

# RECRECIMIENTOS CALCÍTICOS TEMPRANOS RELACIONADOS CON EL ÚLTIMO CICLO INTERGLACIAL-GLACIAL EN EL MEDITERRÁNEO ESPAÑOL

A.Vázquez(1), I.Zamarreño(1), E.Reyes(2) y J.Linares (2)

(1) Instituto de Investigaciones Geológicas "Jaime Almera", (C.S.I.C.), Martí Franqués s/n, Zona Universitaria de Pedralbes. 08028.- BARCELONA

(2) Estación Experimental del Zaidín, (C.S.I.C.), Profesor Albareda 1, 18008.- GRANADA

## RESUMEN

Se describen abundantes recrecimientos de calcita y cementaciones entre cocolitos en los sedimentos hemipelágicos carbonatados del margen occidental Balear depositados durante los eventos cálidos del último gran ciclo Cuaternario interglacial/glacial. Es la primera vez que se citan en el Mediterráneo recrecimientos de calcita (LMC) en sedimentos de edad inferior a los 120.000 años y que no han sido sometidos a altas presiones y temperaturas de enterramiento. Estos recrecimientos parecen ser el resultado de procesos diagenéticos tempranos dependientes del clima que han tenido lugar durante el último ciclo interglacial-glacial cuaternario.

**Palabras clave:** Carbonatos, recrecimientos diagenéticos, Cuaternario, Mediterráneo Occidental.

## ABSTRACT

Calcitic overgrowths and inter-coccolith cements in soft hemipelagic carbonate oozes from the continental slope on the southwestern Balearic Margin, are abundant in those sediments settled during the warmer climatic events in the last Quaternary climatic cycle. These low Mg-calcite (LMC) overgrowths are the first reported from Late Quaternary (less than 120,000 yr) mediterranean soft sediments which have not experienced high burial pressure and temperature conditions. We suggest that they are climate-dependent early diagenetic phenomena developed during the last Quaternary interglacial/glacial cycle.

**Key words:** Carbonates, diagenetic overgrowths, Quaternary, Western Spanish Mediterranean.

Vázquez,A., Zamarreño,I., Reyes,E. y Linares,J. (1990): Recrecimientos calcíticos relacionados con el último ciclo interglacial/glacial en el Mediterráneo español. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 295-305.

Vázquez,A., Zamarreño,I., Reyes,E. y Linares,J. (1990): Calcitic overgrowths related to the last interglacial/glacial cycle in Spanish Mediterranean. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 295-305.

## 1. INTRODUCCIÓN

En las dos últimas décadas se ha estudiado la sedimentación y diagénesis carbonatadas en los ascensos y taludes continentales de las islas Bahamas (Schlanger y Douglas, 1974; Schlager y James, 1978; Mullins y Neumann, 1979; Heat y Mullins, 1984; Boardman y Neumann, 1985; Mullins *et al.*, 1985; 1988; Burns y Neumann, 1987; Dix y Mullins, 1988). En dichos estudios se ha establecido que la composición polimineral (calcita, calcita magnesiana y aragonito) de los sedimentos carbonatados es el resultado de la acción conjunta de la incorporación pelágica de organismos planctóni-

cos y de las contribuciones de las partículas procedentes de las plataformas carbonatadas adyacentes. Así, estos depósitos que fueron denominados por Schlager y James (1978) fangos de periplataforma (*periplatform oozes*), constituyen mineralógicamente unos sedimentos de transición entre los fangos calcíticos pelágicos y los carbonatos someros formados predominantemente por calcita magnesiana y aragonito (Mullins *et al.*, 1985). Los fangos de periplataforma por su composición mineral poseen un alto potencial diagenético. El término potencial diagenético fue definido en carbonatos pelágicos por Schlanger y Douglas (1974) como "el camino que tiene que recorrer la diagénesis desde

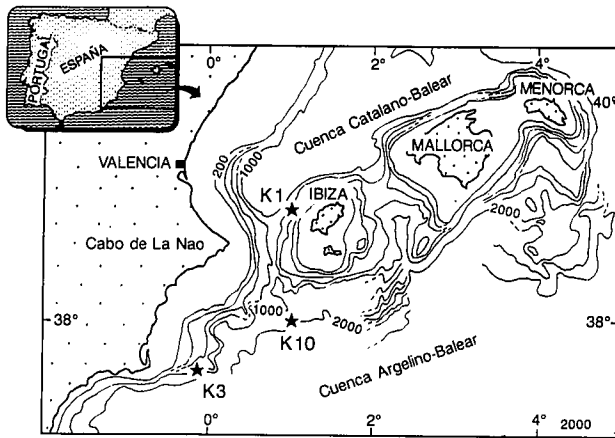


Fig. 1.-Mapa de situación de los testigos estudiados en el que se aprecian las diferencias de profundidad de los mismos y la existencia de un umbral que separa la cuenca Catalano-Balear de la Argelino-balear.

Fig. 1.-Bathymetric map of the Balearic Islands illustrating the location of the Kullenberg cores studied (K1, K3, and K10). Note the difference in depth, and the sill dividing the northern Catalanian-Balearic Basin, from the southern Algero-Balearic Basin.

	LONGITUD	LATITUD	PROFUNDIDAD (m)	LONGITUD MUESTRAS (cm)	n°
K1	38° 57,0N	0° 50,0E	750	470	49
K3	37° 29,8N	0° 09,7W	1740	355	46
K10	38° 03,0N	1° 00,9E	1957	440	59

Tabla 1: Situación, profundidad y número de muestras.  
Table 1: Location, Depth and number of samples studied in cores.

la asociación original de foraminíferos y nanoplancton hasta el estado de muy baja energía libre propio de un mosaico cristalino". Este concepto fue posteriormente usado por Mullins *et al.* (1985) para explicar la diagénesis diferencial en los sedimentos de periplataforma de las Bahamas.

Los estudios realizados en sedimentos carbonatados precuaternarios atribuyen siempre los recrecimientos calcícos sobre nanofósiles que constituyen los "chalks" o fangos semilitificados, a procesos diagenéticos de enterramiento (Roth y Thierstein, 1970; Matter, 1972; Matter *et al.*, 1975; Van der Lingen y Packham, 1975; McKenzie *et al.*, 1978; Samtleben, 1978; Gardner *et al.*, 1986; Jorgesen, 1986). En estos trabajos el proceso principal invocado es la disolución de las partículas carbonáticas metaestables de calcita magnesiánica (HMC) y aragonito (ARG) y la posterior nucleación de LMC sobre cocolitos bajo condiciones de presión y temperaturas de enterramiento superiores a los 100 metros. La disolución de las partículas metaestables sería la fuente de carbonato necesaria para el desarrollo de recrecimientos sin necesidad de aportes externos (autolitificación).

Se han descrito recrecimientos de calcita en sedimentos precuaternarios del margen noroccidental africano (Roth y Thierstein, 1970), del mar de Arabia (Matter, 1972), del Pacífico norte (Matter *et al.*, 1975), del Plateau de Ontong-Java al norte de las islas Solomon (Van der Lingen y Packham, 1975; Gardner *et al.*, 1986), de las Bahamas (Schlager y James, 1978; Mullins *et al.*, 1985; Dix y Mullins, 1988), del Mediterráneo (Mckenzie *et al.*, 1978), del ascenso continental de Sierra Leona (Samtleben, 1978), y del mar del Norte (Jorgesen, 1986). Así por ejemplo, en el Pacífico norte, Matter *et al.* (1975) describen que el nanoplancton de los fangos calcáreos recuperados a menos de 150 m de enterramiento muestra muy pocos recrecimientos, mientras que en los sedimentos recuperados a profundidades superiores a 150 m se observan recrecimientos calcícos abundantes.

El propósito de este trabajo es la caracterización de los recrecimientos calcícos que se observan en los fangos carbonatados hemipelágicos depositados alrededor de algunas plataformas carbonatadas templadas del Mediterráneo Occidental durante el Cuaternario superior.

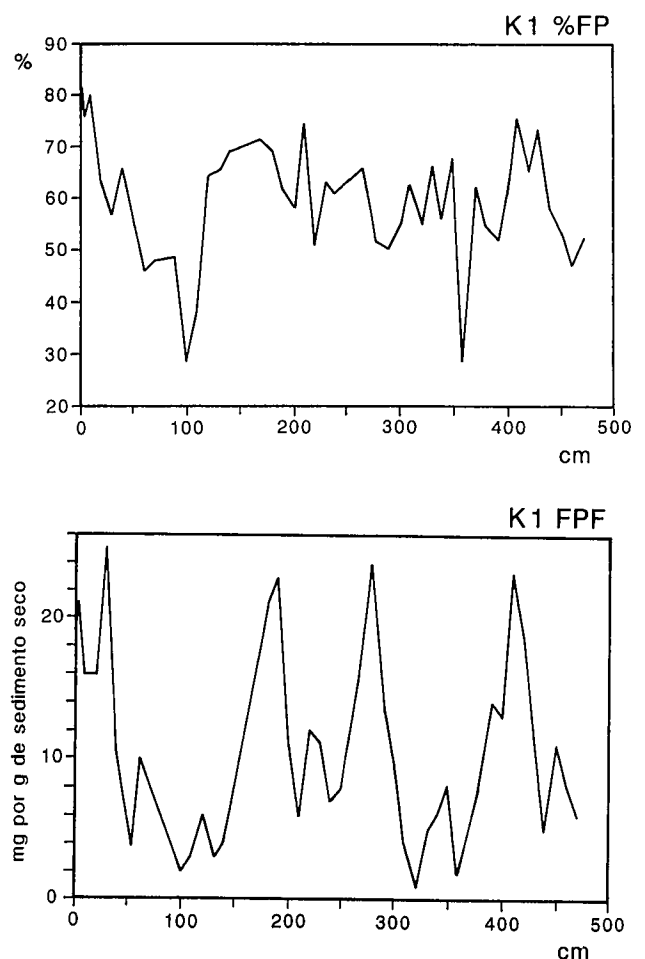


Fig. 2.-Porcentajes de foraminíferos planctónicos y valores PFP en el testigo K1.

Fig. 2.-Percentages of planktonic foraminifera and PFP values in core K1.

S	Q	LMC	HMC	DOL	S	Q	LMC	HMC	DOL
0	16,1	36,4	2,5	4,9	210	25,3	38,1	3,5	6,4
1	18,0	35,0	2,0	2,4	220	17,4	35,2	3,6	5,3
2	16,0	35,7	1,0	2,3	230	17,8	36,6	2,3	4,6
3	16,2	38,0	2,8	3,4	239	18,8	38,5	0,6	3,9
10	16,7	39,8	1,2	2,9	250	16,9	34,7	0,9	4,8
20	17,7	42,8	3,0	5,6	265	17,7	35,0	1,4	7,1
30	18,6	45,8		6,2	278	18,2	43,3		4,2
40	18,9	38,5	1,7	9,2	290	19,0	38,6		4,5
55	28,6	42,5		11,1	300	19,1	43,2		6,6
61	28,1	44,3	2,6	7,7	310	20,2	34,0		7,0
70	24,7	37,9	1,4	8,6	320	20,0	34,8	0,2	6,7
80	28,0	38,3	2,7	7,0	330	21,4	36,2		7,3
90	24,3	37,0	1,3	11,9	339	20,0	38,0	1,2	4,7
100	28,2	40,1	1,6	10,0	349	21,5	31,3	0,9	6,9
109	30,3	40,1		12,4	359	25,2	35,8	2,1	7,8
120	24,2	38,0	0,5	8,0	370	19,5	32,4	1,2	4,6
132	26,3	36,6	0,8	9,1	380	20,1	38,7	1,3	4,2
140	27,3	39,8		9,0	390	17,8	40,8	1,3	4,1
149	19,4	37,0		6,4	399	16,7	39,0	0,9	3,1
169	16,7	37,2		5,4	409	17,6	43,8	1,3	3,0
180	20,9	43,6	0,6	5,0	419	16,5	39,0	0,5	3,3
189	20,2	40,2	0,3	5,4	428	14,6	40,4		3,0
200	19,7	39,8		5,7	439	16,4	39,2	1,5	4,4
					450	15,7	40,9	2,4	3,1
					460	19,5	37,8	0,4	3,1
					470	19,6	35,6	0,3	4,3

Tabla 2a: Porcentajes de cuarzo y fases carbonatadas obtenidas por difracción de rayos X y referidos a la muestra total en el testigo K1. (S: muestra, Q: cuarzo, LMC: calcita, HMC: calcita magnesiana, DOL: dolomita).

Table 2a: X-Ray diffraction quartz and carbonate phase percentages to total sample in core K1. (S: sample, Q: quartz, LMC: calcite, HMC: high Mg-calcite, DOL: dolomite).

## 2. METODOLOGÍA

Se seleccionaron tres testigos continuos de pistón, K1, K3 y K10, por el carácter hemipelágico de su registro sedimentario. Los tres testigos se localizan en el margen continental occidental balear (Fig. 1 y Tabla 1). En cada testigo se tomaron muestras de 1 cm de espesor, aproximadamente cada 10 cm. Se determinó cuantitativamente la composición mineral carbonática de cada muestra ajustando por ordenador funciones lorentzianas a una matriz digital obtenida por difracción de rayos X según el método de Martínez y Plana (1987). Los valores porcentuales de las diferentes fases carbonatadas, referidos a la muestra total, se presentan en la tabla 2a, 2b y 2c.

El análisis de la microfauna se realizó mediante conteo al binocular de la fracción superior a 160 micras. Se identificaron un mínimo de 500 partículas por muestra. A partir del valor del conteo se ha determinado el peso en mg de los foraminíferos planctónicos

por gramo de sedimento seco (PFP). Este valor permite establecer la importancia real de los foraminíferos planctónicos en la configuración del sedimento. Dicho facilitando una mejor comprensión de las fluctuaciones de los foraminíferos planctónicos en relación con las oscilaciones climáticas del Cuaternario superior. Al ser los foraminíferos planctónicos unos organismos fundamentales de aporte de calcita al sedimento, los valores PFP también permiten aquilatar el análisis de las variaciones minerales del registro sedimentario. Los valores PFP en cada testigo se presentan en las tablas 3a, 3b y 3c. En la figura se muestra la diferencia en los gráficos resultantes de representar los porcentajes o los valores PFP en el testigo K1.

Se ha determinado la composición isotópica de oxígeno en ejemplares de *Globigerina bulloides* mayores de 160 micras usando un espectrómetro de masas Finigan Mat 251. Esta especie fue seleccionada por su abundancia a lo largo de los tres testigos analizados, y para realizar una comparación con otros estudios llevados

S	ARG	Q	LMC	HMC	DOL	S	ARG	Q	LMC	HMC	DOL
1		13,9	30,4	1,0	2,7	170		12,9	37,3		3,3
3	2,7	14,3	37,1	3,3	2,7	180	15,9	39,1			5,2
4	2,0	14,1	38,4		2,9	190	15,6	39,6			5,1
6		14,0	37,3	1,3	2,3	203	14,7	44,2			5,7
10		13,4	37,2	1,8	1,2	210	15,5	40,8			4,5
15		13,3	38,6	0,8	2,0	221	13,8	41,1			4,7
30		13,3	36,3	2,6	1,9	222	11,4	44,5			2,5
39		12,4	43,9		1,4	233	12,3	45,2		0,1	3,1
44		13,4	47,1	0,7	2,9	244	13,2	37,2			3,0
55		12,9	44,5	1,2	4,0	254	15,6	37,8			3,8
65		13,6	42,1	0,4	3,5	265	14,4	40,8			4,2
71		15,3	41,4		3,9	276	15,0	53,0			2,5
80		15,3	41,3		3,7	286	16,1	45,4			4,1
90		17,5	39,2		5,0	299	15,2	42,9			3,0
100		15,7	34,5		5,1	310	15,6	43,1			3,6
110		21,2	37,3	0,3	8,7	319	15,3	44,2			3,8
120		11,5	47,3	0,2	2,6	328	19,1	46,8			4,8
125		9,5	42,2		2,4	330	11,7	54,7			2,0
140		11,8	42,6		2,0	335	11,6	50,2			1,8
149		12,8	37,4		6,2	343	13,4	53,4			2,2
160		11,7	35,5		2,7	349	14,9	55,5			2,9
						352	21,5	40,2			3,2
						354	21,5	38,2			4,8

Tabla 2b: Porcentajes de cuarzo y fases carbonatadas obtenidos por difracción de rayos X en el testigo K3. Valores referidos a muestra total. (S: muestra, ARG: aragonito, Q: cuarzo, LMC: calcita, HMC: calcita magnesiana, DOL: dolomita).

Table 2b: X-Ray diffraction quartz and carbonate phase percentages to total sample in core K3. (S: sample, ARG: aragonite, Q: quartz, LMC: calcite, HMC: high Mg-calcite, DOL: dolomite).

a cabo en el Mediterráneo. Los ejemplares fueron limpiados con ultrasonido para remover las partículas de diferentes naturalezas que pudieran estar adheridas. Las muestras fueron procesadas según el método de (McCrea, 1950). La precisión analítica del standard carbonatado utilizado (mármol de Carrara) fue de  $\pm 0,04\%$ . Los valores obtenidos, referidos a PDB, se presentan en la tabla 4.

Se realizó un estudio al SEM y EDAX de los recrecimientos calcíticos y del grado de preservación de los cocolitos que permitió su caracterización, así como su distribución a lo largo de los registros sedimentarios.

### 3. RESULTADOS

El registro sedimentario de los tres testigos está formado por sedimentos hemipelágicos finos compuestos de arcillas y carbonatos.

La estratigrafía isotópica de los tres testigos se ha obtenido comparando su señal isotópica de oxígeno con la obtenida en otros testigos del Mediterráneo Occidental por Violanti *et al.* (1987) y por Paterne *et al.* (1986), así como con las curvas standard de Pias *et al.* (1984) y Williams *et al.* (1988). En la figura 3 se puede comparar la curva isotópica de oxígeno y los estadios iso-

tópicos identificados en los testigos del margen Balear con la señal isotópica datada presentada por Williams *et al.* (1988). Las diferencias en la escala de la señal isotópica de los testigos estudiados y la correspondiente al testigo analizado por Williams *et al.* (op.cit.) se deben a la diferencia de especies analizadas.

También se ha establecido la biozonación por cocolitos en los testigos baleares. La nanozonación se ha realizado con la observación al SEM y según los criterios de identificación de especies propuestos por Hallegraef (1984) y Heimdal y Gaarder (1980, 1981). En los tres testigos se han identificado la parte superior de la nanozona de *Emiliana huxleyi* y la de "Acme" *Emiliana huxleyi*. En el testigo K3 la existencia de un hiato hace que aparezca la nanozona de *Pseudoemiliana lacunosa* (Fig. 4).

#### 3.1. Tasas de sedimentación

A partir de la estratigrafía isotópica se han calculado las tasas de sedimentación. Las tasas de sedimentación obtenidas oscilan entre 3,3 y 7,5 cm/1000 años en el testigo K1, entre 1,2 y 4,3 cm/1000 años en el testigo K3, y entre 3,5 y 6,2 cm/1000 años en el testigo K10. Estos valores que varían entre los diferentes esta-

S	ARG	Q	LMC	HMC	DOL	S	ARG	Q	LMC	HMC	DOL
5	2,9	11,2	38,3	5,9	1,0	209	2,0	17,5	36,3		3,8
9	3,7	9,8	38,9	7,9		220	1,6	21,2	40,1		6,0
20	3,5	9,2	46,9	4,2	1,2	234		17,9	35,4	3,5	6,2
30	2,0	13,6	39,6		1,8	238	1,9	15,3	37,3	2,4	3,8
32		14,2	39,6		3,1	247		19,6	41,9		3,7
40		13,4	40,9		2,2	253		19,3	34,6		3,2
50	4,7	12,7	47,3	0,4	2,8	256	2,5	16,2	47,3		3,0
55	5,3	13,7	38,7		3,7	265	2,3	10,7	47,9		0,8
64	1,2	21,2	40,3		4,7	278	2,6	13,7	36,1	1,6	3,4
76	5,7	20,2	34,8	2,1	9,2	290	3,1	14,4	38,8		3,7
85	2,1	16,8	33,1	4,0	4,6	305	3,9	18,0	38,7		6,7
93	2,2	19,2	32,7	4,1	3,9	306	0,9	11,9	42,1		2,2
100		23,2	34,6	3,2	5,3	308	1,7	11,0	41,3		1,2
109		23,9	32,8	1,1	5,5	319		19,1	33,2		4,2
115	1,5	22,7	30,3	2,5	8,6	329	0,7	18,5	30,5		4,9
126	6,4	19,7	33,5	3,8	5,9	339		20,8	30,8		4,6
135		22,7	36,0		4,5	352		23,6	30,9	1,6	5,2
143	2,3	17,0	44,8		3,1	359		8,1	55,4		0,9
151	1,9	18,3	32,2		3,2	370		19,8	34,0	2,1	2,5
160	3,3	17,1	38,9		6,2	380	2,7	9,1	53,5		2,3
169	2,8	14,1	39,5		3,5	390		15,2	35,1		2,2
178	1,6	17,3	38,8	0,2	6,6	395		12,9	56,8		1,2
189	1,5	19,4	34,1	0,4	4,0	401	1,0	17,3	34,2		1,9
199	2,4	19,4	41,5		4,4	402		16,4	33,9		2,2
						404		16,4	37,9		1,8
						405	2,7	13,3	44,2		1,9
						406		12,8	45,5		1,6
						407		11,1	49,8		1,1
						408		10,2	54,0		1,8
						413		8,6	35,8		
						419		9,8	64,9		0,9
						432		14,9	35,1	1,2	2,2
						439	0,4	17,6	28,2	0,7	2,9

Tabla 2c: Porcentajes de cuarzo y fases carbonatadas obtenidos por difracción de rayos X en el testigo K10. Valores referidos a muestra total. (S: muestra, ARG: aragonito, Q: cuarzo, LMC: calcita, HMC: calcita magnesiana, DOL: dolomita).

Table 2c: X-Ray diffraction quartz and carbonate phase percentages to total sample in core K10. (S: sample, Q: quartz, LMC: calcite, HMC: high Mg-calcite, DOL: dolomite).

dios climáticos indican que la sedimentación en el Margen Balear estudiado es similar a las tasas obtenidas para la deposición de los fangos de periplataforma de áreas tropicales (Mullins *et al.*, 1985; Boarman y Neumann, 1985). Son, sin embargo, bajas en relación con la mayoría de los márgenes continentales en los que la sedimentación siliciclástica es dominante.

**3.2. Mineralogía de las fases carbonatadas**

Por lo que respecta a la mineralogía de los carbonatos (Tablas 2a, 2b y 2c), el mineral más abundante es la calcita con bajo contenido en magnesio (LMC).

Este mineral procede esencialmente de la incorporación al sedimento de los caparzones de los foraminíferos planctónicos y de los cocolitos. La calcita magnesiana (HMC) y el aragonito (ARG) son menos abundantes y derivan de la degradación, resuspensión y transporte de fragmentos de organismos carbonatados que viven en las plataformas continentales carbonáticas adyacentes (Vázquez 1988).. El aragonito también deriva de los caparzones de los pterópodos. Desde un punto de vista mineralógico, los sedimentos estudiados son intermedios entre los "periplatform oozes" estudiados por Mullins *et al.* (1985) en las Bahamas y los fangos pelágicos de Schlanger y Douglas (1974).

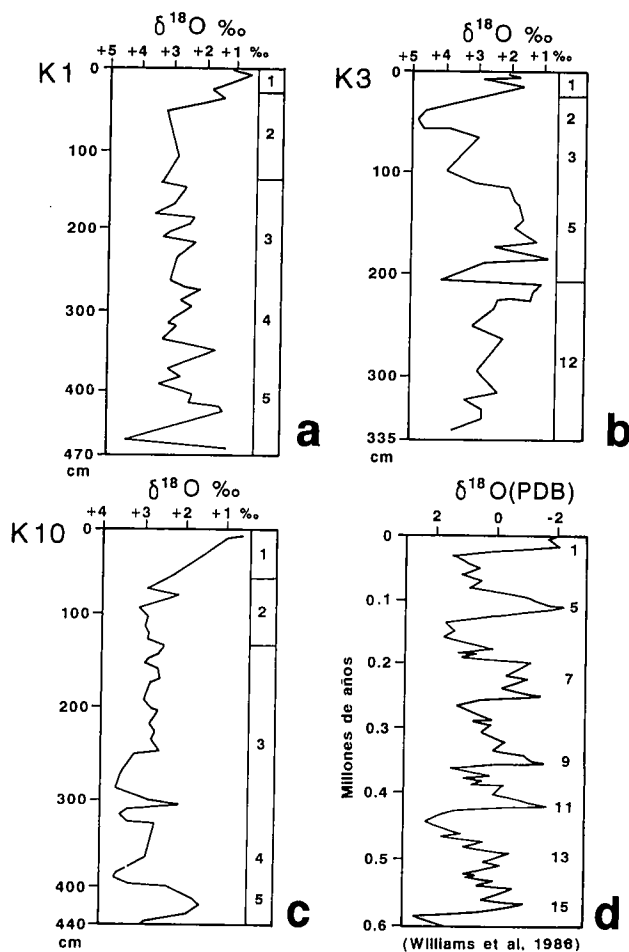


Fig. 3.-Valores isotópicos de oxígeno (PDB) en *G. bulloides* y los estadios isotópicos identificados en los testigos del margen Balear (a, b, y c). (d) Curva isotópica a partir de los valores de *Globigerinoides sacculifer* calibrada con dataciones absolutas propuesta por Williams *et al.* (1988). Todos los valores isotópicos referidos a PDB.

Fig. 3.- $\delta^{18}O$  ratios from *G. bulloides* and isotope stages outlined in the cores studied (a, b and c). (d) Dated *Globigerinoides sacculifer* isotopic curve proposed by Williams *et al.* (1988). All isotope values are referenced to the PDB standard.

### 3.3. Isótopos de oxígeno

Los análisis isotópicos de oxígeno (Fig.3, tabla 4), el establecimiento de las nanozonas de cocolitos y las observaciones del estado de preservación de los cocolitos realizadas con el microscopio electrónico de barrido (SEM) permiten establecer una estratigrafía isotópica y una secuencia climática en los tres testigos. Por otra parte los valores de PFP permiten definir eventos climáticos que no se registran en la señal isotópica. En la figura 4 se observan las variaciones acusadas de los valores de PFP. Estas oscilaciones no se reflejan en la señal isotópica de oxígeno, probablemente debido a eventos climáticos que variaron las condiciones ecológicas afectando el desarrollo de los foraminíferos planctónicos, pero sin alterar la relación isotópica del agua marina. Así, Pujol y Turon (1986) señalan la existencia

S	PPF	%FP	S	PPF	%FP
0	20	77,5	230	11	63,4
1	18	78,0	239	7	61,0
2	21	81,6	250	8	63,3
3	20	76,1	265	15	66,1
10	16	80,2	278	24	51,5
20	16	63,0	290	14	50,2
30	25	56,6	300	10	54,4
40	10	66,0	310	4	62,6
55	4	52,9	320	1	55,1
61	10	45,9	330	5	66,1
70	8	48,0	339	6	56,3
90	4	48,8	349	8	67,6
100	2	28,9	359	2	29,5
109	3	37,4	370	5	62,5
120	6	64,7	380	9	54,8
132	3	65,8	390	14	52,0
140	4	69,2	399	13	60,4
169	16	71,6	409	23	75,5
180	21	69,4	419	19	65,2
189	23	62,2	428	12	73,4
200	11	58,2	439	5	58,0
210	6	74,4	450	11	53,6
220	12	50,6	460	8	47,3
			470	6	52,1

Tabla 3a: Miligramos de foraminíferos planctónicos por gramo de sedimento seco (PPF) y porcentajes de dichos organismos (%FP) a lo largo del testigo K1. (S: muestra).

Table 3a: Milligrams of planktonic foraminifera per gram of dry sediment (PPF) and percentages of planktonic foraminifera (%FP) in core K1. (S: sample).

S	PPF	%FP	S	PPF	%FP
0	43	83,1	160	13	95,0
1	38	96,4	170	18	98,3
3	51	98,4	180	18	93,2
4	35	96,0	190	13	95,7
6	34	85,6	203	19	95,0
10	45	97,1	210	21	95,7
15	77	97,1	221	13	84,8
19	48	99,0	222	17	96,9
30	33	98,6	233	22	95,2
39	47	98,7	244	13	75,1
44	37	99,2	254	10	89,4
55	17	97,5	265	18	92,1
65	35	86,9	276	22	91,6
71	27	90,9	286	9	86,2
80	36	96,4	299	20	94,3
90	22	89,5	310	28	91,7
100	10	66,7	319	28	96,3
110	11	81,4	328	32	84,5
120	12	96,5	330	51	98,9
125	12	86,1	335	53	97,7
128	75	88,2	343	60	98,3
140	7	96,9	349	36	98,2
149	21	95,0	352	7	88,8
			354	1	76,0

Tabla 3b: Miligramos de foraminíferos planctónicos por gramo de sedimento seco (PPF) y porcentajes de dichos organismos (%FP) a lo largo del testigo K3. (S: muestra).

Table 3b: Milligrams of planktonic foraminifera per gram of dry sediment (PPF) and percentages of planktonic foraminifera (%FP) in core K3. (S: sample).

en el hemisferio norte de determinados aumentos de la insolación estival durante el estadio isotópico 3 que da-

S	PPF	%PF	S	PPF	%PF
5	50	79,4	238	39	73,9
8	55	79,9	247	21	76,5
9	69	84,6	253	25	86,2
20	46	92,2	265	62	90,0
30	40	94,0	278	13	74,8
32	37	85,7	290	30	63,9
40	41	85,3	305	69	73,2
50	52	85,2	306	58	78,2
55	31	62,8	308	49	94,3
64	16	78,2	319	25	76,2
76	26	44,3	329	21	46,6
85	46	62,9	339	10	63,8
100	18	61,5	352	9	61,6
109	8	38,9	370	12	75,2
115	7	59,4	390	17	91,0
126	26	45,9	395	22	93,1
135	14	59,9	401	17	81,9
151	18	57,8	402	35	84,7
160	51	67,1	404	40	91,6
169	82	84,4	405	49	92,5
178	69	63,2	406	63	91,1
189	37	54,9	407	75	85,6
199	38	67,3	408	88	83,8
209	45	65,0	413	46	97,1
220	27	61,1	419	16	96,5
234	22	72,8	432	24	74,8
			439	11	74,4

Tabla 3c: Miligramos de foraminíferos planctónicos por gramo de sedimento seco (PPF) y porcentajes de dichos organismos (%PF) a lo largo del testigo K10. (S: muestra).

Table 3c: Milligrams of planktonic foraminifera per gram of dry sediment (PPF) and percentages of planktonic foraminifera (%PF) in core K10. (S: sample).

rían lugar a una mejoría climática pero que no serían lo suficientemente intensos como para afectar al volumen de hielo de los casquetes glaciares. Los aumentos más marcados deben corresponder a los interestadiales Würm I-II y Würm II-III que quedan reflejados en los valores PFP pero no en la señal isotópica.

### 3.4. Recrecimientos diagenéticos

Las observaciones realizadas al SEM muestran la existencia de grandes diferencias en el grado de preservación de los cocolitos. Las muestras que se depositaron durante períodos cálidos contienen cocolitos con abundantes recrecimientos en sus escudos (Fig. 5). Estos recrecimientos tienen morfologías y tamaños diversos que oscilan entre simples puntos de nucleación menores de una micra a cristales euhedrales bien desarrollados con tamaños comprendidos entre 2 y 4 micras. Mediante análisis EDAX se ha comprobado que estaban constituidos por LMC. Los núcleos más pequeños son menores de 0,02 micras y están localizados sobre

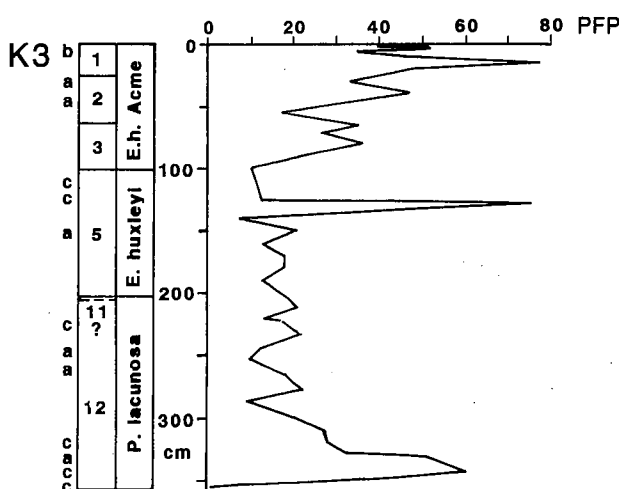
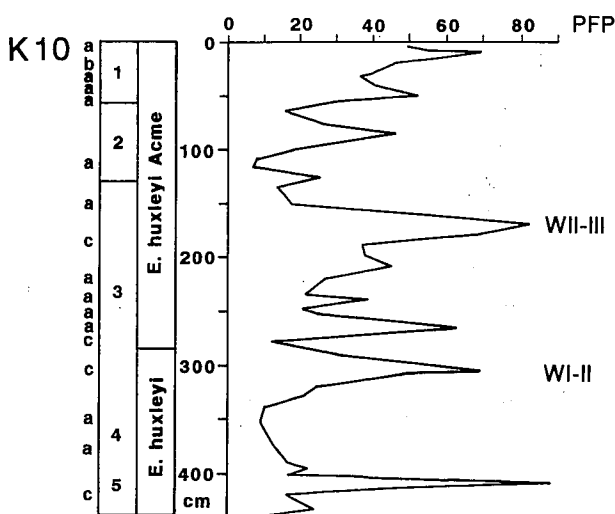
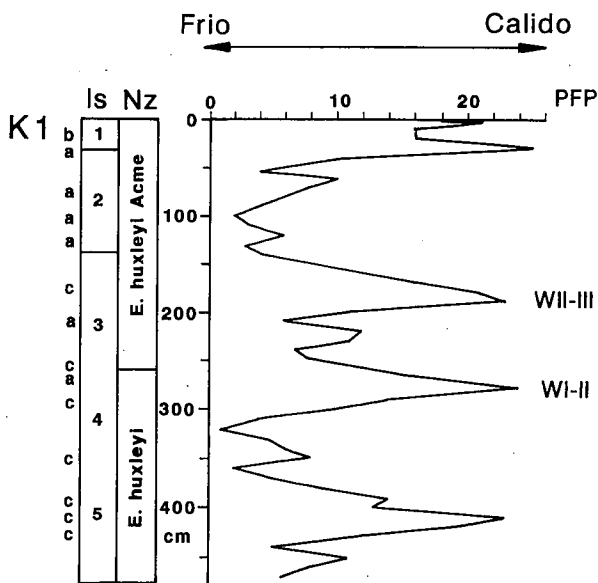


Fig. 4.-Oxygen isotope stages (Is), coccolith zonation (Nz), weigh contribution of planktonic foraminifera per gram of dry sediment (PPF) and location of samples studied by SEM (a). Small overgrowth nuclei (b), and extensive and well developed cementations are also indicated (c). Note that the most abundant overgrowths are detected in oxygen isotope stage 5, and in the interstadials Würm II-III (WII-III) and Würm I-II (WI-II) in isotope stage 3.

Fig. 4.-Estadios isotópicos (Is), nanzonación por cocolitos (Nz) y contribución en peso de los foraminíferos planctónicos (PPF). Situación de la muestras estudiadas al SEM (a) indicándose aquellas en las que se han detectado pequeños núcleos de recrecimiento (b) y las que presentan recrecimientos abundantes y bien desarrollados (c).



Fig. 5.-Microfotografías de recrecimientos diagenéticos en cocolitos. a: Cocolitos relativamente bien preservados, predominantemente *E. huxleyi*, Muestra 20-21 cm, testigo K1. b: recrecimientos calcíticos bien desarrollados sobre *R. clavigera* y *G. oceanica*, muestra 319-320 , testigo K1. c: El recrecimiento calcítico está tan desarrollado que impide la identificación específica del cocolito, muestra 419-420 testigo K10. d: Placolitos cementados por cristales euhedrales mayores de dos micras, muestra 221.5-222, testigo K3.

Fig. 5.-SEM photomicrographs of diagenetic overgrowths in coccoliths. a: Relatively well preserved coccoliths, mainly *E. huxleyi*, dominant in the upper part of cores ('Acme' *E. Huxleyi* zone). Sample from 20-21 cm, core K1. Note the tiny small overgrowth in the central area of a placolith (black arrow). Micarb particles (white arrow) are also present. Scale bar 4,3  $\mu\text{m}$ . b: Extensive overgrowths on



K1		K10		K3	
muestra	$\delta^{18}\text{O}$	muestra	$\delta^{18}\text{O}$	muestra	$\delta^{18}\text{O}$
0	1,34	9	1,26	1	1,60
1	1,60	30	2,43	3	1,42
3	1,13	32	2,43	4	1,26
10	1,15	40	2,78	6	2,32
20	2,09	55	3,11	15	1,13
30	2,35	64	3,62	19	1,64
40	1,99	76	2,79	44	4,35
55	3,10	85	3,74	55	4,21
61	3,76	93	3,78	65	2,96
70	3,67	109	3,54	71	2,56
109	3,41	115	3,59	80	2,95
120	3,48	126	3,60	90	3,04
140	3,82	135	3,07	100	3,59
149	3,13	143	3,47	110	3,19
169	3,38	151	3,57	120	1,55
180	3,97	160	3,28	140	1,16
189	2,83	169	3,20	149	1,06
200	3,13	178	3,52	160	1,38
210	3,87	189	5,05	170	0,73
220	2,85	199	3,61	180	2,05
230	3,14	209	3,33	190	0,45
239	3,41	220	3,54	203	3,76
250	3,46	234	3,30	210	0,67
265	3,54	238	3,51	221	0,83
278	2,69	247	3,20	222	1,78
290	3,32	253	3,20	233	1,93
300	2,84	256	4,02	254	2,64
310	3,36	265	5,15	265	1,80
320	3,62	290	4,32	299	2,41
330	3,42	306	2,70	310	2,15
339	3,82	308	3,84	319	1,88
349	2,20	319	4,28	328	2,88
359	3,33	329	3,29	330	2,50
370	3,65	359	2,45	335	2,29
380	3,35	370	3,56	349	2,30
390	4,15	380	4,25	352	3,17
399	3,54	390	4,42		
409	2,83	401	2,89		
419	2,9	405	2,58		
428	2,02	407	2,50		
439	3,46	419	2,20		
460	5,05	432	2,68		
470	2,69	439	3,76		

Tabla 4:  $\delta^{18}\text{O}$  ‰ (PDB) en *Globigerina bulloides*; testigos K1, K10, y K3.

Table 4:  $\delta^{18}\text{O}$  ‰ (PDB) in *Globigerina bulloides*; cores K1, K10, y K3.

las placas de los escudos distal y proximal así como alrededor del collar central de las especies más delicadas como *G. oceanica* y *E. huxleyi* (Fig. 5a). El desarrollo progresivo del recrecimiento da lugar a la formación de cristales euhedrales, principalmente a favor de las direcciones axiales cristalinas de los elementos originales de los placolitos. Estos cristales llegan a ocluir los poros centrales (Fig. 5b) y a destruir la estructura original de los placolitos (Fig. 5c). A menudo los placolitos están soldados entre ellos por cristales euhedrales bien definidos (Fig. 5d).

Por su parte, los coccolitos en los sedimentos depositados en períodos fríos se presentan ya sea bien preservados o parcial a casi totalmente disueltos.

#### 4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Como ya se ha comentado, en numerosos trabajos se considera que los estadios iniciales de la diagénesis en los nanofósiles tiene lugar durante un enterramiento somero menor de 100 m (Schlanger y Douglas, 1974; Mullins *et al.*, 1985). Garrison (1981) establece que en condiciones de enterramiento somero los coccolitos pequeños y las partículas carbonatadas micríticas (*micarb particles*) pueden desintegrarse por disolución dando lugar a un gran número de cristales con un tamaño del orden de unas pocas micras.

No hemos encontrado documentación sobre recrecimientos calcícticos en sedimentos cuaternarios análogos a los observados en los sedimentos estudiados en este trabajo. Hasta la fecha, los estudios de los diferentes estados de preservación de los coccolitos y partículas microcristalinas cuaternarias describen buenas condiciones de preservación o bien disoluciones. Así dentro del área mediterránea se han descrito en el mar Tirreno coccolitos bien conservados en sedimentos hemipelágicos que corresponden al estadio isotópico 5 (Violanti *et al.*, 1987). En testigos holocenos y del Pleistoceno más superior recuperados en el mar de Alborán (Bartolini, 1970), en las cuencas Egeas (Cita *et al.*, 1982), y en la bahía de Mallorca y zonas adyacentes (Mateu, 1986) no se ha descrito ningún tipo de recrecimiento calcíctico. En áreas alejadas del Mediterráneo como son el mar de Noruega (Muller, 1976), el margen continental norte del golfo de Vizcaya (Pujos, 1981), el mar Caribe (Constans y Parker, 1986), así como en otros océanos (Prell, 1985), la única transformación diagénica carbonatada descrita es la disolución selectiva de las especies más delicadas de coccolitos y/o los elementos estructurales más frágiles de las especies resistentes. Las únicas referencias sobre el desarrollo de pequeños microcristales en la superficie de algunos coccolitos corresponden a sedimentos pleistocenos (Site 374, DSDP) del mar Jónico (Han-Weinheimer *et al.*, 1978) y en los niveles de "chalks" de testigos Pleistocenos de las Bahamas (Mullins *et al.*, 1985). En ambos casos las nucleaciones son escasas y muy pequeñas.

En conclusión, pensamos que los recrecimientos calcícticos encontrados en los sedimentos hemipelágicos del margen continental del occidente de las Baleares constituyen un buen ejemplo de los procesos de diagénesis muy temprana que tiene lugar bajo condiciones de enterramiento muy someras (menos de 5m) durante el Cuaternario superior en condiciones de baja presión y temperatura. La existencia de los recrecimientos solamente en aquellos niveles estratigráficos correspon-

*R. clavigera* and *G. oceanica*. Note the axial development of euhedral crystals along the spine of *R. clavigera*. Observe, in the lower right corner, a crystal cementing this placolith and a specimen of *G. oceanica*. The occlusion of the central pore in another *G. oceanica* specimen is shown in the upper left corner (black arrow). Sample 319-320 cm, core K1, corresponding to the interstadial Würm I-II (isotope stage 3) in the *E. huxleyi* Zone. c: Unidentifiable coccolith due to extensive overgrowth of LMC euhedral crystals. Note the small nuclei on an euhedral crystal (white arrow). Sample 419-420 cm, core K10, oxygen isotopic stage 5 (*E. huxleyi* Zone). d: Placoliths cemented by euhedral crystals up to 2  $\mu\text{m}$ -size. Arrows show very small crystal nuclei on both placoliths and euhedral crystals. Sample 221.5-222 cm, core K3. Isotope stage 5 (*E. huxleyi* Zone).

dientes a momentos cálidos (ver figura 3) parece indicar que son el resultado de un proceso diagenético temprano dependiente del clima que ha tenido lugar durante el Cuaternario superior. Por otra parte, la alterancia, dentro del registro sedimentario de los tres testigos estudiados, de coccolitos con disoluciones y recristalizaciones o buen estado de preservación según el régimen climático en que se depositaron los sedimentos, parece indicar que las transformaciones diagenéticas que dieron lugar tanto a la disolución en los momentos fríos como al recrecimiento en los cálidos son tempranas, pudiendo haberse producido sinsedimentariamente o en los niveles más superficiales del sedimento.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bartolini, C. (1970): Coccoliths from sediments of the Western Mediterranean. *Micropaleontology*, 16: 129-154.
- Boardman, M.R. y Neumann, A.C. (1985): Sources and cycles of off-bank carbonates. *Jour. Sed. Petrol.*, 54: 1110-1123.
- Burns, S.J. y Neumann, A.C. (1987): Pelagic sedimentation on an inactive gullied slope, Northwest Providence Channel, Bahamas. *Mar. Geol.*, 77: 277-286.
- Cita, M.B., Broglia, C., Malinverno, A., Spezzibottiani, G., Tomadin, L. y Violanti, D. (1982): Late Quaternary pelagic sedimentation on the southern Calabrian Ridge and Western Mediterranean Ridge, Eastern Mediterranean. *Mar. Micropaleontol.*, 7: 135-162.
- Constans, R.E. y Parker, M.E. (1986) Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoclimatic indices for the late Quaternary, Deep Sea Drilling Project, Leg 96, Gulf of Mexico. In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 96: 601-626.
- Dix, G.R. y Mullins, H.T. (1988): Rapid burial diagenesis of deep-water carbonates: Exuma Sound, Bahamas. *Geology*, 16(8): 680-683.
- Garrison, R.E. (1981): Diagenesis of carbonate sediments: a review of the DSDP perspective. In: *The Deep Sea Drilling Project: A decade of progress* (J.E. Warme, R.G. Douglas y E.L. Winterer, eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral. Sp. Pub., 32: 181-207.
- Gardner, J.V., Dean, W.E., Bisagno, L. y Hemphill, E. (1986): Late Neogene and Quaternary coarse fraction and carbonate stratigraphies for site 586 on Ontong-Java Plateau and site 591 on Lord Howe Rise. In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 90(2): 1201-1224.
- Hallegraeff, G.M. (1984): Coccolithophorids (calcareous nannoplankton) from Australian waters. *Bot. Mar.* 27(6): 229-247.
- Han-Weinheimer, P., Fabricius, F., Miller, J. y Sigl, W. (1978): Stable isotopes of oxygen and carbon in carbonates and organic material from Pleistocene to upper Miocene sediments at site 374 (DSDP leg 42A). In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 42: 483-488.
- Heat, K.C. y Mullins, H.T. (1984): Open-ocean, off-bank transport of fine-grained carbonate sediments in the northern Bahamas. In: *Fine-grained sediments: Deep-water processes y facies*. (D.A.W. Stow y D.J.W. Piper, Eds.) Geological Society, Sp. Pub., 15: 199-208.
- Heimdal, B.R. y Gaarder, K.R. (1980): Coccolithophorids from the northern part of the central Atlantic. I. Holo-coccolithophorids. *Meteor Forschungs Ergeb.* D32: 1-14.
- Heimdal, B.R. y Gaarder, K.R. (1981): Coccolithophorids from the northern part of the central Atlantic. II. Heterococcolithophorids. *Meteor Forschungs Ergeb.*, D33: 37-69.
- Jorgensen, N.O. (1986): Geochemistry, diagenesis, and nannofacies of chalk in the north Sea Central Graben. *Sedim. Geol.*, 48: 267-294.
- Mackenzie, F.T., Bischoff, W.D., Bishop, F.C., Loijens, J., Schoonmaker, J. y Wollast, R. (1983): Magnesian calcites: low-temperature occurrence, solubility and solid solution behavior. *Reviews in Mineralogy*, 11: 97-144.
- McCrea, J.M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonate y paleotemperature scale. *Jour. Chem. Physics*, 18: 819-857.
- Martínez, B. y Plana, F. (1987): Quantitative X-ray diffraction of carbonate sediments: mineralogical analysis through fitting of Lorentzian profiles to diffraction peaks. *Sedimentology*, 34: 169-174.
- Mateu, G. (1986): Nanoplankton calcáreo Pliocuatnario del mar Balear (Mediterráneo Occidental): Implicaciones cronoestratigráficas y paleobiogeográficas. *Rev. Esp. Micropal.*, 17: 167-200.
- Matter, A. (1972): Burial diagenesis of pelitic and carbonate deep-sea sediments from the Arabian sea. In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 23: 421-465.
- Matter, A., Douglas, R.C. y Perch-Nielsen, K. (1975): Fossil preservation, geochemistry, and diagenesis of pelagic carbonates from Shatsky rise, northwest Pacific. In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 32: 891-907.
- Muller, C. (1976): Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton in the Norwegian-Greenland Sea, DSDP leg 38. In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project* Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 38: 823-841.
- Mullins, H.T., Gardulski, A.F., Hinchey, E.J. y Hine, A.C. (1988): The modern carbonate ramp slope of Central West Florida. *Jour. Sed. Petrol.*, 58: 273-290.
- Mullins, H.T. y Neumann, A.C. (1979): Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the Northern Bahamas. In: *Geology of Continental Slopes* (L.J. Doyle y O.H. Pilkey, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral. Sp. Pub., 27: 165-192.
- Mullins, H.T., Wise, S.W., Gardulski, A.F., Hinchey, E.J., Masters, M. y Siegel, D.I. (1985): Shallow subsurface diagenesis

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los doctores J. Marsall, C. Santisteban y C. Taberner la revisión previa del manuscrito. Al doctor J.A. Vera y a dos revisores anónimos las observaciones sobre la versión final de este artículo. A J.M. Fortuño su asistencia técnica durante la utilización del SEM. A M. Reyes por su ayuda en la obtención de los valores isotópicos. Las figuras han sido delineadas por E. Clavero.

- sis of Pleistocene periplatform ooze: northern Bahamas. *Sedimentology*, 32: 473-494.
- Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., Gillot, P.Y. y Duplessy, J.C. (1986): Tyrrhenian sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60,000 years. *Mar. Geol.*, 72: 259-285.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore, T.C., Shackleton, N.J., Prell, W., Hays, J. y Boden, G. (1984): High resolution stratigraphic correlation of benthic isotopic record spanning the last 300,000 years. *Mar. Geol.*, 56: 119-136.
- Prell, L.W. (1985): Pliocene stable isotope and carbonate stratigraphy (holes 572C and 573A). Paleogeographic data bearing on the question of Pliocene glaciation. In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 85: 723-34.
- Pujol, C. y Turon, J.C. (1986): Comparaison des cycles climatiques en domaine marin et continental entre 130000 et 28000 ans BP dans l'hémisphère nord. *Bull. Ass. Fran. Quat.* 1/2: 17-25.
- Pujos, A. (1981): Quaternary nanofossil from Goban Spur, Eastern North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Holes 548 and 549A. In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project* 80(2): Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 80(2): 767-792.
- Roth, P.H. y Thierstein, H. (1970): Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea drilling Project. In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 14: 421-485.
- Samtleben, C. (1978): Pliocene-Pleistocene Coccolith assemblages from Sierra Leone Rise Site 366, Leg 41. In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 41: 913-921.
- Schlager, W. y James, N.P. (1978): Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Sedimentology*, 25: 675-702.
- Schlanger, S.O. y Douglas, R.G. (1974): The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. In: *Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea* (K.J.Hsu y H.C.Jenkyns, Eds.), I.A.S. Spec. Pub., 1: 31-62.
- Van der Lingen, G. y Packham, G.H. (1975): Relations between diagenesis and physical properties of biogenic sediments of the Ontong-Java plateau (Sites 288 and 289, DSDP). In: *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 30: 443-481.
- Vázquez, A. (1988): *Procesos sedimentarios y diagenéticos en los sedimentos carbonatados hemipelágicos del Margen Sur-Balear*. Tesis Univ. Politécnica de Cataluña. 485 p.
- Violanti, D., Parisi, E. y Erba, E. (1987): Fluctuazioni climatiche durante il Quaternario nel Mare Tirreno, Mediterraneo Occidentale (Carota PC-19, Ban 80). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 92: 515-570.
- Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D. y Raffi, I. (1988): Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 64: 221-240.

Recibido el 27 de abril de 1990  
Aceptado el 18 de junio de 1990