



LA PLATAFORMA TRIÁSICA ALPUJÁRRIDE (ZONAS INTERNAS DE LA CORDILLERA BÉTICA, ESPAÑA)

The Alpujarride Triassic Platform (Internal Zones of the Betic Cordillera, Spain)

Iván Martín-Rojas¹, Roberta Somma², Antonio Estévez¹, Francisco Delgado³, Valeria Zamparelli⁴

¹Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, AP 99. 03080 Alicante, España. Ivan.Martin@ua.es

²Dip. di Scienze dell'Ambiente, Sicurezza, Territorio, Alimenti e Salute (S.A.S.T.A.S.), Università degli Studi di Messina, Viale F. Stagno D'Alcontres, 31, Sant'Agata di Messina, 98166 Messina, Italy. rsomma@unime.it

³Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Av. Fuente Nueva s/n, 18071, Granada, España. fsalazar@ugr.es

⁴Dip. di Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II", Largo San Marcellino 10, 80138 Napoli, Italy. valzampa@unina.it

Abstract: Taking into account previous detailed stratigraphic and facies analyses carried out in the Alpujarride succession from the Sierra de Gádor (Almería province) and correlations with other sectors, we propose a synthetic stratigraphic column for the Alpujarride Triassic Platform; this column consists of two formations: a basal meta-siliciclastic formation (divided in three members, from base to top: lower, middle and upper) Anisian in age, and an overlying meta-carbonate formation (divided in six members, 1 to 6 from base to top) Anisian-Norian in age. We postulate a morphological evolution of the Alpujarride Triassic Platform including three phases: an Anisian-Ladinian homoclinal ramp first phase, a Ladinian-Carnian fault-block-type platform second phase, and a Norian rimmed platform third phase. We also divide the Anisian-Norian stratigraphic record in four depositional sequences (DS). DS1 should comprise the lower and middle members of the meta-siliciclastic formation; DS2 should be formed by the upper member of the meta-siliciclastic formation and members 1 and 2 of the meta-carbonate formation; DS3 should consist of members 3 and 4; DS4 should be composed of members 5 and 6.

Key words: Sequence Stratigraphy, Triassic, carbonate platform, Betic Cordillera, Alpujarride Complex.

Resumen: A partir de estudios estratigráficos, centrados en la sucesión triásica alpujarride de la Sierra de Gádor (Almería, Cordillera Bética) y su correlación con otros sectores, proponemos una columna estratigráfica sintética para la Plataforma Triásica Alpujarride. Esta columna estaría dividida en dos formaciones: una metasiliciclástica basal (subdividida en tres miembros: inferior, intermedio y superior) y una metacarbonática suprayacente (subdividida en seis miembros, numerados del 1 al 6 de muro a techo). Esta plataforma habría sufrido una evolución morfológica en tres fases: Fase 1 de rampa homoclinal (Anisiense-Ladiniense); Fase 2 de plataforma fallada (Ladiniense-Carniense); y Fase 3 de plataforma orlada (Noriense). Además, a partir del análisis sedimentario de las asociaciones de facies reconocidas en la sucesión triásica de la Sierra de Gádor proponemos su división en cuatro secuencias deposicionales para el intervalo comprendido entre el Anisiense y el Noriense. La primera secuencia comprendería los miembros inferior e intermedio de la formación metasiliciclástica; la segunda secuencia deposicional incluiría el miembro superior de la formación metasiliciclástica y los miembros 1 y 2 de la formación metacarbonática; la tercera secuencia constaría de los miembros 3 y 4, mientras que la cuarta secuencia estaría constituida por los miembros 5 y 6.

Palabras clave: Estratigrafía Secuencial, Triásico, plataforma carbonática, Cordillera Bética, Complejo Alpujarride.

Martin-Rojas, I., Somma, R., Estévez, A., Delgado, F. y Zamparelli, V. (2014): La Plataforma Triásica Alpujarride (Zonas Internas de la Cordillera Bética, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 63-78.

Tras la Pangea post-varisca comenzó un proceso de desmembramiento de la misma causado por un cambio en el régimen tectónico global, que pasó de ser predominantemente compresivo a extensional. Esto dio lugar a que zonas previamente emergidas fueran inundadas por el mar, desarrollándose de ese modo importantes plataformas marinas que, en muchos casos, persistieron durante todo el Mesozoico. Estas plataformas tuvieron una evolución compleja, en la que se alternaron ciclos transgresivos y regresivos (e.g. Lee Wilson y D'Argenio, 1982; Burchette, 1988; Bechstädt y Boni, 1989; Purdy *et al.*, 2003; Bosence, 2005; Iannace *et al.*, 2007).

En este artículo se presenta un estudio estratigráfico de una de estas plataformas de edad triásica basado en el análisis de la sucesión aflorante en la Sierra de Gádor (provincia de Almería), perteneciente al Complejo Alpujárride de la Cordillera Bética. A partir de dicho análisis y por correlación con otros sectores del Alpujárride proponemos una evolución morfológica y secuencial de esta plataforma para el intervalo de tiempo comprendido entre el Anisiense y el Noriense.

Encuadre geológico

La Cordillera Bética (Fig. 1) se divide en tres grandes dominios (Vera, 2004 y referencias en su interior): las Zonas Externas, las Zonas Internas y entre ambas el Complejo del Campo de Gibraltar. Las Zonas Internas están formadas por tres complejos tectónicos superpuestos denominados (de abajo a arriba): Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. El Complejo Alpujárride, objeto del presente estudio, está compuesto por una sucesión que incluye una formación metasilicilástica basal del Paleozoico-Triásico, seguida por una formación metacarbonática del Triásico Medio-Superior (Simon y Kozur, 1977; Delgado *et al.*, 1981) de más de 1500 metros de espesor.

La sucesión triásica del Complejo Alpujárride fue depositada en el margen septentrional del microcontinente

Mesomediterráneo y después incorporada a la Cordillera Bética durante la colisión de éste con el sur de Iberia en el Mioceno (García-Tortosa, 2002; Martín-Algarra y Vera, 2004; Vera, 2004; Martín-Martín *et al.*, 2006a, b; Perrone *et al.*, 2006; Martín-Rojas *et al.*, 2009, 2012). Durante su evolución geodinámica alpina (del Cretácico a la actualidad), el Complejo Alpujárride ha sufrido diversas etapas de deformación, varias de ellas acompañadas de metamorfismo (Azañón y Goffé, 1997, entre muchos otros); como consecuencia de esta evolución hoy en día el Complejo Alpujárride aparece metamorfozido, intensamente deformado y organizado en unidades tectónicas superpuestas.

En este trabajo nos centraremos en una de esas unidades, en concreto en aquella que ocupa la posición estructural más baja de las aflorantes en la Sierra de Gádor (Fig. 1).

La sucesión triásica alpujárride de la Sierra de Gádor

La sucesión triásica alpujárride de la Sierra de Gádor ha sido estudiada con detalle recientemente por Martín-Rojas *et al.* (2009, 2012), quienes presentan un análisis lito- y bioestratigráfico de dicha sucesión así como una interpretación de la misma en términos de medios sedimentarios y de evolución tectono-sedimentaria. Según los autores antes citados, la sucesión comprende una formación metasilicilástica basal seguida de una formación metacarbonática suprayacente (Fig. 2). La formación metasilicilástica es de edad Anisiense (Perrone *et al.*, 2006; Somma *et al.*, 2013) y presenta un espesor máximo aflorante de 650 m. Esta formación está dividida en tres miembros (inferior, intermedio y superior). La formación metacarbonática, de edad Anisiense-Carniense, presenta un espesor de 1350 m. Esta formación fue subdividida en seis miembros por Martín-Rojas *et al.* (2009 y 2012); sin embargo, en el presente trabajo diferenciamos sólo cinco, ya que hemos unido los miembros 1 y 2 (*sensu* Martín-Rojas *et al.*, *op. cit.*) para facilitar la correlación con otros sectores del Complejo Alpujárride. Por lo tanto la formación metacarbonática

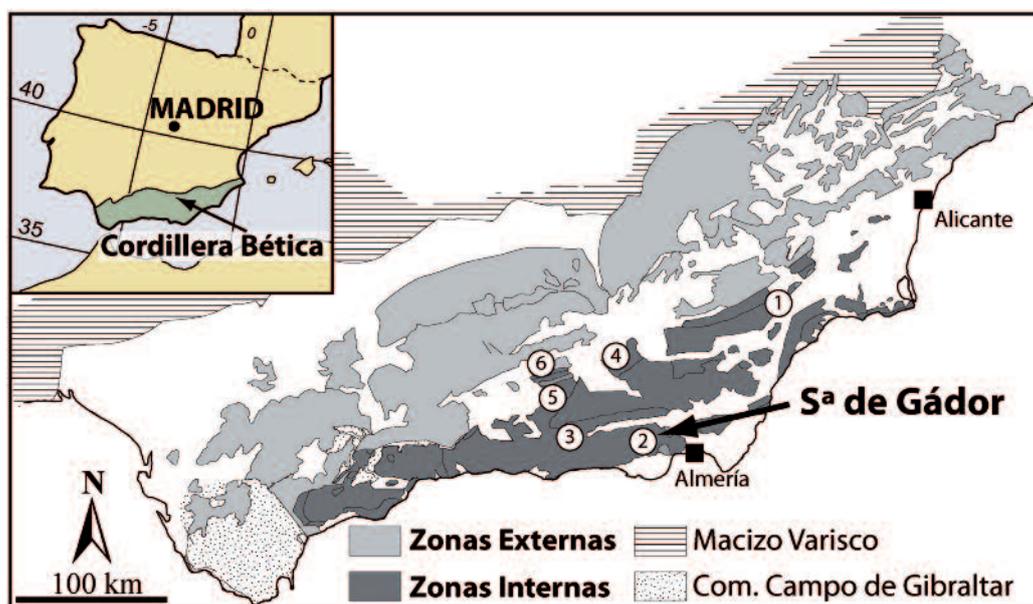


Fig. 1.- Esquema geológico de la Cordillera Bética. Los números hacen referencia a las columnas de la figura 7.

consta de cinco miembros denominados (de muro a techo): miembro margoso-calcareo-dolomítico (mb. 1), miembro calcareo-margoso fosilífero (mb. 2), miembro calcareo con sílex (mb. 3), miembro calcareo-dolomítico mineralizado (mb. 4) y miembro calcareo-margoso (mb. 5).

Facies, asociaciones de facies e interpretación sedimentaria

En la sucesión triásica alpujárride de la Sierra de Gádor Martín-Rojas *et al.* (2012) han definido un total de 22 facies

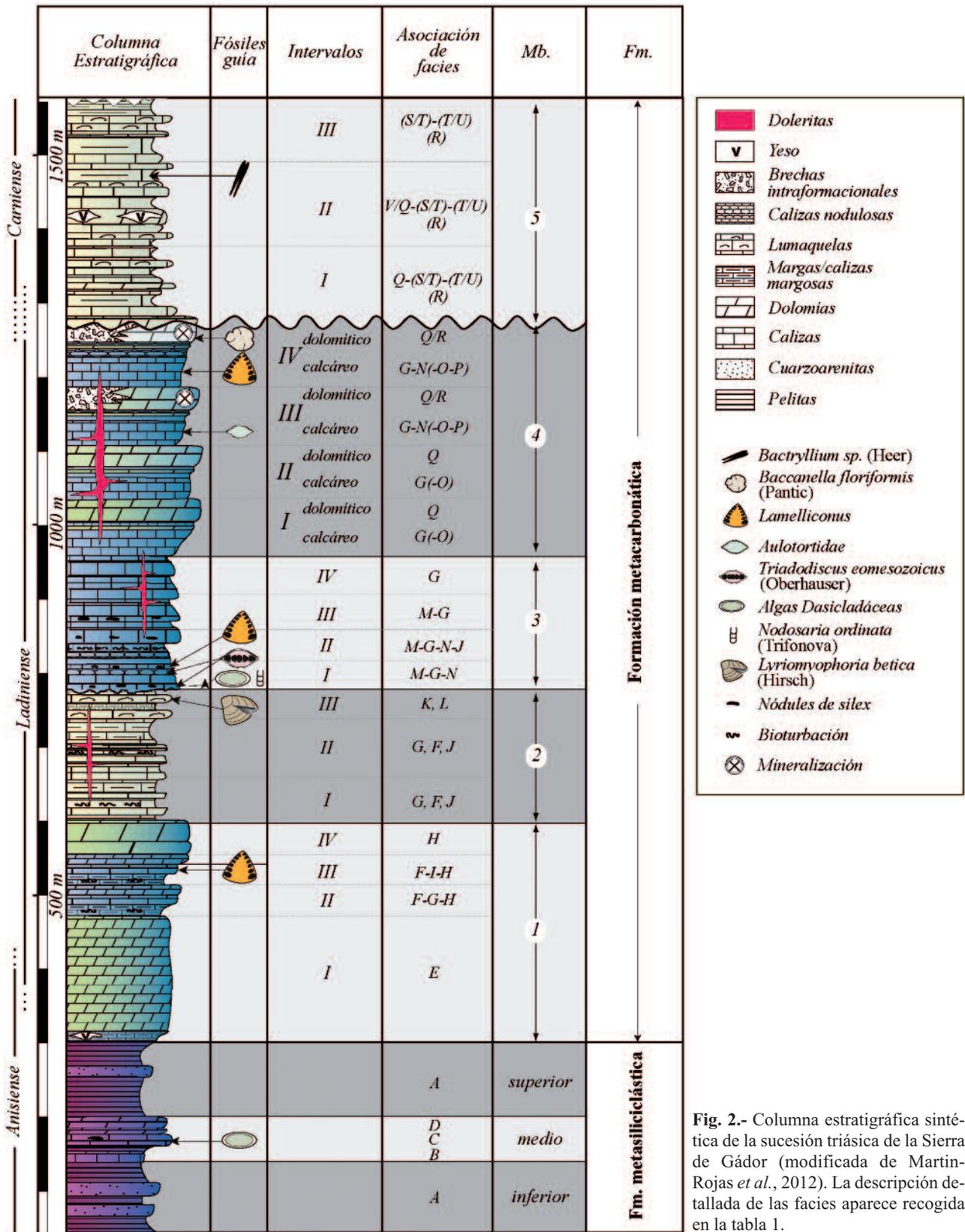


Fig. 2.- Columna estratigráfica sintética de la sucesión triásica de la Sierra de Gádor (modificada de Martín-Rojas *et al.*, 2012). La descripción detallada de las facies aparece recogida en la tabla 1.

elementales distintas formadas en diferentes ambientes de una plataforma (Fig. 2); sus características principales e interpretación sedimentaria aparecen resumidas en la Tabla 1 y en la Fig. 3 respectivamente. Estas facies elementales se agrupan en asociaciones de facies organizadas en ciclos de diverso orden, cuya interpretación se recoge a continuación.

Formación metasiliciclástica (Tabla 1 y Fig. 3)

Miembro inferior: con una potencia aflorante de unos 500 metros, está constituido por una asociación de facies (Fig. 2 y 4) que incluye filitas y cuarcitas con esporádicos niveles de conglomerados (Facies A, Fig. 4 y 5A).

Esta asociación de facies no presenta asociación faunística alguna. Las cuarcitas y los conglomerados que incluye presentan granoclasificaciones positivas, laminaciones paralelas y cruzadas, así como ocasionales capas con muro erosivo.

Si bien el grado de deformación y la ausencia de fósiles hacen difícil una interpretación sedimentaria fuera de

toda duda, estudios realizados en facies análogas de otros sectores indican que se trata de depósitos costeros y peri-continentales de sistemas fluviales meandriformes, desarrollados en unas condiciones climáticas áridas (Perrone *et al.*, 2006).

Miembro intermedio: aparece sobre el anterior de manera gradual (Fig. 2). Comienza con 20 metros de calizas azoicas con laminación paralela tractiva (Facies B, Fig. 4) que dan paso a 15 metros de calizas con abundantes algas y nódulos de sílex (Facies C, Fig. 5B); estas algas están desarticuladas, lo que pone de manifiesto que han sufrido un cierto transporte. Seguidamente aparecen 15 metros de dolomías con mallas de algas (Facies D) que se intercalan con algunas calizas con nódulos de sílex.

Esta asociación de facies está muy recristalizada, por lo que es difícil de interpretar; sin embargo, las estructuras tractivas de la Facies B parecen sugerir un medio de cierta energía, probablemente la parte interna de una plataforma carbonática. Por lo que respecta a la presencia de los restos de algas de la Facies C y la ausencia de estructuras tractivas, parecen indicar un ambiente de más baja energía, quizás la parte media de la plataforma. Por último, las mallas de algas de la Facies D nos indican nuevamente un ambiente de plataforma interna.

En definitiva, el miembro intermedio pone de manifiesto una tendencia inicial de profundización desde la plataforma interna (Facies B) a la plataforma media franca (Facies C), seguida por una ligera somerización que podría alcanzar nuevamente la plataforma interna (Facies D).

Miembro superior: este miembro (de 100 m de espesor, Fig. 2 y 4) aparece de forma neta sobre el anterior. Presenta una asociación de facies idéntica a la del miembro inferior, por lo que también puede interpretarse como depositado en un ambiente costero y peri-continental. Estos depósitos continentales de los miembros inferior y superior de la formación metasiliciclástica son los más someros de toda la sucesión triásica de la Sierra de Gádor.

Formación metacarbonática (Tabla 1 y Fig. 3)

Miembro margoso-calcáreo-dolomítico (mb. 1): tiene un espesor de 300 m y aparece de manera gradual sobre la formación metasiliciclástica (Fig. 2 y 4). Este tránsito gradual está marcado por la presencia de intercalaciones de margas y calizas con esporádicos niveles de yeso. En el mb. 1 se distinguen cuatro intervalos (Fig. 2); el inferior (intervalo I) y el superior (intervalo IV) están formados por dolomías de grano grueso (Facies E y H, respectivamente), mientras que los intermedios (intervalos II y III) presentan una organización más compleja. El intervalo II se compone de ciclos métricos que comienzan con calizas margosas y margas amarillo-rojizas (Facies F) que transicionan a calizas (Facies G) con una asociación fósil que incluye gasterópodos pelágicos de concha fina, lamelibranquios, nodosáridos, espículas de esponjas y equínidos. Sobre estas calizas aparecen de forma neta dolomías marrones (Facies H). El intervalo III está formado por ciclos análogos a los

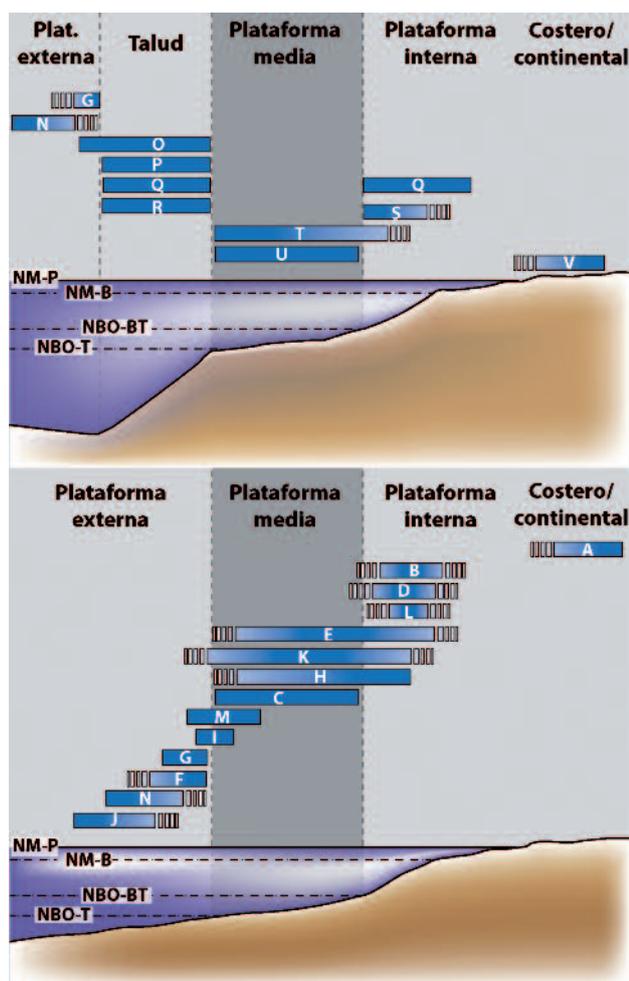


Fig. 3.- Interpretación sedimentaria de las facies definidas y su distribución a lo largo de las distintas zonas de la plataforma (la distribución vertical de las facies no representa su distribución temporal). NM-P: nivel del mar durante la pleamar; NM-B: nivel del mar durante la bajamar; NBO-BT: nivel de base del oleaje de buen tiempo; NBO-T: nivel de base del oleaje de tormentas (modificada de Martín-Rojas *et al.*, 2012).

Facies	Nombre de la facies	Textura	Estruc. sedimen. y otras carac.	Biocenosis y granos esqueléticos	Fósiles guía	Ambiente de depósito
A	Pelitas y cuarzoarenitas	/	Granoclasificación positiva, laminación	/	/	Peri-continental y costero
B	Calizas laminadas	Wackestone-mudstone	Laminación	/	/	Shoreface?
C	Calizas con sílex	Wackestone-mudstone	Laminación	Algas dasicladáceas, espículas de esponjas, equinidos	/	Offshore transition zone
D	Dolomías con nódulos de sílex	Dolomita cristalina, relictos de mudstone-wackestone, granos silicocásticos	Cavidades, láminas de arcillas rojas	Mallas algales, gasterópodos, bivalvos, equinidos, ostrácodos de concha gruesa Peloides	/	Shoreface? zone
E	Dolomías grises	Dolomita cristalina, relictos de mudstone-wackestone	/	/	/	Shoreface? – upper offshore transition zone
F	Calizas margosas y margas de amarillentas a rojizas	/	Bioturbación	/	/	Offshore zone
G	Calizas grises oscuras con moluscos	Wackestone-mudstone, packstone	Fábrica nodular marcada por láminas hematíticas rojas	Gasterópodos pelágicos, bivalvos, equinidos, espículas de esponjas, ostrácodos, foraminíferos bentónicos (abundantes nodosáridos de concha fina –Mb. 1-, abundantes nodosáridos de concha gruesa e involutinidos de gran tamaño –Mb. 4-) Peloides	?Nodosaria ordinata (Trifonova; –Mb. 1–), Lamelliconus gr. biconvexus-ventr. (Mb. 1), Lamelliconus cord. (Oberhauser; Mb. 1, 3, 4) y ?Triadodiscus eom. (Oberhauser; –Mb. 3, 4–)	Offshore zone
H	Dolomías marrones	Grainstone-wackestone, mudstone	Laminaciones	Algunos moluscos Peloides	/	?Offshore transition zone-shoreface zone
I	Calizas con foraminíferos	Packstone	Laminación paralela tractiva	Gran abundancia de foraminíferos de gran tamaño (involutinidos), nodosáridos, gasterópodos pelágicos, bivalvos, equinidos y espículas de esponjas Peloides	Lamelliconus gr. biconvexus-ventroplanus and Lamelliconus cordevalicus (Oberhauser)	Offshore transition zone-?offshore zone
J	Calizas bioturbadas	Mudstone-wackestone	Planolites?, Láminas amarillentas	Gasterópodos pelágicos, bivalvos, crinoides, foraminíferos (nodosáridos y probables involutinidos de pequeño tamaño)	/	Offshore zone
K	Lumaquela con crinoides	Floatstone-rudstone	Laminaciones cruzadas	Artejos de crinoides, bivalvos, gasterópodos, algas, braquiópodos?, foraminíferos Peloides	Lyriomyophoria betica (Hirsch), ?Triadodiscus eom. (Oberhauser)	Offshore transition zone-shoreface zone
L	Calizas margosas	Mudstone	Laminaciones cruzadas, bioturbación	Gasterópodos, bivalvos, bioclastos no determinables Peloides	/	Shoreface zone
M	Calizas con algas y nódulos de sílex	Wackestone-mudstone, packstone, floatstone-rudstone	/	Algas dasicladáceas, bivalvos pelágicos, gasterópodos, espículas de esponjas, equinidos, foraminíferos (nodosáridos de concha fina y escasos involutinidos) Peloides	Diplorora ?nodosa, Teutlorella ?herc., Triadodiscus eom. (Oberhauser), Nodosaria ordinata (Trifonova)	Offshore transition zone-offshore
N	Calizas nodulosas grises	Mudstones-wackestone, packstones	Fábrica nodular marcada por láminas hematíticas rojas	Moluscos pelágicos, espículas de esponjas, equinidos, radiolarios, escasas algas dasicladáceas, foraminíferos (nodosáridos y algunos involutinidos) Pellets	Triadodiscus eomesozoicus (Oberhauser)	Offshore zone
O	Calizas con bird-eyes y minerales evaporíticos	Mudstone, wackestone-packstone	Bird-eyes, minerales evaporíticos, láminas hematíticas rojizas	Mallas de algas, equinidos, bioclastos no determinables	/	Interdigitación del talud y la offshore zone
P	Caliza oncoidal	Floatstone-rudstone	Masicas	Oncoides	/	Talud
Q	Dolomías negras	Mudstone-wackestone, grainstone	Laminaciones cruzadas, bird-eyes, cavidades, minerales evaporíticos, láminas hematíticas rojizas	Mallas de algas, bioclastos indeterminables, ostrácodos, escasos foraminíferos (autotórtidos y microproblemática) Peloides, oncoides, oolitos	Baccanella floriformis (Pantic) (mb. 4)	Medios de alta energía: Talud (Mb. 4) Shoreface zone (Mb. 5)
R	Brechas intraformacionales	Clasto-soportadas (Mb. 4) y matriz-soportadas (Mb. 5). Clastos procedentes de facies Q y O	Slumps	/	/	Talud
S	Calizas laminadas	Mudstone-wackestone, packstone	Laminaciones tractivas, minerales evaporíticos	Mallas de algas, gasterópodos, bivalvos, equinidos, ostrácodos Peloides	/	Shoreface zone
T	Margas y margocalizas amarillentas	Mudstone-wackestone	Masivas o laminadas, bioturbación, abundante pirita	Gasterópodos, bivalvos, ammonoideos?, equinidos, ostrácodos Peloides	Bactryllium sp. (Heer)	Shoreface-Offshore transition zone
U	Lumaquela	Floatstone-rudstone	Laminaciones cruzadas, pirita	Bivalvos, gasterópodos, escasos artejos de crinoides algas, braquiópodos?, ostrácodos	/	Offshore transition zone
V	Yeso	Yeso cristalino	Másico y laminado	/	/	Rampa interna

Tabla 1.- Facies reconocidas en la sucesión triásica de la Sierra de Gádor (modificado de Martín-Rojas *et al.*, 2012).

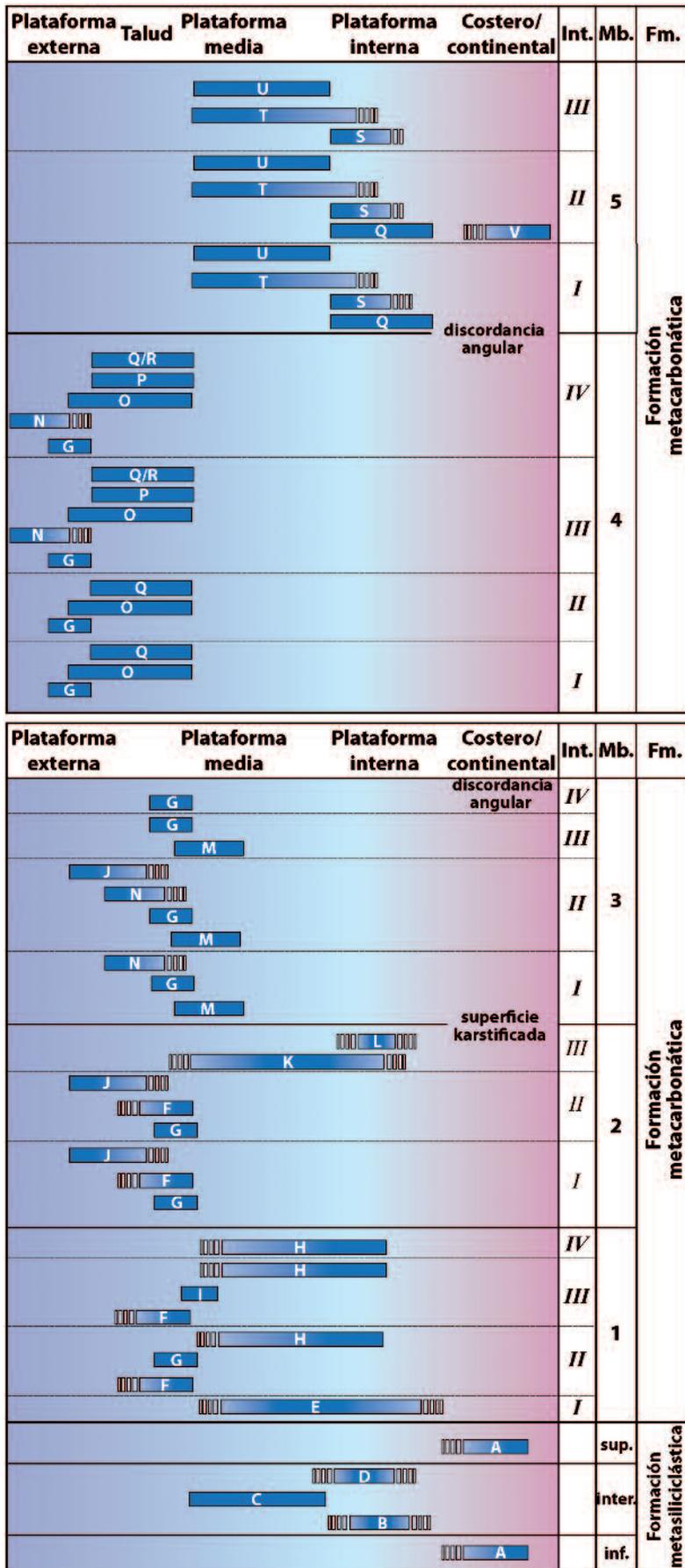


Fig. 4.- Distribución de las facies elementales definidas en los miembros de la sucesión triásica de la Sierra de Gádor. (modificada de Martín-Rojas *et al.*, 2012).

anteriores, con la salvedad de que la Facies G aparece reemplazada por calizas con abundantes foraminíferos bentónicos (Facies I, Fig. 5C) entre los que se pueden identificar las siguientes especies: *Lamelliconus* gr. *biconvexus-ventroplanus* y *Lamelliconus cordevolicus* (Oberhauser).

La asociación faunística y las estructuras sedimentarias presentes en la Facies G y F parecen indicar un ambiente de plataforma externa. La fuerte recristalización de las dolomías de la Facies H hace que sea difícil de interpretar; la textura de las zonas menos cristalizadas (*grainstone* o *wackestone*) parece indicar un medio de media o alta energía, que podría situarse entre la plataforma interna y la plataforma media. La Facies I está caracterizada por la abundancia de foraminíferos bentónicos, así como por presentar estructuras de alta energía; estos caracteres pueden ser interpretados como fruto del depósito de sedimento en la plataforma media o externa, que sería arrastrado desde zonas más proximales por las corrientes de tormentas.

En definitiva, los ciclos métricos de los intervalos II y III registran una tendencia a la somerización. A esta tendencia se le superpone otra de mayor rango, ya que a la escala de todo el miembro se observa una tendencia inicial a la profundización (paso del intervalo I al II y III), seguida de una somerización (tránsito al intervalo IV).

Miembro calcáreo-margoso fosilífero (mb. 2): con una potencia de 180 m aparece bruscamente sobre el anterior. Consta de tres intervalos (Figs. 2 y 4). El intervalo I se compone de una alternancia sin ordenación aparente de calizas con moluscos (Facies G), calizas margosas y margas (Facies F) y calizas bioturbadas (Facies J). El intervalo II presenta la misma asociación de facies con la diferencia de que las margas son significativamente menos abundantes. El intervalo III está formado por calizas con texturas *floatstone* o *rudstone* (Facies K, Fig. 5D), con una abundante biocenosis (lumaquelas) que incluye artejos de crinoides, bivalvos, gasterópodos, algas, braquiópodos y foraminíferos, y calizas margosas laminadas (Facies L).

A techo del mb. 2 aparece una superficie karstificada, marcada por presentar una geometría irregular y estar recubierta por una mineralización de óxidos de hierro y carbonatos de cobre. La falta de estructuras de media o alta energía en los dos intervalos más bajos de este miembro parece indicar un depósito en ambientes de plataforma externa, mientras que la asociación faunística y las estructuras de



Fig. 5.- Fotografías de algunas de las facies elementales reconocidas en la sucesión triásica de la Sierra de Gádor. A) Pelitas grises oscuras (Facies A); B) Calizas grises con sílex y algas (Facies C); C) Calizas grises con foraminíferos (Facies I); D) Lumaquelas con crinoides (Facies K); E) Calizas grises bioturbadas (Facies J); F) Brechas intraformacionales (Facies R) con muro erosivo depositadas sobre dolomías negras (Facies Q).

alta energía del intervalo superior podrían indicar el depósito en un ambiente de plataforma media e interna.

A la escala de todo el miembro, la tendencia sería somerizante, ya que los intervalos I y II se depositaron en la plataforma externa, mientras que el intervalo III se depositó en la plataforma media-interna.

Miembro calcáreo con sílex (mb. 3): presenta una potencia de 180 metros y se dispone sobre el anterior me-

dante un contacto neto. Como se ha comentado anteriormente, la superficie que separa el miembro 3 del 2 tiene una geometría irregular y está, en ocasiones, recubierta por mineralizaciones, lo que parece indicar una diagénesis subaérea. El mb. 3 consta de cuatro intervalos (Fig. 2, 4 y 6A, B). El intervalo I está formado por ciclos métricos que comienzan con calizas (Facies M) con una abundante asociación faunística formada por algas dasicladáceas (*Diplopora nodosa*, *Teutloporella hercu-*

lea), bivalvos pelágicos, gasterópodos, espículas de esponjas y foraminíferos (entre ellos *Triadodiscus eomesozoicus*, *Nodasaria ordinata*). Los ciclos continúan con unas calizas con moluscos (Facies G) a las que siguen calizas nodulares (Facies N).

El intervalo II consta de ciclos equivalentes a los anteriores pero coronados por calizas muy bioturbadas (Facies J, Fig. 5E). El intervalo III se compone de ciclos similares a los anteriores pero que constan sólo de las Facies M y G. Hacia arriba la Facies M va siendo progresivamente menos abundante, de tal forma que se pasa gradualmente al intervalo IV compuesto exclusivamente por las calizas con moluscos de la Facies G.

Por lo que respecta a la interpretación sedimentaria, las acumulaciones de algas desarticuladas de la Facies M las interpretamos como el producto del redepósito en la zona de transición entre la plataforma media y la externa de pequeños parches arrecifales desarrollados en zonas proximales. Las calizas con moluscos pueden interpretarse como depositadas en un ambiente de plataforma externa, como ya se ha señalado anteriormente. La estructura nodular de la Facies N y su carencia de estructuras de alta energía puede interpretarse como el resultado del depósito en un medio distal de la plataforma externa. Algo parecido ocurre con la Facies J, cuya abundante bioturbación indica un ambiente de muy baja energía, probablemente situado también en la plataforma externa. Por tanto, la asociación de facies de este miembro registra una tendencia inicial a la profundización desde la zona de transición entre la plataforma media y la externa a la parte distal de la plataforma externa. A esta le seguiría una ligera somerización registrada en la parte superior del miembro.

Miembro calcáreo-dolomítico mineralizado (mb. 4): tiene un espesor variable entre 300 y 400 m (Fig. 2 y 4) y aparece sobre el anterior separado por una discordancia angular que además presenta rasgos que podrían interpretarse como ligados a una karstificación (Martin-Rojas *et al.*, 2009). Este miembro 4 está formado por cuatro intervalos (I-IV) separados por contactos abruptos. Cada uno de estos cuatro intervalos se compone de un tramo calizo basal y un tramo dolomítico superior. El intervalo I comienza con un tramo calizo compuesto por calizas con moluscos (Facies G) con intercalaciones esporádicas de calizas con mallas de algas y minerales evaporíticos (Facies O). Este tramo calcáreo pasa gradualmente al tramo dolomítico, que está formado por dolomías negras con mallas de algas, minerales evaporíticos, laminación cruzada y cavidades rellenas por cemento (Facies Q, Fig. 5F). El intervalo II es análogo al anterior. El intervalo III comienza con un tramo calcáreo formado por ciclos (Fig. 6D) de calizas con moluscos (Facies G) que transicionan a calizas nodulosas (Facies N), además, este tramo calcáreo incluye intercalaciones esporádicas de Facies O y de calizas oncooidales (Facies P). Este tramo calcáreo pasa gradualmente al tramo dolomítico formado por Facies Q que pasan lateralmente a brechas intraformacionales (Facies R, Fig. 5F); este tramo alberga una mineralización de galena y fluorita tipo *Mississippi Valley*. El intervalo IV es análogo al III.

Desde el punto de vista sedimentario, la asociación fósil y las estructuras sedimentarias de los tramos calizos parecen indicar un medio situado por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas, es decir en la plataforma externa. Sin embargo, las calizas de la Facies O así como las de la Facies P indicarían que esporádicamente la energía aumentaba en el medio, poniendo de manifiesto breves pulsos de somerización. Por lo que respecta a los tramos dolomíticos, la presencia de mallas de algas, oolitos, minerales evaporíticos y laminaciones cruzadas apuntan a un ambiente mucho más somero y de alta energía. Los niveles de brechas sinsedimentarias presentes en estos tramos dolomíticos han sido interpretados como el resultado de una actividad tectónica extensional (Martin-Rojas *et al.*, 2009).

La citada actividad tectónica podría explicar la particular arquitectura estratigráfica de este miembro, que se habría depositado en una plataforma externa (tramos calcáreos) que se vería ocasionalmente afectada por pulsos tectónicos que generarían desniveles separados por taludes; la inestabilidad de esos taludes generaría movimientos pendiente abajo que provocarían la formación de las brechas sinsedimentarias y *slumps*. Esta tectónica sería además responsable de la compleja evolución en términos de cambios del nivel del mar, ya que el miembro 4 registraría un total de cuatro ciclos de somerización (Martín-Rojas *et al.*, 2008, 2009 y 2012).

Miembro calcáreo-margoso (mb. 5): tiene un espesor de 300 m (Fig. 2 y 4) y aparece sobre el anterior formando una discordancia angular. Este miembro presenta una mayor deformación interna que el resto de la sucesión, por lo que su interpretación resulta más compleja. El mb. 5 está formado por tres intervalos muy similares entre sí cuya asociación de facies característica (Fig. 6E) se compone de dolomías oscuras con mallas de algas, minerales evaporíticos y cavidades rellenas de cemento (Facies Q) seguidas por calizas con mallas de algas y laminación paralela (Facies S) que se alternan con margas amarillentas con laminación paralela (Facies T), la asociación termina con margas amarillas mayoritariamente masivas (Facies T) en las que se reconoce el coprolito *Bactryllium* sp. y esporádicas intercalaciones de lumaquelas (Facies U) y brechas (Facies R). El intervalo I se compone de la asociación de facies descrita, el II incluye además lentes de yeso de hasta 20 m de espesor (Facies V) asociadas a dolomías (Facies Q), por último, el intervalo III es igual al inferior pero las margas son preponderantes y no aparecen las dolomías basales.

Por lo que respecta a la interpretación sedimentaria, como ya se ha mencionado anteriormente la Facies Q se habría depositado en un ambiente somero de alta energía, que en este caso se situaría probablemente en la plataforma interna. Los yesos (Facies V) asociados a dolomías (Facies Q) parecen indicar un ambiente de tipo *sabkha* o lagunas saladas aisladas en una zona costera. Las calizas con mallas de algas y laminación paralela (Facies S) y las margas de la Facies T parecen apuntar a ambientes situados sobre el nivel de base de las olas de buen tiempo.

En definitiva, las facies del mb. 5 indican un medio de plataforma interna, a la cual llegaría un aporte detrítico, sin

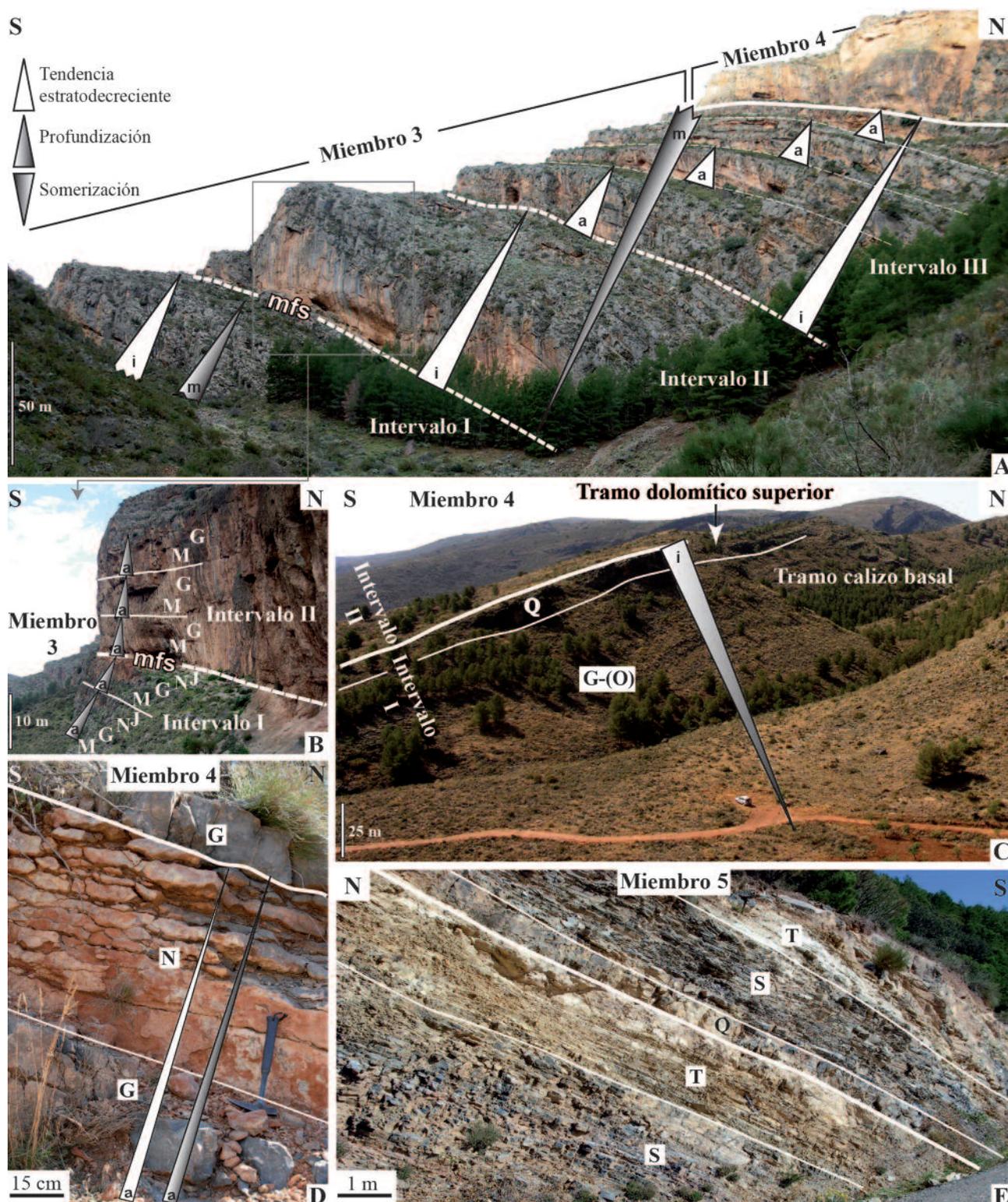


Fig. 6.- Algunos ejemplos de asociaciones de facies y ciclos de distinto rango reconocidos en la sucesión triásica de la Sierra de Gádor. Mediante triángulos se señala además la interpretación de los mismos. A) Miembro 3: Subdivisión de la sucesión con tendencia estratodecreciente en asociaciones de facies e intervalos y su correspondiente interpretación sedimentaria (ladera occidental del Barranco de Cacín, Fondón). Se señala además como a la escala del miembro se pasa de una profundización a una somerización, atravesando una superficie de máxima inundación. B) Miembro 3: Detalle de la Fig. 6A en el que se observa las asociaciones de facies que marcan una tendencia a la profundización. C) Miembro 4: Subdivisión de la sucesión en asociaciones de facies e intervalos y su correspondiente interpretación sedimentaria (ladera septentrional de la Sierra de Gádor al sur de la localidad de Laujar de Andarax). A la escala del intervalo se registra una somerización. D) Miembro 4: Subdivisión de la sucesión en asociaciones de facies con tendencia a la profundización (proximidades del Cortijo de la Cruz, ladera meridional de la Sierra de Gádor). E) Miembro 5: Subdivisión de la sucesión en asociaciones de facies (proximidades del Cortijo de la Cruz, ladera meridional de la Sierra de Gádor). Abreviaturas: a: evolución a la escala de la asociación de facies; i: evolución a la escala de intervalo; m: evolución a la escala del miembro; mfs: superficie de máxima inundación. Las letras mayúsculas (G, I, J, M, N, O, Q, S, T) corresponden a las facies elementales.

que sea posible establecer una tendencia clara de profundización o somerización a la escala del miembro.

Significado regional de la sucesión de la Sierra de Gádor: la Plataforma Triásica Alpujárride

Correlación con otros sectores

La organización estratigráfica de la serie triásica alpujárride aflorante en Sierra de Gádor coincide en gran medida con la observada en otros sectores del Complejo Alpujárride (Fig. 7), independientemente de si comparamos unidades del Alpujárride Inferior o Medio; la correlación con el Alpujárride superior es mucho menos clara, ya que el alto grado de metamorfismo de las unidades más altas hace que sea imposible establecer una estratigrafía lo suficientemente detallada. De tal modo que, en todo el Complejo Alpujárride es posible reconocer los mismos términos litoestratigráficos antes descritos; si bien la asignación de los mismos a un determinado rango estratigráfico varía según los autores. Hay que señalar que en algunos sectores del Complejo Alpujárride, sobre el mb. 5 aparece un miembro dolomítico (mb. 6) de edad Noriense y que incluye asociaciones de facies arrecifales. Por tanto, el mb. 6 se depositó en un talud arrecifal, barrera, *lagoon* y llanura de mareas (Delgado, 1978; Delgado *et al.*, 1981; Flügel *et al.*, 1984; Braga y Martín, 1987a, b; Martín y Braga, 1987).

Esta correlación de unidades litoestratigráficas puede extenderse a todo el Complejo Alpujárride, incluso a unidades que ocupan distintas posiciones estructurales, como ya pusieron en parte de manifiesto Alonso-Chaves *et al.* (2004). Por tanto, de forma análoga es posible extender la interpretación sedimentaria antes expuesta a todo el Complejo Alpujárride, al menos a la escala de miembros. Esto lleva a la conclusión de que durante el Triásico se desarrolló una amplia plataforma principalmente carbonática en el dominio paleogeográfico alpujárride, para la cual proponemos la denominación de Plataforma Triásica Alpujárride (PTA). Teniendo en cuenta esta correlación, la columna estratigráfica sintética para toda la PTA estaría compuesta por dos formaciones: una formación metasilicilástica basal (de 500 metros de espesor) sobre la que se superpone una formación metacarbonática (de 1600 metros de espesor). La primera formación se compone de tres miembros (inferior, intermedio y superior), de los cuales el inferior y el superior son silicilásticos, mientras que el intermedio es carbonático. La formación metacarbonática presenta un total de seis miembros, que de muro a techo serían (Fig. 7): (mb. 1) miembro margoso-calcáreo-dolomítico, miembro calcáreo-margoso fosilífero (mb. 2), miembro calcáreo con sílex (mb. 3), miembro calcáreo-dolomítico mineralizado (mb. 4), miembro calcáreo-margoso (mb. 5) y miembro dolomítico (mb. 6).

Modelo evolutivo de la PTA

El análisis detallado de la sucesión alpujárride de la Sierra de Gádor permite distinguir en ella tres etapas en su evolución morfológica (Fig. 8), como en parte pusieron de

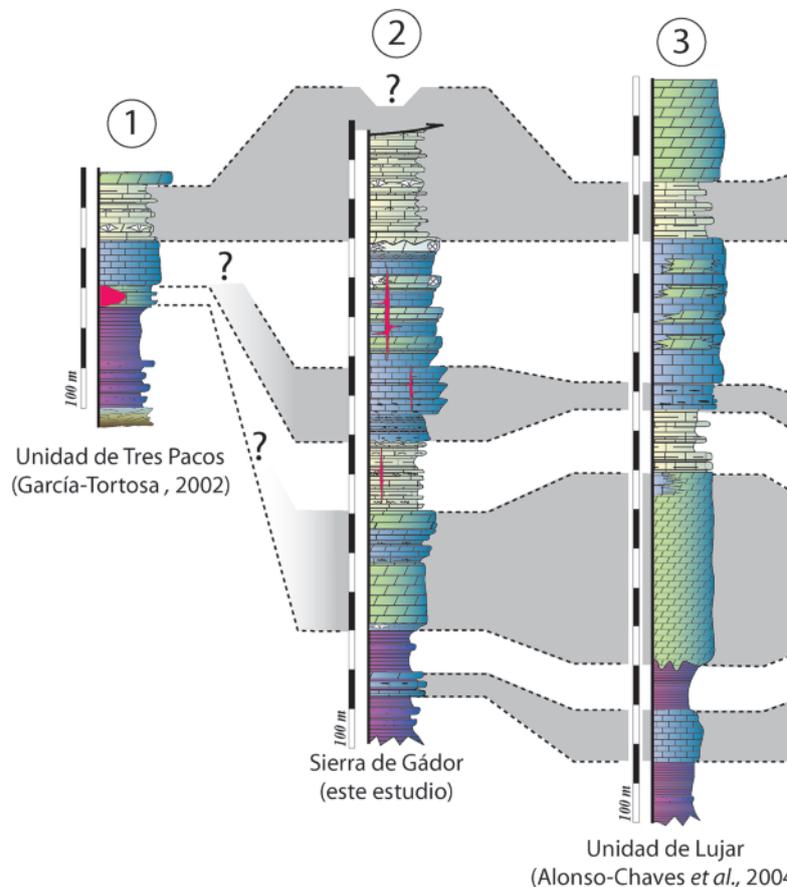


Fig. 7.- Correlación de la sucesión triásica de la Sierra de Gádor con otros sectores.

manifiesto Martín-Rojas *et al.* (2012). Dicha evolución, según lo anteriormente discutido, puede ser extendida al conjunto de la PTA.

La primera etapa, de edad Anisiense-Ladiniense, comprendería los miembros 1, 2 y 3. En esta parte de la sucesión las asociaciones faunísticas y las características sedimentológicas permiten identificar una variedad de ambientes deposicionales distribuidos a lo largo de la plataforma carbonática; de tal forma que las facies de mayor energía aparecerían hacia la línea de costa, disminuyendo a medida que nos desplazamos a zonas más distales. Además, en todo este intervalo no aparecen asociaciones de facies que puedan ser asignadas a ningún ambiente deposicional de alta pendiente ni a bioconstrucciones de tamaño significativo. Podemos por tanto afirmar que durante esta primera fase de su evolución, la PTA carece tanto de un talud como de una barrera de bajíos que delimiten un *lagoon* (Fig. 8), es decir, se trataría de una plataforma de tipo rampa homoclinal (Read, 1985; Bosence, 2005). Este tipo de plataformas se caracteriza por una suave pendiente (menor de 1°) en la cual los medios de aguas agitadas de la plataforma interna pasan distalmente a ambientes más profundos de baja energía.

Martin-Rojas, Iván
Figura 8

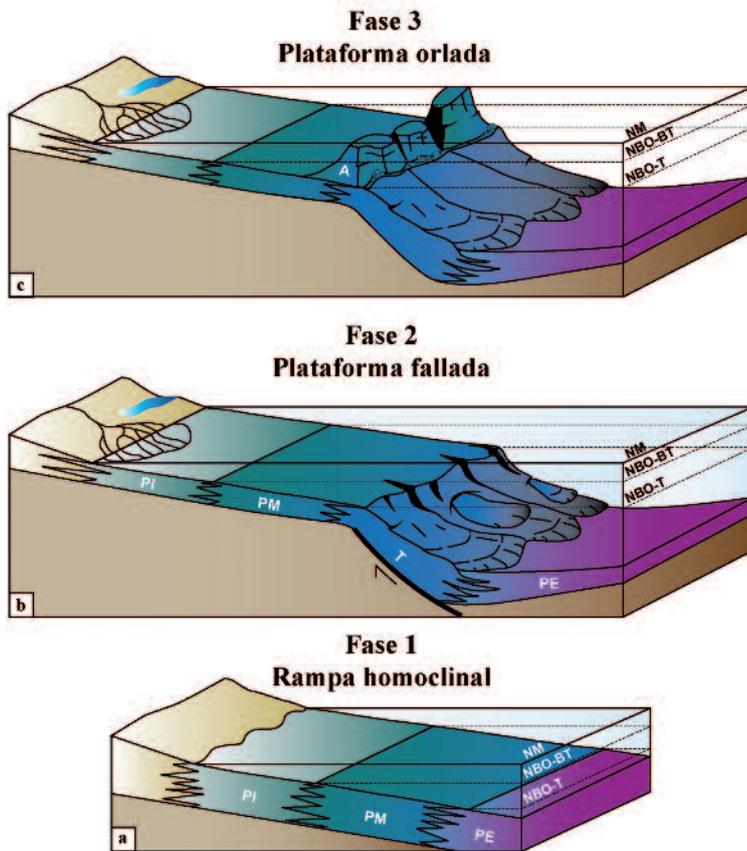


Fig. 8.- Evolución morfológica propuesta para la Plataforma Triásica Alpujárride (modificada de Martín-Rojas *et al.*, 2012) durante el intervalo Anisiense-Noriense en la que se diferencian tres fases: a) Fase 1 de rampa homoclinal (Anisiense-Ladiniense), b) Fase 2 de plataforma fallada (Ladiniense-Carniense) y c) Fase 3 de plataforma orlada (Noriense). NM: nivel del mar, NM-P: nivel del mar durante la pleamar; NM-B: nivel del mar durante la bajamar; NBO-BT: nivel de base del oleaje de buen tiempo; NBO-T: nivel de base del oleaje de tormentas; PI: plataforma interna; PM: plataforma media; PE: plataforma externa; T: talud; A: arrecife.

en plataformas abiertas con grandes bioconstrucciones microbianas (de tipo estromatolítico), plataformas orladas y plataformas con potentes facies de talud compuestas por sedimentos depositados por debajo de la zona fótica (por ejemplo *mud mounds*). Esta influencia ecológica es mucho menor en plataformas de tipo rampa como la que nos ocupa, ya que éstas presentan un comportamiento similar a las plataformas siliciclásticas (Catuneanu *et al.*, 2009).

En este trabajo usamos los principios de la Estratigrafía Secuencial definidos por Catuneanu *et al.* (2009); de esta manera una secuencia estratigráfica se define como una sucesión de estratos depositados durante un ciclo completo de cambio de la acomodación o del aporte de sedimentos. Hemos dividido la serie analizada en secuencias deposicionales de tipo II (*sensu* Catuneanu *et al.*, 2009), es decir aplicando el concepto clásico que establece los límites entre secuencias en la superficie que marca el establecimiento de la caída del nivel del mar (Haq *et al.*, 1987; Posamentier *et al.*, 1988). Así mismo, subdividimos las secuencias en cortejos sedimentarios (*system tracts*), que consisten en con-

juntos de estratos que se han depositado en unas determinadas condiciones genéticas, es decir que son el resultado de un conjunto de sistemas deposicionales contemporáneos formados bajo unas mismas condiciones del nivel del mar (Brown y Fisher, 1977). Para distinguir los cortejos sedimentarios utilizamos las superficies de máxima inundación, que constituyen el límite entre el cortejo transgresivo y el cortejo de alto nivel, ya que marcan un cambio en la trayectoria de la línea de costa pasando de una transgresión a una regresión normal (Frazier, 1974; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Galloway, 1989). Las superficies transgresivas constituyen el límite entre el cortejo de bajo nivel y el transgresivo, ya que marcan el inicio del período transgresivo.

En el caso concreto de la PTA, la intensa deformación tectónica y el metamorfismo producidos durante la inversión sinorogénica de la cuenca, hace que no sea posible establecer con precisión su arquitectura estratigráfica. Esto, sumado a las dificultades antes comentadas de aplicar la estratigrafía secuencial a plataformas carbonáticas, hace que la interpretación secuencial que a continuación se presenta y que se recoge en la Fig. 9, sea hipotética. Esta interpretación se ha realizado tomando como referencia la columna estratigráfica de la Sierra de Gádor (Fig. 2), ya que es aquella de la que se tiene actualmente una mayor información (Martín-Rojas *et al.*, 2008, 2009, 2010 y 2012; Somma *et al.*, 2008, 2009, 2010 y referencias en su interior), si bien puede extenderse por correlación al resto de la PTA, tal y como se ha comentado anteriormente.

Primera Secuencia Depositional (SD-1, Fig. 9)

Teniendo en cuenta lo anteriormente dicho, la sucesión de la PTA comenzaría con el miembro inferior de la formación metasiliciclástica, depositado en medios continentales y costeros. Sobre este miembro aparece de manera gradual el miembro intermedio, cuya parte inferior se habría depositado en ambientes de plataforma interna, mientras que la parte intermedia se habría depositado en la plataforma media. Esta parte de la sucesión registra por tanto una primera transgresión marina que alcanzaría brevemente las zonas ocupadas previamente por ambientes continentales; por lo que el miembro inferior puede ser interpretado como el cortejo de bajo nivel (*Lowstand system tract*, LST) de una primera secuencia deposicional (SD-1). Este LST estaría limitado a techo por la superficie transgresiva (*Transgressive surface*, *ts*), marcada por los primeros depósitos marinos del miembro intermedio. Por consiguiente, la parte inferior e intermedia del miembro intermedio sería el cortejo transgresivo (*Transgressive system tract*, TST) de la SD-1. Los niveles de algas y nódulos de sílex (Fig. 5B) representan los depósitos más profundos de

este tramo, por lo que constituirían la zona de máxima inundación (*Maximum flooding zone*, *mfz*). La parte alta del miembro intermedio se depositó entre la plataforma media y la parte externa de la plataforma interna, lo que indicaría una ligera migración de los cinturones de facies hacia el exterior de la cuenca, debida con toda probabilidad a una progradación de los sistemas más proximales; por tanto esta parte alta del miembro intermedio podría representar el cortejo de alto nivel (*Highstand system tract*, HST) de la SD-1.

Segunda Secuencia Depositional (SD-2, Fig. 9)

A continuación, aparece de forma neta el miembro superior de la formación metasiliciclástica, que se habría depositado también en medios continentales y costeros. Esto implica un brusco desplazamiento de los cinturones de facies, de tal manera que las facies de la plataforma media son recubiertas directamente por facies costeras y continentales, poniendo de manifiesto una repentina bajada relativa del nivel del mar. Esta migración de los cinturones de facies es característica de los LST en rampas carbonáticas (Tucker *et al.*, 1993), ya que en ellas la pendiente no es suficiente como para que se desarrollen facies que se consideran típicas de los LST sobre todo en ambientes siliciclásticos o en plataformas orladas (*slumps*, deslizamientos, megabrechas, etc.). Por tanto, el miembro superior de la formación metasiliciclástica podría ser interpretado como el LST de una segunda secuencia deposicional (SD-2) y, consecuentemente, el contacto basal de dicho miembro sería un límite de secuencia (*Sequence boundary*, *sb*).

Seguidamente, sobre la formación metasiliciclástica aparece de manera gradual el mb. 1 de la formación metacarbonática, este tránsito registra una nueva transgresión marina de mucha mayor magnitud, ya que no vuelven a aparecer espesores significativos de facies continentales francas en el resto de la sucesión. Esta transgresión progresaría paulatinamente hasta alcanzar el intervalo III del mb. 1, que registra las facies más profundas de las depositadas hasta ahora en la plataforma. Estos tres primeros intervalos del mb. 1 pueden por tanto ser interpretados como el TST de la SD-2, siendo la superficie transgresiva la base de la formación metacarbonática; la zona de máxima inundación se localizaría en el mencionado intervalo III del mb. 1.

A partir de ese momento se observa un cambio en la tendencia, ya que el depósito del intervalo IV del mb. 1 (con facies de plataforma interna) indica una somerización con respecto al intervalo infrayacente. Esta tendencia so-

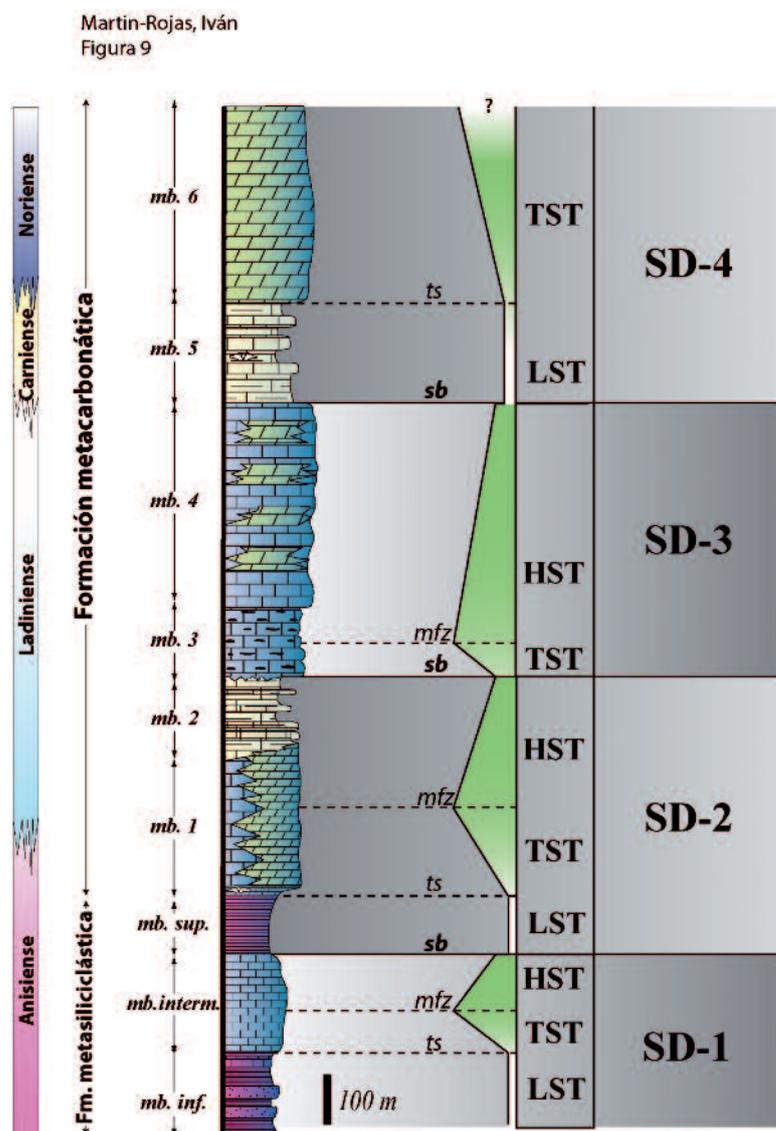


Fig. 9.- Evolución secuencial propuesta para la Plataforma Triásica Alpujárride. Se reconocen cuatro secuencias deposicionales para el intervalo Anisiense-Noriense: SD-1, que comprende los dos primeros miembros de la formación metasiliciclástica. SD-2, que incluye el miembro superior de la formación metasiliciclástica y los miembros 1 y 2 de la metacarbonática. SD-3, que consta de los miembros 3 y 4. SD-4, formada por el resto de la sucesión. LST: cortejo de bajo nivel; TST: cortejo transgresivo; HST: cortejo de alto nivel; sb: límite de secuencia; ts: superficie transgresiva; mfz: zona de máxima inundación.

merizante se mantendría durante el depósito, también en la plataforma interna, del mb. 2. Dicho miembro termina con una superficie karstificada, lo que indicaría una emersión temporal de la plataforma. Por tanto, esta parte de la sucesión que comprende el intervalo IV del mb. 1 y todo el mb. 2 podría ser interpretada como el HST de la SD-2, que estaría coronado por la superficie karstificada mencionada, la cual constituiría un límite de secuencia.

Tercera Secuencia Depositional (SD-3, Fig. 9)

Sobre los depósitos de plataforma interna del mb. 2 aparecen las facies de plataforma media y externa del mb. 3. Nos encontramos ante una nueva transgresión que marca

el comienzo de una nueva secuencia deposicional (SD-3). Esta transgresión alcanza su máximo con el depósito de calizas bioturbadas (Fig. 5E) del intervalo II de este mb. 3. En definitiva, podemos afirmar que el tramo de la sucesión que incluye los dos intervalos inferiores del mb. 3 serían el TST de una tercera secuencia deposicional; dicho de otro modo, la base del mb. 3 constituiría la superficie transgresiva de esta nueva secuencia, cuya zona de máxima inundación se encontraría en las facies bioturbadas del intervalo II del mismo miembro, a partir de las cuales la tendencia volvería a ser somerizante. Esta SD-3 carece de un LST, lo cual es un hecho común en muchas plataformas carbonáticas, ya que la caída del nivel del mar hace que la fábrica de carbonato desaparezca o quede muy reducida (Mas *et al.*, 2010). De hecho, otro rasgo frecuente en las plataformas carbonáticas es que queden sometidas a la diagénesis subaérea, generando discontinuidades kársticas como la observada a techo del mb. 2.

Seguidamente encontramos los intervalos II y III del mb. 3 y el mb. 4, depositados ambos en la plataforma media y externa, indicando una ligera somerización con respecto al intervalo infrayacente, por lo que podrían ser interpretados como el HST de esta SD-3.

Cuarta Secuencia Depositional (SD-4, Fig. 9)

El mb. 4 está separado del suprayacente mb. 5 por una discordancia angular que interpretamos como el límite de secuencia entre la SD-3 y la SD-4. El depósito del mb. 5 en la plataforma interna y media, llegando a instaurarse temporalmente una sedimentación costera (facies evaporíticas) o incluso continental (en sectores como la Sierra de Baza, Sierra Nevada y posiblemente Sierra de Lújar), implica una acentuada somerización. Esto nos lleva a interpretar este mb. 5 como el LST de la cuarta secuencia deposicional. Como se ha mencionado anteriormente, en algunos sectores del Complejo Alpujárride aparece un mb. 6 de edad Noriense. Este sexto miembro se habría depositado en la plataforma externa, media e interna (Flügel *et al.*, 1984; Braga y Martín, 1987a y b), indicando una vez más una tendencia a la profundización, por lo que correspondería al TST de esta SD-4.

Conclusiones

El análisis de los datos aportados por recientes estudios estratigráficos y sedimentológicos llevados a cabo en la secuencia triásica de las unidades alpujárrides de la Sierra de Gádor nos han permitido definir:

- i) Una correlación litoestratigráfica entre la columna de la Sierra de Gádor y las de otros sectores del Complejo Alpujárride (Fig. 7).
- ii) Una evolución sedimentaria común a todo el Complejo Alpujárride, el cual se habría depositado en una gran plataforma carbonática que denominamos Plataforma Triásica Alpujárride (PTA).
- iii) Una evolución de la PTA pasando por tres fases, comenzando como una plataforma de tipo rampa durante el Anisense-Ladiniense, pasando a una plataforma fa-

llada en el Ladiniense-Carniense y por último a una plataforma orlada en el Noriense (Fig. 8).

- iv) Una propuesta de evolución secuencial general de la PTA dividida en cuatro secuencias deposicionales (Fig. 9). La primera secuencia comprendería los miembros inferior e intermedio de la formación metasiliciclástica; la segunda secuencia deposicional incluiría el miembro superior de la formación metasiliciclástica así como los miembros 1 y 2 de la metacarbonática; la tercera secuencia constaría de los miembros 3 y 4, mientras que la cuarta secuencia estaría constituida por el miembro 5 y el 6 (allí donde esté último esté presente).

Una característica común a todas las sucesiones de la PTA es la escasez de fósiles guía, lo que hace que sea complicado llevar a cabo una correlación bioestratigráfica. Es por ello que entendemos que para realizar una comparación de la evolución secuencial aquí propuesta con las curvas eustáticas actualmente en vigor es necesario profundizar aún más en la bioestratigrafía de estas unidades.

Agradecimientos

Agradecemos a Agustín Martín Algarra sus valiosísimos comentarios que han permitido mejorar el manuscrito original. Agradecemos también los comentarios realizados por los revisores del mismo. El presente trabajo ha sido financiado con el Proyecto de Investigación CGL2011-30153-C02-02 del Ministerio de Ciencia e Innovación, así como por el Grupo de Investigación de la Universidad de Alicante VIGROB053.

Referencias

- Alonso-Chávez, F.M., Andreo, B., Azañón, J.M., Balanya, J.C., Booth-Rea, G., Crespo, A., Delgado, F., Estévez, A., García-Casco, A., García-Dueñas, V., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Orozco, M., Sánchez-Gómez, M., Sánchez-Navas, A., Sanz de Galdeano, C. y Torres-Roldán, R.L. (2004): Sucesiones litológicas, petrología y estratigrafía (del Complejo Alpujárride). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 409-411.
- Azañón, J.M. y Goffé, B. (1997): Ferro- and magnesiocarpholite assemblages as record of high-P, low-T metamorphism in the Central Alpujarrides, Betic Cordillera (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 9: 1035-1051.
- Bechstädt, T. y Boni, M. (1989): Tectonic control on the formation of a carbonate platform: the Cambrian of Southwestern Sardinia. En: *Controls on carbonate platforms and basin development* (P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds). SEPM Special Publication, 44: 107-122.
- Bosence, D. (2005): A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. *Sedimentary Geology*, 175: 49-72.
- Bosence, D. y Wilson, J. (2003): Maerl growth, carbonate production rates and accumulation rates in the NE Atlantic. *Aquatic Conservation. Marine Freshwater Ecosystems*, 13: 21-31.
- Braga, J.C. y Martín, J.M. (1987a): Sedimentación cíclica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Triás Superior alpujárride. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 459-473.
- Braga, J.C. y Martín, J.M. (1987b): Distribución de las algas dasycladáceas en el Triás alpujárride. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 475-489.

- Brown Jr., L.F. y Fisher, W.L. (1977): Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. En: *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration* (C.E. Payton, Ed.). Memoir 26, American Association of Petroleum Geologists, 213–248.
- Burchette, T.P. (1988): Tectonic control on carbonate platform facies distribution and sequence development: Miocene, Gulf of Suez. *Sedimentary Geology*, 59: 179–204.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. y Winker, C. (2009): Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1–33.
- Delgado, F. (1978): Los Alpujárrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 483 p.
- Delgado, F., Estévez, A., Martín, J.M. y Martín-Algarra, A. (1981): Observaciones sobre la estratigrafía de la formation carbonática de los mantos alpujárrides (Cordillera Bética): *Estudios Geológicos*, 37: 45–57.
- Delgado, F., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Alonso-Chaves, F.M., Andreo, B., Estévez, A., Orozco, M. y Sanz De Galdeano, C. (2004): Sucesiones carbonáticas triásicas. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 413–414.
- Frazier, D.E. (1974): *Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin*. University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. Geological Circular, vol. 4, 1. 28 p.
- Flügel, E., Kochansky-Devidé, V. y Ramovs, A. (1984): A Middle Permian calcisponge/algal/cement reef: Straza near Bled, Slovenia. *Facies*, 10: 179–256.
- García-Tortosa, F.J. (2002): Los complejos tectónicos Alpujárride y Maláguide en el sector oriental de las Zonas Internas Béticas. Estratigrafía, relaciones tectónicas y evolución paleogeográfica durante el Triásico. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 374 p.
- Galloway, W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73: 125–142.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present): *Science*, 235: 1156–1166.
- Iannace, A., Vitale, S., D’errico, M., Mazzoli, S., Di Staso, A., Macaione, E., Messina, A., Reddy, S.M., Somma, R., Zamparelli, V., Zattin, M. y Bonardi, G. (2007): The carbonate tectonic units of northern Calabria (Italy): A record of Apulian paleomargin evolution and Miocene convergence, continental crust subduction, and exhumation of HP-LT rocks. *Geological Society London*, 164 (6): 1165–1186.
- James, N.P. y Kendall, A.C. (1992): Introduction to carbonate and evaporite facies models. En: *Facies Models; Response to Sea Level Change* (R.G. Walker y N.P. James, Eds.). Geological Association of Canada, 265–275.
- Jervey, M.T. (1988): Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. En: *Sea Level Changes—An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, y J.C. Van Wagoner, Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication 42, 47–69.
- Lee Wilson, J. y D’Argenio, B. (1982): Controls on carbonate platforms and basin systems development. *Geology*, 10: 659–661
- Martín, J.M. y Braga, J.C. (1987): Alpujárride carbonate deposits (southern Spain): marine sedimentation in a Triassic Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59: 243–260.
- Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (2004): La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 352–354.
- Martín-Martín, M., Martín-Rojas, I., Caracuel, J.E., Estévez-Rubio, A., Martín-Algarra, A. y Sandoval, J. (2006a): Tectonic framework and extensional pattern of the Malaguide Complex from Sierra Espuña (Internal Betic Zone) during Jurassic-Cretaceous: implications for the Westernmost Tethys geodynamic evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 95: 815–826.
- Martín-Martín, M., Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F.J. y Martín-Rojas, I. (2006b): New stratigraphic and structural data of the Sierra Espuña - Mula area (Murcia, Spain): significance within the evolution of the Betic-Rif Internal Zone. *Geodinamica Acta*, 19: 1–19.
- Martín-Rojas, I. (2006): Las Unidades Internas del Sector de la Sierra de Gádor: Estructura y Evolución Geodinámica. Tesis Doctoral, Univ. de Alicante, 405 p.
- Martín-Rojas, I., Somma, R., Delgado, F., Estévez, A., Perrone, V. y Zamparelli, V. (2008): Tettonica sinsedimentaria triassica nei carbonati Alpujarridi della Cordigliera Bética (Spagna sud-orientale). *Rendiconti online Società Geologica Italiana SGI*, 1: 215–216.
- Martín-Rojas, I., Somma, R., Delgado, F., Estévez, A., Iannace, A., Perrone, V. y Zamparelli, V. (2009): Triassic continental rifting of Pangaea: direct evidence from the Alpujarride carbonates, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, 166 (3): 447–458.
- Martín-Rojas, I., Somma, R., Delgado, F., Estévez, A., Iannace, A., Perrone, V. y Zamparelli, V. (2010): Role of sea-level change and syn-sedimentary extensional tectonics on Ladinian-Carnian Alpujarride carbonates (Alpujarride Complex, Betic Internal Zone, SE Spain): *Geogaceta*, 48: 63–66.
- Martín-Rojas, I., Somma, R., Delgado, F., Estévez, A., Iannace, A. y Zamparelli, V. (2012): The Triassic platform of the Gador-Turon unit (Alpujarride Complex, Betic Cordillera, S Spain): climate vs. tectonic factors in controlling platform architecture. *Facies*, 58 (2): 297–323.
- Perrone, V., Martín-Algarra, A., Critelli, S. et al. (2006): “Verrucano” and “Pseudoverrucano” in the central-western Mediterranean Alpine chains: palaeogeographical evolution and geodynamic significance. En: *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa* (A. Chalouan, y G. Moratti, Eds.). Geological Society, London, Special Publication, 262, 1–43.
- Pomar, L. y Kendall, C.G.St.C. (2007): Architecture of carbonate platforms: a response to hydrodynamics and evolving ecology. En: *Controls on Carbonate Platform and Reef Development* (A. Simo, y J. Lukasik, Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication, 89. p. 187–216.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y Vail, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition I — conceptual framework. En: *Sea Level Changes — An Integrated Approach* (C.K. Wilgus,

- B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, y J.C. Van Wagoner, Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication, 42. p. 110–124.
- Purdy, E.G., Gischler, E., Lomando, A.J. (2003): The Belize Margin revisited: 2 Origin of Holocene antecedent topography. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 552–72
- Read, J.F. (1985): Carbonate platform models. *AAPG Bulletin*, 69: 1-21.
- Simon, O.J. y Kozur, H. (1977): New data on the (Permo-) Triassic of the Betic Zone (Southern Spain): *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 307-321.
- Somma, R., Martín-Rojas, I., Delgado, F., Estévez, A., Iannace, A., Perrone, V. y Zamparelli, V. (2009): Facies and facies association distribution on the Triassic carbonate platform of the Alpujárride Complex (Betic Internal Zone, SE Spain). *Geogaceta*, 47:81-84.
- Somma, R., Martín-Rojas, I., Zamparelli, V., Estévez, A., Delgado, F., Iannace, A. y Perrone, V. (2008): Estratigrafía del Triás Medio y Superior del Complejo Alpujárride en la Sierra de Gádor (Zona Interna Bética). *Geo-Temas*, 10: 231-234.
- Somma, R., Martín-Rojas, I., Zamparelli, V., Estévez, A., Delgado, F. y Perrone, V. (2010): First record of Tethyan Ladinian foraminifer-rich beds in the Betic Internal Zone (SE Spain). *Geogaceta*, 48: 67-70.
- Somma, R., Martín-Rojas, I. y Perrone, V. (2013): The stratigraphic record of the Ali-Montagnareale Unit (Peloritani Mountains, NE Sicily, Italy). *Rendiconti Online Società Geologica Italiana*, 25: 106-115.
- Tucker, M.E., Calvet, F. y Hunt, D. (1993): Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain. En: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations* (H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq y G.P. Allen, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication 18, 397-415.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. y Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. *Memoires of American Association of Petroleum Geologists*, 26: 83–97.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, y J.C. Van Wagoner, Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 39-45.
- Vera, J.A. (Ed.) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 16-10-2013

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 25-02-2014

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 1-03-2014