

Bioestratigrafía basada en foraminíferos planctónicos para el Mioceno superior y Plioceno de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental)

Late Miocene and Pliocene planktonic foraminifer biostratigraphy of the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera)

Hugo Corbí, José A. Pina y Jesús M. Soria

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Ap 99 - 03080 Alicante. hugo.corbi@ua.es; jose.pina@ua.es; jesus.soria@ua.es

ABSTRACT

The planktonic foraminifers biostratigraphy is crucial in order to precise the timing of the main tectono-sedimentary and palaeogeographic events through the evolution of the Bajo Segura Basin. Our results indicates that the marine stratigraphic record of the basin spans from the earliest late Miocene to the early Pliocene. For this temporal interval, all the recent, astronomically calibrated, planktonic foraminifers biozones had been documented. The oldest depositional stage in the basin is marked by a regional-scale transgression in coincidence with the MMi9 biozone (early Tortonian). The youngest basin-wide marine episode occurs at the MPI4a biozone (Zanclean). The Messinian Salinity Crisis, as a specially noticeable event in the Mediterranean domain, is bracketed between the last Messinian biozone (MMi13c) and the first Pliocene biozone (MPI1).

Key words: Biostratigraphy, planktonic foraminifers, late Miocene, Pliocene, Bajo Segura Basin.

Geogaceta, 48 (2010), 71-74
ISSN: 0213-683X

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2010
Fecha de revisión: 21 de abril de 2010
Fecha de aceptación: 28 de mayo de 2010

Introducción

La Cuenca del Bajo Segura presenta uno de los registros estratigráficos más completos, tanto desde el punto de vista temporal como de sistemas de depósito, de todas las cuencas Neógeno - Cuaternarias de la Cordillera Bética. En lo que se refiere a los foraminíferos planctónicos, la información bioestratigráfica general de la cuenca actualmente disponible está basada en los esquemas zonales de Bizon *et al.* (1972), seguidos por Montenat (1990). Estudios más modernos, centrados en intervalos temporales concretos, han aplicado las biozonaciones de Blow (1969), D'Onofrio *et al.* (1975) y otras escalas bioestratigráficas clásicas referidas en Serrano *et al.* (1995) o han utilizado bioeventos calibrados astronómicamente en otras cuencas del Mediterráneo (Krijgsman *et al.*, 2006). Nuestro análisis bioestratigráfico se ha realizado para todo el relleno de la cuenca, aplicando los modernos esquemas zonales recogidos en Lourens *et al.* (2004) y Iaccarino y Premoli-Silva (2007). Los resultados obtenidos han permitido reconocer todas las biozonas desde el Tortonense inferior

hasta el Plioceno inferior, además de una serie de bioeventos intrazonales, algunos no documentados hasta el presente, que pueden ser útiles para correlaciones regionales de alta precisión a escala de todo el Mediterráneo. La bioestratigrafía que aquí se presenta es una herramienta clave para precisar la edad de los principales eventos en la evolución tectosedimentaria y paleogeográfica de la Cuenca del Bajo Segura.

Contexto geológico y arquitectura estratigráfica

La Cuenca del Bajo Segura está localizada en la terminación oriental de la Cordillera Bética. El basamento de la cuenca está formado por rocas de los dos dominios geológicos principales de la cordillera: Zonas Internas (Complejo Alpujarride) al sur y Zonas Externas (Subbético y Prebético) al norte. Dentro del basamento de la cuenca se incluyen una serie de unidades de edad Mioceno inferior y medio (Neógeno antiguo, según Montenat *et al.*, 1990), que se disponen en discordancia sobre las Zonas Internas y Externas. La génesis de la Cuenca del Bajo Segura se inició a co-

mienzos del Mioceno superior, al igual que otras muchas cuencas de la Cordillera Bética que formaron en conjunto las denominadas Cuencas Neógenas Postorogénicas (Viseras *et al.*, 2004). Su relleno sedimentario abarca temporalmente desde el Tortonense hasta el Cuaternario, con un fuerte control tectónico relacionado con la actuación del Segmento Bético de la Zona de Cizalla Litosférica Trans-Alborán (de Larouzière *et al.*, 1988). Los principales rasgos estratigráficos de la cuenca fueron ilustrados por Montenat *et al.* (1990), y posteriormente modificados y/o completados en algunos aspectos por Martínez del Olmo y Serrano-Oñate (2000), Tent-Manclús (2003) y Soria *et al.* (2005, 2008 a y b). Integrando la información de estos autores, el registro estratigráfico de la Cuenca del Bajo Segura puede ser dividido en cinco unidades aloestratigráficas, aquí denominadas como sintemas, que están limitadas por discontinuidades mayores en la evolución tectosedimentaria y paleogeográfica de la cuenca. Estos sintemas se han definido para el intervalo Tortonense - Plioceno inferior, durante el cual la cuenca presenta se-

dimentación marina. Los depósitos de edad Plioceno superior y Cuaternario son mayoritariamente continentales, de lagunas costeras y de playa, rasgo que impide realizar un estudio bioestratigráfico de los mismos mediante foraminíferos planctónicos.

Los cinco sistemas que son objeto de nuestro estudio están representados en los dos afloramientos principales (sector norte y sector sur; ver Fig. 1) de los materiales del Mioceno superior y Plioceno de la Cuenca del Bajo Segura. Estos sistemas son los siguientes: Tortoniense - I (T-I), Tortoniense -II (T-II), Tortoniense - Messiniense I (T-MI), Messiniense - II (MII), y Plioceno (P). La base del sistema T-I marca una transgresión y el comienzo de la sedimentación marina. En conjunto define un ciclo transgresivo-regresivo, que consta de una secuencia inferior de profundización (desde depósitos aluviales-deltaicos a margas de cuenca profunda) y de otra secuencia superior de somerización (desde margas de cuenca a areniscas marinas someras). El límite entre los sistemas T-I y T-II corresponde a la discontinuidad intra-Tortoniense, que se manifiesta por una discordancia angular (Montenat *et al.*, 1990). El sistema T-II está formado por dos secuencias de somerización superpuestas, ambas dominadas por margas de cuenca y coronadas a techo por areniscas marinas someras. El límite entre los sistemas T-II y T-MI coincide con la discontinuidad fini-Tortoniense, cuya expresión es una superficie de truncación (Soria *et al.*, 2008 a y b). Este sistema forma una única secuencia de somerización, de similares características a las infrayacentes. El límite entre los sistemas T-MI y MII ha sido denominado como discontinuidad intra-Messiniense, que se manifiesta por una superficie de erosión generada por una primera caída del nivel del mar en relación con la «Crisis de Salinidad» del Messiniense (Soria *et al.*, 2005 y 2008 a y b). El sistema M-II incluye tanto las evaporitas típicas del Messiniense, como otros sedimentos correlativos, especialmente los materiales de afinidad Lago-Mare. El límite entre los sistemas M-II y P representa la discontinuidad fini-Messiniense, que está expresada por una superficie erosiva fuertemente encajada con morfologías de paleovalles incisos; esta discontinuidad está generada por una segunda caída del nivel del mar en relación con la «Crisis de Salinidad» del Messiniense, tras la cual, ya en el

Plioceno basal, la Cuenca del Bajo Segura quedó definitivamente reinundada. Los primeros depósitos del sistema P forman el relleno conglomerático de los paleovalles en contexto transgresivo, evolucionado hacia arriba a margas de cuenca; el resto del mismo define una secuencia de somerización, causada por la progradación de areniscas marinas someras y costeras sobre las margas infrayacentes.

Bioestratigrafía

El análisis bioestratigráfico que aquí se presenta se ha obtenido integrando diversas secciones, tanto del sector norte como sur, para abarcar en conjunto los cinco sistemas antes comentados (Fig. 1). Hemos adoptado los esquemas zonales de Lourens *et al.* (2004) e Iaccarino y Premoli-Silva (2007), en los cuales la edad de los bioeventos está calibrada astronómicamente. Los tipos de biohorizontes considerados para las especies índice de las biozonas son: primera aparición común (PAC), última aparición común (UAC), presencia puntual significativa (entrada o *influx*), e intervalo de particular abundancia (acmé). A continuación describiremos las biozonas y bioeventos determinados en cada sistema.

Sistema T-I

Los términos estratigráficos más antiguos de este sistema solo aparecen en el sector norte, donde se han determinado las dos primeras biozonas del Tortoniense: MMi9 y MMi10. La primera se caracteriza por la PAC de *Paragloborotalia siakensis* y por la ausencia de *Neogloboquadrina acostaensis*. Como bioevento significativo se ha detectado una entrada de *Globorotalia mediterranea* a la base de esta biozona. La biozona MMi10 está limitada entre la UAC de *P. siakensis* y la PAC de *N. acostaensis*.

Los términos más modernos del sistema T-I, representados tanto en el sector norte como sur, corresponden a la parte inferior de biozona MMi11, que abarca desde la PAC de *N. acostaensis*, con enrollamiento dextrorso, hasta antes de su cambio a sinistrorso. Dentro de este intervalo se han identificado los siguientes sucesos, en orden ascendente: la UAC de *Globorotalia partimlabiata* y de *Globorotalia miozea* en la parte inferior, y la PAC de *Neogloboquadrina humerosa* y la UAC de *Neogloboquadrina atlantica* en la parte superior.

Sistema T-II

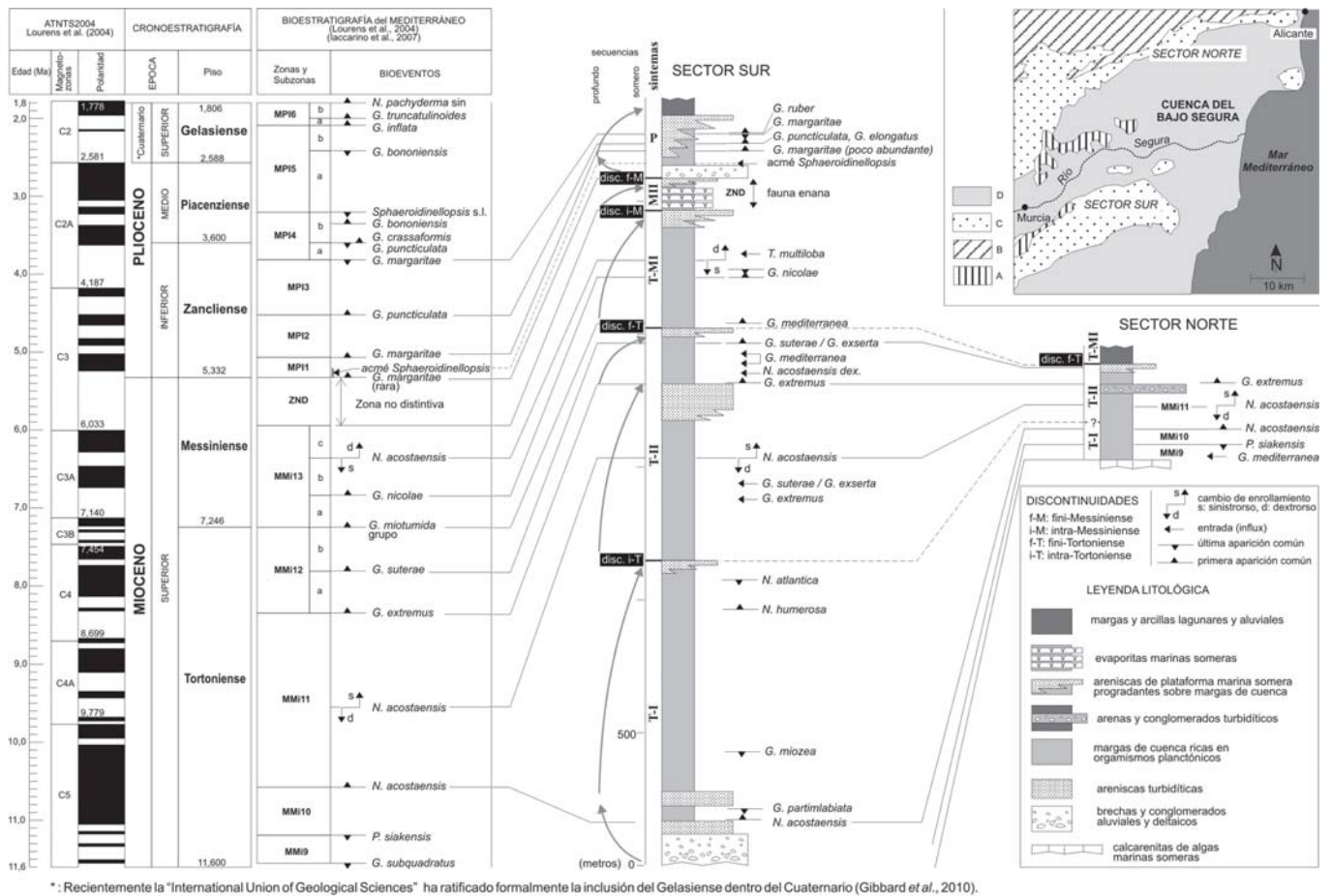
Está representado mayoritariamente en el sector sur de la cuenca. Su parte inferior corresponde a la biozona MMi11, dentro de la cual *N. acostaensis* cambia su enrollamiento de dextrorso a sinistrorso. Ello implica que la discontinuidad intra-Tortoniense entra dentro del intervalo dextrorso de esta especie. La siguiente biozona, MMi12a, está definida entre la PAC de *Globigerinoides extremus* y la PAC de *Globorotalia suterae*. Dentro de esta biozona se han reconocido dos sucesos significativos: una primera entrada de *N. acostaensis* dextrorsa, seguida de dos entradas de *Globorotalia mediterranea*. La parte terminal del sistema pertenece a la biozona MMi12b, caracterizada por la PAC de *G. suterae*, especie que va acompañada de *Globorotalia exserta* y de formas intermedias entre ambas.

Sistema T-MI

La sucesión más completa de biozonas se ha obtenido en el sector sur. Los términos estratigráficos de la extrema base del sistema corresponden a la biozona MMi12b, indicando que la discontinuidad fini-Tortoniense está dentro de esta biozona. De forma inmediata aparece la PAC de *G. mediterranea*, caracterizando la biozona MMi13a. Esta especie pertenece al grupo de *Globorotalia miotumida*, según Sierro *et al.* (1993), el cual aparece en los esquemas bioestratigráficos de Lourens *et al.* (2004) y de Iaccarino y Premoli-Silva (2007) como marcador zonal de la base de la biozona MMi13a (límite Tortoniense - Messiniense). Esta biozona se extiende hasta la PAC de *Globorotalia nicolae*, especie que aparece en un corto intervalo estratigráfico, de igual forma que ha sido documentado en la sección de la Venta de la Virgen por Krijgsman *et al.* (2000). La siguiente biozona, MMi13b, termina con el cambio de enrollamiento, de sinistrorso a dextrorso, de *N. acostaensis*. La parte alta del sistema T-MI pertenece a la biozona MMi13c, cuyo límite superior está marcado por el comienzo la «zona no distintiva». El único suceso significativo detectado en la biozona MMi13c es una entrada de *Turborotalita multiloba* muy cercana a la base de la misma.

Sistema M-II

Este sistema caracteriza el episodio de precipitación de evaporitas en la Cuenca del Bajo Segura. Desde el punto de vista bioestratigráfico no existen



*: Recientemente la "International Union of Geological Sciences" ha ratificado formalmente la inclusión del Gelasiense dentro del Cuaternario (Gibbard et al., 2010).

Fig. 1.- Bioestratigrafía basada en foraminíferos planctónicos de la Cuenca del Bajo Segura. En la esquina superior derecha se indica la posición de los dos sectores de la cuenca (norte y sur). A: Zonas Internas, B: Zonas Externas, C: Mioceno superior, D: Plioceno y Cuaternario.

Fig. 1.- Planktonic foraminifers biostratigraphy of the Bajo Segura Basin. In the upper-right corner, the position of the two sectors of the basin (north and south) is indicated. A. Internal Zones, B: External Zones, C: Upper Miocene, D: Pliocene and Quaternary.

marcadores zonales, de ahí su asignación a la «zona no distintiva» del techo del Messiniense. La microfaua reconocida en los niveles inter-evaporíticos se caracteriza por una asociación poco diversa y enana de foraminíferos planctónicos. El límite inferior de esta zona coincide con la discontinuidad intra-Messiniense, que marca el comienzo de la crisis de salinidad del Mediterráneo. El límite superior es la discontinuidad fini-Messiniense, sobre la cual se disponen los primeros materiales marinos francos del Plioceno basal (sistema P).

Sistema P

Este sistema registra, a escala de toda la Cuenca del Bajo Segura, la restauración de las condiciones marinas normales tras la Crisis de Salinidad del Messiniense. Sus términos estratigráficos más bajos son los conglomerados que rellenan los

paleovalles incisos asociados a la discontinuidad fini-Messiniense. Algunos niveles margosos dentro de estos conglomerados han librado especies de nanoflora, en concreto *Ceratolithus acutus*, que, conjuntamente con su correspondencia con el cron magnético C3r, permiten acotar la edad al Plioceno basal (Soria et al., 2008 a y b). Respecto a los foraminíferos planctónicos, en las margas marinas suprayacentes a los conglomerados se han determinado las cuatro primeras biozonas del Zancliense (Plioceno Inferior). La biozona MPI1 se caracteriza por la entrada abundante (acmé) de *Sphaeroidinellopsis*, además de la ausencia de *Globorotalia margaritae*. La biozona MPI2 toma partida con la primera aparición, si bien poco abundante, de *G. margaritae*. La siguiente biozona, MPI3, se inicia con la PAC de *Globorotalia puncticulata* y termina con UAC de *G. margaritae*. La última biozona representada, MPI4a, se ha caracterizado

por la PAC de *Globigerinoides ruber*, asumiendo, según Iaccarino y Premoli-Silva (2007) que las formas típicas de esta especie aparecen a la base de la citada biozona. El carácter detrítico y marino somero de los sedimentos suprayacentes a las margas del sistema P impide establecer su edad. Aún así, no se descarta que en ellos estén registradas las biozonas, al menos las más bajas, del Plioceno Medio (Piacenziense).

Conclusiones

El análisis bioestratigráfico realizado en este trabajo está basado en las modernas biozonaciones de foraminíferos planctónicos calibradas astronómicamente. De él se desprende que el comienzo de la sedimentación marina en la Cuenca del Bajo Segura ocurrió a inicios del Tortonense, durante la biozona MMi9. El final de la sedimentación marina tuvo lugar durante el Zancliense (Plioceno Infe-

rior), en coincidencia con la biozona MP14a. Entre ambos acontecimientos, en el registro estratigráfico de la cuenca se han reconocido todas las biozonas. Este nuevo cuadro bioestratigráfico ha permitido precisar la edad de los principales eventos acaecidos a lo largo de la historia tectosedimentaria y paleogeográfica de la Cuenca del Bajo Segura.

Agradecimientos

Este estudio se ha realizado en el marco del proyecto de investigación CGL2007-65832 (MCyT), la Beca FPU AP2005-1908 y el grupo de investigación Cambios Paleoambientales de la Universidad de Alicante (VIGROB-167). Los autores agradecen los comentarios y sugerencias realizados por J. Civis y J. Usera en la revisión de este artículo.

Referencias

- Bizon, G., Bizon, J.J. y Montenat, C. (1972). *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 27 (6), 831-863.
- Blow, W.H. (1969). *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils*, 1: Geneva, 199-422.
- D'Onofrio, S., Giannelli, L., Iaccarino, S., Morlotti, E., Romeo, M., Salvatorini, G., Sampò, M. y Sprovieri, R. (1975). *Bolletino della Sociedad Paleontologica Italiana*, 14, 177-196.
- de Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, Ch. y Ott d'Estevou, Ph. (1988). *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- Gibbard, P.L., Head, M.J. y Walter, M.J. (2010). *Journal of Quaternary Science*, 25 (2), 96-102.
- Iaccarino, S.M. y Premoli-Silva, I. (2007). *Practical manual of Neogene planktonic foraminifera. International school on planktonic foraminifera. Università degli Studi di Perugia, Perugia*, 140 p.
- Krijgsman, W., Leewis, M.E, Garcés, M., Kouwenhoven, T.J., Kuiper, K.F. y Sierro, F.J. (2006). *Sedimentary Geology*, 188, 155-170.
- Lourens, L.J., Hilgen, F. J., Laskar, J., Shackleton, N.J. y Wilson, D. (2004). En: Gradstein, F., Ogg, J. et al. (Eds.), *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Reino Unido, 409-440.
- Marínez del Olmo, W. y Serrano A. (2000). *Geotemas*, 1 (2), 243-246.
- Montenat, Ch. (1990). *Doc. Trav. IGAL*, 12-13, 33-34.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Coppier, G. (1990). *Doc. Trav. IGAL*, 12-13, 313-368.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., Delgado, J.A. y Frances, G. (1993). *Marine Micropaleontology*, 21, 143-168.
- Soria, J.M., Caracuel, J. E., Corbí, H., Dinars-Turell, J., Lancis, C., Tent-Manclús, J.E., Viseras, C. y Yébenes, A. (2008a). *Sedimentary Geology*, 203, 67-288.
- Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., Dinars-Turell, J., Lancis, C., Tent-Manclús, J.E. y Yébenes, A. (2008b). *Stratigraphy*, 5 (3-4), 257-263.
- Soria, J.M. Caracuel, J.E., Yébenes, A., Fernández, J. y Viseras, C. (2005). *Sedimentary Geology*, 179, 225-247.
- Tent-Manclús, J.E. (2003). *Estructura y estratigrafía de las sierras de Crevillente, Abanilla y Algayat: su relación con la Falla de Crevillente*. Tesis Doctoral, Univ. Alicante, 969 p.
- Viseras, C., Soria J.M. y Fernández, J. (2004). En: *Geología de España*, (Vera, J.A. Ed.), Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, 576-581.