

La sección de Torrellano (Mioceno Superior – Plioceno, Cuenca del Bajo Segura): Estratigrafía y acontecimientos relacionados con la Crisis de Salinidad del Messiniense

The Torrellano section (Late Miocene – Pliocene, Bajo Segura Basin): Stratigraphy and events related to the Mediterranean Salinity Crisis

Juan J. Peral Lozano y Jesús M. Soria

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. Correos 99, 03080 Alicante.

juan.peral@ua.es, jesus.soria@ua.es

ABSTRACT

The Torrellano section, in the northern sector of the Bajo Segura Basin, exhibits four synthems (unconformity-bounded units) that illustrate the history of the basin's infill and the events associated with the Messinian Salinity Crisis. The Tortonian II synthem (Las Ventanas Formation) marks the beginning of marine sedimentation. The Tortonian - Messinian I synthem (Torremendo and La Virgen formations), represents the pre-evaporitic phase in deep to shallow marine conditions. The Messinian II synthem (Terminal Carbonates unit) corresponds to the syn-evaporitic phase in a lagoon context. The Pliocene synthem (Rojales Formation) is equivalent to the post-evaporitic phase, deposited in coastal to shallow marine conditions.

Key-words: Stratigraphy, Salinity Crisis, Upper Miocene, Pliocene, Bajo Segura Basin.

Geogaceta, 62 (2017), 39-42
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La cuenca neógena del Bajo Segura contiene uno de los registros estratigráficos más completos de los antiguos márgenes del Mediterráneo Occidental (Corbí y Soria, 2016). En los últimos años, esta cuenca ha sido objeto de numerosos estudios centrados en dos acontecimientos especialmente relevantes en la historia reciente del Mediterráneo: la Crisis de Salinidad del Messiniense y la reinundación a inicios del Plioceno. Ambos sucesos han sido ilustrados y discutidos en los trabajos de Calvet *et al.* (1996), Martínez del Olmo (1996, 2011), Feldmann y McKenzie (1997), Caracuel *et al.* (2004, 2011), Soria *et al.* (2005, 2008), Corbí (2010), entre otros muchos. Con base en los estudios de Corbí (2010) y Corbí *et al.* (2016, y referencias incluidas) se han establecido tres fases principales en la historia de la Crisis de Salinidad:

pre-evaporítica, sin-evaporítica, y post-evaporítica, registradas, respectivamente, por los sintemas Tortonense – Messiniense I (T-MI), Messiniense II (MII) y Plioceno (P). El presente trabajo tiene como objetivo ilustrar la estratigrafía general de la cuenca en el área de Torrellano, prestando atención especial a los tres sintemas indicados y a las discontinuidades que los limitan. La sección de Torrellano es la más completa de la cuenca en posiciones cercanas al Mar Mediterráneo, lo cual es clave para correlacionar los registros aflorantes con los de subsuelo marino (plataforma continental de Alicante)

Contexto geológico y organización estratigráfica general de la cuenca

La Cuenca del Bajo Segura se localiza en la terminación oriental de la Cordillera Bética (Fig. 1A). El relleno sedimentario de esta cuenca

RESUMEN

La sección de Torrellano, en el sector norte de la Cuenca del Bajo Segura, exhibe cuatro sintemas (unidades limitadas por discontinuidades) que ilustran la historia del relleno de la cuenca y los eventos asociados a la Crisis de Salinidad del Messiniense. El sintema Tortonense II (Formación Las Ventanas) marca el inicio de la sedimentación marina. El sintema Tortonense – Messiniense I, (formaciones Torremendo y La Virgen), representa la fase pre-evaporítica en condiciones marinas. El sintema Messiniense II (unidad de Carbonatos Terminales) corresponde a la fase sin-evaporítica en un contexto lagunar. El sintema Plioceno (Formación Rojales) equivale a la fase post-evaporítica en condiciones costeras y marinas someras.

Palabras clave: Estratigrafía, Crisis de Salinidad, Mioceno Superior, Plioceno, Cuenca del Bajo Segura.

Recepción: 23 de enero de 2017
Revisión: 27 de marzo de 2017
Aceptación: 26 de abril 2017

abarca temporalmente desde el Tortonense basal hasta el Cuaternario (Montenat *et al.*, 1990). En lo referente al sector norte de la cuenca (Fig. 1B), donde se encuentra la localidad de Torrellano, el relleno sedimentario marino es mayoritariamente de edad Tortonense terminal – Plioceno Inferior. Para este lapso de tiempo, y según las recientes tendencias de organización estratigráfica (Soria *et al.*, 2005, 2008, Corbí, 2010), el registro del sector norte ha sido separado en cuatro unidades aloestratigráficas, definidas como sintemas, que están limitadas por discontinuidades identificadas en toda la extensión de la cuenca (Fig. 2).

Estratigrafía de la sección de Torrellano

La sección estudiada se localiza en la parte oriental del sector norte de la Cuenca

del Bajo Segura. Se trata de una estructura casi monoclinical, con una dirección de estratos E-O y con buzamientos variables entre 12° y 25° hacia el sur. En ella se reconocen cuatro sistemas de depósitos correspondientes a los sistemas TII, T-MI, MII y P, para los cuales se ha aplicado la denominación de unidades litoestratigráficas ya establecida en trabajos previos (Montenat *et al.*, 1990; Tent-Manclús, 2003) (Fig. 3). Solamente, el sistema MII no presenta una unidad litoestratigráfica equivalente, por lo que se ha definido por su carácter litológico dominante.

Formación Las Ventanas (TII)

Reposa directamente sobre calizas y margocalizas del basamento de edad Cretácico. Está constituida por 35 – 40 metros de calcarénitas y calcirruditas bioclásticas, bien cementadas y organizadas en bancos masivos y con frecuentes fragmentos de lamelibránquios, gasterópodos y equinodermos. Aun sin disponer de datos específicos, esta unidad se interpreta en un contexto de plataforma marina somera, condiciones compatibles con la presencia de facies de rodolitos, documentadas en otras secciones vecinas. Respecto a la edad de la formación, los datos derivados de otras secciones del sector norte de la Cuenca del Bajo Segura permiten asignarla al Tortoniense superior (Corbí y Soria, 2016, y referencias incluidas).

Formación Torremendo (T-MI)

Reposa de forma neta sobre la unidad infrayacente (discontinuidad fini-Tortoniense). Su espesor alcanza 200 metros. Los términos basales son margas arenosas, escasamente cementadas y bien estratificadas en capas definidas por ligeros cambios en el tamaño de grano y contenido en carbonato, formando una sucesión rítmica que origina un contraste litológico neto con respecto a la Formación Las Ventanas. La fracción arenosa de las margas está compuesta de forma dominante por foraminíferos bentónicos y restos esqueletales carbonáticos de organismos no reconocibles; en menor proporción se presentan foraminíferos planctónicos y espículas carbonáticas de esponjas. Los litoclastos son muy escasos. La mayor parte de la Formación Torremendo son margas grises y margas ligeramente arenosas, formando ritmos sedimentarios similares a los expuestos en los términos basales. En estas margas la fracción arenosa está constituida únicamente por microfósiles marinos (foraminíferos planctónicos y bentónicos), sin litoclastos. Respecto a las condiciones de depósito, la parte

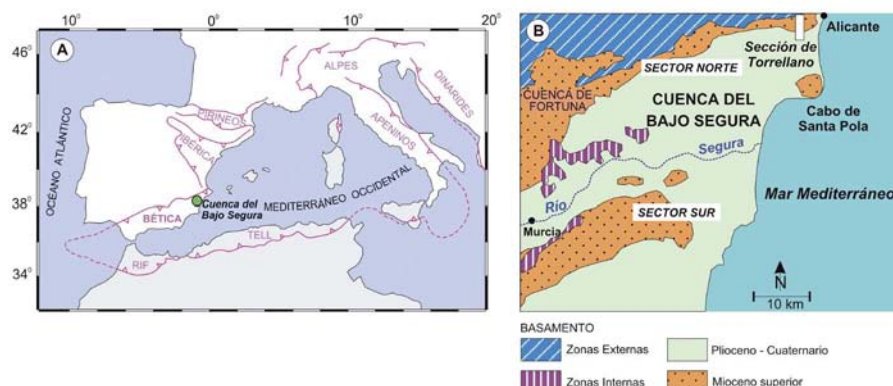


Fig. 1.- A: La Cuenca del Bajo Segura en la terminación oriental de la Cordillera Bética. B: Localización de la sección de Torrellano en la Cuenca del Bajo Segura. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- A: The Bajo Segura Basin in the eastern end of the Betic Cordillera. B: Localization of the Torrellano section in the Bajo Segura Basin. See color figure in the web.

mayoritaria de la Formación Torremendo se interpreta en un contexto de cuenca marina dominada por sedimentación pelágica. En la parte superior de la formación, las margas y margas arenosas incorporan bancos de areniscas de grano fino, con abundantes trazas afines a *Thalassinoides*, cuyo número y espesor se incrementa hacia arriba para dar paso gradual a la Formación La Virgen.

Formación La Virgen (T-MI)

Presenta un espesor de 25 – 30 metros. Litológicamente está dominada por areniscas amarillas de grano fino bien estratificadas. En detalle, la estratificación está definida por ligeros cambios en la granulometría, alternando capas de areniscas y de areniscas margosas. Los bancos se presentan masivos, sin estructuras de ordenamiento interno que permitan deducir las condiciones hidrodinámicas de su depósito. Hacia su parte superior, la Formación La Virgen contiene un nivel de calizas con algas rojas de morfología subesférica (rodolitos) sobre el que se apoya un paquete de calizas arrecifales de tipo *rudstone* compuestas por fragmentos de gran talla de corales (*Porites*). La parte terminal de la formación está representada por areniscas similares a las anteriormente comentadas. Las condiciones paleoambientales deducidas por Corbí (2010) a partir de las asociaciones de foraminíferos indican ambientes infralitorales (profundidad menor de 30 metros), compatibles con la presencia de bioconstrucciones coralinas.

Carbonatos Terminales (MII)

Esta unidad se superpone de forma neta sobre la Formación La Virgen. Este contacto corresponde a la discontinuidad intra-Messiniense. No posee definición lito-

estratigráfica en trabajos previos. Su denominación aquí presentada deriva, de un lado, de su carácter litológico dominante, y de otro, de su posición estratigráfica a techo de la secuencia miocena. Parte de sus rasgos son similares a la Formación de Margas con ostras (Montenat *et al.*, 1990), pero estos fósiles no se presentan en la sección estudiada; también comparte similitudes con el Complejo Carbonático Terminal (Esteban 1979-1980, 1996; Calvet *et al.*, 1996) para el conjunto del Mediterráneo Occidental; otros rasgos son parecidos a la unidad de afinidad Lago Mare (Soria *et al.*, 2007). El aspecto litológico que mejor caracteriza a esta unidad es la alternancia de margas y calizas blancas, definiendo una típica sucesión rítmica o cíclica bipartita que alcanza 30 metros de espesor. Las margas muestran, especialmente hacia la base de la unidad, bioturbaciones verticales subcilíndricas de gran diámetro interpretables como trazas de raíces, típicas de Facies de manglar, lo cual concuerda con la Unidad de Manglar de la base secuencia CCT en la isla de Mallorca (Mas, 2015, 2016). Las calizas se presentan tanto en bancos de estructura nodulosa (o brechoide en algunos casos) como en estratos masivos separados por láminas de origen estromatolítico. Como rasgo a destacar, esta unidad de Carbonatos Terminales contiene un paquete de calizas arrecifales de escaso espesor (menos de 1 metro) formado por pequeños fragmentos de corales (*Porites*) flotando en el seno de una matriz micrítica rica en fósiles de bivalvos y gasterópodos (facies tipo *floatstone*). Según Corbí (2010), las margas de los ciclos arriba comentados presentan caráceas y ostrácos (*Cyprideis*) y, ocasionalmente, *Ammonia* spp. y *Elphidium* spp., definiendo una aso-

ciación propia de ambientes de laguna litoral de carácter hipohalino, “aunque sin descartar ciertas influencias marinas” (sic). Esta influencia marina puede confirmarse por la presencia de las calizas arrecifales de *Porites* reconocidas en esta unidad.

Formación Rojales (P)

El límite inferior de esta unidad es una superficie erosiva que trunca los Carbonatos Terminales y que corresponde a la discontinuidad fini-Messiniense. Está constituida por 2 – 3 metros de calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, jalonadas a su base por un característico depósito conglomerático con abundantes fósiles de bivalvos (*Lumaca*) y clastos perforados por litóforos correspondientes a las icnofacies de *Entobia* y *Gnaticnus* (Caracuel *et al.*, 2011). Según Corbí (2010), este depósito conglomerático, referido como *lag* transgresivo costero en otros trabajos (Caracuel *et al.*, 2004), presenta una asociación de foraminíferos bentónicos de carácter infralitoral, en concreto característica de ambientes sublitorales (playas). En lo que concierne a los depósitos calcareníticos que constituyen el resto de la Formación Rojales, aún no se dispone de datos precisos sobre su ambiente de depósito. Con base en observaciones en otros puntos de la cuenca, estos depósitos se pueden interpretar en un contexto de plataforma marina somera (Soria *et al.*, 2005).

Bioestratigrafía de la Formación Torremendo

La presencia de foraminíferos planctónicos en la Formación Torremendo ha permitido realizar su análisis bioestratigráfico, aspecto clave para acotar la edad del sistema T-MI. Esta formación ha sido muestreada, de base a techo, en seis tramos referidos como A–F en la figura 3. Para la biozonación se ha aplicado la escala de Lourens *et al.* (2004; ATNTS2004), recientemente precisada y completada para la Cuenca del Bajo Segura por Corbí y Soria (2016). Dentro de esta escala, los diferentes bioeventos intrazonales han sido adoptados de Sierro *et al.* (2001). Sintéticamente, los bioeventos reconocidos y sus correspondientes edades (Fig. 3) son los siguientes:

- Bioevento 1: intervalo de presencia del grupo I de *Globorotalia menardii* (edad del techo: 7,51 Ma).

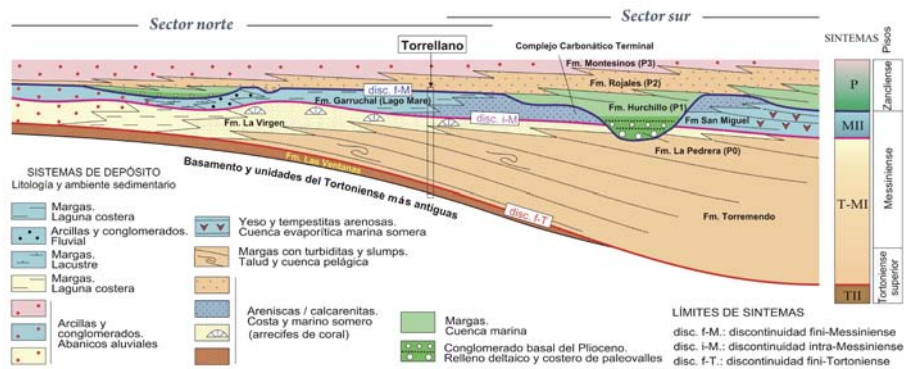


Fig. 2.- Arquitectura estratigráfica de la Cuenca del Bajo Segura para el intervalo Tortoniano terminal – Plioceno (modificado de Soria *et al.*, 2008) donde se indica la posición de la sección de Torrellano. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Stratigraphic architecture of the Bajo Segura Basin for the latest Tortonian – Pliocene time interval (modified from Soria *et al.*, 2008), where the Torrellano section is located. See color figure in the web.

- Bioevento 2: intervalo de ausencia del grupo *Globorotalia menardii* (7,51 – 7,36 Ma).
- Bioevento 3: primera presencia regular del grupo *Globorotalia mediterranea* (7,24 Ma).
- Bioevento 4: última presencia regular y abundante del grupo *Globorotalia mediterranea* (6,50 Ma).
- Bioevento 5: última presencia de formas sinistras del grupo *Neogloboquadrina acostaensis* (6,35 Ma).

Los datos bioestratigráficos presentados permiten identificar las zonas MII12 (parte alta del Tortoniano) y MII13 (Messiniense) en la Formación Torremendo. La posición exacta del límite entre estos pisos quedaría acotada entre los tramos B y C del muestreo bioestratigráfico.

Registros de la Crisis de Salinidad del Mediterráneo

La sección de Torrellano exhibe una serie de acontecimientos a considerar en el debate acerca de la expresión de la Crisis de Salinidad del Messiniense en las cuencas marginales del Mediterráneo. Este debate es complejo, y concierne a las relaciones entre evaporitas marginales y centrales, relaciones entre evaporitas y superficies erosivas, y modelos alternativos de cuenca profunda desecada o no desecada.

Las dos formaciones que integran el sistema T-MI (Torremendo y La Virgen) son correlacionales con las unidades pre-evaporíticas documentadas en las clásicas secciones de la Cuenca de Sorbas (Braga *et al.*, 2006; Sierro *et al.*, 2001), y definen las condiciones marinas de la cuenca mediterránea antes del inicio de la Crisis de Salinidad.

La discontinuidad intra-Messiniense (i-M) representa un contraste deposicional neto entre los depósitos de plataforma marina de la Formación La Virgen (T-MI) y los sedimentos lagu-

nares de la unidad de Carbonatos Terminales (MII); en otros puntos de la Cuenca del Bajo Segura, esta discontinuidad presenta evidencias erosivas y/o de exposición subaérea (Calvet *et al.*, 1996; Soria *et al.*, 2005, 2008; Corbí *et al.*, 2016). Similares resultados se han documentado en otras cuencas béticas, donde la discontinuidad a techo de la etapa pre-evaporítica ha sido considerada como la superficie erosiva producida por la desecación del Mediterráneo (Braga *et al.*, 2006, y trabajos previos de estos autores).

La unidad de Carbonatos Terminales (MII) registra la sedimentación en contexto lagunar correlativa con la precipitación de evaporitas marinas (aspecto documentado por primera vez por Calvet *et al.*, 1996), y de ahí su inclusión en la fase sin-evaporítica. Por lo tanto, esta unidad se considera como el registro de la Crisis de Salinidad en las cuencas marginales del Mediterráneo. La relación temporal entre las evaporitas marginales y centrales del Mediterráneo es uno de los puntos de debate aún abierto. Dentro de las propuestas diacrónicas, el orden cronológico puede ser: centrales – marginales (Braga *et al.*, 2006) o viceversa (Clauzon *et al.*, 1996). Otras alternativas las consideran completa o parcialmente contemporáneas (Lu, 2006).

La discontinuidad fini-Messiniense (f-M) exhibe rasgos erosivos tanto en la sección de Torrellano como en numerosos puntos de la Cuenca del Bajo Segura, donde está representada por superficies de abrasión costera y paleovalles incisos de gran envergadura (Martínez del Olmo y Serrano Oñate 2000; Caracuel *et al.*, 2004; Soria *et al.*, 2005, 2008). Esta peculiaridad nos induce a considerar esta discontinuidad como una alternativa a la superficie erosiva asociada a la desecación del Mediterráneo, siguiendo el modelo de Clauzon *et al.* (1996).

La Formación Rojales (P) comienza con un episodio transgresivo (el *lag* costero basal refe-

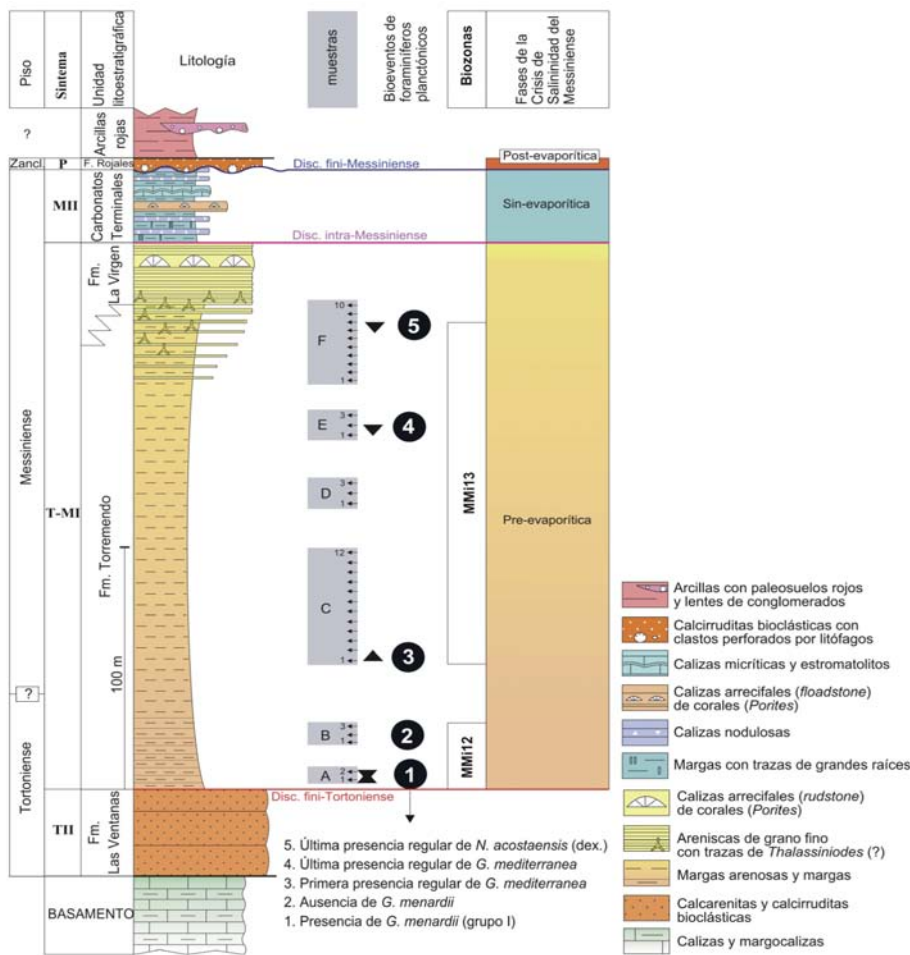


Fig. 3.- Sucesión estratigráfica de la sección de Torrellano. Ver figura en color en la web.
 Fig. 3.- Stratigraphic succession of the Torrellano section. See color figure in the web.

rido anteriormente) que ha sido considerado por Caracuel *et al.* (2004) y Corbí *et al.* (2016) como el marcador del final de Crisis de Salinidad. Según nuestro esquema evolutivo de acontecimientos, esta formación corresponde a la fase post-evaporítica de la Cuenca del Bajo Segura.

Conclusiones

La sección de Torrellano exhibe uno de los registros estratigráficos más completos del margen norte de la Cuenca del Bajo Segura. Su edad abarca desde el Tortoniense terminal hasta el Plioceno basal. En ella están registradas las principales unidades relacionadas con la Crisis de Salinidad del Messiniense: i) sistema Tortoniense – Messiniense I (fase pre-evaporítica), ii) sistema Messiniense II (fase sin-evaporítica), y iii) sistema Plioceno (fase post-evaporítica). El significado de las dos discontinuidades que limitan estos sistemas (intra- y fini-Messiniense) es incierto. Asumiendo el modelo de desecación del Mediterráneo durante el Messiniense, cualquiera de ellas puede representar la superficie erosiva asociada a este evento.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Grupo de Investigación de la Universidad de Alicante “Cambios Paleambientales”. Agradecer la labor realizada por los revisores del presente manuscrito, César Viseras Alarcón y Guillem Más Gornals.

Referencias

Braga, J.C., Martín, J.M., Riding, R., Aguirre, J., Sánchez-Almazo, I. y Dinarès Turell, J. *Sedimentary Geology* 188-189, 131-154.
 Calvet, F., Zamarreño, I. y Valles, D. (1996). En: Franseen, E. K., Esteban, M., Ward, W. C y Rouchy, J. M. (eds) *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions*. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series, 5, 177-190.
 Caracuel, J.E., Soria, J.M. y Yébenes, A. (2004). *Sedimentary Geology*, 169, 121-128.
 Caracuel, J.E., Corbí, H., Gianneti, A., Monaco, P., Soria, J.M., Tent-Manclús, J.E. y Yébenes, A. (2011).

Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F. y Berger, A. (1996). *Geology* 24, 4, 363-366.
 Corbí, H., (2010). *Los foraminíferos de la cuenca neógena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la Crisis de salinidad del Mediterráneo*. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, 252 p.
 Corbí, H. y Soria, J.M. (2016). *Marine and Petroleum Geology* 77, 1010-1027.
 Corbí, H., Soria, J.M., Lancis, C., *et al.* (2016). *Marine Geology*, 379, 246-266.
 Esteban, M. (1979-80). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 29: 169-188.
 Esteban, M. (1996). *Concepts in Sedimentology and Paleontology*. SEPM, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 3-53.
 Feldmann, M. and McKenzie, J. A. (1997). *Sedimentology* 44 (5), 893-914.
 Lourens, Lourens, L., Hilgen, F., Chackleton, N.J., Laskar, J. y Wilson, D. (2004). En: *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, pp. 409–440.
 Lu, F.H. (2006). *Sedimentary Geology*, 188, 115-130.
 Martínez del Olmo, W. (1996). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 9 (1-2), 97-112.
 Martínez del Olmo, W. (2011). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 24 (3-4), 173-185.
 Martínez del Olmo, W. y Serrano Oñate, A. (2000). *Geotemas* 1, 243-246.
 Mas, G. (2015). *El registre estratigràfic del Messinià terminal i del Pliocè a l'illa de Mallorca. Relacions amb la crisi de salinitat de la Mediterrània*. Tesis doctoral. Universitat de les Illes Balears. 534 pp.
 Mas, G. (2016). *IX Congreso Geológico de España, Huelva 2016*. *Geo-Temas* 16 (1), 157-160.
 Montecat, C., Ott d’Estevou, P. y Coppier, G. (1990). *Documents et Travaux de l’IGAL* 12-13, 313-368.
 Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. y Flores, J.A., (2001). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168 (1), 141-169.
 Soria, J.M., Caracuel, J.E., Yébenes, A., Fernández, J. y Viseras, C. (2005). *Sedimentary Geology* 179, 225-247.
 Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H. y Yébenes, A. (2007). *Geogaceta* 41, 219-222.
 Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., Dinarès Turell, J., Lancis, C., Tent-Manclús, J.E., Viseras, C. y Yébenes, A. (2008) *Sedimentary Geology* 203, 267–288.
 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, Universidad de Alicante, 970 p.