

Oscilaciones eustáticas de alta frecuencia en el Neógeno superior de Sorbas (Almería, sureste de España)

High-frequency eustatic changes in the upper Neogene of Sorbas (Almeria, south-eastern Spain)

C. J. Dabrio y M. D. Polo

Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040-Madrid.

ABSTRACT

A brief description of detail stratigraphy of the Late-Neogene Terminal Carbonate Complex and the Sorbas Member, and the precise role of the stromatolite layers that occur interbedded. The vicinity to the sources of coarse-grained sediment input, mobility of the sea-bottom, and the topographic elevation reached by the sea during high stands of 4th/5th order oscillations control the development of stromatolites. Recognition of high-frequency (fourth and fifth-order cycles) inside a third-order (TB 3.4) eustatic cycle.

Key words: mixed shelf, fringing reefs, stromatolites, talus slope, eustatic oscillations, Late Neogene, south-eastern Spain.

Geogaceta, 18 (1995), 75-78
ISSN: 0213683X

Introducción

La cuenca de Sorbas es una depresión estrecha y alargada en dirección este oeste, situada entre las sierras de los Filabres y de Alhamilla, en las Cordilleras Béticas orientales (Fig. 1), cuyo relleno sedimentario abarca del Mioceno Medio al Cuaternario. A finales del Messiniense, la cuenca era un golfo abierto hacia el este, cuyos márgenes norte y sur eran taludes heredados de, o erosivos en, las unidades messinienses infrayacentes (Fig. 2).

Sobre los yesos messinienses se depositó en las cuencas almerienses una unidad detrítica y calcarenítica marina somera, que Ruegg (1996) bautizó Miembro Sorbas (MS). Hacia los márgenes de las cuencas, o en relieves aislados dentro de ellas, el MS aparece como calcarenitas y oolitas recibiendo entonces el nombre de "Complejo Carbonatado Terminal" (CCT) (Dabrio *et al.*, 1981). El CCT típico contiene estromatolitos (Dabrio *et al.*, 1981, 1985) y trombolitos (Riding *et al.*, 1991, Martín *et al.*, 1993) mientras que el MS puede incluir estromatolitos, frecuentemente arenosos (siliciclásticos), en los depósitos de playa (Roep, *et al.*, 1979).

El objetivo de este trabajo es precisar la estratigrafía del CCT en la cuenca de Sorbas, situando las bioconstrucciones estromatolíticas en el CCT y en el MS, y poner de manifiesto las oscilaciones eustáticas registradas en los depósitos del Complejo Carbonatado Terminal usando como área tipo la Rambla de Góchar, y ofreciendo una

primera interpretación para ellas.

El complejo carbonatado terminal de góchar

El CCT solapa las antiguas plataformas y taludes del arrecife messiniense formando un *offlap* complejo en el que se pueden distinguir varias unidades dos de las cuales, al menos, incluyen bioconstrucciones arrecifales de *Porites*, y otras dos estromatolitos. Un análisis detallado de las

morfologías y la disposición topográfica de los cuerpos sedimentarios (prácticamente igual a la original) permite precisar la estratigrafía y obtener datos sobre la evolución del nivel del mar (Fig. 3A). Este dispositivo estratigráfico es algo diferente a los propuestos por Dabrio *et al.*, (1985) y Martín *et al.*, (1993).

Unidad 1: es una unidad esencialmente siliciclástica expansiva sobre el complejo arrecifal messiniense infrayacente. En la zona litoral y la plataforma somera mixta,

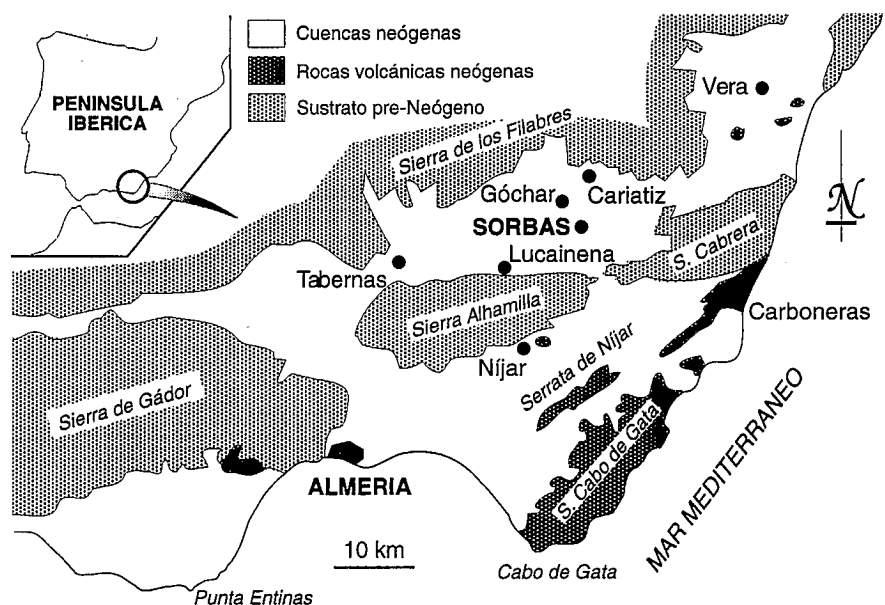


Fig. 1.- Mapa de situación de la zona estudiada y localidades citadas en el texto.

Fig. 1.- Location map of the study zone and localities cited in the text.

hay depósitos mixtos siliciclásticos y carbonatados descritos e interpretados por Dabrio *et al.*, (1985). Contiene al menos un nivel estromatolítico cerca de la base y otro hacia el techo de la unidad; ambos son muy arenosos, de láminas gruesas y mal desarrolladas.

Esta unidad conglomerática continua en el talud, donde se extiende adosada al paleo-acantilado. Hacia el sur (en dirección al mar abierto) los conglomerados, heterométricos y con estratificación gruesa, pasan bruscamente a areniscas y calcarenitas de grano grueso y medio todos ellos con buzamientos originales al sur.

La Unidad 1 es un depósito costero terrígeno cercano a la desembocadura de una rambla, tras un (o más?) descenso relativo del nivel del mar, la muerte del arrecife y su erosión parcial.

Unidad 2: consiste al menos en cinco abanicos progradantes (2.1 a 2.5) adosados al margen de la plataforma, cuyos taludes distales presentan cliniformas con *downlap*. Los abanicos 2.1 y 2.3 son los taludes de bioconstrucciones de *Porites* relativamente delgadas, pero extensas, que ocupan las partes topográficamente más altas del margen de la plataforma (Fig. 3). Las colonias tienen forma de bastón, pero se observan muchos crecimientos de aspecto laminar o en plato.

Las facies de talud son calcareníticas y calcilitíficas laminadas que, en la parte más proximal, contienen bloques caídos que deforman la laminación. La progradación del talud genera una secuencia granocreciente constituida por: (a) lutitas laminadas, (b) areniscas medias a finas con laminación cruzada de *ripples* de oscilación (*storm sand layers*), y (c) areniscas y calcarenitas bioturbadas con laminación cruzada de *ripples* de oscilación (de crestas paralelas a la elongación regional del talud), y laminación paralela. Localmente hay deformación por escape de fluidos (2.3) y bioturbación de tipo *Ophiomorpha* (2.1).

Las sub-unidades son discordantes entre sí en respuesta a la mutua acomodación. Su disposición geométrica, la altura topográfica a la que se sitúan, y las secuencias sedimentarias que generan en el talud permiten reconocer un control eustático, cuyas sucesivas fluctuaciones dan lugar a los abanicos. En nuestra opinión la sucesión granocreciente (a ⇒ b ⇒ c) es somerizante y el paso vertical c ⇒ a representa una profundización.

Unidad 3: Es conglomerática, con cuñas de areniscas y niveles estromatolíticos en el talud y trombolíticos en la plataforma. Se apoya sobre las anteriores pero no llega a sobrepasar el paleorrelieve heredado de las bio

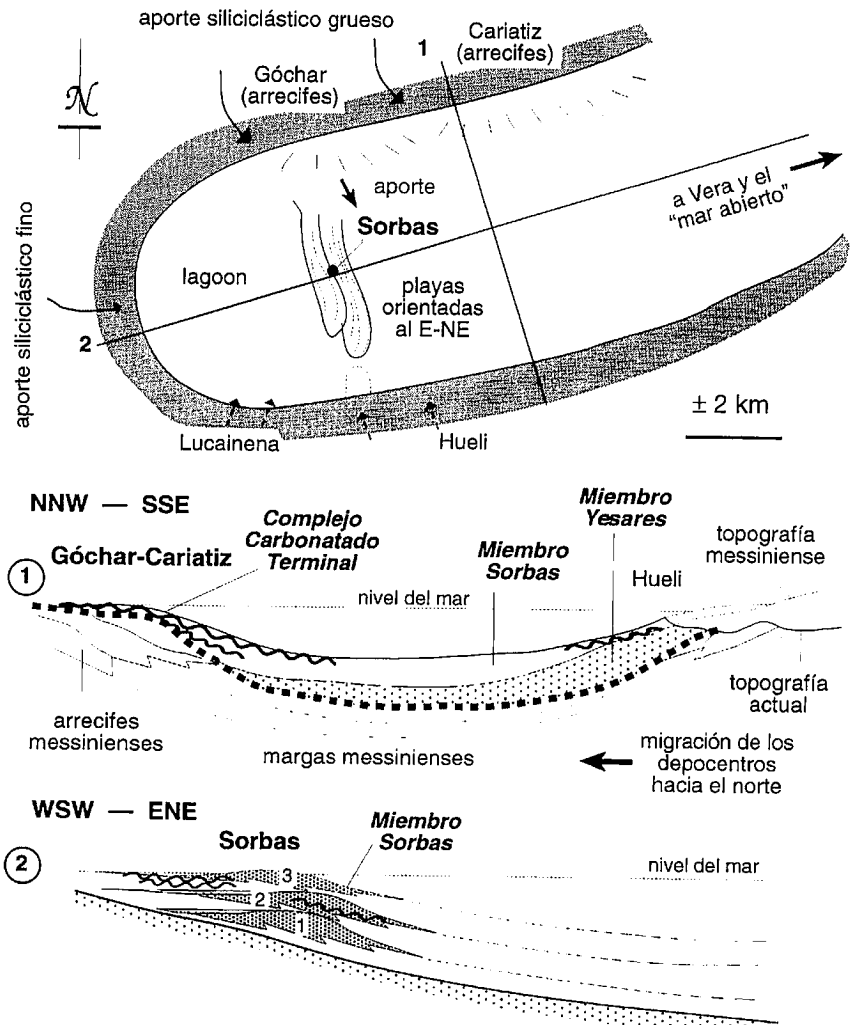


Fig. 2.- Paleogeografía esquemática y cortes representativos de la cuenca de Sorbas en el Messiniense Terminal, con las unidades estratigráficas principales citadas en el texto.

Fig. 2.- Simplified palaeogeography and representative cross-sections of the Late-Messinian Sorbas basin, with the main stratigraphic units cited in the text.

construcciones de la sub-unidad 2.3. El límite inferior es una superficie erosiva que trunca las unidades infrayacentes y que aparece tapizada por bloques erosionados de ellas. Algunos de los bloques que tapizan la superficie erosiva basal de la unidad aparecen cubiertos por crecimientos estromatolíticos: éste debe ser el nivel que Martín *et al.*, (1993) figuran en la parte alta de su unidad 2 en Góchar. El recubrimiento estromatolítico indica un origen subacuático, pero no muy profundo, porque las areniscas de grano medio a grueso suprayacentes presentan laminación cruzada de *ripples* y *megaripples* de oscilación.

Estos depósitos se organizan en, por lo menos, cuatro secuencias (no siempre bien desarrolladas) constituidas por: (a) superficie erosiva; (b) conglomerados de base erosiva; (c) arenas y areniscas con estratificación y laminación cruzada en

surco de *ripples* de oscilación; (d) areniscas de cemento calcáreo, con laminación paralela en bancos delgados, que dan paso a los estromatolitos (Figs. 3 y 4).

Suponemos que, en todas ellas, "a" representan la bajada eustática, "b" el cortejo de sistemas de facies (C.S.F.) de nivel del mar bajo (*lowstand*) de la fluctuación; "c" el C.S.F. transgresivas (*transgressive*) y "d" el C.S.F. de nivel alto (*highstand*). En nuestra hipótesis, los estromatolitos marcan el final del episodio de nivel alto del ciclo eustático positivo que, dadas las potencias de las secuencias, suponemos de periodo más corto que las de la unidad 2.

El nivel estromatolítico más desarrollado es el de la sub-unidad 3.3. que, hacia la parte distal del talud (frente a la caseta del agua), se amalgama con el de la sub-unidad 3.4. Estos niveles equivalen, hacia la parte alta del talud y la plataforma, a los trombolitos de plataforma descritos e

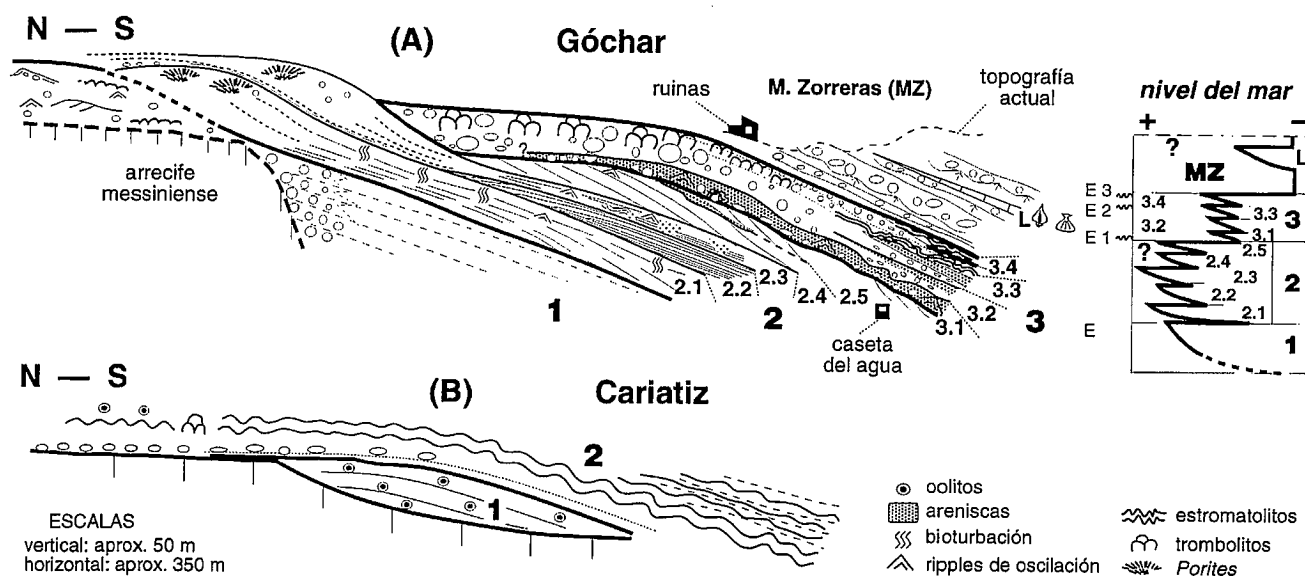


Fig. 3.- (A) Reconstrucción del sistema de plataforma y talud de Góchar en la margen oriental de la rambla y oscilaciones eustáticas deducidas (E 1 a E 3: niveles estromatolíticos). (B) Unidades en las cercanías de Cariatiz.

Fig. 3.- (A) Reconstruction of the shelf to slope system in the eastern margin of the river gorge, and deduced eustatic oscillations (E 1 to 3: stromatolite layers). (B) Units near Cariatiz.

interpretados por Martín *et al.*, (1993). Las bioconstrucciones algales recubren los grandes bloques (probablemente aportados por *debris flows*) mientras que los materiales más finos fueron removidos mar adentro. Es decir, durante cierto tiempo quedaron muy reducidos los aportes terrígenos y los estromatolitos colonizaron el talud y los trombolitos la plataforma. Las láminas de crecimiento entrapan material siliciclástico areno-limoso y biota marina normal (Martín *et al.*, 1993).

Unidad 4: Materiales fluviales del Miembro Zorreras (Ruegg, 1996) que, en estas áreas proximales, forman una alternancia de niveles métricos de conglomerados de base canalizada y de lutitas arenosas rojizas bioturbadas por raíces de llanura de inundación. Tres secuencias por encima del contacto (aproximadamente 15 m de sucesión) aparece una intercalación blanca de 75 cm. de potencia que tiende a acuñarse hacia el norte. Está formada por calcarenitas ricas en gasterópodos, bivalvos y ostrácodos de aguas salobres (estudio preliminar de C. Herrero, Madrid y de J. Civis, Salamanca) depositados en el denominado *lagomare*. Creemos que esta es la primera cita de este nivel de correlación regional en el afloramiento de Góchar.

El complejo terminal en Cariatiz

Se reconocen solo dos unidades (Fig. 3B). La inferior, oolítica, se apoya en *onlap* sobre las facies de talud medio-proximal del antiguo arrecife messiniense; cerca de

Cariatiz, presenta estratificación cruzada de gran escala hacia el norte (contra los paleoescarpes) debida, posiblemente, a oleaje. La superior, más potente, es expansiva sobre ésta y llega a reposar sobre las partes más altas del paleorelieve, dejando una sucesión de conglomerados, arenas con laminaciones de *ripples* de oscilación, estromatolitos de láminas gruesas, calcareníticos, trombolitos (escasos) y, a techo, calcarenitas oolíticas. Hacia el talud y la cuenca, consiste en calcarenitas y abundantes estromatolitos.

El miembro Sorbas

Lo forman 70 m de depósitos de isla barrera micromareal en el fondo del golfo (Fig. 2).

La sucesión consiste en tres unidades informales y descriptivas (1, 2, y 3 en orden ascendente) de areniscas y calcarenitas sobre lutitas laminadas, formando secuencias granocrecientes (Dabrio *et al.*, 1985). Las dos inferiores se deben a la progradación compleja de islas barrera dominadas por el oleaje y la más alta a movimientos más irregulares de los ambientes al reducirse el espacio de acomodación. En cada unidad se reconocen varios episodios progradantes y retrogradantes en respuesta a fluctuaciones eustáticas, atribuibles a ciclos de quinto orden, actualmente en estudio.

Los estromatolitos son principalmente arenosos (siliciclásticos) y aparecen en las unidades 2 y 3 (Fig. 4). En la unidad 2, forman un nivel que llega a superar los 3 m de

potencia, separando las lutitas laminadas de *offshore* de las calcarenitas con laminación cruzada de *ripples* de oscilación del *shoreface*. El cambio litológico (a más calcarenítico) marca una interrupción sedimentaria asociada a una bajada eustática. En la unidad 3 son arenosos y cubren los ambientes costeros; pueden correlacionarse con los de la unidad 3 de Góchar (Fig. 4) pues, como allí, el tamaño de grano tiende a ser mayor y hay poco espacio de acomodación disponible, lo cual indica que el ascenso eustático no fue tan importante como en las anteriores.

Distribución de los estromatolitos

Las diferencias en las sucesiones de los tres afloramientos se deben a los diversos contextos paleogeográficos y a la cantidad y granulometría de los aportes siliciclásticos que reciben. En Góchar, la sedimentación se produjo cerca de la desembocadura de ríos de gravas. La plataforma progradaba con dominio siliciclástico cuando el nivel del mar de los *high-stands* era más bajo (unidad 1) y como arrecifes franjeantes cuando era más alto (2.1, 2.3, Fig. 3) y los terrígenos quedaban retenidos algo más al norte.

En Cariatiz dominan los materiales carbonatados pues el aporte siliciclástico era menor. Por ello los estromatolitos y las calizas laminadas forman gran parte de la unidad superior.

En Sorbas, el mayor aporte siliciclástico arenoso-lutítico y la mayor movilidad

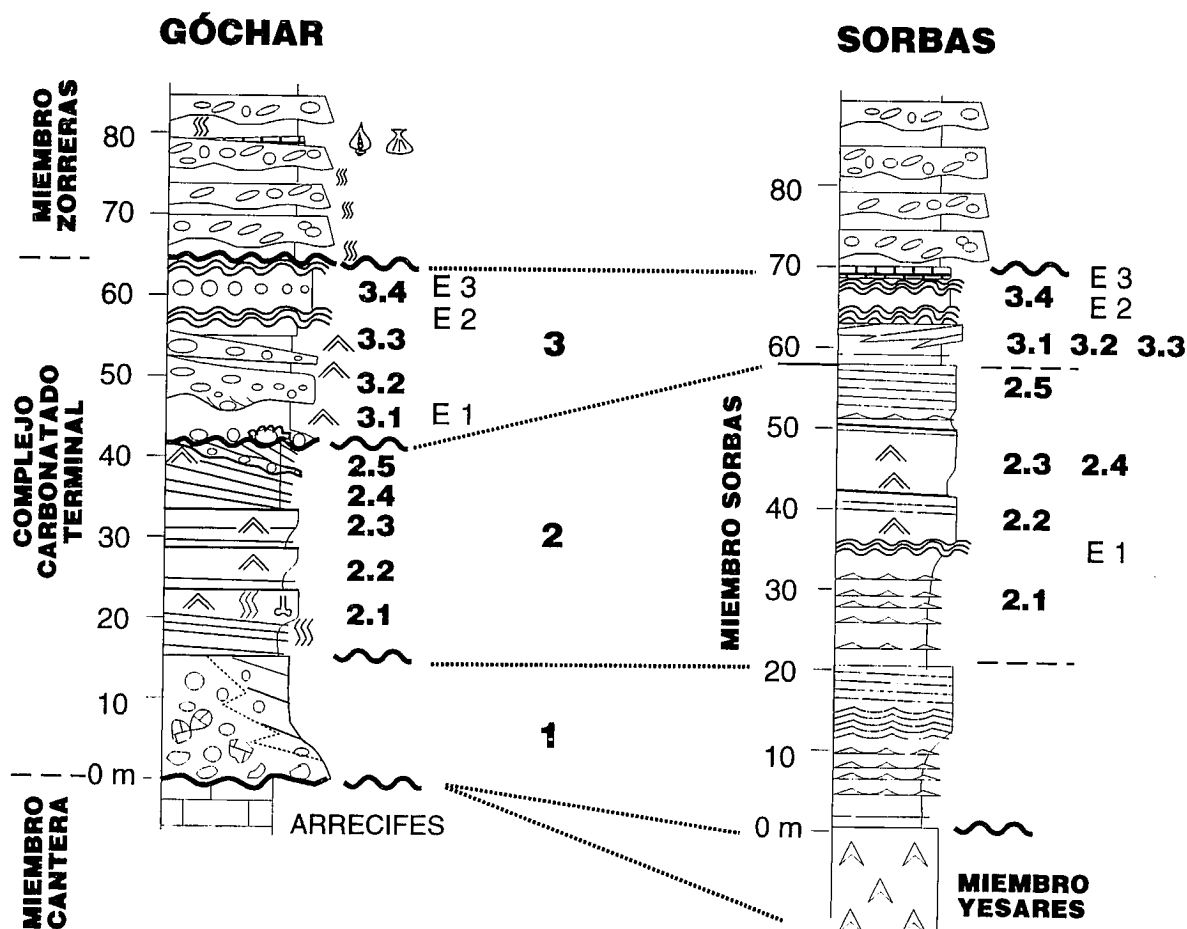


Fig. 4.- Correlación de columnas sintéticas de la Rambla de Góchar y del pueblo de Sorbas. El nivel estromatolítico E 1 de Sorbas puede correlacionarse con el inferior de Cariatiz, no encontrado en Góchar. La escala vertical de Góchar es poco precisa por la forma de cuña de las unidades (E 1 a E 3: niveles estromatolíticos).

Fig. 4.- Correlation of synthetic sections of Rambla de Góchar and Sorbas town. Stromatolite layer E 1 in Sorbas may be correlated with the lower layer in Cariatiz, not found in Góchar. Note that wedge-shaped units make vertical scales in Góchar inaccurate (E 1 to E 3: stromatolite layers).

del fondo por la acción del oleaje, inhibió el crecimiento estromatolítico salvo en ciertos episodios, cuando las bioconstrucciones colonizaban los ambientes litorales.

Cambios eustáticos y ciclos globales

Los materiales del Messiniense-Plioceno (zona de *G. margaritae* y *G. crassaformis*) se pueden correlacionar con el ciclo de tercer orden TB 3.4 de Vail *et al.*, (1977), formando una secuencia deposicional constituida por los Miembros Yesares (C.S.F. de nivel bajo: evaporitas messinienses) y Sorbas (C.S.F. transgresivo y de nivel alto). El Miembro Zorreras (fluvial) formaría el C.S.F. de nivel bajo de la siguiente secuencia deposicional atribuible al ciclo TB 3.4 (con oscilaciones menores representadas por los niveles del "lagomare"), cuyos C.S.F. transgre-sivo-alto estarían representados en Sorbas por las calcarenitas marinas fosilíferas amarillas del Cerro de Zorreras. Sin embargo, Martínez del Olmo (in litt) niega el carácter evaporítico de la crisis de salinidad y

atribuye el CCT al complejo progradante de una secuencia deposicional (¿3.5?) cuyos depósitos de nivel bajo incluirían también los del Miembro Zorreras y los transgresivos y de nivel alto serían los marinos del Plioceno. El problema no tiene solución en nuestra área de trabajo donde el registro sedimentario es discontinuo debido a la situación marginal de la cuenca respecto al antiguo mar que, a partir del Mio-Plioceno, sólo la cubriría en las transgresiones más importantes.

En cualquier caso, los ciclos eustáticos distinguidos por primera vez en los materiales del MS/CCT serían, al menos, de cuarto orden y las fluctuaciones en cada uno de las unidades (en particular la 3 de Góchar), de quinto orden. Estos ciclos son de entidad parecida a los descritos por Braga y Martín (1992) en los crecimientos arrecifales messinienses infrayacentes y pueden identificarse con parasecuencias. Estamos estudiando la ciclicidad de los materiales costeros de Sorbas pues aún se distinguen, al menos, dos niveles de frecuencias progresivamente más altas.

Referencias

Braga, J. C. y Martín, J. M. (1992). *SEPM/IAS Res. Conf. Carbonate Stratigraphic Sequences: Sequence Boundaries and Associated Facies*: 78-108.
 Dabrio, C. J., Esteban, M. y Martín, J. M. (1981). *Jour. Sed. Petrol.*, 51: 521-539.
 Dabrio, C. J., Martín, J. M. y Megías, A. G. (1985). *6th Europ. Reg. Mtg. Sediment. I. A. S. Excursion Guidebook*: 269-305.
 Martín, J. M., Braga, J. C. y Riding, R. (1993). *Jour. Sed. Petrol.*, 63: 131-139.
 Martínez del Olmo (1994). *Tertiary Basins of Spain. Cambridge University Press* (in litt).
 Riding, R., Braga, J. C. y Martín, J. M. (1991). *Sedim Geol.*, 71: 121-127.
 Roep, T., Beets, D. J., Dronkert, H. y Pagnier, H. (1979). *Sedim Geol.*, 22: 135-163.
 Ruegg, G. J. H. (1964). *Geol. Inst. Univ. Amsterdam*, 64 págs. (inéd.)
 Vail, P. R., Mitchum, R. M. y Thompson, S. III (1977). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26: 83-97.