

SEDIMENTOLOGÍA, CICLOESTRATIGRAFÍA Y ANÁLISIS SECUENCIAL DE LA FORMACIÓN LA MANGA (OXFORDIANO), BARDAS BLANCAS, MENDOZA

Ricardo D. PIETHÉ¹ y Ricardo M. PALMA²

¹ Pluspetrol S.A. Lima 339, (1073) Buenos Aires. E-mail: rpiethe@hotmail.com

² Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires; Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Email: palma@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

El estudio de los depósitos de la rampa carbonática de la Formación La Manga (60 m) ha permitido reconocer tres asociaciones de facies. La asociación de facies A está compuesta por cinco litofacies (A₁-A₅). Esta asociación representa parte del cortejo transgresivo que aparece representado por ciclos de espesores centimétricos-decimétricos y pertenecerían a parasecuencias retrogradantes de 5° orden. La asociación de facies B se inicia, sobre la asociación de facies A, luego de un abrupto contacto de facies y está caracterizada por seis litofacies (B₁-B₆). Se interpreta como depósitos de rampa media dominados por tormentas. Corresponderían a parasecuencias de 4° orden. La asociación de facies C está compuesta por tres litofacies (C₁-C₃). Los ciclos de pequeña escala, reconocidos en la Asociación de facies A y B, estuvieron controlados por eventos de tormenta, en tanto que aquellos de mediana y gran escala, también reconocidos en las asociaciones de facies A, B y C, fueron originados probablemente por eustasia. Las secciones estratigráficas estudiadas de la Formación La Manga se incluyen dentro de dos secuencias depositacionales SD-2 y SD-3. Una abrupta discontinuidad marca el inicio de la secuencia depositacional SD-2 que constituye el cortejo transgresivo compuesto por un apilamiento de parasecuencias somerizantes hacia el techo. A partir de la superficie de máxima inundación (SMI), reflejada por un cambio drástico de facies, se evidencia un período de disminución del espacio de acomodación y caída del nivel del mar dado por un cortejo de mar bajo (CMB). La tercera secuencia depositacional (SD-3) está constituida por los depósitos de albufera y se inicia luego de una superficie paleocárstica con el desarrollo de una brecha mantiforme y una intensa diagénesis vadosa.

Palabras clave: *Jurásico, Rampa carbonática, Andes, Cuenca Neuquina.*

ABSTRACT: *Sedimentology, cyclostratigraphy and sequence analysis of the La Manga Formation (Oxfordian), Bardas Blancas, Mendoza.* The study of the carbonate-ramp deposits of La Manga Formation has allowed us to recognize three facies associations. The lithofacies association A is composed by five lithofacies (A₁-A₅). This association represents part of the transgressive systems tract. It corresponds to external ramp deposits, accumulated below the storm-wave base. The A facies association appears in cycles of centimetric to decimetric thickness and belong to a retrograding parasequence set of 5th order. The lithofacies B association starts after an abrupt facies contact. It is characterized by six lithofacies (B₁-B₆). They are coarsening upward beds that form metric-scale cycles. These are interpreted as middle-ramp deposits dominated by storms. It corresponds to 4th order sequences. The lithofacies C includes three lithofacies (C₁-C₃). The small scale cycles were controlled by storm events, while the medium and large scale ones were likely originated by eustasy. The studied stratigraphic sections of La Manga Formation are included in two depositional sequences SD-2 and SD-3. An abrupt discontinuity marks the beginning of the depositional sequence SD-2, which constitutes a transgressive system-tract, composed by a coarsening upward parasequence stacking set. Above a maximum flooding surface, manifested by a drastic change of facies, a low rate accommodation space period and a sea-level fall (characterized by a lowstand systems tract) are evidenced. The third depositional sequence SD-3 is composed by lagoon deposits. It starts after a paleokarstic surface, characterized by the development of a sheet-cake breccia and an intense vadose diagenesis.

Keywords: *Jurassic, Carbonate ramp, Andes, Neuquén Basin.*

INTRODUCCIÓN

La Formación La Manga está representada por una amplia variedad de rocas calcáreas que incluyen *mudstones*, *wackestones*

y *packstones* fosilíferos y *grainstones* oolíticos, además de *framestones* coralinos y abultamientos bioconstruidos de ostreidos, corales y esponjas (Legarreta 1991, Palma *et al.* 2007). Las interpretaciones so-

bre el ambiente depositacional de la Formación La Manga han sido numerosas, entre ellas, Legarreta (1991), Varadé *et al.* (1998) y Palma *et al.* (2007) quienes sugieren un ambiente de rampa carbonática.

La Formación La Manga forma parte de la Mesosecuencia Lotena (Legarreta y Gulisano 1989) que está constituida por cinco secuencias depositacionales que incluyen los depósitos continentales y marinos de la Formación Lotena, los depósitos carbonáticos de la Formación La Manga y las evaporitas de la Formación Auquilco. La Mesosecuencia Lotena representa la etapa final de acumulación marina del Jurásico y se desarrolla entre el Caloviano Medio y el Oxfordiano-Kimmeridgiano (Legarreta y Gulisano 1989).

Sobre la base del contenido de amonites tales como *Peltoceras* (*Peltoceratoides*) cf. *P. (P) constantii* (d'Orb) y *Enaspidoceras* (*Neaspidoceras*?) sp., entre otros, Stipanovic (1951) le asignó una edad neocaloviana-oxfordiana. Posteriormente, Riccardi (1984) redetermina la fauna amonítica y establece una edad oxfordiana para esta unidad. Teniendo en cuenta la presencia de *Mirosphintes* sp. (Palma y Kietzmann 2008) en afloramientos localizados en el área del río Salado, se le asigna a la Formación La Manga una edad que comprende el Oxfordiano Temprano a Medio (Riccardi 2008, com. pers.). En Chile este género ha sido registrado en niveles equivalentes a las zonas de *Bifurcatus* del Oxfordiano Medio (Gygi y Hillebrandt 1991).

Numerosas investigaciones litoestratigráficas, bioestratigráficas, paleontológicas y sedimentológicas (Groeber *et al.* 1953, Stipanovic 1996, Riccardi 1992, Legarreta 1991, Palma *et al.* 2007, entre otras) fueron realizadas en estos depósitos, sin embargo existe la necesidad de realizar estudios más detallados que revelen la organización interna de los mismos. Es por ello que en este trabajo se encara el examen detallado de las características litológicas con el fin de establecer las relaciones espaciales y temporales de las distintas facies y el uso de ciclos de alta frecuencia de pequeña escala. En este tipo de estudios la información de la geometría de los depósitos es particularmente importante (Handford y Loucks 1993, van Buchen *et al.* 2002) y como las secciones

estudiadas se ubican en posiciones similares con respecto al borde de cuenca, se tuvieron en cuenta los trabajos de Legarreta (1991) y Palma *et al.* (2007).

En la caracterización del intervalo estratigráfico estudiado se reconocen tres secuencias depositacionales, interpretándose un ambiente de rampa carbonática, afectado por cambios relativos del nivel del mar de segundo orden, sobreimpuesto por fluctuaciones de tercer orden de jerarquía (*sensu* van Wagoner *et al.* 1988) que provocaron interrupciones en la sedimentación (Legarreta 1991, Lo Forte y Palma 2002, Palma *et al.* 2002, 2007).

Ubicación geográfica

El área de estudio (Fig. 1) se ubica en el sur de la provincia de Mendoza, en las inmediaciones de la localidad de Bardas Blancas (1.450 m s.n.m.) aproximadamente a 66 Km al sur de la ciudad de Malargüe, entre los paralelos 35°47'20" y 35°54'30" de latitud sur y los meridianos 69°46'30" y 69°55'20" de longitud oeste. La zona de estudio abarca un área de 140,18 km², y pertenece a la provincia geológica de la Cordillera Principal.

Metodología

Para la caracterización del intervalo carbonático se empleó la metodología propuesta por van Buchem *et al.* (2002). Para ello, se realizó una descripción detallada de la geometría de los estratos, variaciones litofaciales, contenido de macro y microfaua, para lo que se realizaron descripciones de láminas delgadas, aportando información adicional a las interpretaciones del sistema depositacional. Para el estudio de las concentraciones fosilíferas de grifeidos se tuvieron en cuenta los trabajos de Kidwell *et al.* (1986) y Kidwell y Holland (1991). A los efectos de caracterizar la ciclicidad de la sucesión sedimentaria se tuvo en cuenta un detallado análisis sedimentológico y un estudio del patrón de apilamiento estratigráfico. Los ciclos elementales identificados fueron agrupados en conjunto de ciclos, de ma-

nera que se reconocieron hemiciclos de incremento o disminución en la relación espacio de acomodación/aporte sedimentario (índice A/S, van Buchem 1996).

DESCRIPCIÓN DE LITOFACIES

El intervalo estratigráfico motivo de esta contribución fue dividido originalmente por Legarreta (1991) en tres secuencias depositacionales, que alcanzan un espesor de 60 metros. Sobre la base de este análisis, Palma *et al.* (2007) y Piethé (2006) han distinguido 14 litofacies. En el cuadro 1, se presenta un resumen de las características de cada una de ellas, con información que incluye textura, espesor, componentes principales y geometría. Estos atributos han permitido identificar tres asociaciones de facies. A cada litofacies se le asignó una letra correspondiente a la asociación que le pertenece y un número como subíndice de manera correlativa. A continuación se describe brevemente cada una de ellas:

Litofacies A₁: Corresponde a una brecha maciza, polimictica, clasto-matriz sostén, con una matriz fina y gran abundancia de valvas fragmentadas de grifeidos (1-2 mm). Los clastos de composición pelítica y arenosa son angulosos, prolados a equidimensionales, advirtiéndose en algunos casos una imbricación incipiente (Fig. 2a). Su espesor alcanza 28 cm.

Litofacies A₂: Incluye a *grainstones* bioclásticos, macizos o con gradación normal, dispuestos en capas de espesores que oscilan entre 10 y 18 cm, con geometría tabular y base neta erosiva. Los componentes esqueletales están representados principalmente por valvas de grifeidos dispuestas mayormente convexas hacia arriba, convexas hacia abajo y escasas articuladas. La selección es buena, el empaquetamiento es denso y presentan escasa abrasión y/o fragmentación. Lateral y verticalmente gradan a *packstones* bioclásticos (litofacies A₃) al disminuir la concentración de grifeidos.

Litofacies A₃: Corresponde a *packstones*

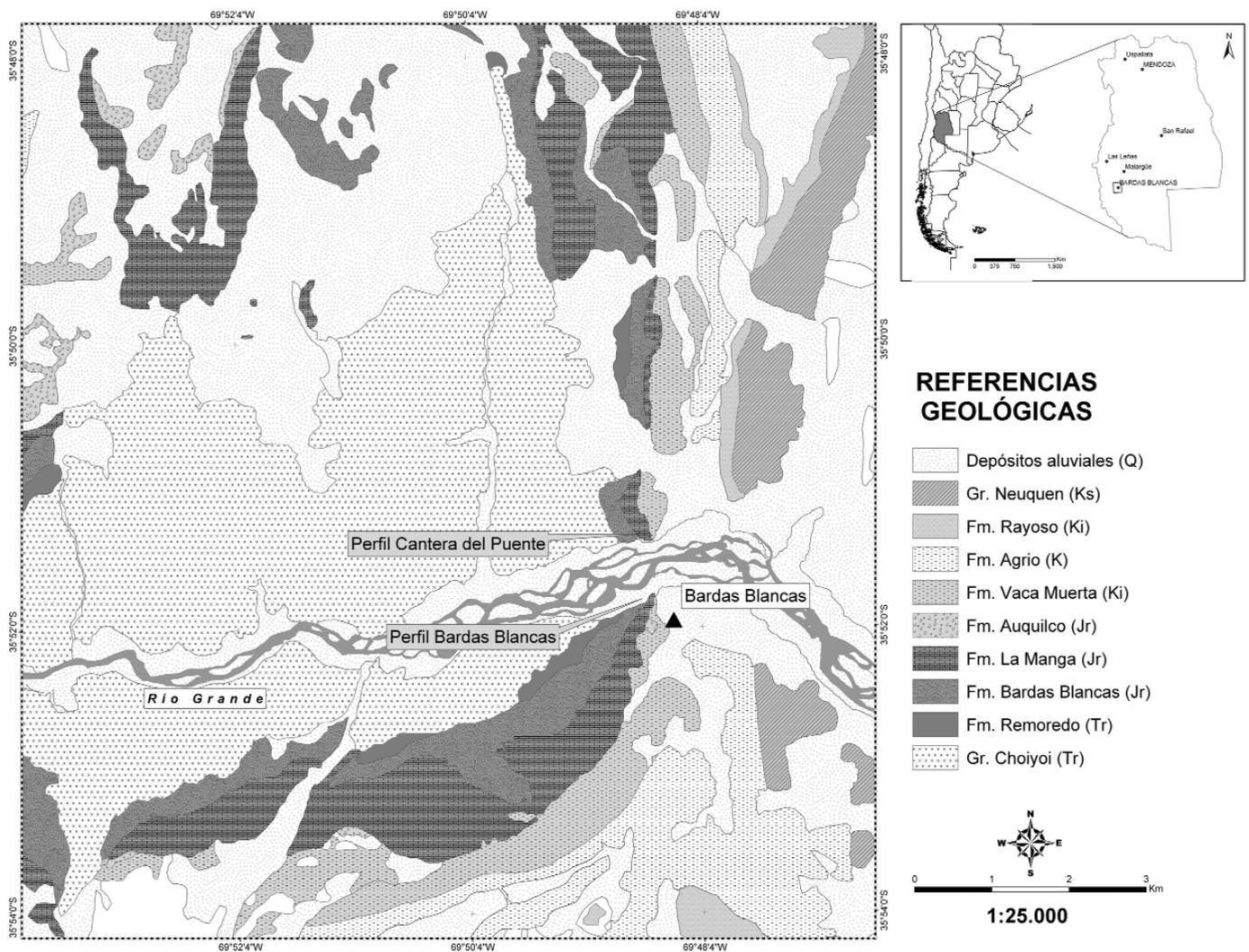


Figura 1: Mapa geológico del área de estudio y ubicación de los perfiles estratigráficos.

bioclásticos macizos o gradados, dispuestos en capas de geometría tabular, con base erosiva y espesores entre 17 y 94 cm. Son comunes las valvas de desarticuladas y fragmentadas de grifeidos que aparecen con empaquetamiento moderado a denso. Por lo general aparecen dispuestas anidadas o al azar y en ocasiones se observa una leve imbricación (Fig. 2b). Otros bioclastos están representados por espinas de equinodermos, fragmentos de corales y serpúlidos solitarios. La matriz es escasa e incluye fragmentos bioclásticos indeterminables de 1 a 3 mm.

Litofacies A₄: Incluye a *wackestones* bioclásticos, macizos o con gradación normal con geometría tabular y espesores que varían entre 10 y 50 cm. El contenido fosilífero y características tafonómicas

son similares a la litofacies A₃ aunque se observa un empaquetamiento más abierto y numerosas evidencias de bioerosión en las valvas.

Litofacies A₅: Corresponde a *mudstones* macizos aunque es común encontrar estratificación nodular asociada a un *firm-ground* (Palma *et al.* 2005a). Las capas tienen un espesor que varía entre 10 y 30 cm y una extensión lateral que supera la decena de metros. Aparecen en todas las asociaciones de facies, generalmente en el techo de los ciclos de somerización (Fig. 2c).

Litofacies B₁: Se incluye en ésta a *packstones* oopeloidales macizos, con abundantes ooides, peloides y escasos fragmentos de conchillas de bivalvos. Aparecen en capas de geometría tabular, con base y techo

plano neto. Sus espesores varían entre 8 y 14 cm. Los ooides tienen envolturas concéntricas y radiales, aunque menos frecuentes. Se han identificado oolitas tipo 1 y 5 (Strasser 1986). Las oolitas tipo 1 son bien redondeadas y micritizadas, en tanto que las de tipo 5 poseen estructura interna radial y moderada micritización. Los núcleos consisten en fragmentos de bivalvos, foraminíferos y equinodermos, además de granos de cuarzo, feldespato y/o peloides. (Palma *et al.* 2005b, 2007).

Litofacies B₂: Está representada por *grainstones-packstones* oopeloidales con laminación paralela. Los componentes principales corresponden a ooides y peloides y en menor medida partículas siliciclásticas. Se disponen en capas de geometría tabular, lateralmente continuas en

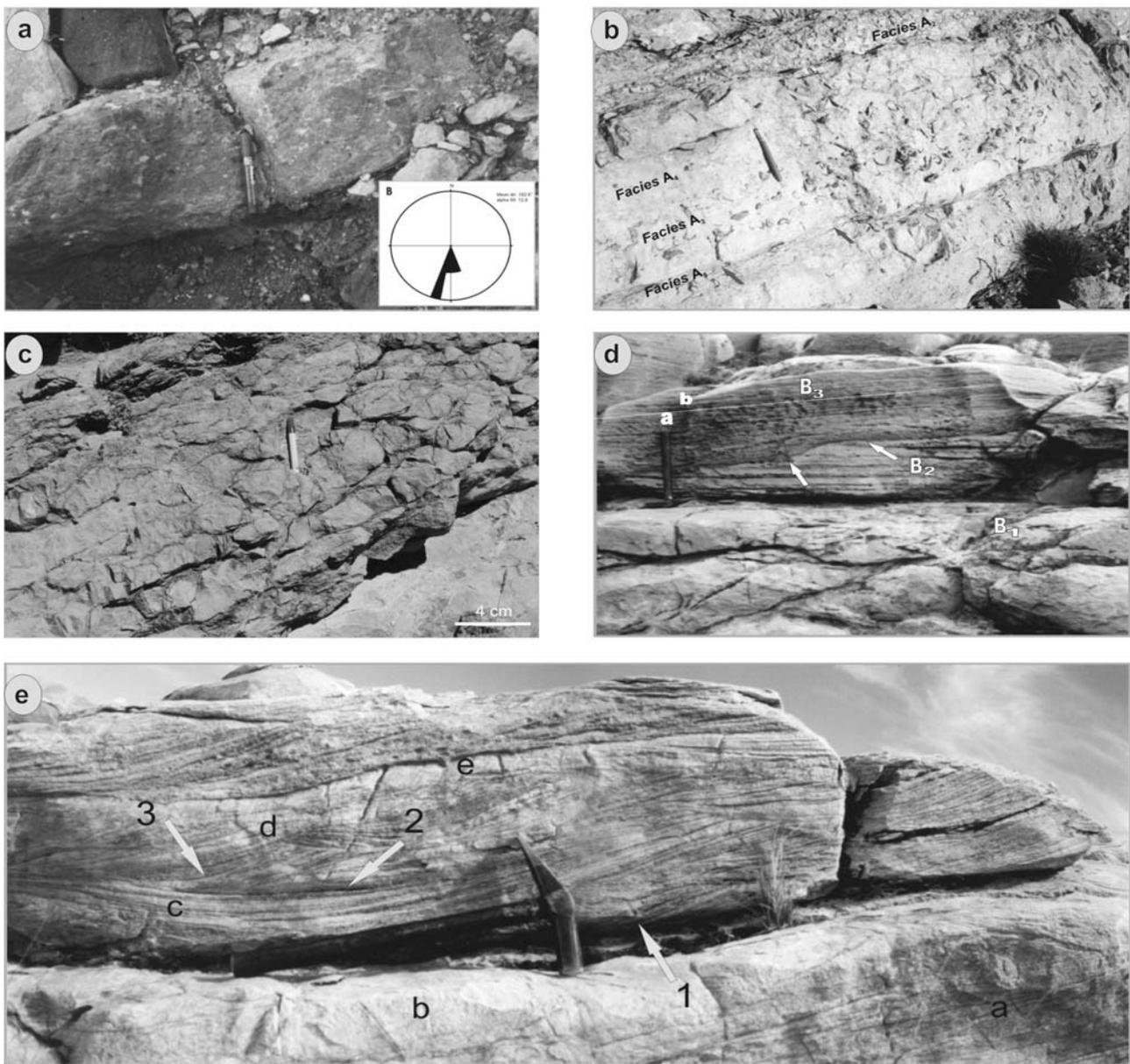


Figura 2 a) Litofacies A₁ en contacto con las pelitas de la Formación Lotena. Diagrama de roseta determinando la dirección de transporte. Escala 12 cm; b) Alternancia cíclica entre las distintas facies. La litofacies A₃ posee fragmentos de corales recrystalizados concordantes a la estratificación. Las flechas marcan el techo de uno de las capas coronadas por mudstone nodulares y desarrollo de un firmground; c) *Mudstones* nodulares y desarrollo de *firmground*; d) Litofacies B₂ cortada por litofacies B₃ desarrollando base erosiva con superficie de corte y relleno. La laminación interna es simple y los sets (a y b) varían ligeramente la inclinación. Ambas se apoyan sobre un estrato de la litofacies B₁ con un ligero aspecto nodular. Escala 36 cm; e) Asociación de facies B dominada por tormentas. 1, 2 y 3 son laminaciones de primer, segundo y tercer orden o superficies de truncamiento (Dott y Bourgeois 1982). a) Litofacies B₂ b) litofacies B₁ con bioturbación c) *SCS* (*swaley*) d) estructura en chevron dentro de *HCS* anisótropa e) base erosiva del evento superior, con superficie "mamelonar".

decenas de metros y con espesores variables entre 23 y 40 cm. En las láminas se observa una segregación textural de partículas carbonáticas y clásticas que evidencian una gradación normal (Palma *et al.* 2005b). Se reconocen trazas de *Thalassinoides* y *Skolithos*. A partir de esta litofacies hay una notable disminución en la

concentración de bioclastos mencionados en las litofacies A. Generalmente aparecen cubiertas por *grainstones-packstones* con estratificación cruzada de bajo ángulo (litofacies B₃) o *packstones-wackestones* con óndulas simétricas (litofacies B₂).

Litofacies B₂: Incluye a *grainstones-packstones* oopeloidales con estratificación cru-

zada de bajo ángulo. Se reconocen oolitas de tipo 1 y 5 (Strasser 1986), peloides, escasos bioclastos y partículas siliciclásticas. De manera similar a las litofacies B₂ se observa segregación textural de partículas (Palma *et al.* 2005b). Se disponen en capas de geometría tabular que varían entre 9 a 65 cm de espesor. Los límites

CUADRO 1: Resumen de las características litofaciales de la Formación La Manga.

Litofacies	Tipo de roca y textura	Espesor	Geometría	Componentes principales	Tafonomía
A ₁	Brecha	28 cm	Lenticular	Valvas de grifeidos fragmentadas.	
A ₂	Gt bioclástico	10-18 cm	Tabular	Bivalvos, equinodermos, fragmentos de corales, espículas de esponjas.	Desarticulación oblicuas, estratificación cóncava hacia arriba. Valvas izquierda >> derecha.
A ₃	Pk bioclástico	17-94 cm	Tabular	Valvas de grifeidos desarticuladas, equinodermos, corales, esponjas, serpúlidos.	Valvas izquierda >> derecha.
A ₄	Wk bioclástico	10-50 cm	Tabular	Idem A3.	Valvas izquierda >> derecha; bioerosión.
A ₅	Mudstone	10-30 cm	Tabular	Peloides, bivalvos.	
B ₁	Pk-Wk oopeloidal	8-14 cm	Tabular	Ooides tipo 1 y 5 (Strasser, 1986; Palma et al. 2005, 2007) peloides, equinodermos, terrígenos	
B ₂	Gt-Pk oopeloidal	23-40 cm	Tabular	Escasos bioclastos, Thalassinoides, Skolithos. Ooides Tipo 1 y 5, peloides.	
B ₃	Gt-Pk oopeloidal	12-25 cm	Tabular	Escasos bioclastos. Ooides Tipo 1 y 5, peloides, Skolithos.	
B ₄	Gt-Pk	10-40 cm	Tabular	Peloides, ooides tipo 3 y 5 (cf. Strasser, 1986; Palma et al. 2005c, 2007) y superficiales, intraclastos.	
B ₅	Pk-Wk oopeloidal	10 cm	Tabular-lenticular	Peloides, ooides tipo 5 y terrígenos.	
B ₆	Ft intraformacionales	40 cm	Tabular	Intraclastos esqueléticos y de facies anteriores (foraminíferos, dasicladáceas, briozoos, terrígenos y ooides).	
C ₁	Bindstone microbial	10 cm	Tabular-lenticular	Peloides, intraclastos.	
C ₂	Ft coralinos	33-40 cm	Lenticular	Corales, grifeidos, peloides, ooides, intraclastos, microbialitas.	
C ₃	Fr coralinos	40 cm	Lenticular	Actinastrea sp., Australoseris sp., trigonias, grifeidos, equinodermos, briozoos, gastrópodos, ostrácodos, serpúlidos, etc.	

Gt: Grainstones, Pk: Packstones, Wk: Wackstones, Ft: Floatstone, Fr: Framestone.

basales son netos y erosivos, y es común observar superficies de corte y relleno que afectan la litofacies infrayacente (Fig. 2d). Estas superficies forman depresiones y altos con relieve que pueden sobresalir y no se observa una orientación preferencial. Los planos laminares oscilan entre 1 y 15 cm aparecen enriquecidos con material siliciclástico y su disposición es planar a suavemente irregular. Dentro de estos sedimentos abundan trazas fósiles verticales de escape características de la icnofacies de *Skolithos*.

Litofacies B₄: Incluye a *grainstones-packstones* con estratificación cruzada tipo hummocky y swaley con base erosiva y frecuente amalgamación. Contienen oolitas tipo 3, 5 y superficiales (Strasser 1986). Las capas oscilan entre 10 y 40 cm de espesor, poseen geometría tabular y son lateralmente continuas hasta unos 10 o 12 m; en tanto que aquellas amalgamadas pueden alcanzar 1,20 m de espesor. Las capas con estructura *hummocky* (HCS) aparecen con sus típicos montículos, en

tanto que aquellas con estratificación cruzada tipo *swaley* (SCS) muestran laminación en las superficies perpendiculares a dirección de flujo (Brenchley 1985). Dentro de las *hummockies* se han identificado *hummocky* isótropas (*iHCS*) y anisótropas (*aHCS*) (Mutti et al. 1994). Dentro de las primeras se han reconocido hummockies generadas por excavación y recubrimiento (*scour and drape*) y que se caracterizan por la presencia de láminas que se engrosan hacia los cuencos (Cheel y Leckie 1993). Las *aHCS* rellenan cuencos someros y corresponden a sets estratificados de bajo ángulo (Cheel y Leckie 1993). Aparecen asociadas con *grainstones-packstones* oopeloidales de la litofacies B₂ y con *grainstones-packstones* oopeloidales con estratificación cruzada planar de bajo ángulo (litofacies B₃) (Fig. 2c).

Litofacies B₅: Corresponde a *packstones-wackstones* oopeloidales con óndulas de oleaje. Están compuestos por oolitas tipo 5 (Strasser 1986), peloides y partículas clásticas. Sus espesores varían entre 10 a

17 cm y marcan el techo de ciclos de pequeña escala (Fig. 3a).

Litofacies B₆: Incluye a *floatstones* intraformacionales macizos, en capas con base ondulosa, lateralmente muy desarrolladas y espesores de hasta 40 cm. Los intraclastos equidimensionales a prolados son abundantes y corresponden a mudstones macizos (litofacies A₅) y *grainstones-packstones* oopeloidales (litofacies B₂) los que aparecen redondeados a subredondeados y mal seleccionados. La matriz incluye abundantes ooides, peloides y escasos fragmentos de conchillas de bivalvos.

Litofacies C₁: corresponde a un delgado nivel de *bindstone* microbial caracterizado por una alternancia de láminas micríticas y peloidales, además de desarrollo de estructura tepee de pequeña escala y grietas de desecación (Fig. 3b).

Litofacies C₂: Incluye a *floatstones* coralinos, macizos, ricos en intraclastos y fragmentos de grifeidos, además de microbialitas asociadas (Palma et al. 2007) (Fig. 3c). Son lateralmente discontinuos y el

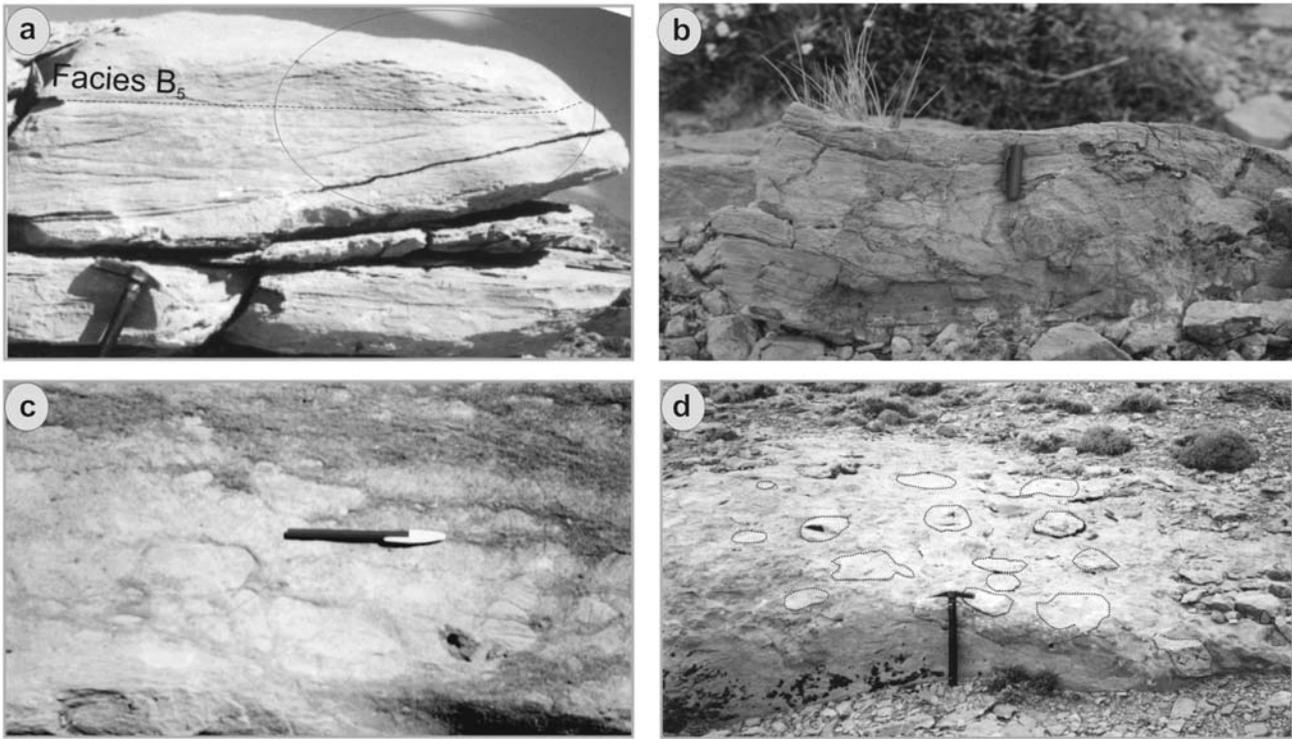


Figura 3: a) Detalle de laminación de óndulas de oleaje en la porción superior; b) litofacies C1. Láminas criptalgales, al techo de la sucesión. Escala 4 cm; c) litofacies C2. Clastos prolados de variable granulometría provenientes de las litofacies B₂, B₃, B₄ y B₅. Escala 12 cm; d) Colonia de biohermas en parche. Vista frontal y lateral. Escala 36 cm.

espesor varía entre 33 y 47 cm. Los fragmentos de corales evidencian formas ramosas y domales de hasta 8 cm de longitud, en tanto que los intraclastos provienen de las litofacies A₅ (*mudstones* macizos) y litofacies A₄ (*wackestones* bioclásticos) y B₃ (*grainstones-packstones* oopeloidales). La matriz incluye abundantes ooides, peloides y fragmentos de conchillas de bivalvos.

Litofacies C₃: Corresponde a *framestones* coralinos, con formas globosas y ramosas. Se han identificado *Actinastrea* sp. y *Australoseris* sp. (Palma *et al.* 2005b, 2007). Las áreas de intercolonia aparecen bien desarrolladas y están compuestas de *packstones* y *wackestones* bioclásticos. Los bioclastos están representados por bivalvos, gastrópodos, equinodermos, briozoos, serpúlidos y foraminíferos. Se reconocieron además oolitas y oncolitos (Palma *et al.* 2007) (Fig. 3d).

INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES

En el intervalo estudiado se han reconocido tres asociaciones de facies que comprenden los depósitos de rampa externa (A), de rampa media (B) controlados fundamentalmente por flujos oscilatorios, y los depósitos de rampa interna o albufera (C).

Asociación de facies A

Está compuesta por *grainstones*, *packstones* y *wackestones* bioclásticos y en menor proporción por *mudstones* peloidales (litofacies A₁ a A₅). Las concentraciones fosilíferas dominadas por grifeidos han sido afectadas fundamentalmente por procesos físicos. La variación de la desarticulación, fragmentación, corrosión (Brett y Baird 1986) observada en las litofacies de *grainstones*, *packstones* y *wackestones* bioclásticos, (litofacies A₂-A₃-A₄) en sentido creciente de la sucesión, probablemente corresponde a un mayor tiempo de residencia de los elementos esqueléticos bajo la acción de procesos hidrodinámicos. Por su parte los rasgos de bioerosión sugie-

ren un escaso tiempo de permanencia de las valvas en la interfase agua-sedimento. En efecto, la litofacies A₂ (*grainstones* bioclásticos) con valvas convexas hacia arriba y escasas articuladas indica una sedimentación rápida a partir de suspensión y soterramiento inmediato, mientras que aquellas convexas hacia abajo sugieren un retrabajo posterior (Jeffrey y Aigner 1982). Probablemente están relacionadas a la acción de flujos de tormentas de baja energía que habrían favorecido la concentración de conchillas y el lavado de partículas finas, en un ambiente de rampa externa.

Las litofacies A₃ y A₄ exhiben gradación normal o bien son macizas, con valvas desarticuladas y fragmentadas. En los sectores basales es común la presencia de conchillas dispuestas convexas hacia abajo, como consecuencia de una sedimentación rápida a partir de suspensión, en tanto que hacia el techo éstas giran sobre su eje, colocándose convexas hacia arriba indicando un retrabajo posterior (Kidwell y Holland 1991).

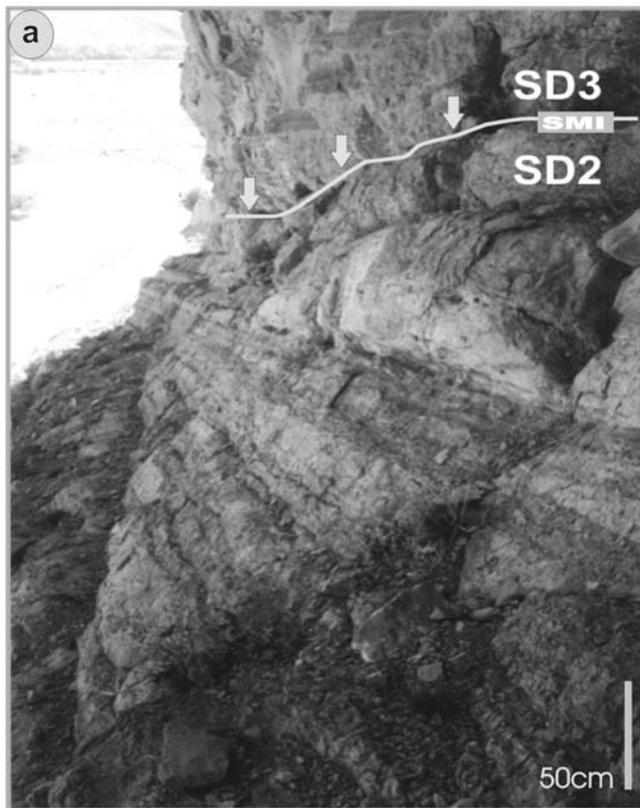


Figura 4: Ciclos de pequeña escala, en la sección inferior (SD-2). Los últimos bancos evidencian claramente la tendencia somerizante (estrato creciente). Las flechas marcan la superficie de máxima inundación (SMI).

La presencia de valvas anidadas en los niveles de la litofacies A_3 , además de la baja desarticulación, abrasión y bioerosión, sugieren corrientes de interferencia durante el transporte (Kidwell y Holland 1991) probablemente relacionadas a flujos de tormenta combinados, similares a los descritos por Norris (1986).

El empaquetamiento abierto y disperso (Fig. 2) estaría relacionado al retrabajo ocasionado por la acción de flujos sucesivos. Estas características permiten suponer, que cuando hay variación vertical en la selección es en respuesta a una disminución paulatina, y a veces notable (debido a flujos de retorno) en la intensidad de las corrientes.

La laminación paralela y gradación normal en los *wackestones* bioclásticos (litofacies A_4) indican una sedimentación por decantación luego del paso de las tormentas. Por su parte el desarrollo de estratificación nodular en la litofacies A_5 (*mudstones*) podría estar indicando el desarrollo de *firmground* (Palma *et al.* 2007). La compleja estructura interna de estos depósitos reflejada en la variable densi-

dad de empaquetamiento, en el grado de desarticulación de las valvas y en la diferente orientación de las mismas sugiere episódicas influencias de tormentas en un ambiente de rampa externa por debajo de la base de olas de tormentas. Sobre la base de las características expuestas se concluye que las concentraciones de grifeidos son parautóctonas y sedimentarias, compuestas por organismos autóctonos, que han sufrido transporte y/o retrabajo, pero que no han sido excluidos de su habitat original (Kidwell *et al.* 1986). En efecto, la proveniencia de las valvas de grifeidos se ubicaría cercana al nivel de base de olas de buen tiempo, donde la continua acción de flujos oscilatorios de oleaje, habría favorecido la destrucción mecánica de las partes duras que componen las concentraciones.

Asociación de facies B

Esta asociación está compuesta por un conjunto de litofacies que incluyen desde B_1 a B_6 típicamente representadas por *grainstones-packstones* y *floatstones* bioclásti-

cos. Son muy comunes las evidencias de alta energía, indicando deposición en un ambiente dominado por tormentas (Fig. 2e) a partir del transporte y deposición de partículas tamaño arena debido a corrientes oscilatorias. Esta asociación se desarrolla desde la base del límite de secuencia (SD3) ubicado aproximadamente a los 19 m en el perfil Bardas Blancas y a los 11 m en el perfil Cantera del Puente (Fig. 6). Teniendo en cuenta el perfil de meteorización y los cambios en la distribución de litofacies se han reconocido 6 secciones o paquetes (Fig. 6).

El paquete 1 (1,25 m) comienza con la litofacies B_1 (*packstones-wackestones* oopeoloidales) con laminación (litofacies B_2) y niveles con abundantes valvas de grifeidos intensamente fragmentadas, las que aparecen asociadas con ooides de diferentes tipos (Palma *et al.* 2005b). Las evidencias permiten aceptar que este primer tramo está dominado por flujos que aportaban material desde la zona de *shoreface* hasta la zona de transición (rampa media distal).

A partir del paquete 2 (1,33 m) la mayoría de las capas muestran en la sección inferior una laminación horizontal (litofacies B_2), seguida por estratificación cruzada de bajo ángulo con longitud de onda métrica y amplitud centimétrica (similar a *HCS* muy pandas, litofacies B_3). Estos intervalos de litofacies $B_2 - B_3$ finamente granocrecientes, gradan a la litofacies B_5 (*grainstones-packstones* con óndulas de oleaje). Dott y Bourgeois (1982), Brenchley (1985) y Aigner (1985) mencionan que es común en los términos basales de tempestitas la preservación de laminación horizontal y estratificación cruzada de bajo ángulo.

La laminación paralela en los *grainstones-packstones* de la litofacies B_2 sugieren la existencia de altos valores en la componente unidireccional, en comparación con la componente orbital de alta frecuencia, que se encuentran claramente registradas en las secciones basales de los ciclos de esta asociación y en los paquetes 3 y 5 (Piethé 2006). Por su parte, la presencia de *Skolithos* en esta litofacies

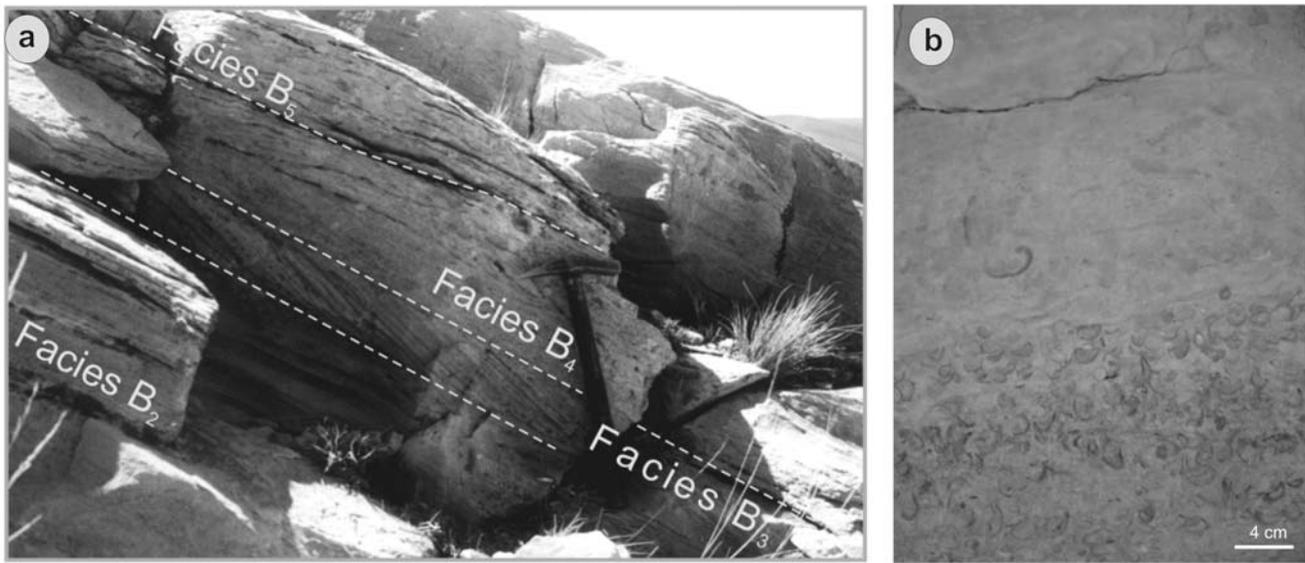


Figura 5: a) Ciclos de pequeña escala (Cpe-2), dentro de la asociación B. Escala 36 cm; b) Depósitos de tormenta: packstones esqueletales exhibiendo valvas de grifeidos articuladas y desarticuladas. Algunas de las valvas aparecen fragmentadas y con escasa abrasión.

indica la rápida colonización del sustrato por organismos oportunistas cavadores (Vossler y Pemberton 1988).

A medida que se asciende en la columna estratigráfica se observa una mayor frecuencia de litofacies B₄ (*grainstones-packstones* con HCS y SC) lo que permite afirmar que la litofacies B₅ (*grainstones-packstones* con óndulas de oleaje) se encuentra en posiciones estratigráficas más altas (paquetes 5 y 6) en el techo de las litofacies con estructuras tipo *hummocky*. La estratificación cruzada de bajo ángulo asociada con *hummocky* tan frecuentes en el paquete 5 (8,60 m), al igual que la amalgamación de capas de la litofacies B₄ en el paquete 6 (10,40 m) son producto de la depositación por flujos generados durante tormentas.

En el análisis de las *iHCS* (isótropas) y las *aHCS* (anisótropas) (Mutti *et al.* 1994) puede advertirse que ambas poseen una componente unidireccional adicional a la oscilatoria, siendo para la segunda de mayor magnitud (Arnott y Southard 1990). A juzgar por las evidencias presentes (Piethé 2006) puede aceptarse que este tipo de flujos combinados son comunes en profundidades someras tal como lo sugieren Myrow y Southard (1990). En efecto, la componente oscilatoria se debe a olas de tormenta de grandes órbitas y

alta velocidad, con direcciones perpendiculares a la línea de costa, en tanto que la componente unidireccional es de baja velocidad (Arnott y Southard 1990) y actúa en etapas tardías de tormenta cuando el tamaño de olas decae considerablemente (Duke *et al.* 1990). La dirección de estos flujos es transversal u oblicua a la línea de costa en la zona de rampa media proximal (Leckie y Krystinik 1989).

En nuestro caso no se pudieron encontrar evidencias contundentes que determinaran si este flujo fue una corriente oscilatoria asociada a olas de tormenta (Harms *et al.* 1975) o un flujo combinado compuesto por una componente orbital de oleaje de alta frecuencia (Swift *et al.* 1983) gobernado por un balance costero geostrófico (Duke *et al.* 1990).

La notable amalgamación de *hummocky* en ciclos de espesores métricos estaría relacionada a un transporte lateral de partículas tamaño arena y no solo resuspensión *in-situ* (Swift *et al.* 1983) por lo cual se podría aceptar que la depositación bajo eventos de tormentas simples puede involucrar no solo sucesiones verticales de facies, sino también sucesiones laterales (Midtgaard 1996).

Las óndulas simétricas (litofacies B₅) (Fig. 3a) pueden atribuirse a la acción de flujos combinados con una componente

oscilatoria predominante o a flujos puramente oscilatorios (Duke *et al.* 1991) producto de olas de baja energía y póstumas dentro de la misma tormenta, dada su relación transicional con respecto a la HCS isótropas y anisótropas (Cheel y Leckie 1993). Sin embargo, la naturaleza erosiva de las superficies inferiores de las capas evidencia erosión y la existencia de una corriente previa de alta energía.

Es importante destacar que la presencia de *Thalassinoides* y trazas de *Gyrochorte* sp. y *Dactyloidites otto* en el techo de las litofacies B₄ y B₅, (Palma *et al.* 2005b, 2007) estarían evidenciando períodos de intertormentas de baja energía (Ekdale *et al.* 1984). Sin embargo, las trazas verticales de *Skolithos* reflejan un ambiente de moderada a alta energía.

Como se mencionó previamente, la ausencia de acumulaciones de fragmentos esqueletales en esta asociación de facies, está probablemente relacionada a la biodegradación y desarticulación sobre el lecho marino (Young y Nelson 1988), efectos que probablemente fueron resaltados por procesos de maceración y disolución (Alexandersson 1979).

El conjunto de características mencionadas para esta asociación permiten considerar a la misma como típica de la zona limitada entre la base de olas de buen

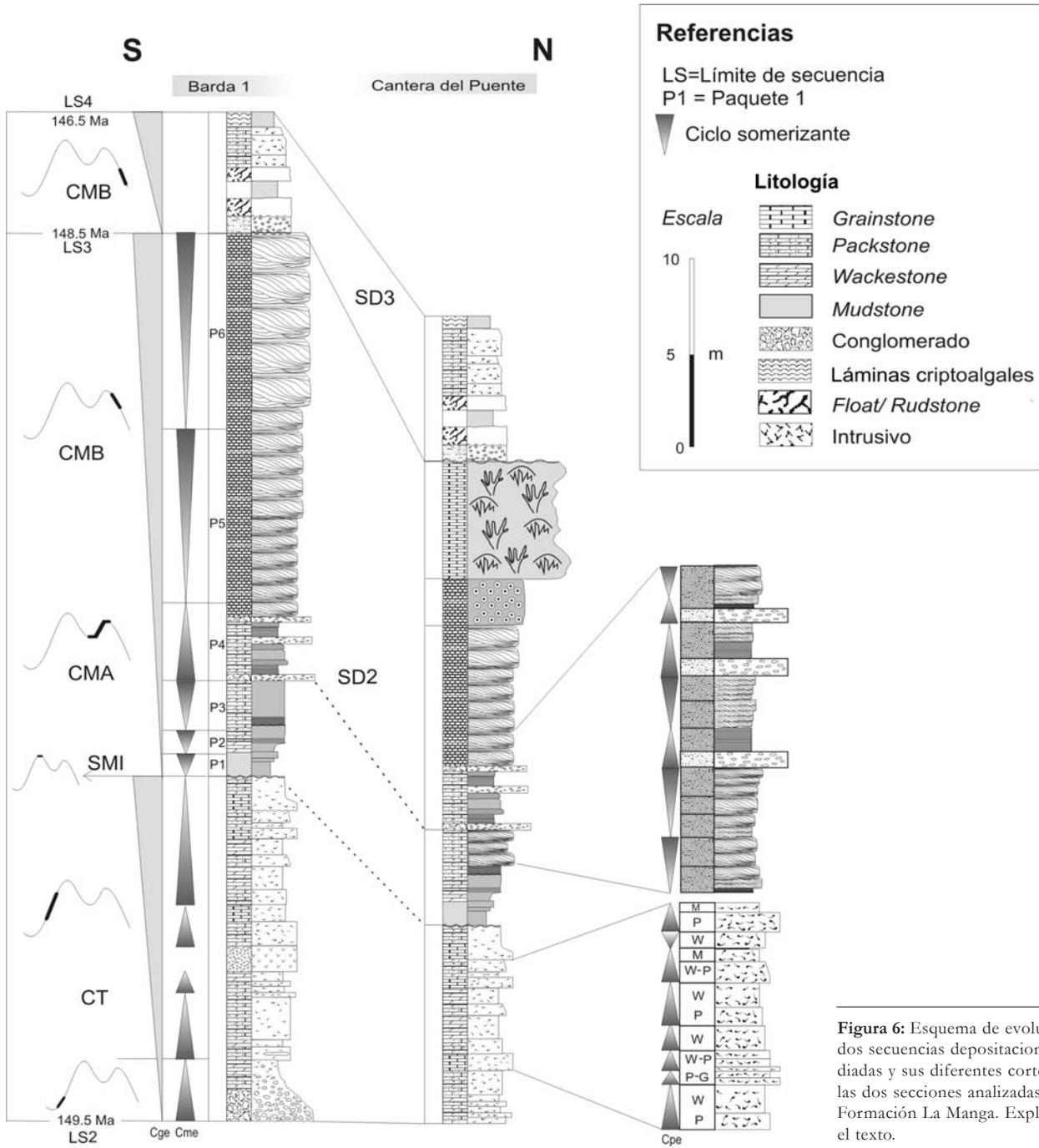


Figura 6: Esquema de evolución de las dos secuencias deposicionales estudiadas y sus diferentes cortejos para las dos secciones analizadas de la Formación La Manga. Explicación en el texto.

tiempo (NBOBT) y la base de olas de tormenta (NBOT). Corresponde a la rampa media de acuerdo al modelo de rampa carbonática de Burchette y Wright (1992).

Asociación de facies C

Esta asociación está compuesta por *bindstones* microbianos (C₁) *floatstones* coralinos

(C₂) y biohermos coralinos (C₃). Sus características permiten aceptar un ambiente de baja energía o protegido, desarrollado por detrás de los arrecifes en parches que parecen mejor desarrollados hacia el norte de los perfiles analizados (Palma *et al.* 2007).

La presencia de ooides superficiales (Palma *et al.* 2005b, 2007) indica aguas de baja energía o posiblemente la disminución en

la intensidad de los procesos de oolitización (Palma *et al.* 2005b). El análisis de la fauna que acompaña a estos biohermos y sus características tafonómicas indican que ocasionalmente llegaban flujos laminares con material fragmentado desde los sectores de rampa interna.

El desarrollo de facies de *floatstones* coralinos sumado a la presencia de intraclasos provenientes de las litofacies de la

Asociación B marca un episodio transgresivo de corta duración y muy baja magnitud (localizado a unos 52 m de la base en el Perfil Barda 1). Esto queda corroborado, por el posterior desarrollo de láminas microbianas (C_1), típicas de un ambiente intermareal superior a su-pramareal inferior Palma *et al.* (2007) frecuentemente afectado por repetidos periodos de desecación y exposición subaérea. Estos *bindstones* microbianos marcan el techo de ciclos somerizantes e indican progradación desde la zona perimareal hacia la rampa interna.

CICLICIDAD

A partir del estudio de facies, asociaciones de facies, y su distribución dentro de la sección estratigráfica se reconocieron patrones cíclicos de diferentes órdenes de jerarquía, previamente observados por Palma *et al.* (2005b). Estos ciclos son fuertemente asimétricos y pueden ser interpretados como ciclos de profundización - somerización (*deepening - shallowing upward*), incluyendo los ciclos relacionados con la progradación de los *grainstones* de la sección superior. Tres tipos de ciclos fueron definidos de acuerdo a sus espesores y litofacies presentes. La fase de profundización esta representada por ciclos de pequeña escala en la sección inferior, y el resto del registro sedimentario corresponde a una somerización, representada por ciclos de pequeña, mediana y gran escala de la sección superior.

Ciclos de pequeña escala (Cpe)

Estos ciclos son centimétricos a decimétricos en espesor. Se reconocen dos tipos de acuerdo con las asociaciones de facies: ciclos Cpe-1 (Asociación de facies A) y ciclos Cpe-2 (Asociación de facies B) corresponderían a ciclos de 5° orden de Haq *et al.* (1988) y Vail *et al.* (1987).

Ciclos Cpe-1: estos ciclos están compuestos por *grainstones-packstones* y *wackestones* bioclásticos (litofacies A_2 , A_3 , y A_4) macizos o con gradación normal, en espesores que varían entre 0,3 - 0,9 m (Fig. 4).

Los bioclastos, mayormente grifeidos aparecen concentrados en la base y disminuyen de espesor hacia el techo (Fig. 5b) en capas que oscilan entre 8 - 23 cm. Las concentraciones bioclásticas (litofacies A_2) en la base de los ciclos sugieren una sedimentación rápida a partir de suspensión y soterramiento inmediato. La disminución gradual en el contenido de conchillas hacia el techo de cada ciclo y el aumento de la desarticulación, fragmentación y abrasión, como la disposición convexa hacia abajo son el producto del retrabajo por acción de corrientes. Los ciclos culminan con *wackestones* laminados (A_4) que evidencian un ambiente de menor energía y/o mudstones nodulares (A_5), relacionados a la formación de *firm-ground* (Palma *et al.* 2005a, 2007).

La superficie de inundación marina está representada en la sección inferior por la base de la litofacies A_2 y o el techo de la litofacies A_4 o A_5 .

Ciclos Cpe-2: están compuestos por la Asociación de facies B, dominada por facies con estratificación cruzada tipo *hummocky* (HCS), y con partículas clásticas en porcentajes similares o iguales al 35 % (Fig. 5a). Sus espesores alcanzan 0,5 m. Los ciclos se inician *grainstones-packstones* macizos o con laminación paralela (litofacies B_2). Se disponen sobre bases erosivas con suaves pendientes, pero puede haber scours profundos (Fig. 2e), donde a menudo se observan conchillas o detritos de conchillas acumulados en los surcos formados en el sustrato subyacente, de manera similar a lo reconocido por Brechley (1985). El material bioclástico localizado en la base es producto de la erosión, exhumación, transporte y deposición durante el inicio del evento de tormenta, en tanto que los *grainstones-packstones* macizos o con laminación paralela (litofacies B_2) son el producto de flujos unidireccionales de alta energía; aunque también pueden ser generadas por la acción de las olas alta energía y que actúan más allá de la zona de surf (Collinson y Thonpson 1982).

A continuación aparecen las capas de *grainstones* y *packstones* (litofacies B_4) con

estratificación cruzada tipo *hummocky* (HCS) y *swaley* (SCS). Como consecuencia de la frecuente amalgamación de las distintas capas dominadas por flujos oscilatorios y cambios laterales, la caracterización cíclica puede estar enmascarada. Es común en el techo de estas litofacies una intensa bioturbación producida principalmente por *Gyrochorte* sp., *Thalassinoides* sp.; *Dactiloidites ottoii* y *Macaronichnus* sp. (Palma *et al.* 2005b, 2007).

La presencia de *grainstones-packstones* con estratificación cruzada de bajo ángulo (litofacies B_3) marca una nueva fase, frecuentemente evidenciada por una superficie de erosión que corta a las capas subyacentes de manera similar a la reconocida por Brechley (1985). Los ciclos culminan con *packstones-wackestones* (litofacies B_5) con óndulas de oleaje.

Ciclos de mediana escala (Cme)

Estos ciclos son de escala métrica (1-5 m de espesor). Muestran un sistemático arreglo estrato creciente y están formados por varios ciclos de pequeña escala. De igual manera se han distinguido dos tipos de ciclos según las asociaciones de facies. Corresponderían a ciclos de cuarto orden según Haq *et al.* (1988) y Vail *et al.* (1987).

Ciclos Cme-1: consisten en la superposición de varios ciclos representados por la Asociación de facies A (entre 3 y 9 Cpe-1), notándose un incremento en la vertical del espesor de los horizontes con acumulaciones bioclásticas.

Ciclos Cme-2: son de naturaleza compuesta, es decir, están integrados por ciclos de pequeña escala del segundo tipo (Cpe-2) y por ciclos determinados por la Asociación de facies C, las cuales no han sido subdivididas en menor jerarquía debido a la ausencia de características cíclicas y el reducido espesor dentro de su patrón de apilamiento. En ambos perfiles se reconocieron 14 ciclos de mediana escala (Cme). En el caso de la sección superior coinciden con los respectivos paquetes (p1-p6) descritos anteriormente.

Ciclos de gran escala (Cge)

Tienen características somerizantes y corresponden al tercer orden de jerarquía de Haq *et al.* (1988) y Vail *et al.* (1987). En cada perfil analizado se han reconocido tres ciclos Cge, limitados internamente dentro de la Formación La Manga por el LS2, SMI, LS3 y LS4 (Fig. 6).

Los ciclos de pequeña (Cpe) y mediana (Cme) escala reconocidos en las diferentes secciones estudiadas varían de una localidad a otra. En el perfil Barda 1 se han individualizado un total de 24 Cpe-1 y 28 Cpe-2, en tanto que para el perfil Cantera del Puente se identificaron 18 Cpe-1 y 21 Cpe-2. En la figura 6 se grafican estos ciclos para la sección inferior y superior observándose una tendencia que concuerda con la evolución normal de la sucesión y la ubicación espacial del segundo perfil hacia sectores más cercanos a la costa. Esto se corrobora mediante la comparación con los trabajos de Palma *et al.* (2005c) realizados a unos 40 km al sur de la zona de estudio, pudiéndose aceptar una ubicación topográficamente más alta para el ambiente depositacional propuesto.

Los datos litofaciales con los que se cuenta, son prueba de un patrón sobreimpuesto de cambios ambientales (de tercer y cuarto orden), evidenciado por la depositación de sedimentos carbonáticos (Formación La Manga) sobre una rampa con facies políticas (Formación Lotena) y que culmina con los depósitos evaporíticos de la Formación Auquilco como producto de la desecación casi total de la cuenca (Legarreta y Uliana 1991).

EVOLUCIÓN DEL AMBIENTE DEPOSITACIONAL

En el análisis estratigráfico secuencial de depósitos carbonáticos es importante determinar los cambios del nivel del mar sobre la base de algunas consideraciones. Para ello es necesario tener en cuenta el tipo de sedimento acumulado como consecuencia de cambios en las facies depo-

sicionales hacia el continente o el mar abierto y las evidencias de exposición subaérea (Brown y Loucks 1993).

Para las secciones estudiadas de la Formación La Manga se distinguieron tres ciclos de gran escala, los cuales a su vez se incluyen dentro de dos secuencias depositacionales SD-2 y SD-3 (Fig. 6) correspondientes al tercer orden de jerarquía (van Wagoner *et al.* 1988). Cabe destacar que en esta contribución se ha mantenido la división propuesta por Legarreta (1991), por carecer de datos regionales en este estudio.

La secuencia depositacional SD-1 (Legarreta 1991) compuesta por sedimentos clásticos continentales y marinos, corresponde a la inundación acaecida luego de la desecación casi total de la cuenca. Su edad está asignada al Caloviano Medio a Tardío - Oxfordiano Temprano. Posee escaso desarrollo en el área de estudio y solo alcanza un espesor máximo de 3 m. Se presenta con facies de cuenca y rampa externa y está representada por las facies pelíticas de la Formación Lotena.

El desarrollo de una abrupta discontinuidad marca el inicio de la secuencia depositacional 2 (SD-2) de la Formación La Manga. Esta secuencia depositacional, constituye un estadio de relleno y aparece limitada por cambios relativos del nivel del mar. El límite inferior abrupto (LS-2, 149,5 Ma, Legarreta 2002) es característico de un rápido ascenso del nivel del mar. La base representada por la presencia de litoafacies A₁ (brecha maciza, polimíctica) podría corresponder a un evento de inundación seguido por un incremento de la energía, señalando una superficie transgresiva. En esta posición regional de borde de cuenca el cortejo transgresivo (CT) está compuesto por un apilamiento de parasecuencias somerizantes hacia el techo (ciclos de mediana escala, Cme).

Dentro de este cortejo transgresivo, caracterizado por un ascenso paulatino del nivel del mar se observan eventos de tormentas con una marcada ciclicidad caracterizado por concentraciones parautóctonas compuestas de origen sedimentológico-

co. A partir de la presencia de una superficie de máxima inundación (SMI), reflejada por un cambio drástico de facies, se evidencia un incremento en la energía hidráulica a lo largo de la rampa, hasta el punto donde el sistema continuó activamente como fábrica carbonática y desarrolló un complejo de arrecifes en parches como se observa en el perfil Cantera del Puente (Fig. 6). Evidencias físicas de esta superficie SMI de carácter regional podrían estar relacionadas con el pasaje abrupto que se localiza entre la sección inferior y superior, además de la notable disminución de bioclastos, el incremento en el contenido siliciclástico y la ausencia de los eventos de tempestitas proximales en el techo de la sección inferior. Los ciclos formados dentro del intervalo inmediatamente siguiente fueron efectivamente acumulados bajo condiciones de mar alto (*stillstand*) debido a un lento aumento relativo del nivel del mar.

La sección superior, corresponde a la progradación de *grainstones - packstones* con contenido siliciclástico generados en un ambiente somero de alta energía, durante un período de disminución del espacio de acomodación y caída del nivel del mar dado por un cortejo de mar bajo (CMB). A su vez, el patrón estrato creciente de los distintos paquetes sedimentarios delimitados por superficies interestrales mostraría un modelo de sedimentación recíproco, similar al reconocido por Wilson (1967), pero estudios microfaciales llevados a cabo por Palma *et al.* (2005b, 2007) consideran que el ambiente no puede ser caracterizado como de sedimentación mixta, debido a que el contenido total de partículas clásticas en la Asociación de facies B no está dentro de los rangos requeridos para este tipo de modelos. En cualquier caso, se puede aceptar que la progradación de las facies con estructuras generadas por tormentas y flujos oscilatorios ocurre cuando el aporte siliciclástico es máximo y el espacio de acomodación es bajo.

Por lo tanto, el influjo terrígeno episódico e infrecuente, no afecta seriamente la sedimentación carbonática o su possibili-

dad de recuperarse. La presencia de floatstones intraformacionales macizos (paquete 4) con clastos perforados e incrustados derivados del material infrayacente son comunes (litofacies B₆) y similares a los señalados por Enos y Perkins (1979). Estarían evidenciando una pequeña transgresión de corta duración.

Hacia la culminación de la SD-2 se observa el desarrollo cuerpos bioconstruidos que coinciden con el techo de los ciclos de pequeña escala (C_{pe}-2) dominados por facies con estratificación cruzada tipo hummocky y que se inician con horizontes de grainstones oolíticos en el perfil Cantera del Puente. El desarrollo de los carbonatos de rampa interna y cuerpos bioconstruidos ocurre durante un bajo influjo terrígeno y creación de espacio de acomodación. Los arrecifes en parches, aparecen por sobre las facies de tormenta y pasan lateralmente a depósitos de albufera.

Como se mencionó anteriormente, al aumento del influjo clástico le corresponde una progradación de sedimentos de la rampa media proximal y agradación en la zona de transición o rampa media distal y la rampa externa, dada por la gran actividad de la fábrica carbonática. Este escenario coincidiría con un probable nivel del mar relativamente alto y disponibilidad de clásticos en el área fuente. En consecuencia, el posterior desarrollo de los carbonatos de rampa interna y cuerpos bioconstruidos fueron concomitantes con un bajo influjo terrígeno y creación de espacio de acomodación.

La tercera secuencia depositacional (SD-3) comienza con un límite inferior evidenciado por una superficie paleocárstica (LS-3; 148,5 Ma, Legarreta 2002) el desarrollo de una brecha mantiforme y diagénesis vadosa en sectores más altos topográficamente, como señalaran Palma *et al.* (2002, 2007). Este proceso afecta a las litofacies subyacentes de la secuencia depositacional SD-2. Con posterioridad a este evento de exposición subaérea, la fábrica carbonática reinicia nuevamente su producción generando los depósitos de albufera que coinciden con el cortejo

transgresivo-3 y de mar alto-3 descriptos por Palma *et al.* (2007).

Posteriormente, se da inicio a la desecación de la cuenca, como consecuencia de condiciones climáticas áridas y una continua disminución del espacio de acomodación, desarrollándose la secuencia depositacional 4 (SD-4) de Legarreta (1991). Estos afloramientos restringidos, en el área de estudio, pertenecen a la Formación Auquillo y son el resultado del aislamiento paleogeográfico (Legarreta 2002). Según el modelo depositacional de este autor, actualmente modificado por Palma *et al.* (2007) y junto con las observaciones realizadas en el presente estudio, el ambiente depositacional de la Formación La Manga correspondería a la sedimentación de una rampa carbonática en sus porciones externa, media e interna en el sentido de Burchette y Wright (1992).

CONCLUSIONES

Se han identificado tres asociaciones de facies principales A-B-C, de las cuales las dos primeras corresponden a la secuencia depositacional 2 (SD-2) y la última pertenece a la secuencia depositacional 3 (SD-3).

Inicialmente las litofacies de la sección inferior (SD-2; 149,5 - 148,5 Ma) son ampliamente dominantes ya que se encuentran extendidas prácticamente en todo el margen de la cuenca para el sur mendocono al momento de la depositación como proponen Palma *et al.* (2007). La sección superior, en cambio, se halla restringida a la zona de estudio y su desaparición paulatina hacia el sector sur de la Sierra Azul (Quebrada El Potrerito) (Crouse 2005) y norte hacia La Valenciana (Legarreta 1991) lo que favorece la instauración de una barrera oolítica y la proliferación de organismos bioconstruidos con posterior desarrollo de la albufera (SD-3). La base de olas de buen tiempo, dependiendo de las condiciones locales, puede ser considerada como divisoria para la sedimentación entre la asociación de facies B y la asociación C.

Las concentraciones esqueléticas o acumulaciones bioclásticas de grifeidos se formaron entre el nivel de base de olas de tormenta (N_{BOT}) y el nivel de base de olas de buen tiempo (N_{BOBT}), producto de los eventos de tormentas en la sección inferior de la secuencia depositacional 2 (SD-2). Las estructuras sedimentarias descriptas en la sección superior están íntimamente relacionadas con el nivel de olas de buen tiempo, siendo para la asociación B predominantes por debajo de este, al contrario de la asociación C, situada en la zona intermareal, protegida de la acción del oleaje.

Las concentraciones fosilíferas características en la sección inferior se interpretan como de rampa externa. Sin embargo, en la rampa media las concentraciones esqueléticas son escasas y prácticamente desaparecen en su totalidad en las asociaciones de facies B y C. Por lo tanto, puede afirmarse que a medida que nos trasladamos hacia la costa, la abundancia relativa de las grifeidos decrece notablemente.

Las observaciones realizadas en los afloramientos estudiados evidencian su naturaleza somerizante gradualmente hacia el techo, reflejando un incremento de energía dado por el patrón de apilamiento estrato creciente y el aumento paulatino de las litofacies más litorales a expensas de sectores protegidos por el desarrollo de parches coralinos.

La distribución vertical de facies es ordenada y se encuentra expresada en 13 ciclos transgresivos - regresivos de cuarto orden de jerarquía, aquí denominados de mediana escala. Estos a su vez fueron divididos por múltiples ciclos de alta frecuencia (C_{pe}) de quinto orden.

La ciclicidad estuvo controlada por diversos factores, en el caso de los ciclos de pequeña escala (C_{pe}), el efecto principal fue climático debido a eventos de tormenta. Los ciclos de mediana y gran escala (C_{me} y C_{ge}) fueron originados probablemente por eustasia. Cada ciclo representa progresivamente una somerización durante los distintos cortejos descriptos, con excepción del ciclo de me-

diana escala (Cme) basal y el que corresponde al paquete 4 de la sección superior, los cuales representan acumulaciones con mayor espacio de acomodación.

Las superficies que marcan los límites de los ciclos de mediana y gran escala fueron producidas cuando la tasa crítica de ascenso o descenso del nivel del mar evidenció una variación sustancial. A su vez, desde el punto de vista secuencial, estos cambios se traducen en pasajes de un cortejo a otro, limitados por superficies de discontinuidad, como por ejemplo la superficie de máxima inundación (SMI). El grado de cambio de facies a lo largo de estas superficies está determinado por la magnitud de la variación relativa del nivel del mar, la cual determina la tasa de ascenso o descenso, y oportunamente la duración de la discontinuidad como límite del ciclo. Teniendo en cuenta las dos secciones analizadas (Bardas Blancas y Cantera del Puente) el ambiente deposicional corresponde a una rampa carbonática, con desarrollo de una barrera oolítica asociada a parches coralinos, esto habría favorecido la deposición de facies de baja energía de ambiente somero y restringido (SD-3) por detrás de la barrera, a diferencia de los depósitos infra-yacentes de la SD-2 característicos de ambientes de moderada a alta energía.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el metódico trabajo de revisión del Dr. Fernando Cañas y la Dra. Maisa Tunik. Asimismo un especial agradecimiento al Dr. Alberto Riccardi por la determinación de la fauna de amonites. El presente trabajo ha sido financiado con fondos de los proyectos UBACyT X-133 de la Universidad de Buenos Aires y PIP 5142 de CONICET.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aigner, T. 1985. Storm Depositional Systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. *Lecture Notes in Earth Science* 3, 174 p., Springer-Verlag, Berlin.

Alexandersson, E.T. 1979. Marine maceration of

- skeletal carbonates in the Skagerrak, North Sea. *Sedimentary Geology* 26: 845-852.
- Arnott, R.W.C. y Southard, J.B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 211-219.
- Brenchley, P.J. 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology* 9: 369-396.
- Brett, C.E. y Baird, G.C. 1986. Comparative Taphonomy: A key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios* 1: 207-227.
- Brown, A.A. y Loucks, R.G. 1993. Influence on sediment type and depositional processes on stratal patterns in the Permian basin-margin Lamar Limestone, Mc Kittrick Canyon, Texas. En Loucks, R.G. y Sarg, J.F. (eds.) *Carbonate Sequence Stratigraphy - Recent developments and applications: American Association Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 57*: 133-156.
- Burchette T.P. y Wright V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology* 79: 3-57.
- Cheel, R.J. y Leckie, D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. En Wright, V.P. (ed.) *Sedimentology Review* 1: 103-122.
- Collinson, J.D. y Thompson, D.B. 1982. *Sedimentary Structures*. Allen y Unwin, 361 p.
- Crousse, L.C. 2005. Características y evolución del ambiente deposicional de la Formación La Manga (Jurásico Superior), Sierra Azul, Cuenca Neuquina, Mendoza. Tesis Final de Licenciatura, (inérita), 130 p., Buenos Aires.
- Dott, R.H. y Bourgeois, J. 1982. Hummocky Cross Stratification: significances of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin* 93: 663-680.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. y Cheel, R.J. 1990. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology* 19: 625-628.
- Ekdale, A., Bromley, R. y Pemberton, S. 1984. Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy, *Society for Sedimentary Geology*, 317 p.
- Enos, P. y Perkins, R.D. 1979. Evolution of Florida Bay from island stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin* 90: 59-83.
- Groeber, P., Stipanovic, P.N. y Mingramm, R.G. 1952. Jurásico. En Groeber, P.F.C. (ed.) *Meso-*
- zoico. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. GAEA* 2(1): 143-347, Buenos Aires.
- Gygi, R.A. y Hillebrandt, A.V. 1991. Ammonites (mainly Gregcryceras) of the Oxfordian (Late Jurassic) in northern Chile and time-correlation with Europe. *Schweizerisches Paläontologisches Abhandlungen* 113:137-185.
- Handford, C.R. y Loucks, R.G. 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracks-responses of carbonate platforms to relative sea level changes. En Loucks, R.G. y Sarg, J.F. (eds.) *Carbonate Sequence Stratigraphy - Recent developments and applications: American Association Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 57*: 3-41.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En Wilgus, C.K. Hastings, B., Ross, C., Posamentier, H., Van Wagoner, J., y Kendall, C. (eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*, Society for Sedimentary Geology, 71-108.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. y Walker, R.G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Society for Sedimentary Geology, Short Course* 2, 161 p.
- Jeffrey, D. y Aigner, T. 1982. Storm sedimentation in the Carboniferous limestones New Weston-Super-Mare (Dinantian, SW - England). En Einsele, G. y Seilacher, A. (eds.) *Cyclic and event stratification*, Springer, 240-247.
- Kidwell, S.M. 1991. The stratigraphy of shell concentration, En Allison, P.A. y Briggs, D.E.G. (eds.) *Taphonomy: Releasing the data locked in the fossil record*. Plenum Press, 115-209.
- Kidwell, S.M. y Holland, S. 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaios* 6: 426-434.
- Kidwell, S.M., Fursich, F. y Aigner, T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of shell concentrations. *Palaios* 1: 228-238.
- Leckie, D.A. y Krystinik, L.F. 1989. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle shelf deposits? *Journal of Sedimentary Petrology* 59: 862-870.
- Legarreta, L. 1991. Evolution of a Callovian - Oxfordian carbonate margin in the Neuquen Basin of west central Argentina: facies, archi-

- ture, depositional sequence and global sea level changes. *Sedimentary Geology* 70: 209-240.
- Legarreta, L. 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas CD-Rom, Mar del Plata.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior - Terciario Inferior), Argentina. *Universidad de Tucumán, Correlación Geológica* 6: 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back arc basin fill, central Argentine Andes. En Mc Donald, D.I.M. (ed.) *Sedimentation, tectonics and eustasy. International Association of Sedimentologists, Special Publication* 12: 429-450.
- Lo Forte, G. y Palma, R.M. 2002. Facies, microfacies and diagenesis of late Callovian-early Oxfordian carbonates (La Manga Formation) in the west-central Argentinian High Andes. *Carbonates and Evaporites* 17(1): 1-16.
- Midtgaard, H.H. 1996. Inner-shelf to lower-shelf hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic influence combined flow, lower Cretaceous, West Greenland. *Journal of Sedimentary Research* 66(2): 343-353.
- Myrow, P.M. y Southard, J.B. 1990. Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-dominated beds. *Journal of Sedimentary Petrology* 61: 202-210.
- Mutti, E., Davoli, G., Mora, S. y Papani, L. 1994. Internal stacking pattern of ancient turbidite systems from collisional basins. Submarine fans and turbidite systems, Society for Sedimentary Geology, 15° Research Conference 257-268.
- Norris, R.D. 1986. Taphonomic Gradients in Shelf Fossil Assemblages: Pliocene Purisima Formation, California. *Palaios* 1: 256-270.
- Palma, R.M. y Kietzmann, D.A. 2008. Ciclos de somerización en facies peritidales de la Formación La Manga: tipos, origen y controles. 12° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 133.
- Palma, R.M., Crousse, L.C. y Bressan, G.S. 2005c. Abultamientos coralinos en la Formación La Manga, Sierra Azul-Mendoza: Tipos, implicancias y tafonomía. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 159-160, La Plata.
- Palma, R.M., Lazo, D.G. y Piethé R.D. 2005b. Facies de tormenta y trazas fósiles en la rampa media de la Formación La Manga, Bardas Blancas, Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 155-156, La Plata.
- Palma, R.M., Lo Forte, G.A., Lanés, S.G. y Junken, E. 2002. Superficie paleokárstica en las calizas oxfordianas de la Formación La Manga, Cuenca Neuquina, sur de Mendoza. 9° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 121-122.
- Palma, R.M., López Gómez, J. y Piethé, R.D. 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: facies, units and depositional sequences. *Sedimentary Geology* 195: 113-134.
- Palma, R.M., Piethé, R.D., Bressan, G.S. y Crousse, L.C. 2005a. Tafonomía de los depósitos de rampa externa de la Formación La Manga, Bardas Blancas, Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 157-158, La Plata.
- Piethé, R.D. 2006. Evolución de la rampa carbonática de la Formación La Manga: facies, ciclicidad y estratigrafía secuencial, Bardas Blancas, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inédita), 132 p. Buenos Aires.
- Read, J.F. 1985. Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 69: 1-21.
- Riccardi, C.A. 1984. Asociación de amonites del Jurásico y Cretácico de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 559-595.
- Riccardi, A.C. 1992. Biostratigraphy of west-central Argentina. En Westermann, G.E.G. (ed.) *The Jurassic of the Circum-Pacific*, Cambridge University Press, 139-141.
- Stipanovic, P.N. 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo de La Manga, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 6(4): 213-242.
- Stipanovic, P.N. 1996. Milestones in the study of the Jurassic of Argentina. En Riccardi, A.C. (ed.) *Advances in Jurassic research. GeoResearch Forum* 1-2: 23-42.
- Strasser, A. 1986. Ooids in Purbeck Limestone (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology* 33: 711-727.
- Swift, D.J.P., Figueiredo, A.G.J., Freeland, G.L. y Oertel, G.F. 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard?. *Journal of Sedimentary Petrology* 53(2): 1295-1317.
- Vail, P.R., Colin, J.P., Du Chene, R.J., Kuchly, J., Media Villa, F. y Trifilieff V. 1987. La stratigraphie sequentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Geologique de France* 3(7): 1301-1321.
- van Buchem, F.S.P. 1996. High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian-Turonian) in northern Oman: distribution of source rock and reservoir facies. *GeoArabia* 1: 65-88.
- van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Oterdoom, W.H. y Philip, J. 2002. Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (Middle Cretaceous) of northern Oman. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 86(1): 21-53.
- van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Louit, T.S. y Hardenbol, J. 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. En Wilgus, Ch.K., Hastings, B.S., Kendall, Ch.G.St.C. (eds.) *Sea level changes: an integrated approach*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 39-46.
- Varadé, R., Gerster, R., Olea, G., Bolatti, N., Vitulli, N. y Howard, D. 1998. Análisis sísmico regional de rampa carbonática en la Cuenca Neuquina (Argentina). *Boletín de Informaciones Petroleras* 15(55): 24-33, Buenos Aires.
- Vossler, S.M. y Pemberton, S.G. 1988. Skolithos in the Upper Cretaceous Cardium Formation: An ichnofossil example of opportunistic ecology. *Lethaia* 21: 351-362.
- Wilson, J.L. 1967. Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 75: 805-818.
- Young, H.R. y Nelson, C.S. 1988. Endolithic biodegradation of cool water skeletal carbonates on Scott shelf, northwestern Vancouver Island, Canada. *Sedimentary Geology* 60: 251-267.

Recibido: 16 de marzo, 2008

Aceptado: 24 de julio, 2008