos. Estos en condiciones reductoras se disuelven y migran a través de la columna sedimentaria. Una contribución importante del factor 2 en una muestra implica una condiciones oxidantes durante su depósito, aunque los procesos diagénéticos pueden tener una cierta importancia como se discute posteriormente.

Tratamiento estadístico de las variables geoquímicas

La eliminación de las variables granulométricas y la adición de 37 muestras, de las que solo se poseen datos de las variables geoquímicas mejora sensiblemente la definición de los factores. La varianza explicada por el primer factor permanece prácticamente igual, mientras que el factor 2 aumenta en un 13% su varianza (Tabla 2).

La composición de los tres primeros factores en conjunto presenta valores propios más contrastados y per-

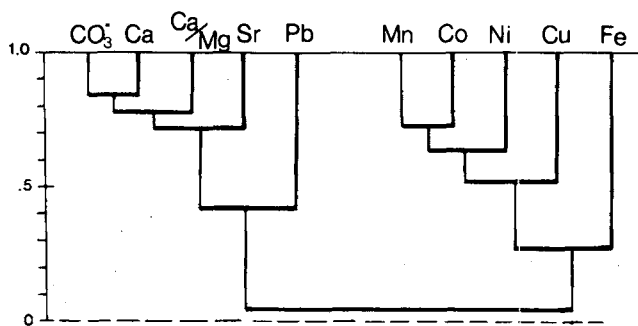


Figura 4.- Dendrograma obtenido a partir de la matriz de correlaciones en el tratamiento de los parámetros geoquímicos.

Figure 4.- Correlation dendrogram plot of geochemical variables of 234 samples.

mite definir con mayor claridad las interrelaciones entre las variables (Tabla 2c). El factor 1 agrupa, como en el tratamiento con las variables granulométricas, las variables ligadas al contenido en carbonato, disminuyendo respecto al tratamiento anterior el peso de la variable Pb. Por otra parte, el factor 2 está constituido por el conjunto de metales pesados, entre los cuales el plomo y el hierro han incrementado notablemente su influencia, aunque el hierro manifiesta asimismo una cierta independencia del conjunto de metales asociados al manganeso. La poca varianza explicada por el factor 3 pone de manifiesto que la citada independencia del hierro es muy ocasional, como se observa en el dendrograma (Fig. 4) obtenido con 234 muestras.

SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE LAS CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS

El factor 1 agrupa una serie de variables granulométricas y geoquímicas interrelacionadas entre sí y dependientes del ambiente deposicional. En este apartado se analiza cada una de las citadas variables así como las interrelaciones entre ellas. Asimismo se establecen las condiciones paleoambientales correspondientes a cada tipo de sedimento en el momento de su deposición con el fin de evaluar que parámetros, relacionados con las últimas fluctuaciones climático-eustáticas, son los responsables directos del carácter cíclico de los depósitos hemipelágicos en el área estudiada. Se analiza en primer lugar la relación entre las características texturales y la influencia relativa de los aportes detrítico-terrestres. En segundo lugar se discute la relación entre el carbonato y las variables asociadas (Ca, Ca/Mg,

Sr y Pb) y parámetros tales como la velocidad de sedimentación, productividad y aportes detrítico-terrestres.

Textura del sedimento

En las hemipelagitas se constata un decrecimiento del contenido medio en arena desde los lodos hemipelágicos calcáreos ($\bar{x} = 15.85\%$) hasta el protosapropel ($\bar{x} = 3.90\%$), aunque estadísticamente sólo son significativos los valores calculados sobre un mayor número de muestras y cuya desviación típica es menor (Tabla 3). La disminución progresiva del contenido medio en arena desde la hemipelagitas a los lodos de talud es paralela a una disminución de la relación bióge-

TABLE 2.- Resultados del tratamiento estadístico de las variables geoquímicas (n=234). A, descripción somera de las variables; B, valores propios de la varianza de los 10 primeros factores; C, composición de los tres primeros factores. + RCM: Relación molar Ca/Mg.

TABLE 2.- Geochemical values of variables for 234 samples. A, mean, standard deviation, maximum and minimum values of 10 variables; B, eigenvalues, eigenvalues portion and cumulative portion of the ten first factors of the principal component analysis based on the correlation coefficient matrix; C, scoring coefficient matrix of variables for the first three factors.

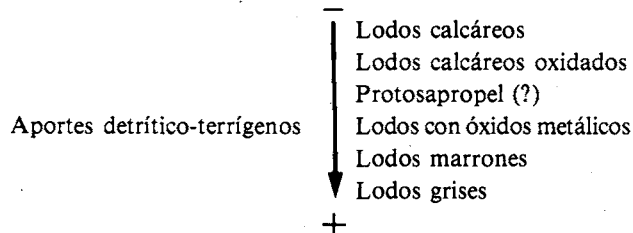
A				
Variable	Media	Desviación típica	Mínimo	Máximo
CO3	46.9	10.4	16.4	76.2
Fe	9.2	6.0	2.9	75.0
Mn	719.0	822.0	150.0	6800.0
Co	15.0	7.9	7.0	70.0
Pb	22.9	6.5	8.0	61.0
Ni	24.5	11.2	4.0	94.0
Cu	21.1	9.6	7.0	76.0
Sr	518.7	157.6	196.0	1126.0
Ca	20.7	2.9	6.9	27.2
RCM*	14.2	3.9	4.8	29.0

B			
Factor	Valor propio	Porcentaje	Porcentaje Acumulado
1	3.644	36.45	36.45
2	3.170	31.71	68.16
3	0.820	8.21	76.36
4	0.591	5.91	82.27
5	0.467	4.68	86.95
6	0.434	4.35	91.30
7	0.391	3.91	95.21
8	0.237	2.38	97.58
9	0.143	1.43	99.02
10	0.098	0.98	100.00

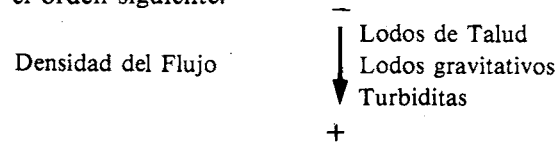
C			
Variables	Factor 1	Factor 2	Factor 3
CO3	-0.957	-0.063	-0.040
Fe	0.388	0.461	-0.732
Mn	-0.031	0.869	-0.087
Co	-0.216	0.866	0.075
Pb	-0.587	0.514	0.101
Ni	-0.134	0.792	-0.066
Cu	0.194	0.722	0.451
Sr	-0.810	-0.174	-0.018
Ca	-0.924	-0.053	-0.033
RCM	-0.788	-0.068	-0.225

nos planctónicos/terrágenos en esta fracción (Canals, 1980; Maldonado y Canals, 1982; Díaz y Maldonado, 1983; Díaz, 1984). En los sedimentos gravitativos la selección de los materiales detríticos durante el transporte por flujos de densidad actúa diversificando la composición y la textura de la fracción arena a lo largo el flujo (Maldonado y Canals, 1982).

El contenido en limo es netamente superior en los sedimentos gravitativos, que presentan valores medios superiores al 27.44%. Las hemipelagitas tienen valores medios del porcentaje de limo inferiores al 26%, con un valor medio mínimo en los lodos hemipelágicos calcáreos ($\bar{x} = 19.00\%$). La relación del limo con los aportes detrítico-terrágenos ya ha sido puesta de manifiesto a partir del análisis factorial, por su correlación negativa con los aportes de origen pelágico, tales como el carbonato de los componentes planctónicos y la arcilla. A partir de estos resultados puede considerarse una mayor influencia terrígena en los sedimentos hemipelágicos en la secuencia siguiente:



En los sedimentos gravitativos la influencia relativa de los flujos de densidad se refleja en el contenido de limo y arena, dado que la última es de origen nerítico, al contrario que en las hemipelagitas que es de origen epipelágico. La influencia de estos flujos aumenta en el orden siguiente:



El porcentaje de la fracción inferior a 4 micras tiene distintos significados en función del tipo de sedimento que se trate. En los sedimentos gravitativos el contenido en arcilla representa la contribución directa de los materiales detríticos finos aportados por suspensiones de diversa densidad, por debajo de la «línea de lodo» (Pierce, 1976; Stanley y Wear, 1978; Maldonado y Canals, 1982) así como por partículas en suspensión procedentes de la plataforma continental, transportadas por fenómenos de convección y advección (McCave, 1972). En los sedimentos hemipelágicos los materiales detríticos finos son aportados por suspensiones de densidad mucho menos que en los gravitativos formando

TABLA 3.- Media y desviación típica de los parámetros texturales de los 10 tipos de sedimentos diferenciados.

TABLE 3.- Textural characteristics of sediment types.

	Arena %	Limo %	Arc. %	Media Phi	Desv. Phi	Sk s. d	Ku s. d
ARENAS DE FORAMINIFEROS							
\bar{x}	52.79	12.99	34.14	6.45	3.17	-0.42	1.81
Dt	10.15	4.41	6.40	0.50	0.28	0.26	0.39
n	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00
LODOS HEMIPELAGICOS CALCAREOS							
\bar{x}	16.07	19.00	64.16	8.15	2.23	-1.13	4.07
Dt	8.25	4.96	8.26	0.37	0.38	0.35	1.28
n	47.00	47.00	47.00	47.00	47.00	47.00	47.00
LODOS CALCAREOS OXIDADOS							
\bar{x}	12.45	21.25	66.50	8.34	2.19	-0.93	3.71
Dt	3.51	5.54	5.40	0.37	0.19	0.31	0.83
n	13.00	13.00	13.00	13.00	13.00	13.00	13.00
LODOS CON OXIDOS DE Fe Y Mn							
\bar{x}	9.55	22.52	67.54	8.33	2.02	-0.93	3.86
Dt	5.07	6.26	6.55	0.30	0.22	0.37	0.95
n	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00
SEDIMENTOS HEMIPELAGICOS GRISES							
\bar{x}	8.35	25.52	66.11	8.18	1.99	-0.80	3.72
Dt	4.24	5.97	6.90	0.38	0.20	0.33	0.83
n	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00	44.00	45.00
LODOS MARRONES							
\bar{x}	11.55	24.40	64.04	8.08	2.05	-0.85	3.85
Dt	6.12	4.87	8.00	0.51	0.28	0.26	0.89
n	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00
PROTOSAPROPEL							
\bar{x}	3.90	22.20	73.90	8.46	1.50	-1.01	5.19
Dt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
n	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
LODOS DE TALUD							
\bar{x}	6.79	33.77	59.49	7.81	1.97	-0.41	2.90
Dt	2.69	9.46	8.45	0.52	0.11	0.44	0.56
n	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
LODOS GRAVITATIVOS							
\bar{x}	14.73	27.44	57.81	7.67	2.26	-0.51	2.73
Dt	9.55	5.97	11.31	0.64	0.30	0.26	0.56
n	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
SEDIMENTOS TURBIDITICOS							
\bar{x}	30.44	35.79	31.27	6.10	2.32	0.60	2.85
Dt	24.49	18.34	18.30	1.09	0.34	0.53	0.53
n	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00

una «lluvia hemipelágica». Esto en principio implica que el porcentaje de la fracción más fina debe ser mayor que en los sedimentos gravitativos, cumpliéndose sólo si no interaccionan otros factores como aportes epipelágicos importantes de origen eólico y corrientes de fondo, que actúan cerniendo el sedimento y transformando un sedimento hemipelágico en un depósito residual (Maldonado y Canals, 1982).

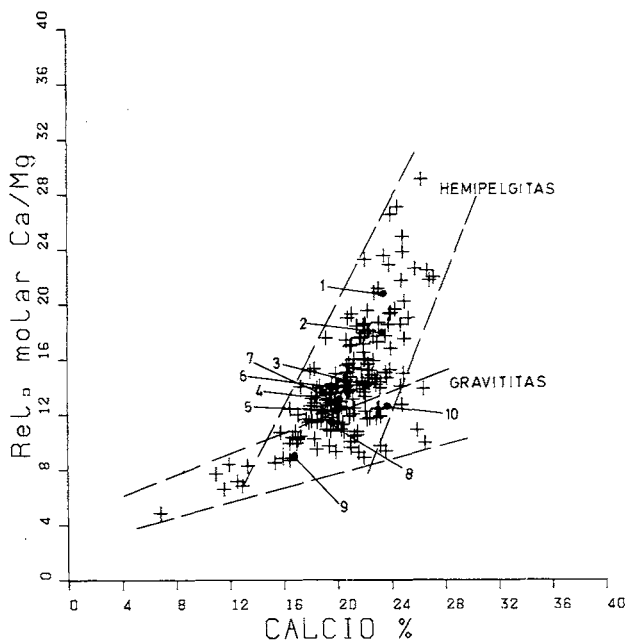


Figura 5.- Diagrama binario de la relación calcio - Ca/Mg en las muestras analizadas. Valores medios de los distintos tipos de sedimentos: 1. Ar. de foraminíferos; 2, L. calcáreos; 3. L. calcáreos oxidados; 4, 1 con óxidos; 5 L. grises; 6, L. marrones; 7, protosapropel, 8, L. Talud; 9, L. gravitativos; 10, turbiditas.

Figure 5.- Binary plot of % Ca/Mg ratio. Numbers refer to plots of mean values of the different sediment types. 1, foraminiferal sands; 2, calcareous oozes; 3, calcareous ooze layer of Cycle 1 (uppermost); 4, metal-enriched layers; 5, grey, hemipelagic muds; 6, brown muds; 7, «protosapropel»; 8, slope muds; 9, slope silty-muds; 10, turbidites.

Los diferentes tipos de hemipelagitas tienen porcentajes medios de arcilla superiores al 63%. Este porcentaje varía en función 3 factores: (1) los aportes detríticos de tamaño más grueso que reducen el contenido relativo de la fracción fina. Estos componentes detrítico-terrágenos, son más abundantes en los lodos grises y marrones (Canals, 1980; Díaz, 1984) que en los lodos calcáreos afectando pues en mayor grado el contenido en arcilla de los primeros; (2) los aportes biógenos epipelágicos de la fracción arena ejercen un efecto similar en los lodos calcáreos, y (3) la presencia de nanoplankton calcáreo (cocolitos) que aumenta el contenido absoluto de la fracción más fina. Los cocolitos producen un enriquecimiento en carbonato, independientemente del contenido en arena y ausencia de correlación negativa entre los porcentajes de la fracción arcilla y de carbonato.

Los lodos calcáreos oxidados de los techos de los testigos no presentan en ningún caso acumulaciones de cocolitos. Lo mismo ocurre en sedimentos equivalentes

del Canal de Valencia (Palanques, 1984) y en el abanico profundo del Ebro (B. Alonso, com. pers.). La ausencia de dichas acumulaciones es general en todos los lodos oxidados holocenos de los testigos, aunque pueden tener contenidos considerables en otros componentes planctónicos. Esta reducción en la proporción de cocolitos en la fracción biógena es un fenómeno generalizado asimismo en el Atlántico, donde los sedimentos holocenos contienen entre un 10 y un 30% de cocolitos, mientras que los de Pleistoceno varían entre el 40 y el 90% (Berger, 1976).

El contenido en carbonato y variables asociadas

La tasa de acumulación de carbonatos pelágicos viene determinada inicialmente por la abundancia de componentes planctónicos en la zona fótica, lo que está en función de la temperatura global, de la circulación atmosférica y oceánica, cantidad de nutrientes en el agua, insolación y penetración de la luz entre otros factores (Berger, 1976). La cantidad de carbonato de un sedimento, viene controlada además por los aportes terrígenos que enmascaran los componentes biógenos. En función de los aportes terrígenos puede existir toda una gradación desde lodos calcáreos pelágicos («calcareous ooze») a lodos hemipelágicos con mayor o menor contenido en componentes calcáreos. Así en los sedimentos hemipelágicos la cantidad relativa de carbonato depende de la productividad en la zona fótica, la dilución en los componentes terrígenos y la disolución de carbonatos por debajo de las lisoclinas del aragonito, de los foraminíferos y de los cocolitos (Milliman, 1974; Maldonado, 1978). La disolución de los carbonatos no se da actualmente en el Mediterráneo por ser una cuenca restringida, alimentada por aguas superficiales atlánticas saturadas en carbonato (Berger, 1971).

Una sedimentación rítmica se genera a partir de fluctuaciones en uno o varios de dichos tres factores (Eusele, 1982). En ausencia de disolución por debajo de la lisoclina, las fluctuaciones en los dos primeros factores controlan la alternancia cíclica de sedimentos ricos y pobres en carbonato.

En los lodos oxidados calcáreos del margen Balear el contenido medio en carbonato es de 52.77%. Estos lodos se encuentran exclusivamente en los techos de los testigos y registran el último ciclo sedimentario del Holoceno. Por debajo de estos lodos, están los lodos hemipelágicos grises cuyo contenido medio en carbonato es del 40.88%. Las tasas de sedimentación de los lodos oxidados calcáreos y de los lodos hemipelágicos grises son de 2 y 9 cm. 10^{-3} años respectivamente (Kelling et al., 1979). A partir de estos datos, del espesor

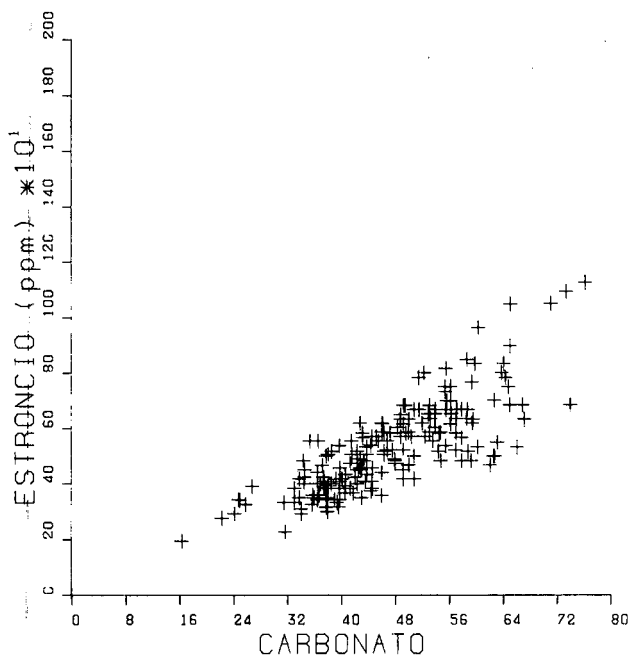


Figura 6.- Diagrama binario carbonato-estroncio.

Figure 6.- Binary plot of carbonate percent and Sr content (ppm).

y densidad de los niveles muestrados se han obtenido unas tasas aproximadas de acumulación de carbonato cálcico de $0.9 \text{ g. cm}^{-2} \cdot 10^{-3}$ años para lodos oxidados calcáreos y de $3.2 \text{ g. cm}^{-2} \cdot 10^{-3}$ años para lodos grises hemipelágicos. Ello implica que la productividad durante el depósito de los lodos calcáreos oxidados se ha reducido a un tercio de la existente durante la sedimentación de los lodos grises.

Por otra parte, la tasa de acumulación de aportes terrígenos correspondiente a los dos tipos de sedimentos más recientes es de $0.8 \text{ g cm}^{-2} \cdot 10^{-3}$ años para lodos oxidados calcáreos y de $4.8 \text{ g. cm}^{-2} \cdot 10^{-3}$ años para los lodos grises hemipelágicos. Estos cálculos ponen de relieve que la tasa de acumulación de aportes terrígenos se reduce a una sexta parte durante el depósito de los lodos calcáreos, que es el doble de la disminución de la producción de carbonato biogénico. Dado que no todo el carbonato existente en los sedimentos es de origen biogénico y suponiendo que la proporción de carbonato detrítico en la fracción terrígena se ha mantenido constante, se puede deducir que la reducción en la producción de carbonato biogénico ha sido de algo más de un tercio durante el depósito de los lodos calcáreos.

Los lodos grises han sido atribuidos a los períodos de oscilación del nivel eustático, mientras que los lo-

dos calcáreos se asimilan a las estabilizaciones de este, tanto durante máximos como mínimos (Maldonado, 1978); Maldonado y Stanley, 1979; Stanley, 1983). Sin embargo según el modelo de edificación de plataformas silíceo-clásticas en márgenes pasivos propuestos por Maldonado y Zamarreño (1983) la capa superior de lodos grises puede corresponder al último descenso, durante el cual la productividad debía ser mayor que la actual, así como la cantidad de aportes terrígenos como resultado de la progradación de las cuñas sedimentarias en la plataforma y el talud.

Relación Ca/Mg

En general la relación molar Ca/Mg presenta los valores máximos en aquellos sedimentos constituidos mayoritariamente por componentes biógenos planctónicos, observándose en los sedimentos hemipelágicos una clara tendencia hacia valores más bajos cuando el contenido en calcio y carbonato disminuye (Fig. 5, Tabla 4). Esta misma tendencia, aunque con menor gradiente se produce en los sedimentos gravitativos. En los sedimentos hemipelágicos se deduce que el magnesio se concentra preferentemente en la fracción terrígena, aumentando progresivamente la proporción en este elemento desde los lodos calcáreos hasta los lodos grises. Por el contrario los sedimentos gravitativos presentan todos ellos una relación Ca/Mg muchos menor que los sedimentos hemipelágicos con contenidos en calcio —y carbonato— equivalentes, como consecuencia de los aportes biógenos-detríticos de origen nerítico que presenta mayores proporciones de Mg en su composición mineralógica (Degens 1965).

Estroncio

En los sedimentos del margen balear, el valor medio de la relación Sr/Ca x 1000 oscila entre 2 y 3, no observándose diferencias significativas entre los distintos tipos de sedimentos. Estos valores son característicos en sedimentos hemipelágicos (Veizer y Demovie, 1974). Se observa además una disminución en la proporción de Sr en algunas muestras con contenidos elevados en carbonato (Fig. 6). Estas muestras se han identificado como lodos hemipelágicos calcáreos con cocolitos, los cuales debido a su composición calcítica incorporan menos estroncios en la red cristalina.

Para el conjunto de las muestras la proporción media de estroncio en el carbonato es aproximadamente de un 0.13%, siendo algo menor para los sedimentos con cocolitos. En consecuencia la variación del contenido en Sr de los distintos tipos de depósitos hemipelágicos viene determinada por la relación bióge-

TABLA 4.- Media y desviación típica de los parámetros geoquímicos de los 10 tipos de sedimentos diferenciados.

TABLE 4.- Mean and standard deviation of carbonate and metals content of sediment types.

	CaCO ₃ %	Sr ppm	Ca %	Ca/Mg s. d.	Pb ppm	Fe mg/g	Mn ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm
ARENAS DE FORAMINIFEROS (N: 9)										
x:	60.12	610.78	23.39	21.69	28.56	6.33	311.11	16.44	29.56	12.78
Dt:	8.05	83.82	2.13	5.30	4.19	1.32	232.59	2.42	4.72	4.92
LODOS HEMIPELAGICOS CALCAREOS (N: 51)										
x:	57.26	632.73	23.24	18.02	26.04	7.04	623.63	14.90	25.49	17.16
Dt:	6.68	146.89	1.65	3.25	4.49	1.31	274.50	4.93	5.33	8.02
LODOS CALCAREOS OXIDADOS (N: 15)										
x:	52.77	624.13	21.98	14.15	23.93	8.16	666.33	14.80	25.73	27.00
Dt:	5.47	107.01	1.40	1.60	4.88	1.70	342.53	2.76	6.06	6.87
LODOS CON OXIDOS DE Fe y Mn (N: 59)										
x:	43.35	454.36	20.06	13.33	23.71	13.27	1416.15	19.53	28.29	27.49
Dt:	6.81	107.48	1.92	3.03	8.08	10.31	1336.00	13.15	17.11	12.28
LODOS HEMIPELAGICOS GRISES (N: 52)										
x:	40.88	442.60	19.48	12.68	20.19	8.26	417.17	12.31	20.77	20.15
Dt:	4.14	87.69	1.67	1.61	4.06	1.47	281.21	2.50	7.26	6.40
LODOS MARRONES (N: 8)										
x:	40.26	403.75	19.48	14.06	22.75	8.84	548.75	13.38	18.63	21.25
Dt:	3.97	88.59	1.54	2.31	4.60	1.30	200.40	3.31	5.17	3.80
PROTOSAPROPEL (N: 1)										
x:	36.60	555.00	18.70	14.04	21.00	9.25	390.00	17.00	45.00	26.00
LODOS DE TALUD (N: 15)										
x:	39.21	448.07	18.97	11.78	19.00	8.43	464.80	12.67	17.33	20.60
Dt:	4.59	74.87	1.65	1.45	2.53	1.37	207.64	2.98	6.94	4.63
LODOS GRAVITATIVOS (N: 16)										
x:	39.26	506.38	16.94	9.47	18.81	10.43	212.50	11.19	27.25	16.06
Dt:	15.47	218.08	5.33	2.42	8.28	5.05	40.39	3.13	11.93	4.13
SEDIMENTOS TURBIDITICOS (N: 8)										
x:	54.66	728.38	23.75	12.28	23.75	6.29	405.63	14.38	18.63	15.50
Dt:	12.00	251.18	2.51	3.14	8.15	2.53	39.25	6.02	6.54	7.12

nos/terrigenos y la proporción de microfauna y nanofauna en la fracción biógena.

Plomo

El contenido en plomo en las muestras varía entre 8 y 41 ppm con un valor medio de 22 ppm. Los valores medios de los diversos tipos de sedimentos oscilan entre 19 y 29 ppm (Tabla 4) existiendo una correlación con el contenido en carbonato. La excepción son los lodos con óxido metálicos en los cuales la relación Pb/CO₃Ca es menor y la desviación estandar mayor, apuntando la existencia de mecanismos de acumulación de este metal independientes de los componentes del factor 1.

La correlación existente entre el Pb y el carbonato en la mayoría de los tipos de sedimentos diferenciados y su inclusión en el factor 1, indican que el mecanismo de control de la concentración de Pb en el sedimento debe estar relacionado con los componentes biógenos o con los mecanismos climáticos y oceanográficos que favorecen la acumulación de dichos componentes en el sedimento. El plomo es el elemento que con mayor facilidad es concentrado por los organismos marinos, siendo el primer elemento de la secuencia de estabilidad de complejos metálico-orgánicos establecida por Irwing-Williams en 1948 (Goldberg, 1965). Popova (1961) demostró que los carbonatos de metales pesados de baja solubilidad, como CoCO₃ y PbCO₃, son

eliminados totalmente de una solución como consecuencia de la precipitación de CaCO_3 . La presencia de restos de caparzones constituidos originariamente por aragonito favorece la concentración de Pb en el sedimento, que no es alterada por transformación diagénica del aragonito en calcita. Así la proporción de plomo en los sedimentos estudiados debe depender básicamente de la productividad y de la proporción de componentes biógenos y «pellets» fecales en el sedimento, así como de los procesos diagénicos que pueden producir cierta redistribución de los iones acumulados en compuestos inestables, lo cual se deduce por la elevada concentración en plomo en alguna capa con óxidos metálicos.

El elevado valor propio del cobalto es el factor 1 del análisis de componentes principales sugiere que probablemente los mecanismos de acumulación del plomo, pueden ser en parte válidos para este elemento, aunque se observe un claro predominio de los procesos relacionados con el segundo factor.

Metales pesados: concentraciones y discusión

El factor 2 definido en el análisis de componentes principales, agrupa los metales de transición (Mn, Ni, Co y Cu) con la fracción arcilla. Estas variables son las que poseen los valores propios más elevados. El hierro y el plomo muestran una participación discreta en este factor, mientras que la arena y el limo intervienen con signo negativo, lo que en conjunto indica una asociación preferente de los metales pesados con la fracción granulométrica más fina.

Antecedentes

A pesar de la diversidad de origen de los metales, los mecanismos de precipitación y asociación al sedimento tienen características comunes. Los metales se asocian a sustancias sólidas en el medio acuático mediante cuatro mecanismos: 1) adsorción, 2) coprecipitación con óxido hidratados de Fe y Mn, 3) complejificación con moléculas orgánicas, y 4) incorporación en la red cristalina (Gibbs, 1973).

Por otra parte los óxidos metálicos pueden precipitar en la interfase agua-sedimento o bien por debajo, como consecuencia de la migración en forma iónica a partir de zonas de la columna sedimentaria donde la oxidación de la materia orgánica agota el oxígeno disuelto y el asociado a los óxidos (Lynn Bonatti, 1965; Froelich et al., 1979; Klinkhammer, 1982; Sawlan et al., 1983).

El reciclado de los metales en las capas superiores de los sedimentos marinos es un importante aspecto del ciclo geoquímico de éstos. La influencia de dichos reciclado en la distribución del manganeso en la columna sedimentaria es bien conocida, caracterizándose la capa superior de la columna sedimentaria a menudo por concentraciones mayores en este elemento (Wagnersky, 1962; Lynn y Bonatti, 1965; Li et al., 1969; Van der Wieijden et al., 1970). Asimismo elementos como Ni y Co a menudo se encuentran en proporciones superiores en dicha capa (Bonatti et al., 1971), mientras que el cobre presenta una distribución más confusa, jugando probablemente un papel importante en todos los casos la distribución de la materia orgánica (Nissenbaum et al., 1976).

La evolución diagénica de la materia orgánica y el consumo progresivo de distintos oxidantes se ha establecido a partir del análisis de los fluidos intersticiales de la parte superior de la columna sedimentaria reciente (Emerson et al., 1980; Froelich et al., 1979; Klinkhammer, 1980; Klinkhammer et al., 1982; Sawlan et al., 1983).

El modelo de Froelich y col., (1979) para la oxidación de la materia orgánica marina, establece que la oxidación de ésta se realiza a partir de la reducción de sustancias progresivamente menos energéticas. El primer elemento utilizado en la oxidación de la materia orgánica es el oxígeno, el cual para una materia orgánica similar a la del modelo de Redfield (1958) produce una energía máxima. Cuando la cantidad de oxígeno ha disminuido lo suficiente las condiciones son favorables para la utilización del siguiente agente oxidante en orden de eficacia. El espesor de la zona oxigenada en los sedimentos hemipelágicos dependerá de los aportes de materia orgánica, y de la tasa de sedimentación en un punto dado. Este espesor decrece sistemáticamente en dirección a los márgenes continentales, reduciéndose a la mínima expresión en los sedimentos de la plataforma continental. A la fase de oxidación aeróbica le sigue la fase sub-oxigenada («suboxidic», Froelich et al., 1979) en la cual el oxígeno ha sido prácticamente eliminado, y los nitratos y los óxidos de manganeso son reducidos para la oxidación de la materia orgánica. Este proceso tiene lugar por debajo de la zona oxigenada, existiendo una zona de difusión que separa la parte superior, en la cual se reducen los nitratos y se oxida el manganeso (II), de la inferior, en la cual se reducen los nitratos y el manganeso (IV) (Sawlan et al., 1983).

La siguiente fase afecta al Fe^{3+} . La reacción de reducción de este, parcialmente solapada con la reduc-

ción del Mn^{4+} , incorpora el Fe^{2+} a la solución intersticial. No se detecta Fe^{2+} disuelto donde el nitrato no ha sido totalmente consumido (Froelich et al., 1979). A la misma profundidad de la columna sedimentaria existe un incremento de Fe^{2+} disuelto con la proximidad al margen continental, es decir con el aumento de tasa de sedimentación y con la cantidad de aportes de materia orgánica (Sawlan et al., 1983).

La precipitación de monosulfuros de hierro tiene lugar cuando las condiciones redox son favorables para que se inicie la reducción de los sulfatos. El inicio de esta reacción significa un importante cambio en las condiciones microambientales al ser una reacción mucho menos energética que la correspondiente a la reducción del Fe^{3+} (Froelich et al., 1979).

Hierro

El contenido en hierro en las muestras analizadas oscila entre 2.9 y 75 mg/g, hallándose los valores medios de los diversos tipos de sedimentos entre 6 y 13 mg/g (Tabla 4). En este intervalo se agrupan el 75% de las muestras. Existe una correlación inversa (-0.57) entre el contenido en hierro y el de carbonato, que es debida a la presencia de fuertes acumulaciones de óxidos de hierro en los sedimentos con contenidos relativamente bajos (32-48%) en carbonato y no a la ausencia de hierro en los sedimentos carbonatados. Dichas acumulaciones corresponden a los lodos con óxidos metálicos localizados en el contacto entre los lodos grises y los lodos calcáreos de los ciclos hemipelágicos, así como a las delgadas capas de óxidos metálicos intercaladas entre el término calcáreo del tercer ciclo hemipelágico.

Manganeso

El contenido en manganeso del 80% de las muestras oscila entre 150 y 900 ppm, correspondiendo los valores más altos a lodos con óxidos o bien a lodos calcáreos (Tabla 4). Los valores medios máximos corresponden a estos tipos de sedimentos, observándose para el conjunto de los sedimentos una relación inversa entre el contenido en manganeso y la velocidad relativa de sedimentación. No obstante los lodos con óxidos muestran concentraciones anormalmente altas, producidas por procesos diagenéticos de redistribución en la columna sedimentaria o por precipitación masiva (McGeary et al., 1973; Degens et al., 1976; Maldonado et al., 1978, Klinkhammer, 1982).

Los lodos con óxidos metálicos se identifican en los testigos por una laminación, no siempre existente y por la presencia de colores amarillos o pardo-oscuros. Es-

tos distintos grados de pigmentación, son debidos a la proporción relativa de Fe y Mn y más concretamente de óxidos de Fe (amarillos) y de manganeso (negros). En el diagrama binario entre el contenido absoluto en Fe y el cociente Fe/Mn, las muestras con color preponderantemente amarillo, se sitúan en el sector definido por altos contenidos en Fe y bajo cociente Fe/Mn o bien por bajos contenidos en hierro asociados a un alto cociente Fe/Mn (Fig. 7).

Cobalto

La concentración en cobalto del 90% de las muestras está comprendida entre 7 y 20 ppm con un valor medio de 15 ppm. El diez por ciento restante comprende parte de las muestras correspondientes a lodos con óxidos de Fe y Mn, donde se alcanza un máximo de 70 ppm. Los sedimentos con menor contenido medio en cobalto son los lodos gravitativos, lodos de talud y lodos hemipelágicos grises, cuyos valores medios oscilan entre 11 y 13 ppm (Tabla 4). El valor medio en los lodos con óxidos metálicos es de 19.5 ppm. Destaca el valor correspondiente a las arenas de foraminíferos (16.44 ppm), más alto que el de los lodos calcáreos (14.8 ppm) lo que hace suponer una cierta relación entre el cobalto y el contenido en carbonato y concretamente con los componentes planctónicos de la fracción arena.

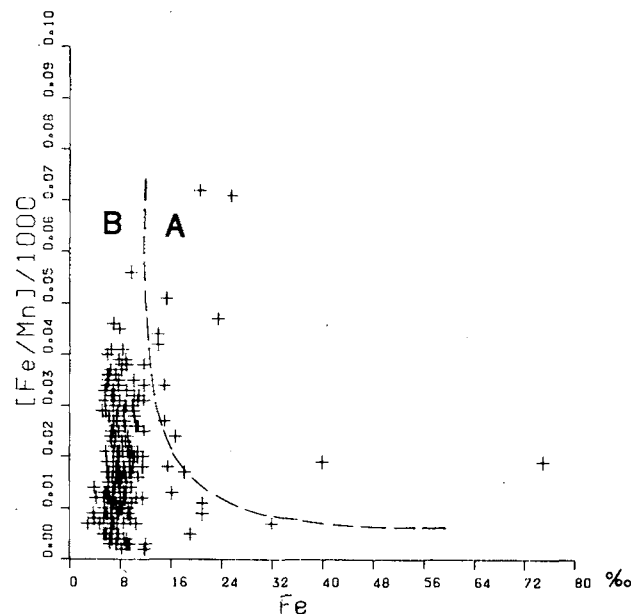


Figura 7.- Diagrama binario Hierro-Fe/Mn. A: muestras correspondientes a lodos con óxidos de color amarillo. B: muestras restantes.

Figure 7.- Binary plot % Fe and Fe/Mn. 10^3 ratio. A, yellow metal-enriched samples. B: other samples.

La contribución de los componentes biógenos calcáreos al incremento de la concentración en cobalto en el sedimento se apunta ya en el análisis de componentes (Tabla 2), donde se observa que en el factor 1 el Co tiene una contribución, aunque discreta, superior a las de los demás metales a excepción del Pb. La correlación entre Co y Pb ($r: 0.49$), así como la contribución del Pb al primer factor, hacen sospechar que el mecanismo que controla la concentración de Pb en el carbonato biógeno, sea asimismo responsable de la coprecipitación del Co. Aunque la concentración en Co viene fundamentalmente determinada por los mismos procesos que afectan al Mn, y Cu, se puede concluir que las relaciones entre los procesos deposicionales que rigen la concentración inicial y los procesos diagenéticos responsables de la migración selectiva de este elemento a partir de los compuestos solubles en condiciones suboxidantes, son los factores que controlan la concentración final de Co en el sedimento.

Níquel

La concentración en níquel de las muestras analizadas presenta una mayor dispersión que la correspondiente al Co con el 92% de las muestras con concentraciones entre 10 y 40 ppm. Las concentraciones mínimas corresponden a lodos de talud y turbiditas así como lodos marrones, todos ellos con un valor medio por debajo de 20 ppm. Destaca el valor de la muestra identificada como protosapropel, más que por su valor absoluto, por no presentar correspondencia con los valores del Mn. Esta muestra, con unos contenidos en hierro y cobre, algo por encima de la media, corresponde a una facies geoquímica representativa de la presencia de sulfuros de Fe, en los cuales el Ni y el Cu son elementos coprecipitados (Jenne, 1976).

Cobre

El valor medio de la concentración en cobre en las 234 muestras analizadas es de 21 ppm (ds: 9.5 ppm). El 85% de las muestras tienen concentraciones comprendidas entre 7 ppm (valor mínimo detectado) y 30 ppm. El 15% restante corresponde a muestras de sedimentos hemipelágicos, clasificados como lodos calcáreos oxidados, lodos con óxidos de Fe y Mn y protosapropel. El máximo valor detectado es de 76 ppm y corresponde a lodos con altas concentraciones en todos los metales pesados analizados.

La acumulación de cobre en los lodos con óxidos de Fe y Mn se explica por la removilización del cobre como participante pasivo durante la reducción del MnO_2 y posterior acumulación en las fases sólidas de este com-

puesto (Sawlan et al., 1983). La distribución vertical del cobre en los fluidos intersticiales, que está controlada por los procesos de oxidación-reducción de los principales oxidantes, muestran en testigos del Atlántico y del Pacífico, una máxima concentración en el techo de los testigos (Klinkhammer, 1980; Klinkhammer et al., 1982, Sawlan et al., 1983). Esta acumulación de cobre en los fluidos intersticiales de la zona de la columna sedimentaria en la que predominan los procesos diagenéticos aeróbicos, es debida a la destrucción de los compuestos orgánicos que actúan como principal fuente de aportes de cobre al sedimento (Klinkhammer, 1980). La rápida oxidación de la materia orgánica en la parte superior de la columna sedimentaria en ambientes oxidantes hace que una gran parte del cobre sedimentario escape a la columna de agua y solo una mínima parte, en forma de complejos orgánicos con fuertes enlaces, se conserve en el sedimento (Klinkhammer, 1980; Klinkhammer et al., 1982 y Sawlan et al., 1983).

La rápida removilización del cobre hacia la columna de agua explica que las mayores concentraciones en cobre se den en los lodos oxidados calcáreos recientes, mientras que los lodos calcáreos depositados en condiciones oceanográficas equivalentes pero estratigráficamente más antiguos, presentan una concentración media mucho más baja debida a la total oxidación de la materia orgánica acumulada en éstos. La elevada concentración de cobre en el protosapropel se debe al depósito en condiciones anóxicas sobre el fondo que favorecen la conservación de la materia orgánica y de los metales asociados a ésta.

CONCLUSIONES

Los ciclos hemipelágicos del margen continental Balear se interpretan como el resultado de las variaciones de la tasa de sedimentación provocadas por las fluctuaciones climático-eustáticas del Cuaternario. En función de estas oscilaciones se producen cambios en la proporción entre aportes biógenos y detrítico-terrestres que se manifiestan en la composición más o menos carbonatada del sedimento.

Los lodos grises corresponden a períodos de alta tasa de sedimentación (Maldonado y Stanley, 1976), con predominio de los aportes detrítico-terrestres a pesar de la alta productividad de las aguas superficiales. Para el término de lodos grises correspondiente al último ciclo, la tasa de sedimentación es de 9 cm. 10^{-3} años, que representa una tasa de acumulación neta para los materiales terrestres de 4.8g. $cm^{-2} \cdot 10^{-3}$ años y para

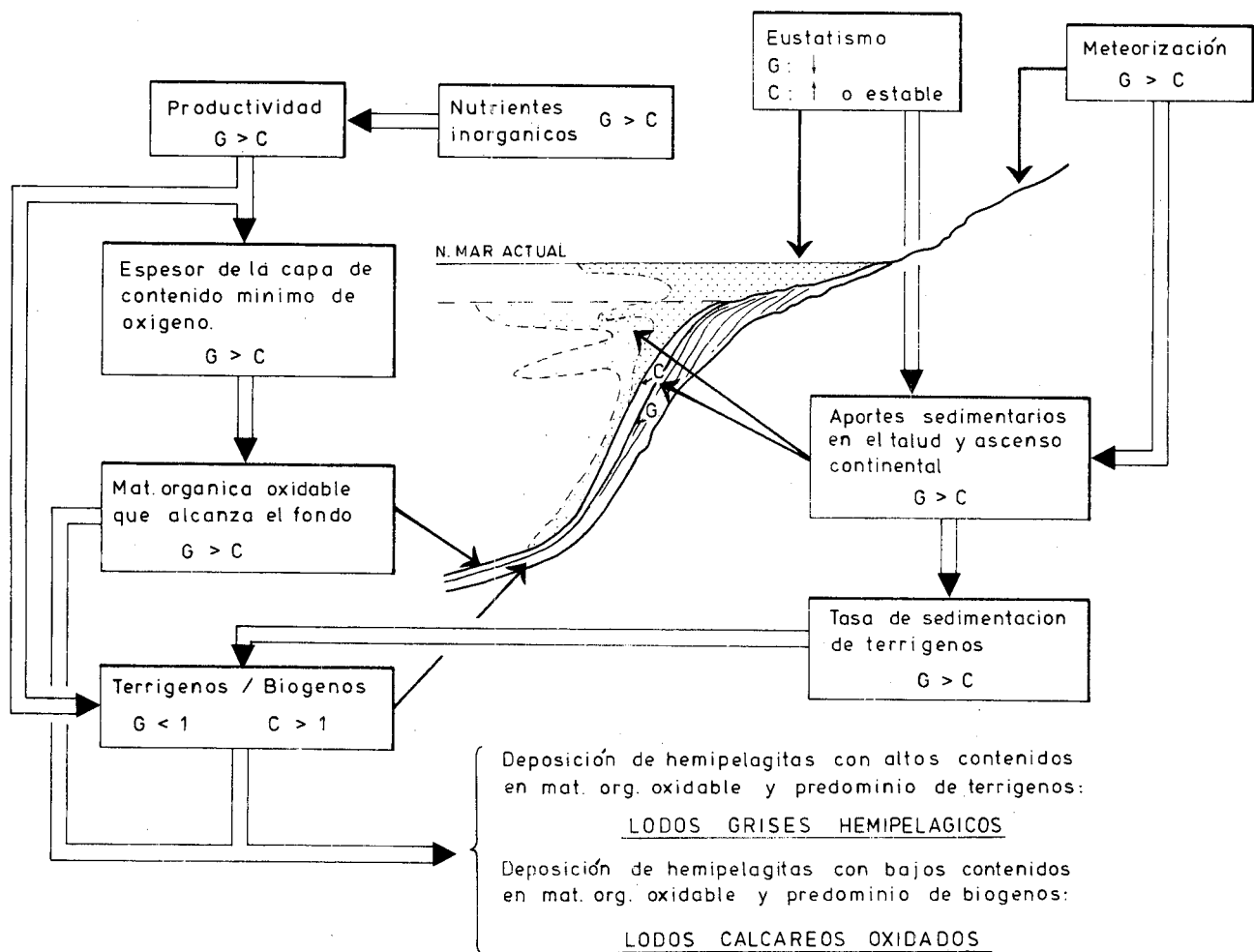


Figura 8.- Influencia relativa de los factores oceanográficos durante la sedimentación de los lodos grises (G) y de los lodos calcáreos oxidados (C).

Figure 8.- Schematic diagram showing the relative importance of oceanographic parameters during deposition of the grey, terrigenous muds (G) and the calcareous oozes (C).

los aportes biógenos de $3.2 \text{ g.cm}^{-2} \cdot 10^{-3}$ años. La tasa de sedimentación de los lodos calcáreos oxidados es 4.5 veces inferior a la de los lodos grises, sin embargo en éstos las tasas de acumulación de los materiales terrígenos y biógenos son de 0.8 y $0.9 \text{ g.cm}^{-2} \cdot 10^{-3}$ años respectivamente. Así, la tasa de acumulación de la fracción biógena en los lodos calcáreos oxidados es del orden de 3.5 veces inferior a la de los lodos grises. Esto se explica por la mayor concentración de nutrientes inorgánicos en el agua, en relación con la mayor cantidad de aportes procedentes del continente durante la deposición de los lodos grises. El incremento de productividad, a su vez, provoca un aumento de la demanda de oxígeno y en consecuencia un bajo estado de oxidación de la materia orgánica que alcanza el fondo (McCave, 1975), acumulándose por debajo de la inter-

fase agua-sedimento donde se oxida en los primeros estadios de la diagénesis.

Cuando se produce una disminución drástica de los aportes del continente, debido a un cambio en las condiciones climático-eustáticas, la productividad de la masa de agua sufre asimismo una disminución importante así como la demanda de oxígeno en la columna de agua. Por tanto la cantidad de materia orgánica en suspensión es inferior y por otro lado la columna de agua contiene más oxígeno disuelto capaz de oxidarla antes de alcanzar el fondo. Así se desarrollan los dos tipos de depósitos hemipelágicos básicos condicionados por las características oceanográficas: lodos grises y lodos calcáreos. Los primeros, con bajo contenido en carbonato y alto contenido en materia orgánica oxidable

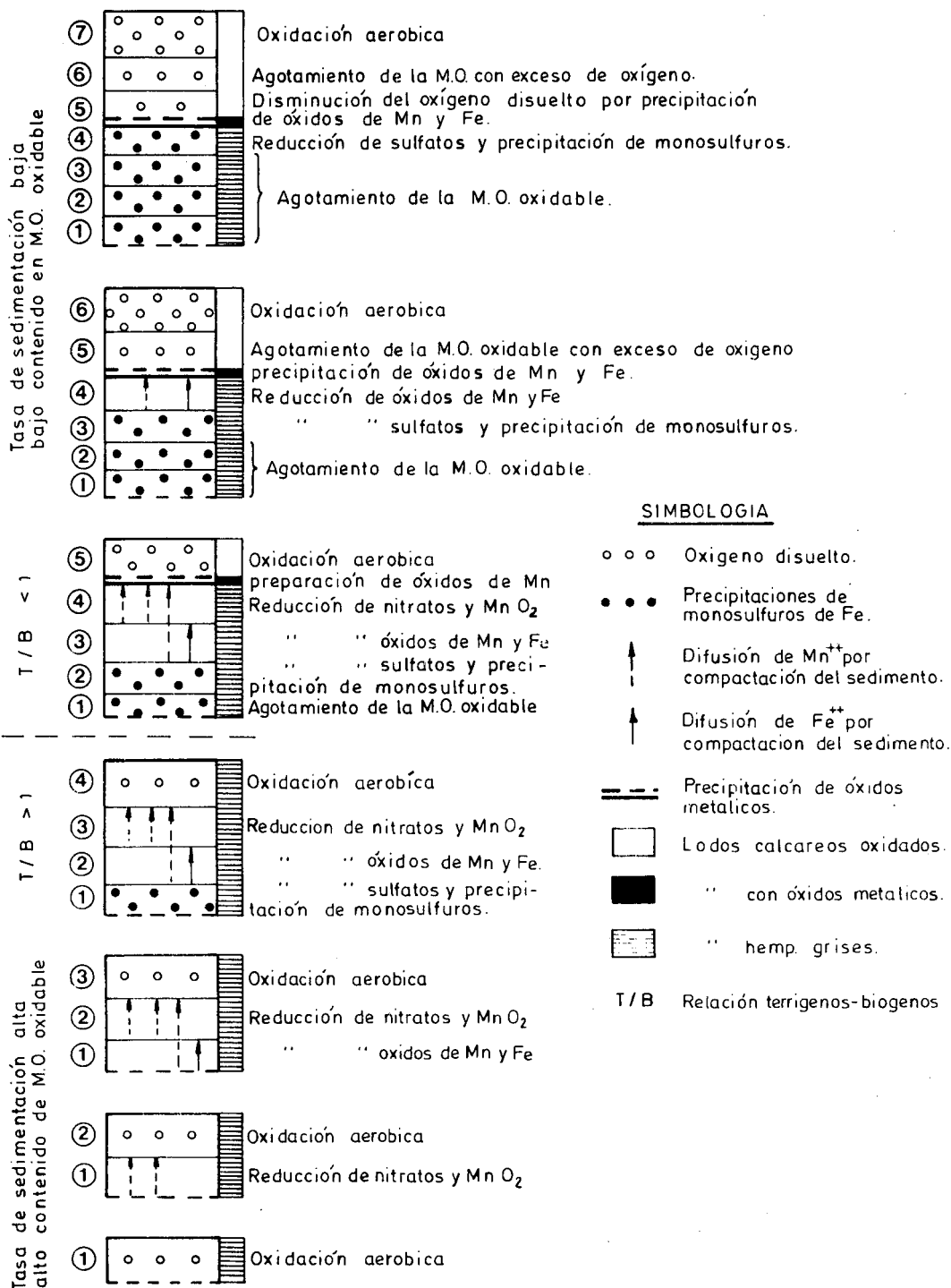


Figura 9.- Procesos diagenéticos de migración y precipitación de iones metálicos, en relación con el contenido en material orgánica, oxígeno disuelto y tipo de sedimentación, aplicable a los ciclos hemipelágicos del Mediterráneo occidental. El inicio del estadio 5 coincide con una disminución de la materia orgánica oxidable que alcanza el fondo y de la tasa de sedimentación, así como un aumento del oxígeno disuelto en el fondo.

Figure 9.- Schematic diagrams depicting the successive steps for the development of secondary, metal-enriched layers resulting from oxidation/reduction processes and vertical migration of ions. These mechanisms are controlled by the organic matter content, the abundance of oxygen, and the upward migration of pore water resulting from the sediment compaction. The beginning of step 5 coincides with a reduction of the organic matter and terrigenous input, and the increase of oxygen content in the bottom water.

corresponden a estadios de alta productividad y alta tasa de sedimentación. Los segundos, con alto contenido en carbonato y con la materia orgánica oxidada corresponden a estadios de baja productividad y baja tasa de sedimentación (Fig. 8).

La materia orgánica acumulada en los lodos grises, sufre durante los primeros estadios de la diagénesis una serie de procesos tendentes a su total oxidación. Tras el agotamiento del oxígeno libre son utilizados una serie de compuestos progresivamente menos energéticos originándose unas condiciones progresivamente más reductoras que favorecen la migración de los elementos metálicos reducidos (Lynn y Bonatti, 1965; Li et al., 1969; Froelich et al., 1979). Estos se acumulan en la interfase entre la zona reductora y la zona oxidante por reacción entre los metales disueltos procedentes de la zona reductora gris infrayacente y el oxígeno existente en los fluidos intersticiales de los lodos calcáreos. Este fenómeno favorece el desarrollo de las capas con óxidos que se localizan en el tránsito del término basal gris de los ciclos al término calcáreo.

La inestabilidad y la capacidad de migración de la mayoría de compuestos de Mn, Co, y Ni en condiciones reductoras (Froelich et al., 1979; Emerson et al., 1980; Klinkhammer, 1980, Sawlan, 1982), son factores que favorecen que el contenido en metales en los lodos grises sea sensiblemente inferior al correspondiente a los lodos calcáreos, en los cuales no se dan las citadas condiciones reductoras. Dichas condiciones favorecen la permanencia de oxígeno disuelto en los fluidos intersticiales de los citados lodos permitiendo que los iones disueltos y difundidos, a partir de los lodos grises, precipiten en forma de óxidos en la interfase entre la zona reductora infrayacente y la zona oxidante (Fig. 9).

Existen acumulaciones de óxidos metálicos, intercaladas en los lodos calcáreos del tercer ciclo, asociadas a lodos calcáreos muy claros, finamente laminados con tubos orgánicos y foraminíferos piritizados así como capas milimétricas de monosulfuros. Estas acumulaciones se han relacionado con la formación de una picnoclina temporal que originó unas condiciones anóxicas en el fondo y en la masa de agua profunda. El proceso de formación de las capas de óxidos asociados a los lodos calcáreos laminados o protosapropelas sería el mismo que el correspondiente a las acumulaciones diagenéticas de óxidos, con la diferencia en este caso, de que la interfase entre la zona reductora y la zona oxidante se encontraría en la columna de agua y definida por la picnoclina. En la zona anóxica, por debajo de la superficie de estratificación, los metales se en-

contrarían disueltos debido al bajo Eh y pH. La transferencia de los iones disueltos, por difusión y advección vertical favorecería que dichos iones puedan precipitar por encima de la picnoclina, acumulándose en la columna sedimentaria, donde está intersecta al margen continental. El restablecimiento de las condiciones de mezcla vertical en las masas de agua originaría la precipitación masiva de los iones disueltos por debajo de la picnoclina (Degens y Stoffers, 1976; Maldonado, 1978). Dicha precipitación tendría lugar únicamente en los sectores del margen continental situados por debajo de la picnoclina preestablecida.

Los testigos obtenidos entre 1.400 y 2.000 m presentan una sola capa de óxidos de este tipo, por lo que se puede suponer que hubo un único estancamiento que afectara a la columna de agua situada por debajo de los 1.400 m en el margen Balear. En los testigos obtenidos a más de 2.000 m se observan al menos dos capas de óxidos por lo que es probable que el estancamiento por debajo de dicha profundidad fuera más frecuente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido llevado a cabo en el marco del proyecto «Investigación Cooperativa de la Paleogeografía del Mar Balear durante el Néogeno» subvencionado por el Comité Conjunto Hispano-Norteamericano para la Cooperación Científica y Tecnológica y por la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica. Queremos agradecer al Dr. R. Vaquer su colaboración y ayuda en los aspectos geoquímicos, a J.I. Díaz sus comentarios críticos así como toda la información referente a la composición de las arenas, a Josep Llopis su ayuda en el tratamiento informático de los datos, a M. Teresa Solans el mecanografiado del texto, así como a Eduardo Clavero la realización de las figuras. Asimismo queremos agradecer su ayuda a todos los compañeros que han participado en las campañas de toma de muestras y a los oficiales y tripulaciones de los buques oceanográficos R/N EASTWARD y B/O CORNIDE DE SAAVEDRA.

BIBLIOGRAFÍA

- BERGER, W.H., 1971: «Sedimentation of planktonic foraminifera». *Marine Geology* 11: 325-358.
- BERGER, W.M., 1976: «Biogenous Deep-Sea Sediments. Production, Preservation and Interpretation» in J.P. Riley y R. Chester, eds. *Chemical Oceanography*, 5, pp. 265-388. New York. Academic Press.
- BERNER, R.A., 1981: «A new Geochemical classification of sedimentary environments». *Journal. Sedimentary Petrology*, 51 (2): 359-365.
- BONATTI, E., FISHER, D.E., JOENSU, O. y RYDELL, H.S., 1971: «Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorous, uranium and thorium in deep-sea sediments». *Geochim. Cosmochim. Acta*, 23: 189-201.

- CANALS, M., 1980: «Sedimentos y procesos en el margen continental sur-balear: control climático y oceanográfico sobre su distribución y evolución durante el Cuaternario superior». *Tesis de Licenciatura*, Universidad de Barcelona, Barcelona, 210 p.
- CANALS, M. y MALDONADO, A., 1982: «Depositional model for the souther Balearic margin during the late Quaternary». *XXVII th Congress Assem. Plén. C.I.E.S.M. Rapports et Procés Verbaux des Reunions, Cannes*, 28 (0). pp. 00-00. Monaco.
- CARROL, D., 1958: «Role of clay minerals in the transportation of iron». *Geochim. Cosmochim. Acta*, 14: 1-27.
- DEGENS, E.T., 1965: *Geochemistry of sediments*. Englewood Cliffs. N.J. Prentice-Hall Inc.
- DEGENS, E.T. y STOFFERS, P., 1976: «Stratified water as a key to the past». *Nature*, 263: 22-27.
- DIAZ, J.I., 1984: «Márgenes continentales y cuencas del mar Mediterráneo sur-occidental: Tipos de sedimentos y procesos sedimentarios». *Tesis de Licenciatura*. Universidad de Zaragoza, Zaragoza.
- DIAZ, J.I. y MALDONADO, A., 1983: «Sedimentos y procesos sedimentarios en el margen continental distal balear durante el Cuaternario». A. Obrador ed. *X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre la Geología Marina del Mediterráneo Occidental Español*. Maó, Menorca. Comunicaciones, Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona. p. 8.32-8.36.
- ENSELE, G., 1982: «Limestone-Marl Cycles (Periodites): Diagnosis, significance, causes - a review» in Einsele/Seilacher eds. *Cyclic and Event Stratification.*, pp. 8-53. Springer Verlag.
- EMERSON, S., JAHNKE, R., BENDER, M., FROELICH, P., KLINKHAMMER, G., BOWSER, C. y SETLOCK, G., 1980: «Early diagenesis in sediments from the Eastern Equatorial Pacific. I. Pore Water Nutrient and carbonate results». *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 57-80.
- FROELICH, P.N. KLINKHAMMER, G.P. BENDER, M.L., LVEDIKE, N.A., HEAT, G.R., CULLEN, D., DAUPHIN, P., HAMMOND, D., HARTMAN, B. y VAL MAYNARD., 1976: «Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagnosis». *Geochimica et Cosmochim. Acta*, 43: 1075-1090.
- GIBBS, R., 1973: «Mechanisms of trace metal transport in rivers». *Science*, 180: 71-73.
- GOLDBERG, E.D., 1965: «Minor elements in seawater» in J.P. Riley y G. Skirrow, eds. *Chemical Oceanography*, I, London. Academic Press.
- HUANG, T.C. y STANLEY, D.J., 1972: «Western Alboran Sea: Sediment dispersal ponding and reversal of currents» in D.J. Stanley, ed. *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Stroudsburg, Pennsylvania. pp. 521-559. Dowden, Hutchinson and Ross Inc.
- IRVING, H. y WILLIAMS, R.P., 1948: «Order of stability of metal complexes». *Nature*, 162: 746-747.
- JENNE, E.A., 1976: «Trace element sorbtion by sediments and soils sites and precesses» in W. Chappell y K. Peterson, eds. *Symposium on Molybdenum*. 2, Marcel Dekker. pp. 425-553. New York.
- KELLING, G., MALDONADO, A., y STANLEY, D.J., 1979: «Salt tectonics and basement fractures: key controls of recent sediment distribution on the Balearic Rise, western Mediterranean». *Smithson. Contrib. Marine Sci.*, 3, 52 p.
- KLINKHAMMER, G.P., 1980: «Early diagenesis in sediments from the eastern Equatorial Pacific. II. Pore water metal results». *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 81-101.
- KLINKHAMMER, G., HEGGIE, D.T. y GRAHAM, D.W., 1982: «Metal diagenesis in oxic marine sediments». *Earth Planetary Science Letters*, 61: 211-219.
- KRISHNASWAMI, S. y SARIN, M.N., 1976: «Atlantic surface particulates: composition, settling rates and dissolution in the deep sea». *Earth Planetary Science Letters*, 32: 430-441.
- LEBART, L., MORINEAU, A. y TABARD, 1977: *Techniques de la Description Statitistique*, Paris, Ed. Dunod, 351 p.
- LI, Y.H., BISCHOFF, J. y MATHIEU, G., 1969: «The migration of manganese in the Artic Basin sediment cores». *Earth Planetary Science Letters*, 7: 265-270.
- LYNN, D.C. y BONATTI, E., 1965: «Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments». *Marine Geology*, 3: 457-474.
- MALDONADO, A., 1972: «El Delta del Ebro. Estudio Sedimentológico y Estratigráfico». *Bol. Estratigrafía*, Universidad de Barcelona, 1: 1-486.
- MALDONADO, A., 1978: «El estancamiento de las aguas del mar Mediterráneo». *Investigación y Ciencia*, 8: 32-44.
- MALDONADO, A. y CANALS, M., 1982: «El margen continental Sur-Balear: un modelo deposicional reciente sobre un margen de tipo pasivo». *Acta Geol. Hispanica*, 17 (4): 241-254. Barcelona.
- MALDONADO, A. y STANLEY, D.J., 1975: «Nile Cone lithofacies and definition of sediment sequences». *IXth International Congress of Sedimentology*. Abstracts, T VI, v. 6, p. 185-191. Nice.
- MALDONADO, A. y STANLEY, D.J., 1976: «Late Quaternary sedimentation and stratigraphy in the Strait of Sicily». *Smithsonian Contr. Earth Sc.*, 16, 73 pp. Washington, D.C.
- MALDONADO, A. y STANLEY, D.J., 1979: «Depositional patterns and Late Quaternary of two Mediterranean submarine fans: a comparison». *Marine Geology*, 31: 215-250.
- MAYNARD, J., 1982: «Extension of Bernes's new geochemical classification of sedimentary environments to ancient sediments». *Jour. of Sed. Petrol.*, 52 (4): 1325-1331.
- MCCAVE, I.N., 1972: «Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas» in D.J.. Swift, P.B. Duame y O.H. Pilkey, eds. *Shelf Sediment Transport and Patterns*. Stroudsberrry, Pa. pp. 225-248. Dowden, Hutchinson and Ross.
- MCGEARY, D.F.R. y DAMUTH, J.E., 1973: «Postglacial iron-rich crusts in hemipelagic deep-sea sediment. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 101-1212.
- MIDDLETON, G.V. y HAMPTON, M.A., 1973: «Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition» in G.V. Middleton y A.H. Bouma, eds. *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*. p. 1-38. Pacific Soc. Econ. Paleont. Miner. Pacific Section. Short Course, Anaheim, California.
- MILLIMAN, J.D., 1974: «Recent sedimentary carbonates» Part. 1. Marine carbonates. Springer Verlag. Berlin, 375 p.
- MORGAN, J.J. y STUMM, W., 1964: «The role of multivalent metal oxides in limnological transformations, as exemplified by iron and manganese». *2nd Int. Conf. Water Pollut. Res.*, 6: 1-16.
- MURRAY, J.W. y DILLARD, J.G., 1979: «The oxidation of Cobalt (II) adsorbed on manganese dioxide». *Geochem. Cosmochim. Acta*, 43: 781-787.
- NISSENBAUM, A. y SWAINE, D.J., 1976: «Organic matter metal interaction in recent sediments: the role of humic substances». *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 809-816.
- OLADE, M.A., UPKONG, E.E. y VAN de KRAATS, A.H., 1979:

- «Effects of environmental parameters on metal dispersion patterns in stream sediments from the lead-zinc belt, Benue Through, Nigeria: using factor analysis». *Geol. in Mijn*, 58: 341-351.
- OLAUSSON, E., 1961: «Sediment cores from the Mediterranean sea and the Red». *Raports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947-1948*, 8 (6): 335-391.
- PALANQUES, A., 1984: «La fosa de Valencia: un sistema deposicional alimentado por aportes longitudinales y transversales». *Tesis de Licenciatura*. Universidad de Barcelona. (Inédita).
- PIERCE, J.W., 1976: «Suspended Sediment Transport at the shelf break and over the outer margin» in D.J. Stanley y D.J.P. Swift, eds. *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. pp. 437-458. John Wiley and Sons. Inc.
- PISIAS, N.G., 1978: «Paleoceanography of the Santa Barbara basin and the California current during the last 8000 years». *Ph. D. Tesis* University Rhode Island.
- POPOVA, T.P., 1961: «Coprecipitación of some microconstitutive from natural water with calcium carbonate». *Geochemistry*, 12: 1256-1261.
- PRICE, N.B. y CALVERT, S.E., 1970: «Compositional variation in Pacific Ocean ferromanganese nodules and its relationship to sediment accumulation rates». *Marine Geology*, 9: 145-171.
- REDFIELD, A.C., 1958: «The biological control of chemical factors in the environment». *Am. Sci.*, 46: 206-226.
- RUDDINAM, W.F. y McINTYRE, A., 1977: «Late Quaternary surface Ocean kinematics and climatic change in the hing-latitude North Atlantic». *J. Geophys. Res.* 82: 3877-3887.
- RUPKE, N.A. y STANLEY, D.J., 1974: «Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic muds layers in the Algero-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea». *Smithson. Contr. Earth Sc.*, 13, 40 p.
- RYAN, W.B.F., 1972: «Stratigraphy of Late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean» in D.J. Stanley, ed. *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. pp. 149-169. Strudsburg, Penn Dowden, Hutchinson and Ross Inc.
- SAWLAN, J.J. y MURRAY, J.W., 1983: «Trace metal remobilization in the interstitial waters of red clay and hemipelagic marine sediments». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64: 213-230.
- STANLEY, D.J., 1983: «Southeastern Mediterranean (Levantine Basin-Nile Cone) Sedimentation and Evolution». *National Geographic Research Reports*, 15: 609-628.
- STANLEY, D.J. y MALDONADO, A., 1979: «Levantine Sea-Nile Cone lithostratigraphic evolution: quantitative analysis and correlation with paleoclimatic and eustatic oscillations in the Late Quaternary». *Sedimentary Geology*, 23: 37-65.
- STANLEY, D.J. y WEAR, C.M., 1978: «The mud-line: An erosion-deposition boundary on the upper continental slope». *Marine Geology*, 28: 19-29.
- THUNELL, R.C., WILLIAMS, D.F. y KENNETT, J.P., 1977: «Late Quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in Eastern Mediterranean deep-sea sediments». *Marine Micropaleontology*, 2: 371-388.
- VAN DER WEIJDEN, C.H., SCHWILING, R.D., y DAS H.A., 1970: «Some geochemical characteristics of sediments from the North Atlantic ocean». *Marine Geology*, 9: 81-89.
- VEIZER, J. y DEMOVIC, R., 1974: «Strontium as a tool in facies analysis» *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 93-112.
- WANGERSKY, P.J., 1962: «Sedimentation in three carbonate cores». *J. Geol.*, 70: 364-375.

Recibido, Septiembre 1985