



SEDIMENTOLOGÍA Y CICLOESTRATIGRAFÍA DE LAS CALIZAS DE PLATAFORMA ABIERTA DE LA FM. RÍO PALOMAR (PLIENSBACHIENSE INFERIOR; CUENCA IBÉRICA)

Sedimentology and cyclostratigraphy of the open platform limestones of the Río Palomar Fm (lower Pliensbachian; Iberian Basin)

Cristina Sequero López, Beatriz Bádenas Lago y Arsenio Muñoz Jiménez

*Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009-Zaragoza.
cristinasq92@gmail.com, bbadenas@unizar.es, armunoz@unizar.es*

Abstract: *The muddy limestones of Río Palomar Fm (Lower Pliensbachian) in Almonacid de la Cuba (Zaragoza province) were deposited in distal-mid ramp domains (skeletal wackestones) to proximal-outer ramp domains (lime mudstones, marly limestones and marls), where production and accumulation of sediment was due to benthonic and pelagic production and re sedimentation produced by storms from shallow domains. Climatic changes related to Milankovitch cycles would have originated periodic changes in accommodation/sedimentation, that are highlighted by different-order sedimentary sequences (bundles, sets of bundles and lots of sets) and periodic variations of detrital input (magnetic minerals), as indicates the cyclicity obtained by the spectral analysis of the magnetic susceptibility (long-eccentricity, obliquity and precession cycles). The lots of sets and bundles would correspond to long-eccentricity and precession cycles, respectively. However, the obliquity cycle has not a stratigraphic expression in a defined sequence, and the sets of bundles assignable to the short-eccentricity cycle are not recorded in the spectral analysis. These differences may be related to the varying influence of climatic changes in continent vs. platform environments.*

Key-words: *Lower Pliensbachian, carbonate ramp, sequences, magnetic susceptibility, Milankovitch cycles.*

Resumen: *Las calizas de la Fm. Río Palomar (Pliensbachiense inferior) en el afloramiento de Almonacid de la Cuba (Zaragoza) se depositaron en una plataforma carbonatada de tipo rampa, entre los dominios medio-distal (facies dominante de wackestone bioclástico) y externo-proximal (facies mudstone, margocalizas y margas), donde la génesis y acumulación de sedimento se debió a producción bentónica y pelágica y a la re sedimentación producida por las tormentas desde dominios someros. La sedimentación estuvo controlada por cambios climáticos relacionados con ciclos de Milankovitch. Estos habrían originado cambios periódicos de la acomodación-sedimentación, manifestados en secuencias sedimentarias de diferente orden (bundles, sets de bundles y lots de sets), así como del aporte de detritos (minerales magnéticos), como refleja la ciclicidad obtenida del análisis espectral de los datos de susceptibilidad magnética (ciclos de excentricidad larga, oblicuidad y precesión). Los lots de sets y los bundles corresponderían a los ciclos de excentricidad larga y precesión, respectivamente. Sin embargo, los ciclos de oblicuidad no tienen expresión estratigráfica en secuencias, ni los sets de bundles asignables a ciclos de excentricidad corta tienen su equivalente en el registro de la susceptibilidad magnética. Estas diferencias pueden relacionarse con la variable impronta de los cambios climáticos en el continente vs. la plataforma marina.*

Palabras clave: *Pliensbachiense inferior, rampa carbonatada, secuencias, susceptibilidad magnética, ciclos de Milankovitch.*

Sequero, C., Bádenas, B. y Muñoz, A. (2017): Sedimentología y cicloestratigrafía de las calizas de plataforma abierta de la Fm. Río Palomar (Pliensbachiense inferior; Cuenca Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30(1): 71-84.

Las calizas de la Fm. Río Palomar corresponden a facies predominantemente fangosas con acumulaciones bioclásticas producidas por tormentas, que se depositaron en las zonas abiertas de la plataforma carbonatada desarrollada en la Cuenca Ibérica durante el Pliensbachiense inferior (Bordonaba, 2003; Gómez *et al.*, 2003; Aurell *et al.*, 2003; Fig 1A y B). Estudios en facies similares de la misma edad en cuencas próximas (*e.g.*, Gran Bretaña: van Buchem *et al.*, 1994; Asturias: Bádenas *et al.*, 2012), han demostrado la impronta de cambios climáticos en la banda de frecuencia de Milankovitch durante su depósito, expresada en el registro sedimentario en secuencias elementales de facies de escala decimétrica y en apilamientos de éstas en *bundles* de potencia métrica. Sin embargo, en la Fm. Río Palomar no se han realizado, hasta el mo-

mento, estudios sedimentológicos y cicloestratigráficos centrados en detectar el posible control de cambios climáticos inducidos por causas orbitales durante su depósito. Si bien en estudios previos de esta unidad se ha descrito la existencia de secuencias de somerización estratotrecientes y localmente profundizantes de escala métrica (Comas-Rengifo *et al.*, 1999; Gómez *et al.*, 2003), no se han precisado qué factores sedimentarios influyeron en su génesis.

El principal objetivo de este trabajo consiste en analizar la posible señal de cambios climáticos inducidos por causas orbitales en las calizas de la Fm. Río Palomar, en el afloramiento de Almonacid de la Cuba (provincia de Zaragoza), donde la unidad alcanza en torno a 58 m de potencia. Este análisis cicloestratigráfico se centrará en el

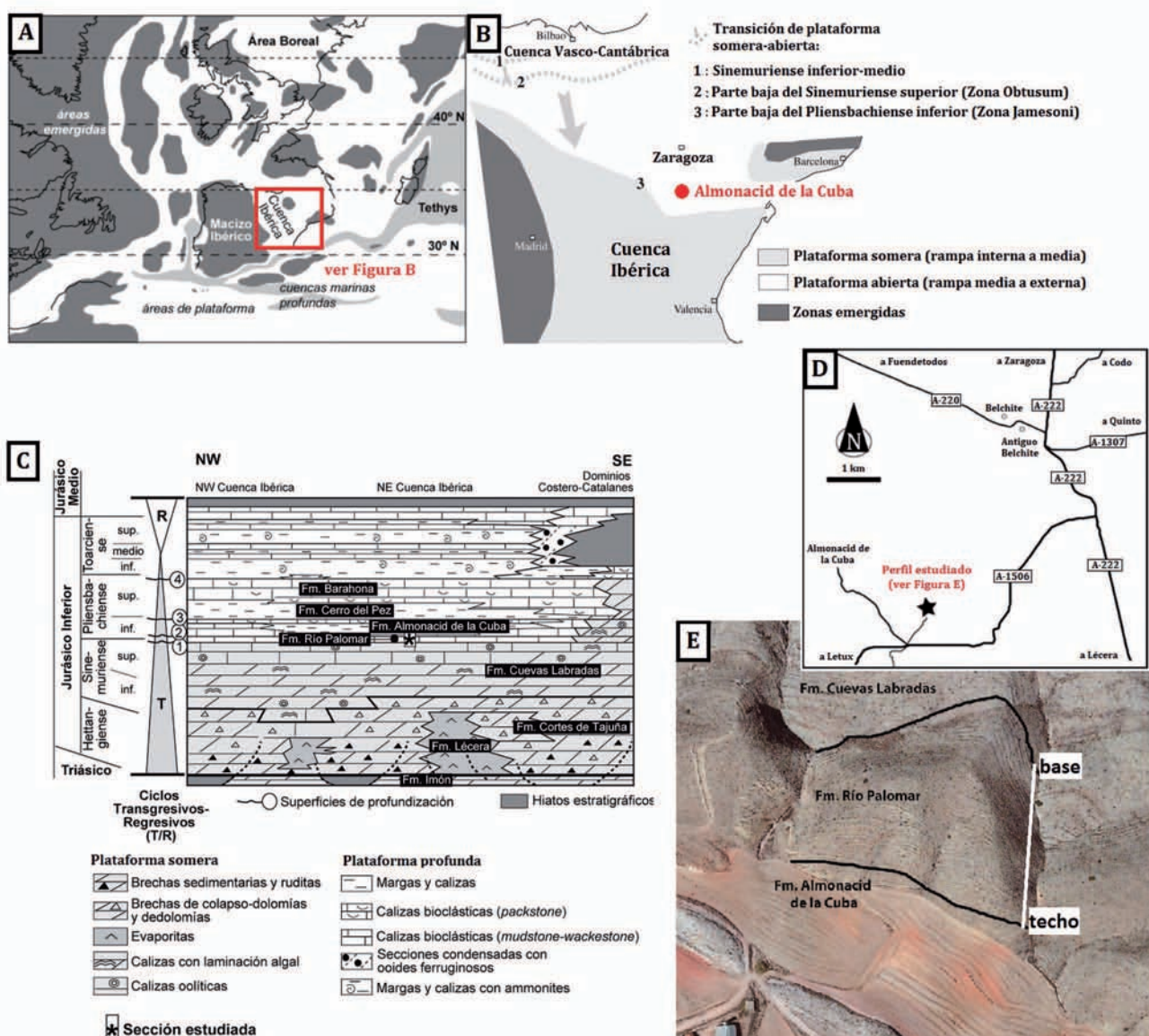


Fig. 1.- A) Reconstrucción paleogeográfica de la Placa Ibérica y el dominio centro-europeo durante el Jurásico Inferior (Tomado de Bádenas *et al.*, 2012). B) Distribución de los ambientes de sedimentación de plataforma somera y abierta en la Cuenca Ibérica durante el Sinemuriense y el Pliensbachiense (Tomado de Aurell *et al.*, 2003). El círculo rojo señala la posición paleogeográfica aproximada de Almonacid de la Cuba. C) Estratigrafía y distribución de los ciclos transgresivos-regresivos del Jurásico Inferior en el noreste de Iberia (Tomado de Aurell *et al.*, 2003). El asterisco señala la unidad estratigráfica estudiada en este trabajo (Fm. Río Palomar). D) Localización geográfica y vías de acceso del perfil de la Fm. Río Palomar en Almonacid de la Cuba (marcado mediante una estrella). E) Aspecto en campo del afloramiento de estudio y localización del perfil levantado (imagen tomada de www.googlemaps.com).

estudio y comparación de dos tipos de datos: 1) la identificación de facies y secuencias de diferente orden, que reflejen un patrón de repetición durante el depósito en los dominios abiertos de la plataforma; y 2) el análisis de los datos de susceptibilidad magnética, reflejo en este caso del contenido de minerales magnéticos, potencialmente de aporte fluvial y/o eólico, mediante programas de análisis estadístico, para la identificación de ciclos y su calibración temporal, ajustada mediante datos bioestratigráficos de ammonites y relaciones entre sus diferentes periodos.

Los datos obtenidos serán útiles para discutir acerca de cómo influyeron los posibles cambios climáticos en una etapa con clima de tipo *greenhouse warm* (Holz, 2015), sobre la sedimentación en zonas marinas abiertas, donde el origen del sedimento se debió a procesos variados (producción *in situ*, pelágica y resedimentación), y donde la acumulación de sedimento estuvo en parte controlada por eventos no necesariamente periódicos (tormentas).

Contexto estratigráfico

Durante el Jurásico Inferior, la sedimentación en la Cuenca Ibérica tuvo lugar en una plataforma carbonatada de tipo rampa con polaridad norte (Figs. 1A, B). En relación con el ciclo transgresivo-regresivo (T/R) del Jurásico Inferior, la sedimentación en dicha cuenca evolucionó desde ambientes perimareales (formaciones Lécera, Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas) a ambientes de sedimentación relativamente más profundos de calizas y margas (formaciones Río Palomar, Almonacid de la Cuba, Cerro del Pez y Barahona), hasta la máxima profundización acontecida en el Toarciense (Fm. Turmiel, Fig. 1C; Aurell *et al.*, 2003). No obstante, esta tendencia profundizante de largo término no fue gradual, ya que se reconocen superficies de profundización brusca en el Sinemuriense superior, en la parte inferior y superior del Pliensbachiense inferior y en el Pliensbachiense superior (superficies de profundización brusca 1-4 en Fig. 1C).

La Fm. Calizas nodulosas de Río Palomar está formada por calizas fangosas (de textura *mudstone* a *wackestone*), ocasionalmente con intercalaciones de margas y margocalizas y *rills* de bioclastos de textura granostenida (Gómez *et al.*, 2003). Constituye la primera unidad de carácter marino abierto del Jurásico Inferior (Fig. 1C). Su calibración temporal se ha establecido mediante datos bioestratigráficos de ammonites (Comas-Rengifo *et al.*, 1999; Gómez *et al.*, 2003; Aurell *et al.*, 2003). El límite de la Fm. Río Palomar con la unidad infrayacente (Fm. Cuevas Labradas) es un cambio de facies muy neto desde facies perimareales a profundas, marcado además por una costra ferruginosa o *hardground*, que representa la superficie de profundización brusca del Sinemuriense superior. Este límite se sitúa en la parte superior de la biozona *Raricostatum* (última biozona de ammonites del Sinemuriense). El límite con la unidad suprayacente, de carácter más margoso (Fm. Almonacid de la Cuba), es también una superficie de profundización que se sitúa en la parte superior de la biozona *Jamesoni*, primera biozona del Pliensbachiense inferior.

Metodología

El presente trabajo se centra en el estudio sedimentológico y cicloestratigráfico de la Fm. Río Palomar en las proximidades de Almonacid de la Cuba (provincia de Zaragoza), en concreto en un afloramiento situado 3 km al sureste de esta localidad (Figs. 1D, E). En este sector, la unidad presenta en torno a 58 m de potencia, si bien su límite superior con la Fm. Almonacid de la Cuba, por ser esta última más margosa y estar cubierta, no se pudo precisar con exactitud. El estudio en campo abarcó el levantamiento de un perfil estratigráfico-sedimentológico capa a capa, que incluyó la medida de la susceptibilidad magnética, la toma de muestras para su posterior estudio en laboratorio y el análisis secuencial. La medida de la susceptibilidad magnética se realizó en las calizas, con un susceptómetro portátil Terraplus K-T de *Geophysical Equipment Supplier*, a lo largo de 569 estaciones de muestreo separadas a intervalos promedio de 10 cm, con dos mediciones por estación para minimizar los errores instrumentales. El análisis secuencial consistió en la identificación de conjuntos de estratos limitados por superficies de estratificación netas que reflejen patrones de repetición regular o casi regular de una señal sedimentaria (*e.g.*, Schwarzscher, 2000; Bádenas *et al.*, 2003). La información de las facies identificadas en campo se completó con el análisis de 16 muestras en lámina delgada mediante microscopio petrográfico de luz transmitida. Además, 3 de las muestras se seleccionaron para el análisis del tipo y abundancia de minerales magnéticos mediante la elaboración de curvas susceptibilidad-temperatura (Curvas k-t), con los programas SUSTE7 y Cureval v. 8. Por último, mediante los programas REDFIT (Schulz y Mudelsee, 2002) y *Wavelet* (Torrence y Compo, 1998) integrados en el software PAST v 3.11 y *Analyseries* v 2.0 (Paillard *et al.*, 1996), se trataron estadísticamente los valores de susceptibilidad magnética.

Análisis sedimentológico y secuencial

Facies

Las figuras 2 y 3 sintetizan la información obtenida del análisis estratigráfico-sedimentológico y secuencial de la Fm. Río Palomar en el perfil de Almonacid de la Cuba. La unidad está compuesta fundamentalmente por calizas bioclasticas, en estratos tabulares e irregulares de potencia centimétrica a decimétrica, que incluyen facies: *mudstone* (M), *wackestone* (W) y *packstone* (P). Entre ellas se intercalan ocasionalmente facies de margocalizas (Mgz) y margas (Mg) en estratos centimétricos a decimétricos.

El componente dominante de estas facies son los granos esqueléticos, y en menor proporción se reconocen peloides, granos de cuarzo de tamaño limo y ocasionalmente oncoides. Los granos esqueléticos incluyen braquiópodos, tanto enteros como desarticulados y fragmentados, destacando los géneros *Rhynchonella*, *Terebratulina* y *Spiriferina* (Baeza-Carratalá *et al.*, 2014); bivalvos, en su mayoría fragmentados y desarticulados, destacando los géneros *Gryphaea*, *Weyla*, *Mesomiltha*, *Macromya*, *Protocardia*, *Pholadomya* y *Pleuromya* (Valls *et al.*, 2004); placas de equínidos; artejos de crinoides (género *Pentacrinus*); fragmentos de corales solitarios y ocasionalmente de

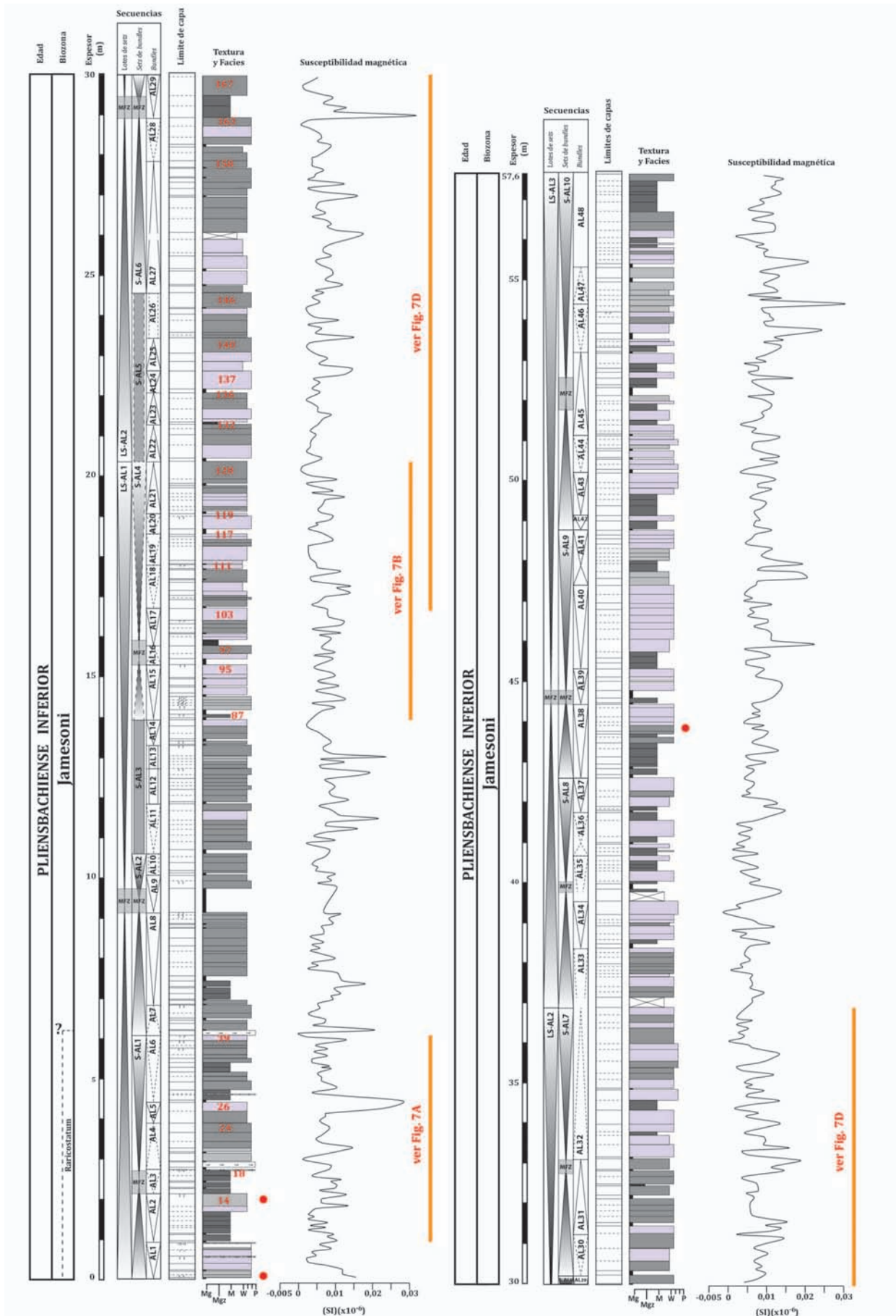


Fig. 2.- Perfil de la Fm. Río Palomar en Almonacid de la Cuba, que sintetiza los datos estratigráficos-sedimentológicos, la organización en secuencias de diferente orden y los valores de susceptibilidad magnética. La leyenda se muestra en la Figura 3.

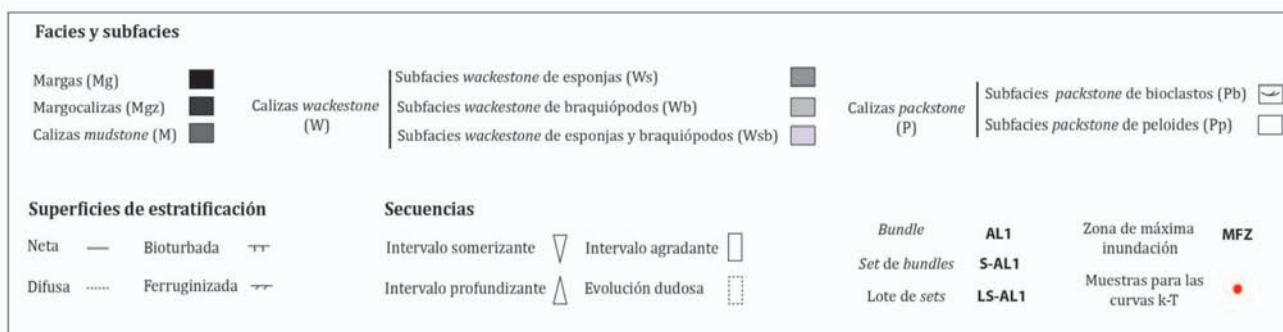


Fig. 3.- Leyenda del perfil mostrado en la Figura 2.

estromatopóridos; gasterópodos, enteros y fragmentados; serpúlidos, espículas de esponja silíceas y foraminíferos bentónicos (miliólidos y textuláridos).

La facies *packstone* (P) corresponde a calizas granosostenidas de bioclastos y peloides rodeados de matriz micrítica con micro-peloides. La presencia relativa de granos esqueléticos y peloides permite distinguir dos subfacies: *packstone* de bioclastos (Pb) y *packstone* de peloides (Pp). En la subfacies Pb predominan artejos de crinoides, placas de equínidos y fragmentos de braquiópodos y bivalvos (Fig. 4A). El grado de desarticulación y fragmentación es elevado, aunque el grado de redondeamiento es variable, especialmente en los restos de equinodermos. Los bioclastos se disponen bien de forma caótica debido a la presencia de bioturbación o en niveles centimétricos orientados paralela o subparalelamente a la estratificación (*rills*; Fig. 5A). La subfacies Pp se caracteriza por la abundancia relativa de peloides en comparación con la subfacies Pb (Fig. 4B). La fracción bioclástica la constituyen fundamentalmente placas de equinodermos y fragmentos de bivalvos y braquiópodos. El grado de fragmentación, desarticulación y

redondeamiento es alto. La ordenación de los bioclastos suele ser caótica, debido a bioturbación (Fig. 4B).

La facies *wackestone* (W) presenta matriz micrítica con micro-peloides y diferente proporción de granos esqueléticos, que ha permitido diferenciar tres subfacies: *wackestone* de esponjas (Ws), *wackestone* de braquiópodos (Wb) y *wackestone* de esponjas y braquiópodos (Wsb). La subfacies Ws se caracteriza por el predominio de espículas de esponjas silíceas (Fig. 4C) que suelen aparecer orientadas paralelamente a la estratificación. Son frecuentes también bivalvos y braquiópodos, dispuestos de forma caótica o en *rills*. El grado de desarticulación suele ser bastante elevado, aunque el grado de redondeamiento es variable. La subfacies Wb se caracteriza por la abundancia de braquiópodos, en su mayoría enteros (Fig. 5B). Conformando la fracción bioclástica fina predominan fragmentos de bivalvos y espículas de esponja (Fig. 4D), que presentan por lo general un elevado grado de fragmentación y desarticulación, aunque un escaso redondeamiento, y una disposición caótica o en *rills*. La subfacies Wsb se caracteriza por una proporción similar de espículas de esponja y fragmentos de braquiópodos (Fig. 4E). El grado

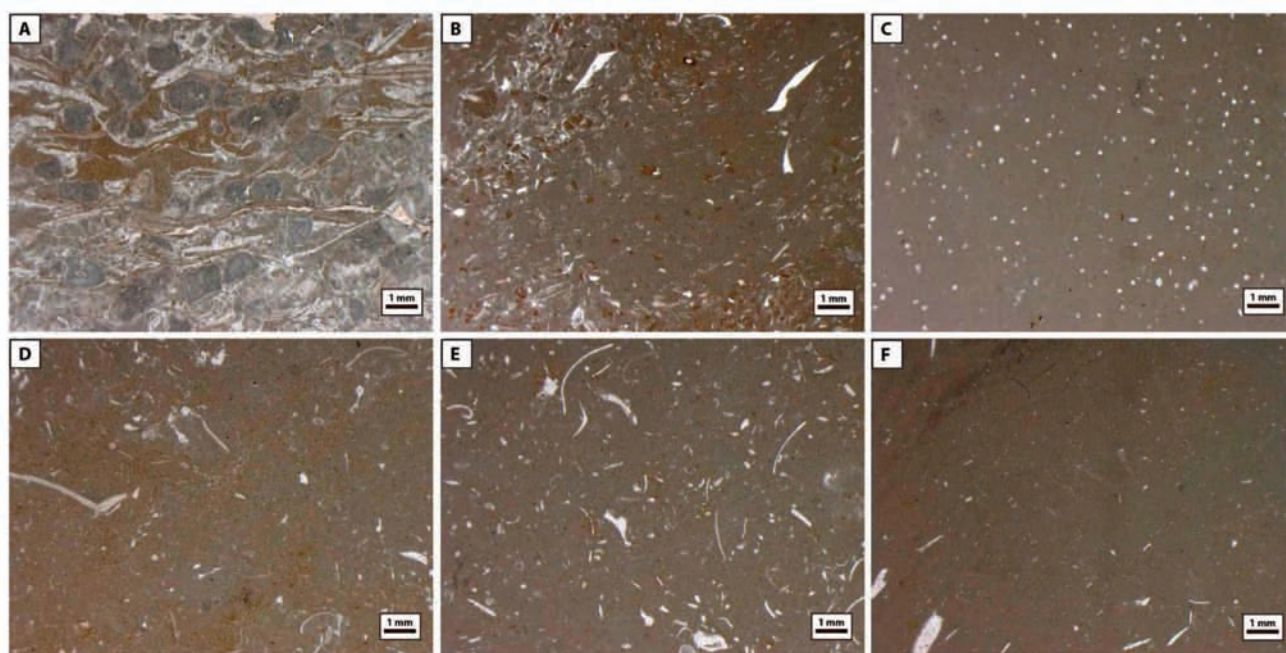


Fig. 4.- Imágenes de lámina delgada de las facies y subfacies reconocidas en las calizas de la Fm. Río Palomar. A) Subfacies *packstone* de bioclastos (Pb). B) Subfacies *packstone* de peloides (Pp). C) Subfacies *wackestone* de esponjas (Ws). D) Subfacies *wackestone* de braquiópodos (Wb). E) Subfacies *wackestone* de esponjas y braquiópodos (Wsb). F) Facies *mudstone* (M).

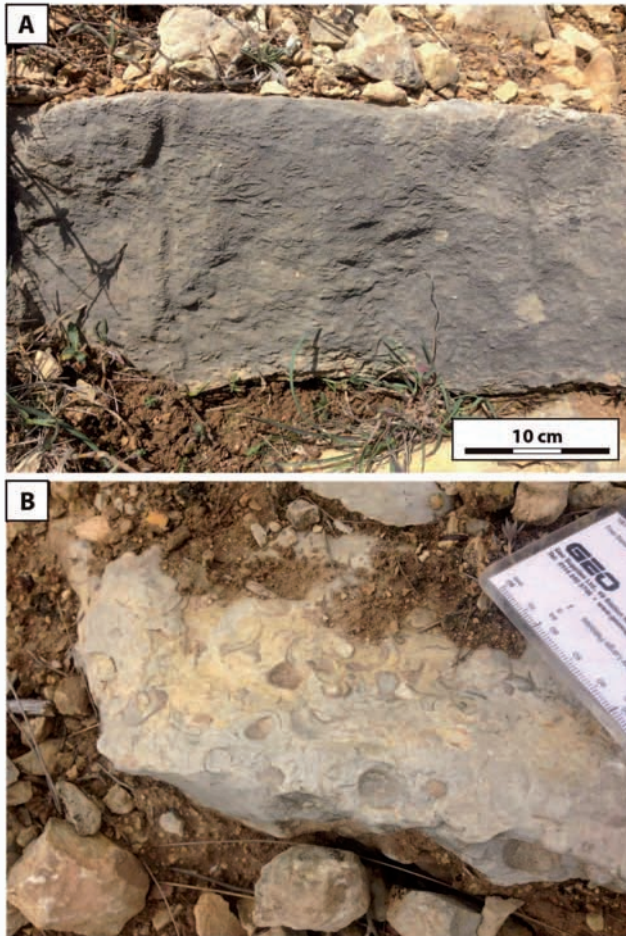


Fig. 5.- Aspecto en campo de A) Subfacies *packstone* de bioclastos (Pb) y B) Subfacies *wackestone* de braquiópodos (Wb).

de fragmentación es elevado aunque el redondeamiento es bajo. El ordenamiento de los bioclastos presenta las mismas características que las dos subfacies anteriores.

La facies *mudstone* (M) está constituida por micrita con micro-peloides. Predominan los fragmentos de bivalvos, gasterópodos, placas de equínidos y artejos de crinoides, con un grado de fragmentación y redondeamiento alto y una ordenación caótica. La facies de margocalizas (Mgz) presenta ocasionalmente fragmentos de bivalvos y braquiópodos, y la facies de margas (Mg) carece de estructuras y restos fósiles visibles en campo.

Respecto a la relación vertical de estas facies, la facies P (subfacies Pb y Pp) corresponde a estratos discretos o niveles dentro de estratos, muy ocasionales en la serie, y están asociados exclusivamente a subfacies *wackestone* de esponjas y braquiópodos (Wsb). Por su parte, las subfacies *wackestone* de esponjas (Ws) y de braquiópodos (Wb) suelen intercalarse entre sí, y están asociadas verticalmente tanto a la subfacies Wsb, como a las facies más fangosas (Mg/Mgz y M).

Modelo de sedimentación

Las características de las facies y sus relaciones verticales permiten precisar el paleoambiente de depósito previamente propuesto para la Fm. Río Palomar dentro de los

dominios relativamente profundos de una plataforma carbonatada de tipo rampa (Bordonaba y Aurell, 2001; Aurell *et al.*, 2003). En estas plataformas, la acción del oleaje (de buen tiempo y de tormentas) determina una gradación de facies, desde los dominios someros, dominados por facies granosostenidas, a más distales con predominio de facies fangosas (Wright y Burchette, 1996).

En la unidad estudiada, el predominio de calizas no granosostenidas implicaría unas condiciones de depósito en dominios de baja energía, por debajo del nivel de base del oleaje de buen tiempo (*i.e.*, rampa media a externa), en coherencia con las reconstrucciones paleogeográficas que localizan las facies someras de rampa interna al sur y al noreste del sector estudiado (Fig. 1B). En concreto, las facies descritas representarían zonas de rampa media-distal a externa-proximal (Fig. 6). La facies P (subfacies Pb y Pp) que define niveles muy ocasionales intercalados entre la subfacies Wsb, y está caracterizada por peloides y granos esqueléticos desarticulados, correspondería a depósitos de tormenta (*i.e.*, *tempestitas*), acumulados en la zona de rampa media-proximal, asociados a flujos densos generados por tormentas, que acarrearían granos procedentes de las zonas someras (peloides) y removerían los granos esqueléticos para-autóctonos (bivalvos, braquiópodos). Destaca la abundancia de placas de equínidos y artejos de crinoides, componentes que son característicos de la unidad equivalente en facies someras (*i.e.*, Fm. Cuevas Labradas; Bádenas *et al.*, 2010).

La facies W, dominante en la unidad, correspondería a depósitos de rampa medio-distal. Dentro de este dominio, la subfacies de esponjas y braquiópodos (Wsb), que se relaciona verticalmente con la facies P y presenta *rills* de bioclastos, sería la facies más somera (Fig. 6). Las esponjas y braquiópodos serían para-autóctonos, y su desarticulación, fragmentación y disposición indicarían que fueron removidos por los flujos de tormentas. La fracción bioclástica fina y posiblemente parte del fango carbonatado, constituirían componentes alóctonos, resedimentados desde las zonas más someras. Las subfacies *wackestone* de esponjas (Ws) y de braquiópodos (Wb) pertenecerían a dominios más distales, próximos al nivel de base del oleaje de tormenta, pues se hallan asociadas tanto a subfacies Wsb como a facies más fangosas. Las subfacies Ws y Wb estarían en relación de cambio lateral y estarían dominadas por los componentes esqueléticos para-autóctonos, reflejando fondos colonizados predominantemente bien por esponjas (subfacies Ws) o bien por braquiópodos (subfacies Wb). Las facies más distales (M, Mg y Mgz) representarían fangos acumulados por debajo del nivel de base del oleaje de tormenta con escasos componentes esqueléticos, siendo la facies Mg posiblemente la más distal.

Secuencias sedimentarias

La identificación de superficies de estratificación netas, que reflejan cambios bruscos en la sedimentación (*e.g.*, Schwarzacher, 2000; Bádenas *et al.*, 2003), ha permitido reconocer conjuntos de estratos con un patrón de repetición, que corresponden a tres órdenes de secuencias: *bundles*, *sets de bundles* y lotes de *sets* (Fig. 7).

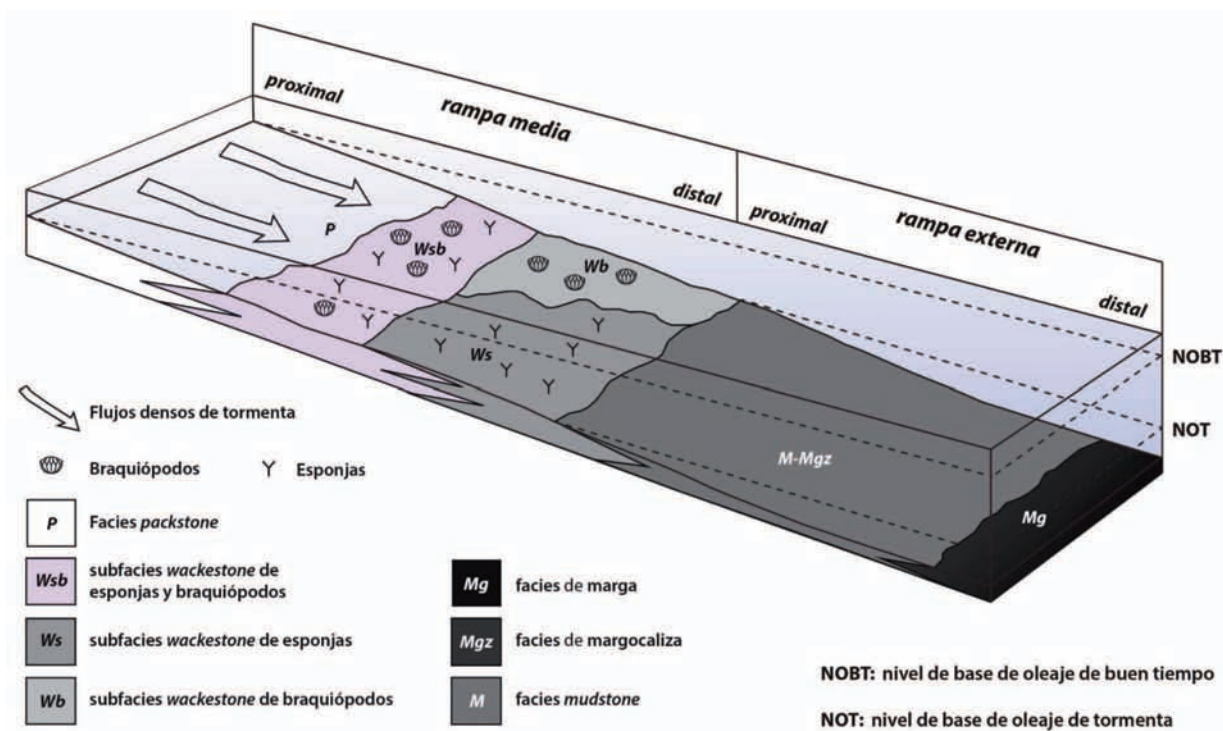


Fig. 6.- Reconstrucción del medio de sedimentación para la Fm. Río Palomar, correspondiente a los dominios de rampa media-distal a externa-proximal.

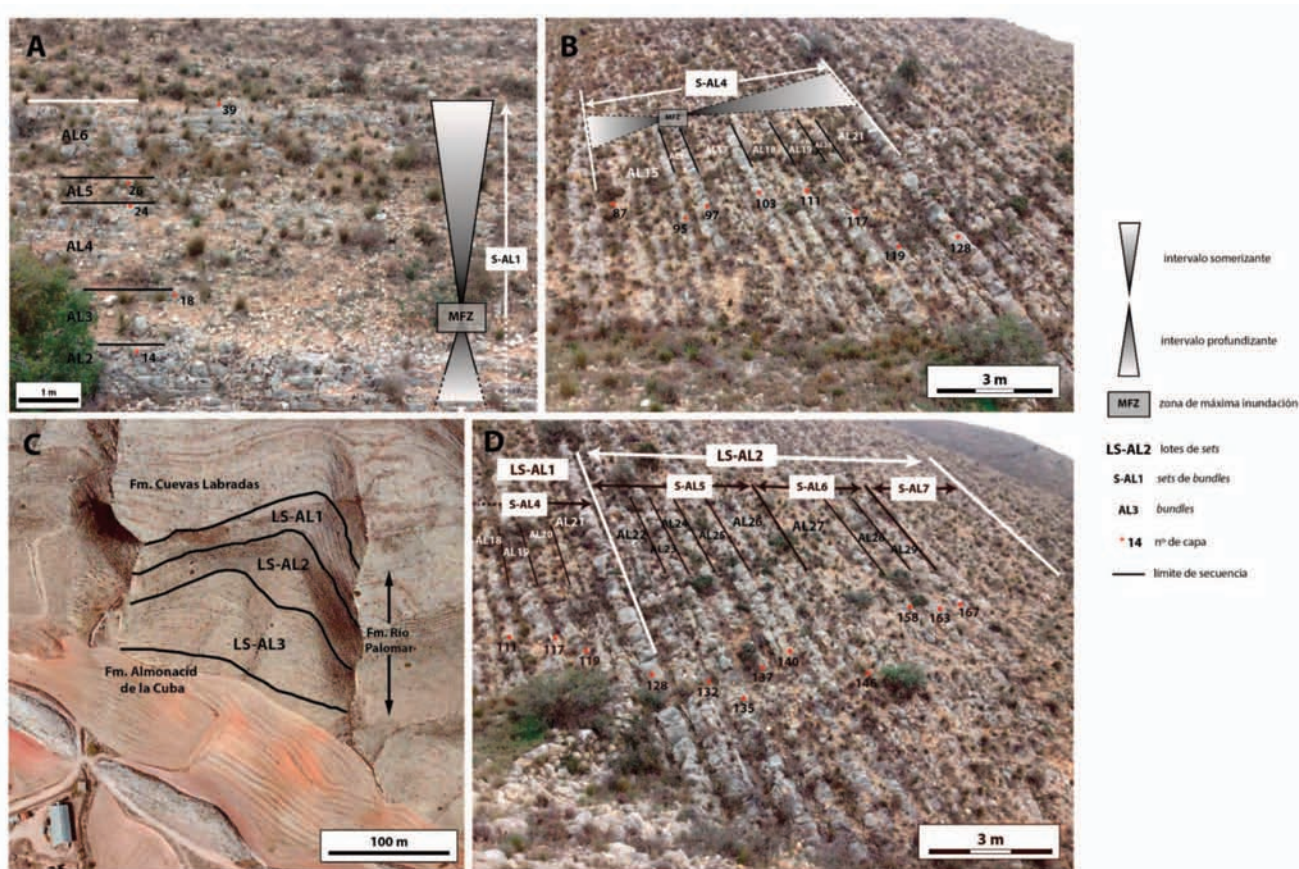


Fig. 7.- Aspecto en campo de las secuencias de diferente orden en la Fm. Río Palomar en el perfil de Almonacid de la Cuba. A) Bundles AL2 a AL6 y set S-AL1, y B) Bundles AL15 a AL21, y set S-AL4. Se indica también la evolución sedimentaria (profundizante-somerizante) de los sets, deducida a partir de las facies. C) Foto aérea de los tres lotes de sets LS-AL1, LS-AL2 y LS-AL3 (imagen tomada de www.googlemaps.com). D) Detalle del diferente aspecto en el estilo de la estratificación que muestran los lotes LS-AL1, con capas de calizas tabulares, y LS-AL2, con capas de caliza más irregulares.

La secuencia de mayor orden (o secuencia elemental) identificable son haces de capas o *bundles*, limitados por superficies de estratificación netas, a menudo bioturbadas y/o ferruginosas (*firmgrounds*, incluso *hardgrounds*: ver también Comas-Rengifo *et al.*, 1999) (Figs. 2 y 7A, B, D).

En concreto, se han identificado 48 *bundles* (AL1 a AL48 en Fig. 2) con una potencia media de 1,2 m. Los estratos que los conforman no presentan un ordenamiento definido, si bien ocasionalmente muestran una evolución estratocreciente (*e.g.*, AL2, AL17 y AL21). Teniendo en cuenta la interpretación de las facies, su evolución dentro de los *bundles* indica que la mayoría de ellos corresponden a secuencias somerizantes (Fig. 2). Suelen presentar una evolución vertical de facies M y/o Mg a subfacies Ws o Wsb (*e.g.*, AL8, AL24 y AL38), reflejando un tránsito de rampa externa-proximal a media-distal.

Los *bundles* se apilan a su vez formando *sets*, que están delimitados por superficies de estratificación muy netas y con una evolución vertical de facies definida. En concreto, se han reconocido 10 *sets* de *bundles* (S-AL1 a S-AL10 en Fig. 2), con potencias que varían entre 4 y 6 m (Figs. 7A, B, D). El número de *bundles* que compone cada *set* oscila entre un mínimo de 3 (*e.g.*, S-AL6 y S-AL7) y un máximo de 7 (*e.g.*, S-AL4 y S-AL10). La mayoría de los *sets* representan secuencias profundizantes-somerizantes, donde el cambio de tendencia viene definido por una zona de máxima inundación (MFZ). El hemicycleo basal profundizante suele presentar una evolución vertical de Wsb a Wb y M (tránsito de rampa media-distal a rampa externa-proximal) y en el hemicycleo somerizante se da una evolución vertical de Wb a Ws y en último término a Wsb, coherente con una tendencia somerizante. La secuencia que representa mejor esta evolución vertical es el *set* S-AL1 (Figs. 2 y 7A). Algunos de los *sets* muestran también una tendencia agradable, dominados por facies W, en especial Ws y Wsb, caso del *set* S-AL3 (Fig. 2).

Los *sets* se agrupan a su vez en 3 lotes de *sets* (LS-AL1 a LS-AL3, de 20,7 m, 16,5 m y 21 m, respectivamente), que corresponden a tres tramos diferenciables por el estilo de la estratificación y la presencia o no de intervalos recesivos (facies Mg_z y Mg). El lote de *sets* LS-AL1 es el que presenta un aspecto más competente en campo, pese a presentar una relativa abundancia de facies M y Mg respecto al lote LS-AL2, con superficies de estratificación más netas y regulares (Fig. 7D). El lote LS-AL1 es un tramo caracterizado por niveles competentes separados por niveles recesivos, estos últimos correspondientes a facies fangosas o bien a estratos más delgados (Figs. 7C y D). El lote LS-AL2 se caracteriza por estratos de potencia más homogénea y menor presencia de niveles fangosos recesivos, lo que le confiere un aspecto de sucesión homogénea de niveles competentes calcáreos, mientras que en el lote LS-AL3 la mayor presencia de niveles fangosos recesivos y las variaciones significativas de la potencia de los estratos le confieren un aspecto de ritmita (Figs. 7C y D). El número de *sets* que configura cada lote varía entre 3 y 4. La evolución sedimentaria en los lotes es compleja, debido a las secuencias de mayor orden (*sets* y *bundles*) que las conforman, pero a grandes rasgos podrían representar secuencias de evolución profundizante-somerizante, en las que el cambio de tendencia vendría definido por

una zona de máxima inundación (MFZ). El lote que mejor refleja esta evolución es el LS-AL1 (Fig. 2). Su MFZ se halla en el *set* S-AL2, en el potente estrato margoso que define a su vez la MFZ de dicho *set*. El hemicycleo profundizante se caracteriza por el paso de subfacies Wsb a Ws y abarca *sets* en los que predomina el hemicycleo profundizante. El hemicycleo somerizante culmina a techo con un predominio de subfacies Wsb, es decir, facies más proximales, y está constituido por *sets* agradantes (S-AL3) o bien profundizantes-somerizantes (S-AL2 y S-AL4). Existe por tanto una coherencia entre la evolución que muestran los *sets* de *bundles* que componen este lote y el carácter profundizante-somerizante a gran escala que define el lote.

Análisis de la susceptibilidad magnética

La utilización del análisis espectral, mediante los programas REDFIT (Schulz y Mudelsee, 2002) y *Wavelet* (Torrence y Compo, 1998), sobre los datos de susceptibilidad magnética puede aportar más información acerca de los procesos cíclicos registrados en el sedimento, complementaria a la obtenida a partir del análisis secuencial, además de constituir una herramienta para la calibración temporal de los ciclos.

Análisis espectral

El análisis espectral de la susceptibilidad magnética se ha realizado a partir de una serie de tiempo de 569 datos formada por el valor promedio de las medidas obtenidas cada 10 cm. Los valores oscilan entre 0,005 y $0,03 \times 10^{-6}$ SI. Dado que las medidas se han realizado sobre calizas, es muy probable que dicha señal se deba a la presencia de minerales magnéticos, más que a minerales de la arcilla (Ellwood *et al.*, 2000). Para detectar el tipo y abundancia de minerales magnéticos presentes, se realizaron curvas susceptibilidad-temperatura (curvas k-t) de 3 muestras de calizas que presentaban los mayores valores de susceptibilidad magnética de la serie, utilizando los programas SUSTE7 y Cureval v. 8. Las curvas k-t obtenidas (Fig. 8) reflejan la abundancia de magnetita (en torno al 80%) y, en menor proporción, de minerales paramagnéticos (menos del 20%).

El análisis espectral REDFIT (en *depth domain*) de la serie de tiempo elaborada a partir del promedio de los valores de susceptibilidad magnética en cada estación de medida, suavizados con una media móvil de 3 puntos para eliminar las frecuencias más altas, indica la existencia de 4 máximos, referibles a ciclos sedimentarios periódicos, con valores de 19,15 m, 2,07 m, 1,34 m y 1,09 m (Fig. 9). Estos picos sobrepasan o se aproximan a la banda de confianza del 95%, calculada a partir de un modelo de ruido rojo AR(1). Se ha utilizado este modelo porque el espectro obtenido ha pasado el test de ruido rojo (Schulz y Mudelsee, 2002). Con el análisis *Wavelet* (Fig. 10) se puede confirmar la presencia de estos ciclos periódicos, que se manifiestan por la persistencia en la vertical de áreas delimitadas por la banda de confianza del 95%, también calculada a partir de un modelo de ruido rojo. Además, este análisis permite determinar en que parte de la serie de tiempo aparece la ciclicidad.

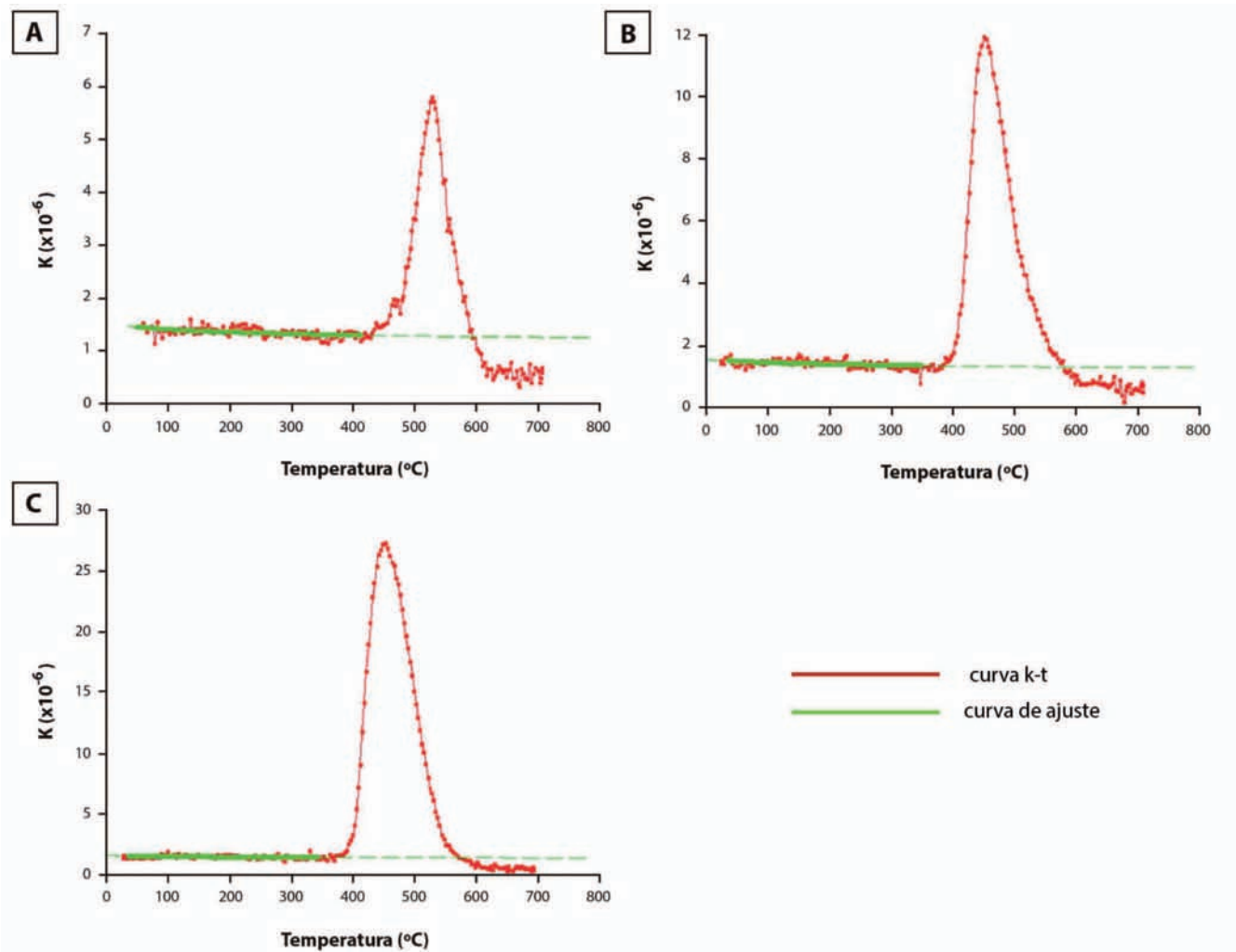


Fig. 8.- Curvas k-t obtenidas para 3 muestras de calizas. El eje de ordenadas representa el valor de susceptibilidad magnética alcanzado por la muestra, y en el eje de abscisas se indica la temperatura de calentamiento.

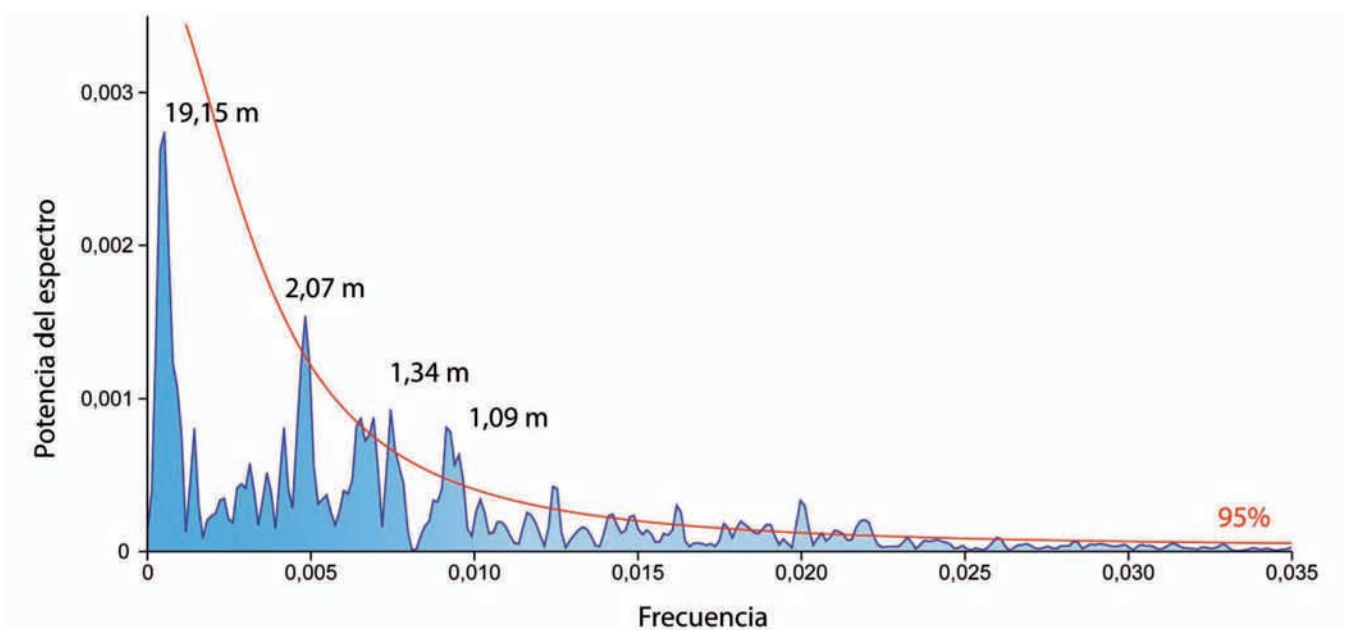


Fig. 9.- Espectro de potencia en depth domain de la serie de tiempo de susceptibilidad magnética, obtenido mediante análisis REDFIT. El análisis se ha realizado a partir de la subdivisión de la serie de tiempo en 2 segmentos con una superposición del 10%, y el espectro resultante se ha suavizado con una ventana de tipo Welch. La banda de confianza del 95% se ha construido a partir de un modelo de ruido rojo AR(1).

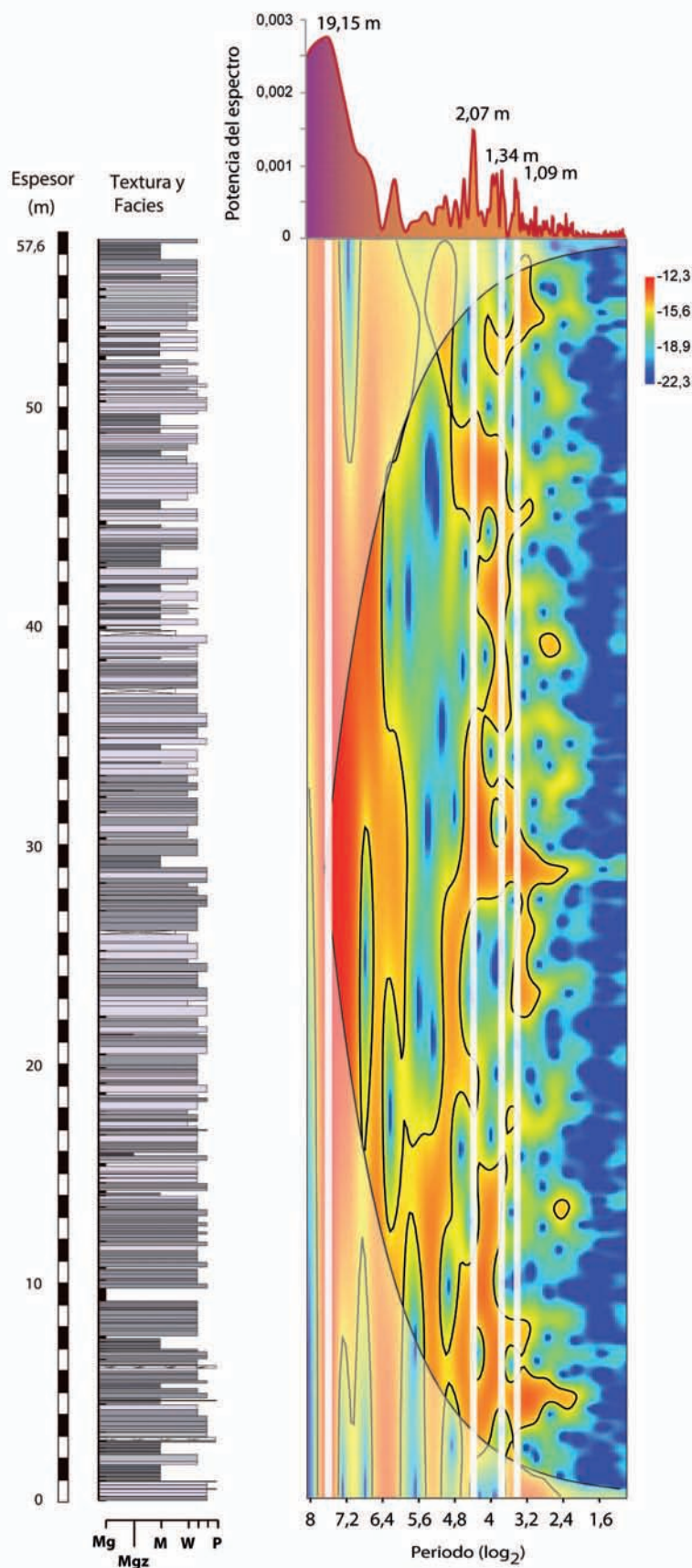


Fig. 10.- Análisis *Wavelet* de la serie de tiempo de susceptibilidad magnética junto con el perfil Almonacid de la Cuba, mostrándose las zonas del mismo en el que se registra ciclicidad en la susceptibilidad magnética. En la parte de arriba del diagrama se indica el espectro de potencia del análisis REDFIT en *depth domain*, con el eje de abscisas en escala logarítmica. El ciclo de 19,15 m en ambos análisis es el más dominante del espectro.

Calibración temporal de la ciclicidad

Para calibrar la duración temporal de los ciclos obtenidos con el análisis REDFIT de la serie de susceptibilidad magnética, se han comparado estos ciclos con las principales modas de los ciclos de Milankovitch identificados para el Pliensbachiense inferior (400, 100, 34,7, 21,5 y 17,6 ka, calculados según la metodología de Hinnov y Hilgen, 2012). Teniendo en cuenta que la duración de la Fm. Río Palomar, según las escalas de tiempo geológicas más recientes, es algo más de 1 Ma (Gradstein y Ogg, 2012), el ciclo de 19,15 m equivaldría al ciclo de excentricidad larga (400 ka), el de 2,07 m al de oblicuidad (34,7 ka) y los ciclos de 1,34 m y 1,09 m a las dos modas del ciclo de precesión (21,5 y 17,6 ka). Estas asignaciones vienen apoyadas por la premisa de que el ciclo de 19,15 m, un pico muy dominante en el espectro (ver Fig. 9), debe representar el ciclo de excentricidad larga (400 ka) y no sería referible al ciclo de excentricidad corta (100 ka), ya que de ser así la Fm. Río Palomar tendría una duración de 300 ka, incompatible con las escalas de tiempo geológico más recientes.

Además, otro de los ciclos dominantes en el espectro (2,07 m) que, en base a la relación con el ciclo de 19,15 m correspondería al de oblicuidad, se ha utilizado mediante el uso de la herramienta *LinAge* del programa *Analyseries* (Paillard *et al.*, 1996), para la realización de una correlación entre la curva de susceptibilidad magnética y la obtenida mediante la aplicación de un filtro *Lowpass* (frecuencias 0–0,52 para eliminar todos los ciclos con un periodo inferior a 1,09 m). Para realizar el anclaje se distorsiona la curva de susceptibilidad magnética hasta hacer coincidir los máximos y los mínimos de ésta con la curva filtrada. De esta forma podemos inferir el número de ciclos presentes, obteniendo un total de 3 ciclos de excentricidad larga y 28 de oblicuidad (Fig. 11). La escala de tiempo flotante construida a partir de este anclaje muestra una duración temporal para la Fm. Río Palomar en el perfil Almonacid de la Cuba de 1,07 Ma. Una vez obtenido este modelo de edad, el análisis espectral en *time domain* (Fig. 12) muestra que el ciclo de excentricidad larga está caracterizado, en el espectro de potencia (REFIT), por un pico con una periodicidad de 320 ka (aunque el ancho de banda introduce en este caso una barra de error muy importante), el de oblicuidad de 33,6 ka y el de precesión con periodicidades entre 23,7 y 17,3 ka. El ciclo de precesión con una frecuencia más alta (17,3 ka), a pesar de las coincidencias con el periodo calculado para el Pliensbachiense inferior (Hinnov y Hilgen, 2012), puede interpretarse también como un armónico del ciclo de oblicuidad (33,6 ka), ya que el periodo obtenido está muy próximo a la mitad de este ciclo.

Análisis secuencial			Análisis espectral		
Secuencias	Nº	Potencia media (m)	En <i>depth domain</i> (ciclos en metros)	En <i>time domain</i> (ciclos en ka)	Nº
<i>Bundles</i>	48	1,2	19,15	320	3
<i>Sets de bundles</i>	10	5,48	2,07	33,6	28
Lotes de <i>sets</i>	3	19,4	1,34	23,7	-
			1,09	17,3	-

Tabla I.- Resultados obtenidos en el análisis secuencial y en el análisis espectral de la susceptibilidad magnética.

Interpretación y discusión

Comparación de resultados: análisis secuencial y espectral

En la Fm. Río Palomar en el perfil de Almacén de la Cuba, se ha puesto de manifiesto la existencia de ciclos tanto en el análisis secuencial en campo (*i.e.*, organización en secuencias de distinto orden: *bundles*, *sets de bundles* y lotes de *sets*), como en el análisis espectral de la susceptibilidad magnética (ciclos de precesión, oblicuidad y excentricidad larga). La comparación entre los datos obtenidos de ambos análisis, recogidos en la Tabla I, puede dar la clave para discutir el origen y la expresión en el registro sedimentario de dichos ciclos. Pueden observarse una serie de coincidencias notables: 1) Se han identificado 3 lotes de *sets* (LS-AL1, LS-AL2 y LS-AL3) al igual que 3 ciclos de excentricidad larga en el análisis espectral de la susceptibilidad magnética; 2) El espesor de los lotes (19,4 m de potencia media) es similar a la potencia del ciclo más representativo hallado en los valores de susceptibilidad magnética (19,15 m); 3) La media de *bundles* por *set* se sitúa en torno a 5. Teniendo en cuenta la potencia de la serie (57,62 m) y el número de *bundles* identificados (48), la potencia media por *bundle* es de 1,2 m, cercana a la potencia definida para los ciclos de precesión (1,34 m y 1,09 m). En este sentido, los ciclos de 1,34 m y 1,09 m podrían ser resultado del desdoblamiento del ciclo de precesión debido a cambios en la tasa de sedimentación, ya que el espesor promedio de 1,2 m de los *bundles* es un valor intermedio entre los dos picos obtenidos en el análisis espectral; 4) Si se considera que los *bundles* representan el ciclo de precesión (23,7 ka), se obtiene una duración de la Fm. Río Palomar en este perfil de 1,13 Ma (23,7 ka x 48 *bundles*), aproximándose a la obtenida mediante el modelo de edad (1,07 Ma). No obstante, aunque dicho modelo se ajusta a la duración temporal de la biozona *Jamesoni* según las escalas de tiempo geológico más recientes (Gradstein y Ogg, 2012), su calibración temporal parece ser recientemente objeto de debate, a raíz del trabajo de Ruhl *et al.* (2016), en el que le asignan en torno a 2,7 Ma.

Respecto a los aspectos no coincidentes, no se ha hallado expresión estratigráfica para el ciclo de

oblicuidad obtenido en el análisis espectral (2,07 m). Por otra parte, en el análisis espectral no se ha detectado el ciclo correspondiente a los *sets de bundles*, aunque el hecho de que el promedio de *bundles* por *set* sea 5 (igual que el número de ciclos de precesión por cada ciclo de excentricidad corta), que

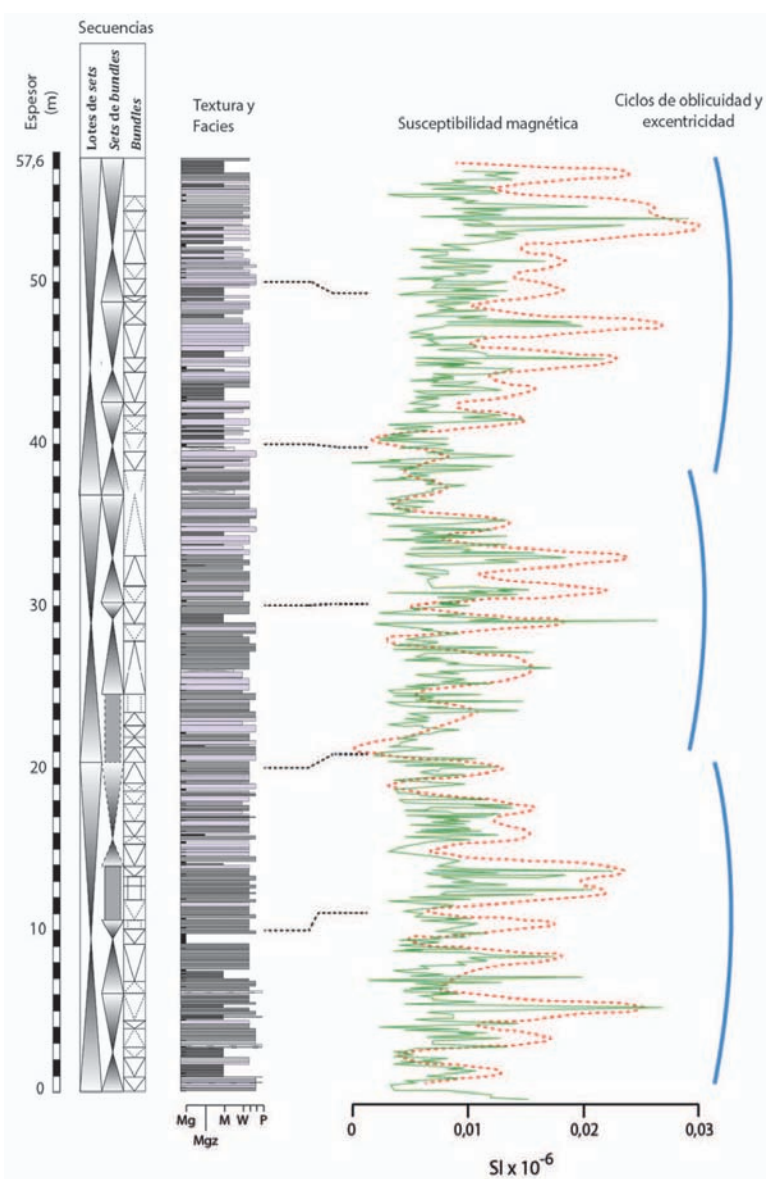


Fig. 11.- Anclaje entre la curva de susceptibilidad magnética (línea continua) y la obtenida mediante la aplicación de un filtro *Lowpass* (frecuencias 0 – 0,52) (línea discontinua). Se indican en líneas discontinuas posiciones equivalentes entre el perfil y la serie de tiempo, por la distorsión que sufre la curva de susceptibilidad magnética al realizar el anclaje. Se obtienen 28 ciclos de oblicuidad, y se pueden inferir también los 3 ciclos de excentricidad larga (líneas arqueadas) que se corresponderían con los 3 lotes de *sets* identificados en campo.

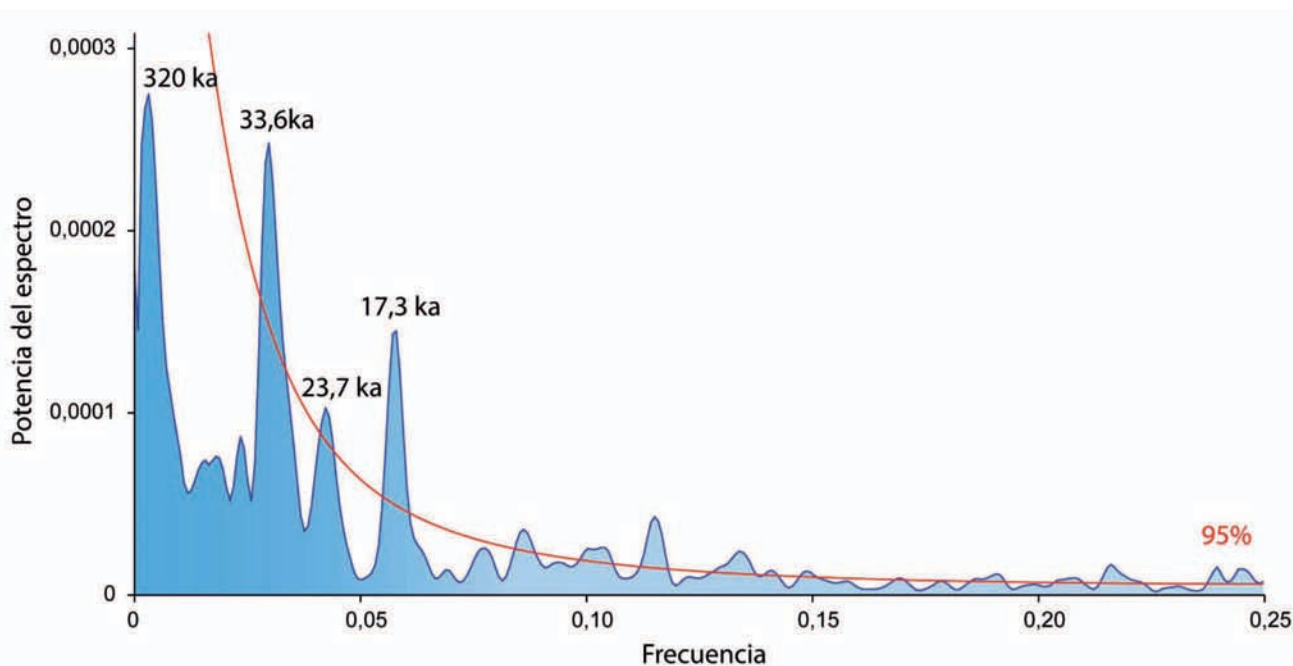


Fig. 12.- Espectro de potencia en *time domain* de la serie de susceptibilidad magnética, obtenido mediante análisis REDFIT. El análisis se ha realizado a partir de la subdivisión de la serie de tiempo en 4 segmentos con una superposición del 20%, y el espectro resultante se ha suavizado con una ventana de tipo Blackman-Harris. La banda de confianza del 95% se ha construido a partir del modelo de ruido rojo AR(1).

se hayan identificado 10 *sets* de *bundles*, y que el *bundle* se relacione con el ciclo de precesión, permite asociar el *set* al ciclo de excentricidad corta (en torno a 100 ka).

Origen y expresión de la ciclicidad en la Fm. Río Palomar

El tratamiento estadístico de los valores de susceptibilidad magnética ha constatado la existencia de una ciclicidad en los materiales de la Fm. Río Palomar controlada por variaciones en parámetros orbitales (*i.e.*, ciclos de Milankovitch), que determinan la cantidad de insolación recibida (en concreto ciclos de precesión, oblicuidad y excentricidad larga). La existencia de esta ciclicidad marcada por la variación en el contenido de minerales magnéticos, especialmente magnetita, reflejaría fluctuaciones en el aporte de detritos, controladas por la mayor o menor erosión de los macizos circundantes junto con los procesos de transporte (fluvial, eólico o ambos) y redistribución por las corrientes marinas, controlados por variaciones climáticas, a menudo dentro de la banda de frecuencia de Milankovitch, de forma similar a lo propuesto en trabajos previos (*e.g.*, Sachs y Ellwood, 1988; deMenocal *et al.*, 1991; Weedon *et al.*, 1999; Ellwood *et al.*, 2000, 2006, 2007).

La ciclicidad se ha constatado también en el análisis secuencial, que ha puesto de manifiesto la organización en secuencias de distinto orden, *bundles*, *sets* de *bundles* y lotes de *sets*, correspondientes, posiblemente, a ciclos de precesión y excentricidad corta y larga, respectivamente. El análisis de facies indica que estas secuencias son, generalmente, somerizantes y profundizantes-somerizantes y que, por lo tanto, reflejarían la interacción entre el espacio de acomodación y la sedimentación en los dominios medios a externos de la rampa carbonatada representados por la Fm. Río Palomar (Fig. 13). Durante el depósito de la unidad se re-

gistrarían cambios de la acomodación de “largo y corto término”. La acomodación a “largo término” sería el resultado del ascenso del nivel del mar ligado al hemicycle transgresivo del Jurásico Inferior y la subsidencia homogénea que experimenta la plataforma, así como el generado durante la superficie de profundización brusca del inicio de la unidad (ver Fig. 1C; Aurell *et al.*, 2003). La acomodación de “corto término”, expresada por las secuencias identificadas, estaría controlada por el clima, no superando los 10 m de oscilación del nivel del mar teniendo en cuenta un clima de tipo *greenhouse* (*e.g.*, Aurell y Bádenas, 2004). En cuanto a la sedimentación, ésta iría ligada también al clima, pues influye en la producción bentónica y pelágica y en los procesos de resedimentación en la zona media a externa de la rampa. Respecto a estos procesos, el análisis de facies indica que no existieron variaciones significativas de la producción bentónica, ya que a lo largo de toda la unidad se registran facies con fósiles para-autóctonos (braquiópodos, bivalvos y esponjas silíceas, en la facies W dominante), por lo que las variaciones en la sedimentación potencialmente se adscribirían a cambios en la producción pelágica y en la cantidad de sedimento aportado desde las zonas someras (resedimentación). En los procesos de resedimentación de sedimento carbonatado, intervendrían las variaciones del nivel del mar de corto término y el clima, ya que ambos controlarían fluctuaciones en la producción somera y por tanto, en la cantidad de sedimento que pudiera resedimentarse hacia los dominios abiertos. En este sentido, si bien las tormentas tienen un componente no periódico, su impacto puede ser variable en función de las condiciones climáticas (*e.g.*, Bengtsson *et al.*, 2009; Pielke *et al.*, 2005).

La no coincidencia entre los resultados del análisis espectral de la susceptibilidad magnética y del análisis secuencial (*i.e.*, no existencia de una secuencia asimilable al ciclo de obli-

cuidad obtenido en el análisis espectral y de un ciclo de excentricidad corta en el espectro, asimilable al *set* de *bundles*), podría explicarse por el hecho de que la susceptibilidad magnética reflejaría la actuación del clima en el continente (*i.e.*, mayor o menor erosión de los macizos circundantes y procesos de transporte fluvial, eólico o ambos), así como la redistribución por las corrientes marinas, mientras que las secuencias identificadas reflejarían la actuación del clima en la plataforma (cambios del nivel del mar, producción bentónica somera, resedimentación y producción pelágica).

fil: los 3 lotes de *sets* identificados en campo se corresponderían con los 3 ciclos de excentricidad larga obtenidos en el análisis espectral, y los *bundles* representarían el ciclo de precesión. Aunque los *sets* de *bundles* no tengan representación en el análisis espectral, dada la calibración temporal de la Fm. Río Palomar en este perfil (1,07 Ma), congruente con las modernas escalas de tiempo geológico, los lotes de *sets* se pueden atribuir al ciclo de excentricidad corta (en torno a 100 ka).

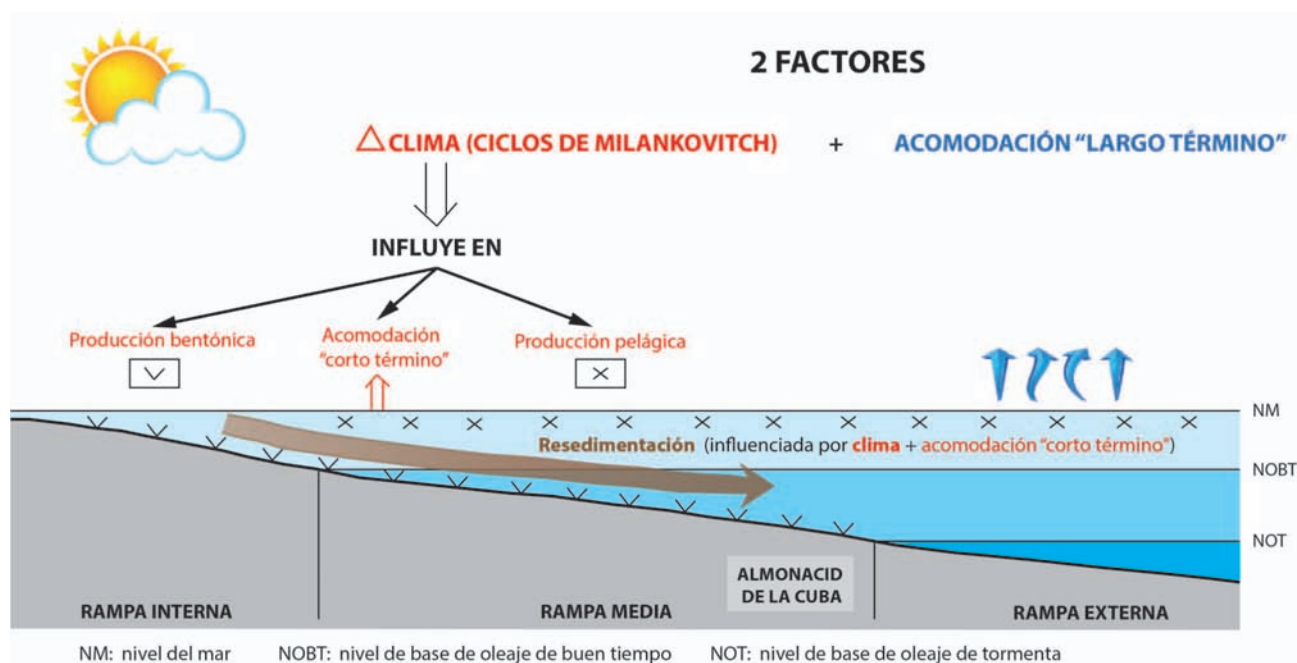


Fig. 13.- Esquema de los principales factores sedimentarios que explican la ciclicidad en la Fm. Río Palomar en el sector de Almonacid de la Cuba. Se sitúa en el esquema su posición relativa en la plataforma.

Conclusiones

Las calizas de la Fm. Río Palomar (Pliensbachense inferior) en el sector de Almonacid de la Cuba se enmarcan en un contexto de plataforma carbonatada de tipo rampa, entre los dominios de rampa media-distal, caracterizados por *packstones* de bioclastos y de peloides y *wackestones* con variables proporciones de esponjas, bivalvos y braquiópodos, y los dominios de rampa externa-proximal, con predominio de calizas *mudstone*, margocalizas y margas. La producción y acumulación de sedimento carbonatado estaría controlada por la producción bentónica y pelágica y la resedimentación producida por las tormentas desde dominios someros.

La sedimentación estuvo regulada por cambios climáticos controlados por parámetros orbitales (*i.e.* ciclos de Milankovitch), pero también por la propia dinámica interna de la plataforma (*i.e.*, resedimentación por tormentas). Dicha ciclicidad se ha caracterizado tanto mediante el análisis secuencial, que indica la presencia de secuencias sedimentarias de diferente orden (*bundles*, *sets* de *bundles* y lotes de *sets*), como mediante el análisis espectral de los valores de susceptibilidad magnética, que refleja ciclos de precesión, oblicuidad y excentricidad larga.

Parece existir una notable coincidencia entre los resultados del análisis secuencial y espectral para este perfil:

Las secuencias identificadas responderían a la interacción entre el espacio de acomodación a "corto término" (< 10 m de oscilación del nivel del mar en climas de tipo *greenhouse*) y la sedimentación (fundamentalmente variaciones en la producción pelágica y de sedimento aportado desde las zonas someras), ambos factores controlados por el clima. Si bien la resedimentación por tormentas es un proceso esencialmente no periódico, en la resedimentación adquirirían un papel importante las oscilaciones del nivel del mar a corto término y el clima, pues ambos controlarían fluctuaciones en la producción somera y en la cantidad de sedimento que puede resedimentarse hacia los dominios distales.

Finalmente, los puntos no coincidentes entre los resultados del análisis espectral de la susceptibilidad magnética y el análisis secuencial podrían explicarse por el hecho de que la susceptibilidad magnética reflejaría la actuación del clima en el continente (*i.e.*, erosión y transporte desde los macizos circundantes) así como redistribución por corrientes marinas, mientras que las secuencias identificadas reflejarían la actuación del clima en la plataforma.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto CGL2014-53548-P (Ministerio de Ciencia e Innovación) y de los grupos

Reconstrucciones paleoambientales y Análisis de cuencas sedimentarias continentales del Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA) y Diputación General de Aragón (DGA) y fondos FEDER. Agradecemos los comentarios constructivos de los dos revisores del trabajo (E. Pardo y J.I. Baceta), que han contribuido a la mejora del mismo.

Referencias

- Aurell, M. y Bádenas, B. (2004): Facies and depositional sequence evolution controlled by high-frequency sea-level changes in a shallow-water carbonate ramp (late Kimmeridgian, NE Spain). *Geological Magazine*, 141 (6): 717–733.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Quesada, S., Rosales, I., Meléndez, G. y García-Ramos, J.C. (2003): Transgressive/Regressive Cycles and Jurassic paleogeography of Northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162: 239–271.
- Bádenas, B., Aurell, M., Rodríguez-Tovar, F.J. y Pardo-Igúzquiza, E. (2003): Sequence stratigraphy and bedding rhythms of an outer ramp limestone succession (Late Kimmeridgian, Northeast Spain). *Sedimentary Geology*, 161: 153–174.
- Bádenas, B., Aurell, M. y Bosence, D. (2010): Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain). *Sedimentology*, 57: 1021–1048.
- Bádenas, B., Aurell, M., Armendáriz, M., Rosales, I., García-Ramos, J.C. y Piñuela, L. (2012): Sedimentary and chemostratigraphic cycles in Lower Pliensbachian marl-limestone platform successions of Asturias (North Spain). *Sedimentary Geology*, 281: 119–138.
- Baeza-Carratalá, J.F., García, F., Goy, A. y Tent-Manclús, J.E. (2014): Braquiópodos del Jurásico Inferior del norte de España en la colección Jiménez de Cisneros. *Geogaceta*, 56: 111–114.
- Bengtsson, L., Hodges, K.J. y Keenlyside, N. (2009): Will extratropical storms intensify in warmer climate? *Journal of Climate*, 22: 2276–2301.
- Bordonaba, A.P. (2003): Evolución sedimentaria del Jurásico Inferior (Hettangiense-Pliensbachiense) en el sector centrooriental de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 417 p.
- Bordonaba, A.P. y Aurell, M. (2001): El Pliensbachiense de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: análisis secuencial. *Geo-Temas*, 3(1): 89–92.
- Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J. y Goy, A. (1999): El Jurásico en la sección de Almonacid de la Cuba (sector central de la Cordillera Ibérica, Zaragoza, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25: 27–57.
- deMenocal, P., Bloemendal, J. y King, J. (1991): A rock-magnetic record of monsoonal dust deposition to the Arabian Sea: evidence for a shift in the mode of deposition at 2.4 My. En: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, (W.L. Prell y N. Niitsuma, et al., Eds.), 117: 389–407.
- Ellwood, B.B., Balsam, W.L. y Roberts, H.H. (2006): Gulf of Mexico sediment sources and sediment transport trends from magnetic susceptibility measurements of surface samples. *Marine Geology*, 230: 237–248.
- Ellwood, B.B., Brett, C.F. y MacDonald, W.D. (2007): Magneto-susceptibility stratigraphy of the Upper Ordovician Kope Formation, Northern Kentucky. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243: 42–54.
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., El Hassani, A., Benoist, S. y Young, R. (2000): MagnetoSusceptibility Event and Cyclostratigraphy (MSEC) in marine rocks and the question of detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28: 1135–1138.
- Gómez, J.J., Comas-Rengifo, M.J. y Goy, A. (2003): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Inferior de las Cordilleras Ibérica y Costeras Catalanas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16 (3-4): 227–238.
- Gradstein, F.M. y Ogg, J. (2012): The Chronostratigraphic Scale. En: *The Geologic Time Scale 2012*, (F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz y G.M. Ogg, Eds.), 1: 31–42.
- Hinnov, L.A. y Hilgen, F.J. (2012). Cyclostratigraphy and Astrochronology. En: *The Geologic Time Scale* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg, Eds.). Elsevier, Boston, 63–83.
- Holz, M. (2015): Mesozoic paleogeography and paleoclimates: a discussion of the diverse greenhouse and hothouse conditions of an alien world. *Journal of South American Earth Sciences*, 61: 91–107.
- Paillard, D., Labeyrie, L. y Yiou, P. (1996): Analyseries 1.0: a Macintosh software for the analysis of geophysical timeseries. *E.O.S.*, 77: 379.
- Pielke Jr, R.A., Landsea, C., Mayfield, M., Laver, J. y Pasch, R. (2005): Hurricanes and global warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86: 1571–1575.
- Ruhl, M., Hesselbo, S.P., Hinnov, L., Jenkyns, H.C., Xu, W., Riding, J.B., Storm, M., Minisini, D. y Ullmann, C.V. (2016): Astronomical constraints on the duration of the Early Jurassic Pliensbachian Stage and global climatic fluctuations. *Earth and Planetary Science Letters*, 455: 149–165.
- Sachs, S.D. y Ellwood, B.B. (1988): Controls on magnetic grain-size variations and concentrations in the Argentine Basin, South Atlantic Ocean. *Deep Sea Research*, 35: 929–942.
- Schulz, M. y Mudelsee, M. (2002): REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, 28: 421–426.
- Schwarzacher, W. (2000): Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 50: 51–75.
- Torrence, C. y Compo, G.P. (1998): A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79: 61–78.
- Valls, J., Comas-Rengifo, M.J. y Goy, A. (2004): Bivalvos del Pliensbachiense en la Sección Almonacid de la Cuba (Cordillera Ibérica, España). *Coloquios de Paleontología*, 54: 145–178.
- Van Buchem, F.S.P., McCave, I.N. y Weedon, G.P. (1994): Orbitally induced small-scale cyclicity in a siliciclastic epicontinental setting (Lower Lias, Yorkshire, UK). En: *Orbital forcing and cyclic sequences* (P.L. de Boer y D.G. Smith, Eds.) International Association of Sedimentologists, Spec. Publ. n° 19, Blackwell Scientific, 345–366.
- Weedon, G.P., Jenkyns, H.C., Coe, A.L. y Hesselbo, S.P. (1999): Astronomical calibration of the Jurassic time-scale from cyclostratigraphy in British mudrock formations. *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, A 357: 1787–1813.
- Wright, V.P. y Burchette, T.P. (1996): Shallow-water carbonate environments. En: *Sedimentary environments: processes, facies, stratigraphy*, (H.G. Reading, Ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 325–394.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 30-11-2016

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 23-1-2017

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 26-1-2017

