

Microfacies, biota y paleoambientes sedimentarios del Ordovícico Temprano-Medio del Cerro Salazar, Sonora central, México

Matilde S. Beresi^{1,*}, Nora G. Cabaleri², Blanca E. Buitrón-Sánchez³, M. Cecilia Rodríguez¹, Susana E. Heredia⁴ y M. Franco Tortello⁵

¹ Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Av. A. Ruiz Leal s/n, Parque Gral. San Martín, 5500, Mendoza, Argentina.

² Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), Universidad de Buenos Aires (UBA), CONICET, Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria C1428EGA, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

³ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, México D.F., México.

⁴ CONICET- Instituto de Investigaciones Mineras, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de San Juan, Urquiza y Libertador, (5400) San Juan, Argentina.

⁵ CONICET - Dpto. Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata, Paseo del Bosque (B1900FWA), La Plata, Argentina.

* mberesi@mendoza-conicet.gov.ar

RESUMEN

En el presente trabajo se da a conocer el resultado de los análisis de facies/microfacies y paleoambientes de la Formación Pozo Nuevo aflorante en el Cerro Salazar, en las cercanías del Rancho Las Norias (Sonora central, México). Esta formación corresponde a depósitos de una plataforma carbonática continental que se desarrolló en el extremo sudoeste de Laurentia en el Ordovícico Inferior-Medio. Los conodontes y trilobites reconocidos indican una edad floiana tardía-dapingiana temprana. Las microfacies permiten identificar distintos subambientes dentro de la plataforma carbonática: costero de playa formado por areniscas cuarzosas y cuarcita laminada con grietas de desecación; plataforma interna: supramareal constituido por facies dolomíticas y laguna caracterizado por microbialitas de laminación difusa, mudstone oncoidal, packstone peloidal que gradúa a biopeloidal y packstone bioclástico con foraminíferos y ostrácodos; plataforma media, submareal compuesto por grainstone y packstone de crinoideos y algas (Nuia) con cuarzo detrítico y packstones bioclásticos con briozoarios. Tanto en el ambiente de laguna como en la plataforma media, se intercalan niveles de packstone intraclástico-bioclástico interpretados como eventos tempestíticos proximales. La variación vertical de facies, indica una tendencia marcada hacia la somerización con areniscas cuarzosas y dolomías en el tope de la sección. En la base, las facies corresponden a sedimentos finos micríticos que se depositaron en un ambiente tranquilo y de baja energía característicos de laguna. En la parte media se desarrolló una plataforma submareal con biota diversificada de crinoideos, briozoarios, algas, braquiópodos, trilobites, nautiloideos y gasterópodos. Estratigráficamente sobre la sección inferior se incrementa la participación de cuarzo detrítico que forma depósitos de arenas cuarzosas acumuladas en ambiente costero de playa, registrando la migración de la línea de costa hacia el depocentro de la cuenca. El tope de la sección culmina con un importante espesor de dolomías originadas en un ambiente vadoso. El modelo de sedimentación representa la gradual somerización de la cuenca desde carbonatos de baja energía hasta de alta energía, con facies de areniscas cuarzosas de playa y dolomías vadosas.

Palabras clave: Ordovícico, microfacies, paleoambientes, Sonora central, México.

ABSTRACT

This work shows the results of facies/microfacies and paleoenvironmental analysis of the Pozo Nuevo Formation outcropping at the Cerro Salazar, nearby the Rancho Las Norias (Central Sonora, Mexico). The Pozo Nuevo Formation represents Early-Middle Ordovician deposits of a continental carbonate shelf that developed in the southwestern tip of Laurentia. The conodonts and trilobites described from the unit indicate a late Floian-early Dapingian age. The microfacies analysis enables identifying different sub-environments within the carbonate shelf from minor to major depth: a coastal beach, represented by quartz sandstone and laminated quartzite with desiccation cracks; an inner shelf which includes a supratidal setting constituted by dolomitized wackestone and an intertidal-subtidal lagoon characterized by diffusely laminated microbialites, oncoid mudstone, pelloid packstone grading to biopelloid and bioclastic packstone containing foraminifera and ostracods; and a subtidal setting composed of grainstone and packstone with crinoids and algae (*Nuia*) and detritic quartz and bioclastic packstone with bryozoans. In the lagoon as well as in the subtidal platform, there are intercalated intraclastic - bioclastic packstone levels, which are interpreted as proximal stormy events. The vertical variation of facies indicates a marked trend toward shallowing. At the base of the section fine micritic sediments deposited in a quiet, low energy lagoon, whereas a deeper subtidal environment with diverse faunas was developed in the middle part. On the other hand, at the top of the succession there is an increased participation of detrital quartz with deposition of coastal quartz sandstone culminating with thick dolomite levels of a vadose environment.

Key words: Ordovician, microfacies, paleoenvironments, Central Sonora, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La presencia de rocas del Proterozoico y Paleozoico Temprano en el Estado de Sonora, en el noroeste de México, permite constatar que esta región formó parte del Cratón de Norteamérica (Figura 1). Durante el Ordovícico, el estado de Sonora estuvo localizado en el promontorio sudoeste del continente de Laurentia, al sur del paleoecuador. Para el Ordovícico Temprano el continente había rotado en el sentido de las agujas del reloj y se trasladó hacia el sur, de tal modo que Sonora estuvo localizada cercana a los 10° de latitud sur (Witzke, 1990).

Las secuencias de rocas formadas durante el Ordovícico ($488.3 \pm 1.7 - 443.7 \pm 1.5$ Ma; Ogg *et al.*, 2008), han sido estudiadas en siete localidades de Sonora, en las cercanías de la ciudad de Hermosillo (Almazán-Vázquez *et al.*, 2006, fig 1). Estos estudios, iniciados en 1980 han sido de gran importancia para conocer las características estratigráficas, litológicas y paleontológicas de las sucesiones ordovícicas, y han permitido establecer diferentes modelos paleogeográficos y cronoestratigráficos. No obstante, existen escasas publicaciones sobre el Ordovícico Inferior-Medio aflorante en la localidad de Rancho Las Norias, estado de Sonora central. Vega-Granillo y Araux-Sánchez (1987) describieron una secuencia del Ordovícico, en las proximidades del Rancho Las Norias con un espesor de 700 m, compuesta de caliza con intraclastos, lutita calcárea, caliza masiva, dolomía y arenisca. La caliza presenta sílice amorfa y contiene fósiles de gasterópodos, braquiópodos, trilobites, nautiloideos, briozoarios, crinoideos e icnofósiles. En las cercanías del Rancho Pozo Nuevo, Ávila-Angulo (1987) describió las rocas del Ordovícico como una secuencia de dolomía con capas de pedernal, intercalaciones de cuarcita, arenisca calcárea, caliza con pedernal y fósiles de trilobites, braquiópodos, cefalópodos, briozoarios y crinoideos, a la

cual denomina “unidad caliza Pozo nuevo”. Posteriormente Poole *et al.* (1995) describieron las rocas ordovícicas en diversas secciones haciendo referencia al contenido fosilífero y las rocas cámbricas y devónicas asociadas en la región.

Franco-Vega *et al.* (2000) publicaron un estudio preliminar sobre las rocas del Ordovícico del Rancho Pozo Nuevo, Sonora, identificando a estas rocas como Formación Pozo Nuevo por su correlación con las rocas ordovícicas aflorantes en el Rancho Pozo Nuevo a 75 km al noroeste del Rancho Las Norias. Page *et al.* (2000) han realizado un mapeo del área con interpretaciones estratigráficas y estructurales.

Almazán-Vázquez *et al.* (2006) realizaron un estudio estratigráfico detallado en dos áreas con rocas ordovícicas localizadas en las cercanías del Rancho Pozo Nuevo y

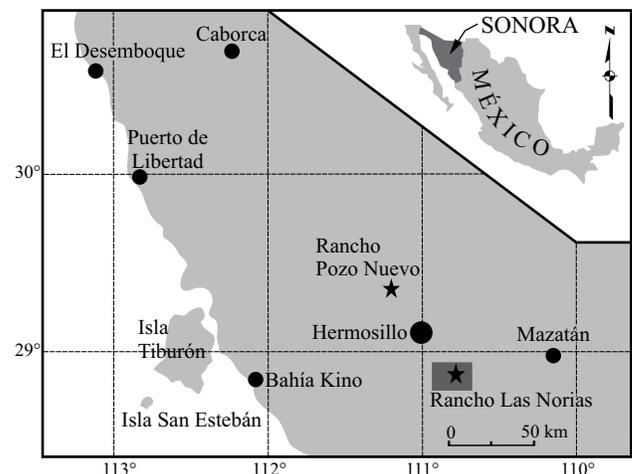


Figura 1. Mapa del noroeste de Sonora, México, con la localización del área de estudio y localidades mencionadas en el texto.

Rancho Las Norias (Figura 2) y dividieron a la secuencia en doce miembros.

De acuerdo a los mapeos realizados por Vega-Granillo y Araux-Sánchez (1987), Fernández-Aguirre *et al.* (1993) y Franco-Vega *et al.* (2000), las rocas ordovícicas del área se apoyan en discordancia sobre rocas atribuidas al Precámbrico. Mientras que Page *et al.* (2003), de acuerdo a sus datos de mapeo y fósiles, consideran que las rocas ordovícicas que afloran en el Rancho Pozo Nuevo descansan, de manera concordante, sobre rocas del Cámbrico y en el Rancho Las Norias la base de la secuencia ordovícica está cubierta.

El objetivo de este estudio es definir el modelo paleoambiental y precisar la edad de la secuencia calcárea ordovícica aflorante en Cerro Salazar (área del Rancho Las Norias), a partir del análisis de facies/microfacies carbonáticas y del contenido fósil.

Antecedentes

En el área de Rancho Las Norias, aflora una secuencia sedimentaria carbonática con alternancias subordinadas de rocas clásticas arcillosas y detriticas de edad ordovícica correspondientes a la Formación Pozo Nuevo (Ávila-Angulo, 1987). La sección estudiada corresponde a una escama tectónica que levanta rocas carbonáticas de estructura masiva atribuidas al Cámbrico y al Ordovícico. En el techo de la secuencia ordovícica que aflora en Rancho Las Norias y mediante una falla, se apoyan sedimentitas del Carbonífero Inferior (Misisípico). Almazán-Vázquez *et al.* (2006), definieron en esta localidad la sección tipo de esta formación con doce miembros litoestratigráficos denominados con las letras A y hasta la L, y establecieron la correlación estratigráfica con las secuencias que afloran en las cercanías de la localidad de Rancho Pozo Nuevo al norte de Sonora (Figura 1). Asimismo, definen a la unidad como parte de la plataforma carbonática del Ordovícico temprano de la región central de Sonora en la sección tipo. Por otra parte, establecen las características litológicas y paleontológicas de la columna estratigráfica en los alrededores de Rancho Las Norias, esta sucesión complementa la definida para la localidad de Rancho Pozo Nuevo, con los miembros nominados desde F a L, más dos miembros cuspidales M y N. Estos autores consideran a la sección de Rancho Las Norias la prolongación al sureste de las rocas expuestas en Rancho Pozo Nuevo.

ESTRATIGRAFÍA

En el presente estudio se ha realizado un perfil estratigráfico de detalle en la sección carbonática de Cerro Salazar, en las cercanías del Rancho Las Norias, el que se localiza aproximadamente a 30 km al oriente de la Ciudad de Hermosillo, Sonora (Figura 1). El acceso se realiza por

la Carretera Estatal N° 104 que comunica a las poblaciones de Hermosillo y Mazatán.

Los afloramientos de rocas sedimentarias ordovícicas se ubican a 5 km al sur del Rancho Las Norias, de donde se accede por un camino sin pavimentar. La zona de estudio próxima al Rancho Las Norias queda enmarcada por las coordenadas 28°58'19" y 29°01'28" de latitud norte y 110°35'19" y 110°39'40" de longitud oeste (Figura 1).

La base estratigráfica de la secuencia ordovícica descansa sobre rocas calcáreas del Cámbrico mientras que su parte superior ha sido erosionada.

Almazán-Vázquez *et al.* (2006) han reconocido doce miembros litoestratigráficos en el área del Rancho Las Norias con un espesor total de 1420 m. Sin embargo, en la sección de Cerro Salazar, es notoria la disminución del espesor de la columna ordovícica que alcanza aproximadamente los 71 m y en la que sólo tres miembros (L, K, J) han sido identificados (Figura 2). De techo a base son los siguientes:

Miembro L: caracterizado por dolomía de estratificación masiva con intercalaciones de caliza y bancos arcillosos. Se diferencian los niveles de dolomía por su grado de fracturación y arreglo caótico. En la unidad es frecuente la presencia de bancos de areniscas. Espesor 4.20 m.

Miembro K: está constituido por una alternancia de arenisca, caliza y dolomía. La caliza presenta estratificación mediana y contiene concreciones de sílice y una macrofauna de gasterópodos de los géneros *Lecanospira* en mayor porcentaje y *Maclurites*. La arenisca es de grano fino y tonalidad rojiza por la presencia de óxidos de hierro, con estratificación laminar a delgada, entre las que se reconoce cuarcita con estratificación entrecruzada. Espesor 4.5 m.

Miembro J: se caracteriza por la presencia de caliza de estratificación masiva con capas de sílice y abundante fauna fósil silicificada, poco diversificada, sobre los planos de estratificación. La macrofauna de los niveles medio y superior está compuesta por gasterópodos de los géneros *Maclurites* y *Lecanospira*, braquiópodos de los géneros *Orthidiella*, *Anomalorthis* y *Hesperonomia*, pigidios y cefalones de trilobites de los géneros *Ectenonotus* y *Perissoplomera*, briozoarios y nautiloideos identificados como *Coreanoceras*, fragmentos de crinoideos y estructuras esféricas de posible origen orgánico y afinidad incierta. Hacia la base, los bancos de caliza masiva se intercalan con cuerpos y concreciones de sílice y bancos delgados de areniscas. El contenido fosilífero silicificado está compuesto predominantemente por braquiópodos *Orthidiella* y *Hesperonomia*, escasos ostrácodos y bioclastos no identificados. Espesor 62.5 m.

METODOLOGÍA

Se levantó un perfil de detalle con recolección de muestras calcáreas y fósiles de todos los bancos y de sus variaciones laterales para su posterior análisis de facies/microfacies carbonáticas y el estudio del contenido macro y microfósil. Se identificaron los tipos de facies en el campo

y se realizó el análisis de secciones delgadas de acuerdo con las técnicas aplicadas en microfácies descritas en Armella et al. (1996) para el estudio de carbonatos marinos. Las estructuras sedimentarias se examinaron en una escala de detalle de cm/dm.

ANÁLISIS DE FACIES/MICROFACIES CARBONÁTICAS

El análisis de las características litológicas, sedimentológicas, de microfácies y el contenido macro y micro paleontológico (Figura 2) de la secuencia ordovícica de la Formación Pozo Nuevo, indica que las asociaciones de facies/microfácies se desarrollaron en una extensa plataforma carbonática, en la que se reconocieron facies de playa, de plataforma interna de laguna y de plataforma media: submareal somero hacia mar abierto (Figura 3).

Descripción de las microfácies

De acuerdo al ambiente de sedimentación se describen 11 microfácies carbonáticas (Figura 4a - 4o).

Supramareal

MF1 Arenisca carbonática con delgados niveles de wackestone siliciclástico. Está representada por una alternancia de 1 m de espesor de niveles de arenisca carbonática y wackestone siliciclástico, separados por superficies irregulares formadas por óxidos de hierro, micrita con arcillas y material arenoso. Los niveles de areniscas carbonáticas son irregulares y su espesor varía entre 0.1 y 0.5 m. Estos niveles están constituidos por clastos de cuarzo no alterados, cuyos ejes mayores oscilan entre 0.25 y 0.30 mm de longitud. En general, son redondeados a bien redondeados y la selección (Harrell, 1984) es de moderada a buena. El cemento es de calcita con cristales de dolomita y es conspicua la presencia de crecimiento secundario en los clastos de cuarzo. Los niveles de wackestone siliciclástico están representados por delgados estratos irregulares de 2.5 cm de espesor intercalados entre los niveles de areniscas. Los siliciclastos son de cuarzo (25%), su tamaño varía entre 0.1 y 0.6 mm de longitud. La selección es buena a moderadamente buena y la fábrica es grano sostén. La matriz es micritica recristalizada con cemento calcítico a dolomítico y silíceo. Se observa crecimiento secundario de cuarzo diagenético en las superficies irregulares con óxidos. Los siliciclastos muestran un patrón de ordenamiento oblicuo. Son frecuentes las grietas de desecación rellenas por material más grueso: siliciclastos, ooides, así como también fragmentos de conchillas. Son frecuentes los nódulos de sílice (Figura 4a).

Interpretación. La presencia de niveles clásticos intercalados con calizas formadas por wackestone siliciclástico está indicando un ambiente supramareal costero de playa

(foreshore) con fluctuaciones diurnas en el nivel del mar, que produjo una considerable erosión local del sustrato y hasta exposición subaérea temporal. Los siliciclastos de cuarzo bien redondeados indican transporte eólico y deposición en la zona de playa. El grado de selección señala la presencia de la acción constante de olas. Los niveles de wackestone con matriz micritica se habrían producido en la parte inferior del foreshore y habrían sufrido escasa acción de las olas de buen tiempo, mientras que, la estratificación cruzada de gran escala se habría producido por corrientes litorales de resaca (Porhtero y Schwad, 2004).

Intermareal

MF2 Wackestone siliciclástico dolomitizado. Forma bancos de hasta 3 m de potencia en un pasaje gradual con la microfácies anterior. Los principales componentes son siliciclastos de cuarzo (25%) bien redondeados de 25 μ m de longitud y extraclastos de metamorfitas. En menor proporción, se reconocieron intraclastos de microesparita (3%) y escasos bioclastos de bivalvos (1%). La matriz está recristalizada y el cemento es de microesparita dolomítica romboidal con óxidos de hierro. Es frecuente la presencia de venas rellenas con minerales de hierro y poros con dolomita y sílice (Figura 4b, 4c).

Interpretación. Esta facies/microfácies corresponde a un ambiente de planicie mareal con acción de oleaje. Los siliciclastos fueron acarreados desde zonas positivas (extraclastos) y desde las áreas perimareales expuestas (clastos de cuarzo). Los intraclastos habrían sido removilizados desde la laguna, las conchas de bivalvos corresponden a formas infaunales. La presencia de óxidos de hierro estaría indicando períodos de exposición subaérea de la planicie mareal. El alto contenido de dolomita podría indicar precipitación en una plataforma costera y de clima árido.

MF3 Grainstone intraclástico. Está representada por bancos de aproximadamente 0.50 m de espesor, con superficies de estratificación erosivas. Los intraclastos (30%) son los principales constituyentes y sus orígenes son diversos, los hay micríticos con óxidos de hierro y de microfácies infrayacentes, *Mudstone oncoidal* (MF2) y *Floatstone tempestítico* (MF1). Los de composición micritica miden entre 2 y 2.5 mm, son angulosos a redondeados. Los de origen microbialítico son formas proladas, están bien redondeados y su tamaño promedio varía entre 5 y 15 mm, los de floatstone presentan bordes subangulosos y láminas de óxidos de hierro, su tamaño no supera los 10 mm. Los bioclastos (15%) corresponden a fragmentos retrabajados de trilobites de hasta 3 mm de longitud, placas de equinodermos de 1.5 mm, secciones longitudinales de *Nuia* de 0.5 mm, conodontes y algas calcáreas. Los micropeloides (3%) son de micrita. La selección es moderada a buena. La matriz es esparítica y el cemento es de esparita equigranular con grandes cristales, y sintaxial. Son frecuentes los cristales de dolomita y reemplazo de los bioclastos por sílice. La bioturbación es intensa (Figura 4d).

Interpretación. El retrabajo y selección de las par-

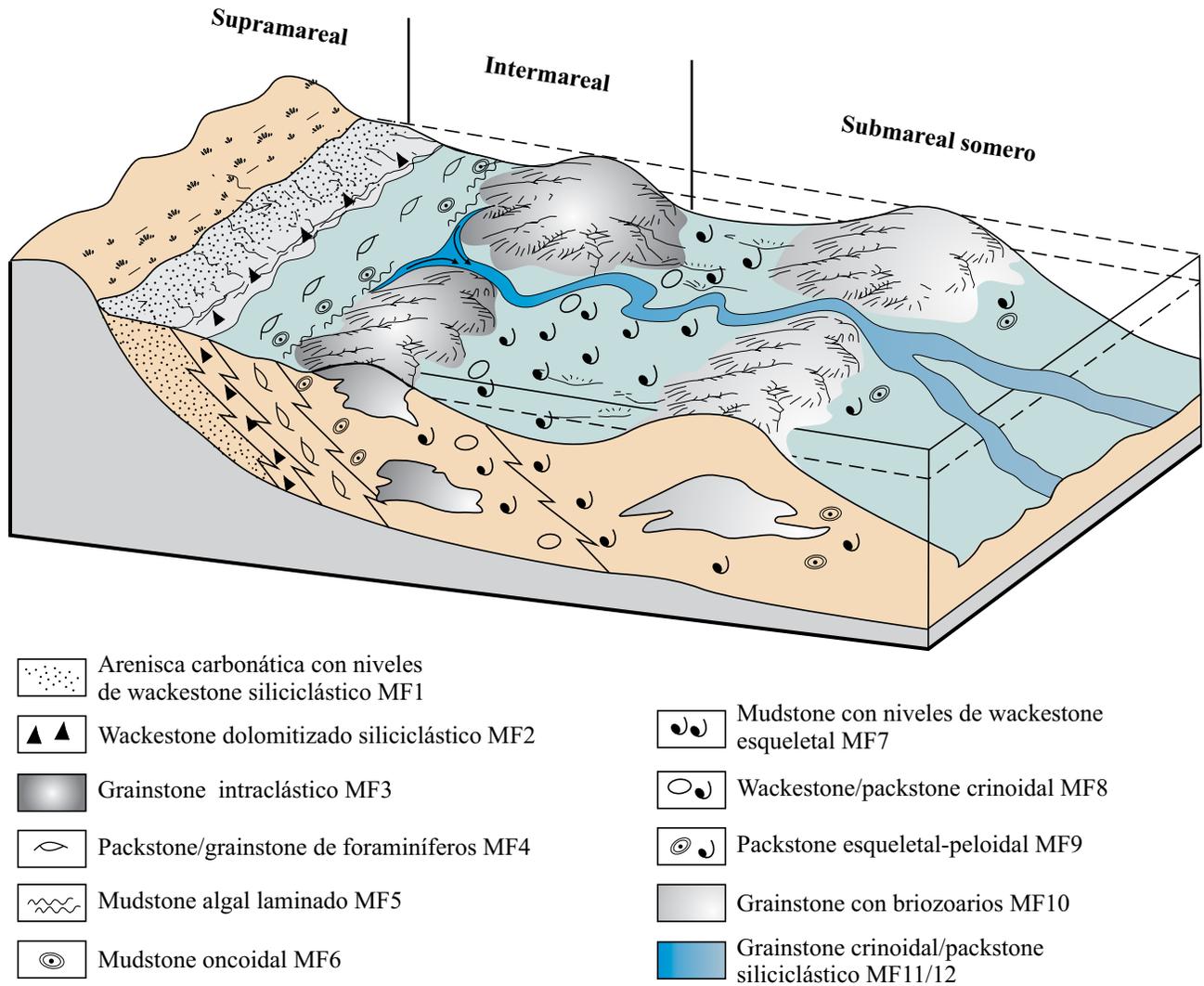


Figura 3. Bloque diagrama interpretativo de los paleoambientes de depósito de la sucesión calcárea ordovícica de Cerro Salazar, área de Rancho Las Norias, Sonora central.

tículas, intraclastos y bioclastos, indican alta energía en ambiente intermareal, sujeto a la constante agitación de las olas y remoción del sedimento fino de la matriz, con sedimentación en ambiente intermareal y formación de bancos de partículas cuencales.

MF4 Packstone/ grainstone de foraminíferos. Esta facies aparece en bancos esqueletales de 1.0 a 1.80 m de potencia. Las superficies de estratificación son erosivas y presentan niveles de conchillas de braquiópodos y bivalvos orientados con sus valvas mayores convexas hacia arriba, que forman pavimentos (Tomasovych, 2006) de bioclastos de 0.2 cm de espesor y localmente presentan partículas finas y pequeños bioclastos. Esta microfacies está formada por niveles de packstone que gradúan a grainstone. Los restos esqueletales (30%) son principalmente de foraminíferos y en menor porcentaje conchillas de braquiópodos, bivalvos, trilobites, artejos de crinoideos y briozoarios. También se observan secciones de *Nuia* y fragmentos de conodontes. Las conchillas de los foraminíferos están fragmentadas y

orientadas paralelas a la superficie de estratificación, tienen un tamaño promedio de 0.5 mm. Los intraclastos (5%) son de micrita, esparita o *black pebbles*, están bien redondeados y moderadamente bien seleccionados. Los peloides se presentan como agregados micríticos de origen algal o fecal. La fábrica es clastosoportada y la selección es de muy buena a buena. La matriz es de micrita y hacia el sector superior aumenta el contenido de esparita, pasando a formar niveles de grainstones. El cemento es de sílice radial, esferulítica y microgranular o puede ser calcítico-dolomítico con cristales de dolomita bien desarrollados. Se observan distintas superficies irregulares que presentan niveles de óxidos de hierro. Sobre dichas superficies se muestran cristales de cuarzo angulosos de origen diagenético. Los bioclastos de los niveles de grainstone son semejantes en composición y porcentaje a los presentes en el packstone basal. La bioturbación es intensa (Figura 4e).

Interpretación. La selección y fragmentación de las partículas esqueletales sugieren retrabajo en ambiente de

alta energía probablemente cercano a la base de acción de olas de tormentas (Chen *et al.*, 2010). Los fragmentos de conchillas alineados representan pavimentos originados en el ambiente de plataforma (Coffey y Read, 2004). Los “*shell beds*” se habrían formado en un área de acresión del *foreshore*, con corrientes de marea (Fürsich *et al.*, 2003) y oleaje que removió el sedimento fino.

Facies/microfacies microbialíticas

MF5 Mudstone algal laminado. Se presenta en bancos tabulares de aproximadamente 0.20 a 0.50 m de espesor. Se caracteriza por la laminación difusa originada por la alternancia de láminas de micrita formadas por agregados de filamentos algales de 9.8 μm de espesor y longitudes variables de hasta 10 mm, que se disponen en forma horizontal. Estas láminas constituidas por filamentos algales de color oscuro, alternan con otras oscuras constituidas por micrita gruesa peloidal. Los bioclastos están representados por conchillas de braquiópodos, trilobites de hasta 9 mm de longitud, horizontales u oblicuos a la estratificación, sobre las cuales se observa una mayor aglutinación de filamentos algales y fragmentos escasos de conodontes. Los intraclastos (13%) corresponden a *black pebbles* con tamaño no mayor a 200 μm , son subangulosos y están orientados. Los siliciclastos de cuarzo (10%) son subredondeados, miden 50 μm y son más abundantes en los niveles micríticos. También se observa plagioclasa y extraclastos volcánicos alterados. La matriz está conformada por un 60% de micrita con óxidos de hierro. El cemento es calcítico-dolomítico (Figura 4f).

Interpretación. La laminación microbiana se habría originado por la presencia de matas algales, con crecimiento óptimo en el ambiente intermareal somero y protegido, con episodios de exposición, indicados por la abundancia de minerales de hierro. Los restos esqueléticos indican la presencia de un sustrato formado en ambiente somero y rico en nutrientes. Los *black pebbles* y siliciclastos fueron transportados por la acción de corrientes de retorno o resaca.

MF6 Mudstone oncoidal. Está representada por delgados niveles de 0.10 m de espesor. Los principales componentes son oncoides concéntricos (5%), los de mayor tamaño de hasta 2.5 mm presentan laminación representada por una alternancia de láminas claras de bordes crenulados y láminas oscuras con contornos de bajo relieve sinóptico. Los de menor tamaño (1 mm) se caracterizan por su laminación difusa de micrita y microesparita. La composición de los núcleos es variada, los hay de micrita, microesparita o extraclastos de rocas volcánicas. Las formas proladas están constituidas por núcleos amalgamados de micrita. Los intraclastos (1%) presentan cubiertas de micrita oscura (cortoides), son de composición micrítica o esparítica y, en general, se los reconoce paralelos a la superficie de estratificación. Los bioclastos (1%) están representados por filamentos algales. Los siliciclastos (2%) se observan en un intervalo de tamaño que varía desde 0.2 hasta 1 mm de longitud, son angulosos y están mal seleccionados. La

composición y origen es variado, en orden de abundancia se reconocieron: cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, biotita, anfíbol y glauconita. La matriz es de micrita gruesa microgranular y la fábrica fenestral (Figura 4g).

Interpretación. Los oncoides se habrían formado en un ambiente intermareal de laguna costera protegida, con aguas quietas (Strasser, 1986) y condiciones óptimas para el crecimiento de algas y cianobacterias. Los siliciclastos provendrían de las zonas costeras próximas a la laguna.

Submareal

MF7 Mudstone con niveles de wackestone esquelético. Esta facies/microfacies está representada por niveles irregulares de mudstone de hasta 10 mm de espesor máximo, que alternan con wackestone de hasta 2 cm de espesor. Los mudstone están compuestos por micrita micropeloidal recristalizada, en la que se han reconocido delgados niveles de 5 mm de espesor, y los únicos componentes esqueléticos son espículas de esponjas (8%) de tipo monoaxonas y tetraxonas. Los niveles de wackestone esquelético, de forma lenticular tienen hasta 10 mm de longitud y están compuestos por fragmentos (25%) de braquiópodos, trilobites, gasterópodos, crinoideos y ostrácodos. Los bioclastos se presentan desarticulados y los fragmentos mayores son concordantes con la superficie de estratificación. Las partículas están mal seleccionadas. La matriz es micrítica y el cemento es calcítico dolomítico. La bioturbación es frecuente (Figura 4h).

Interpretación. La presencia de conchillas desarticuladas y mal seleccionadas indica áreas intermareales en zonas alejadas al área de rompientes donde fue absorbida la energía de las olas y estuvo afectada por corrientes de marea, que produjo orientación de los bioclastos de mayor tamaño. La alternancia de niveles de mudstone y wackestone estaría indicando fluctuaciones cíclicas del nivel del mar, con presencia de sedimentos finos provenientes de las áreas submareales de la laguna.

MF 8 Wackestone a packstone crinoidal. Presenta superficies irregulares con contactos erosivos. El espesor de los estratos varía entre 0.40 m y 0.80 m. Se observaron conchillas fragmentadas y deformación sinsedimentaria. La microfacies está formada por wackestone, con un nivel de tormentas (grainstone) con marcas de corrientes. Los bioclastos (25%) predominantes son placas de crinoideos y conchillas desarticuladas de braquiópodos de hasta 10 mm de longitud, que se disponen paralelas a la superficie y 5% de fragmentos de trilobites. La selección es moderadamente buena. Los siliciclastos (5%) están representados por clastos de cuarzo de hasta 600 μm de diámetro mayor, con bordes redondeados y la selección es moderadamente buena. La matriz es de micrita aunque, por sectores, se observa esparita en menor proporción. El cemento es calcítico-dolomítico y también se observan cristales de cuarzo secundario. Hacia el sector superior aumenta el contenido de bioclastos pasando a la microfacies Packstone de foraminíferos (Figura 4i).

Interpretación. Esta facies se formó en una zona sub-

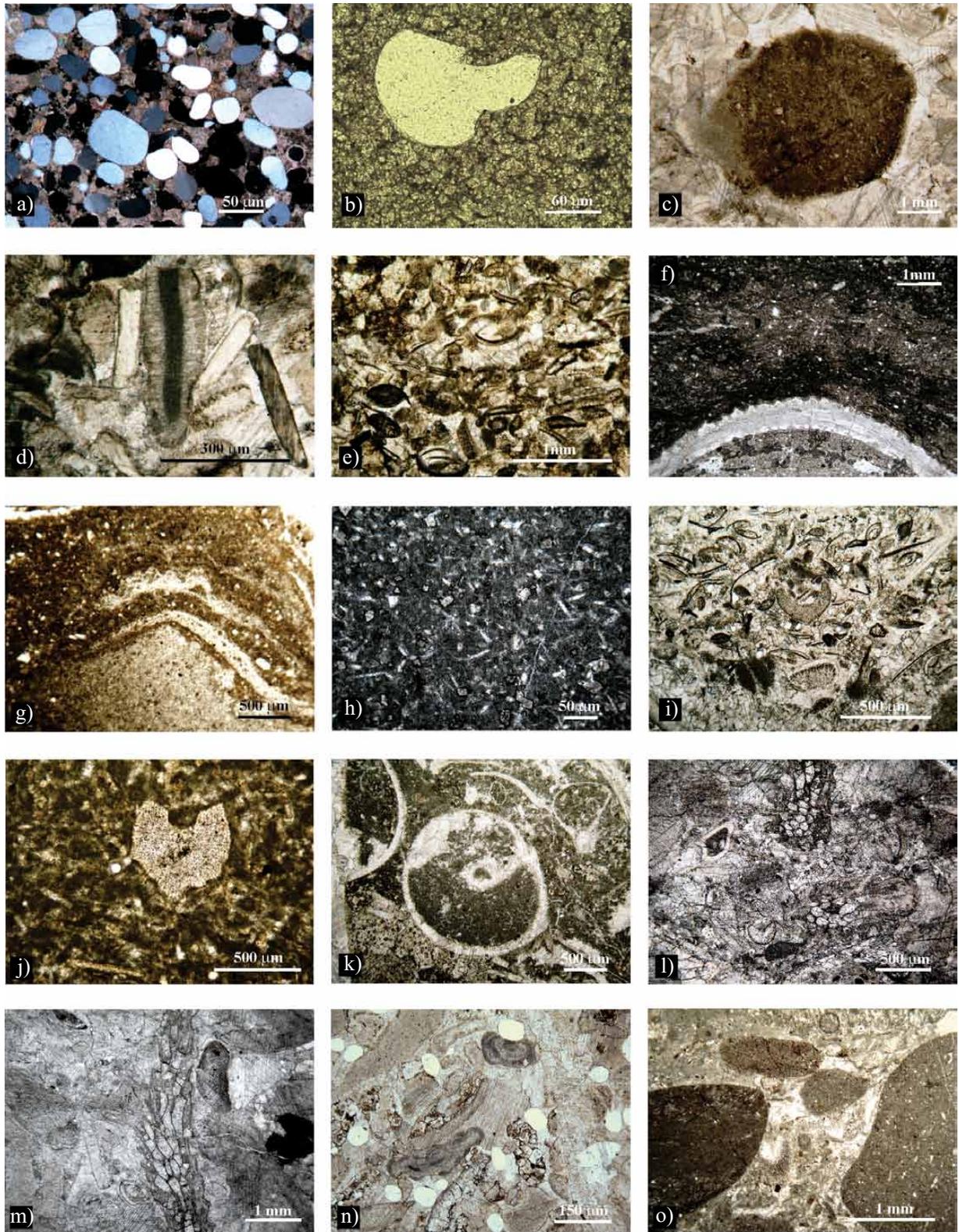


Figura 4. Fotomicrografías de secciones delgadas de las facies/microfacies de la Formación Pozo Nuevo, Cerro Salazar, Sonora central, a: Arenisca cuarcítica, MF1; b, c: Mosaico de dolomicroesparita romboidal y doloesparita con relicto de bioclasto de ostrácodo, MF2; d: Corte longitudinal de *Nuia* en cemento esparítico, MF3; e: Coquina de foraminíferos bentónicos en cemento de esparita, MF4; f: Valva de braquiópodo corrugado en micrita cryptoalgal, MF 5; g: Parte de un oncoide laminado, MF5; h: Wackestone con espículas de esponjas tipo monaxonas y tetraxonas, MF7; i: Wackestone a packstone crinooidal, MF8; j, k: Placa de equinodermo y gasterópodo en matriz peletoidal, MF9; l, m: Secciones longitudinal y transversal de una colonia de briozoarios, MF10; n: Artejos de crinoideos y *Nuia* en un mosaico de esparita, MF 11; o: Intraclasto micrítico bioclástico, MF12.

mareal de aguas tranquilas, por debajo del nivel de base de olas, en un ambiente lagunar. La fragmentación de las conchillas es originada por procesos naturales y no mecánicos.

MF9 Packstone esquelletal-peloidal. Esta facies aparece en bancos tabulares, de 0.30 a 1 m de espesor, con marcas de fondo rellenas de sedimentos carbonáticos finos. Los principales componentes de esta facies/microfacies son las partículas esqueltales (20%) constituidas por fragmentos de conchillas de braquiópodos estrofoménidos de hasta 10 mm de longitud, los de menor tamaño se encuentran articulados, las valvas de los bivalvos están fragmentadas y tienen una longitud de 8 mm, los gasterópodos miden hasta 2.7 mm y los restos de trilobites *Ectenonotus* son de hasta 15 mm. Se observaron también placas de equinodermos de 2 mm, foraminíferos, ostrácodos articulados, fragmentos de briozoarios de 0.6 mm de diámetro mayor, espículas de esponjas de 1 mm de longitud, calciesferas y pequeñas secciones de *Nuia*. Los intraclastos (5%), bien seleccionados, son micríticos de forma prolada y miden hasta 600 μm . La selección de los bioclastos es moderadamente buena. Los ooides, en bajo porcentaje (1%), son concéntricos y algunos están rotos. Los micropeloides (30%) son de origen fecal y algal. Los primeros, de igual composición que la matriz que los contiene, miden entre 70 a 300 micrones de diámetro mayor, son redondeados y están bien seleccionados, mientras que, los de origen algal, son de composición micrítica y de formas irregulares. Los siliciclastos de cuarzo (1%) son subredondeados, con tamaño promedio de 500 μm , presentan una selección moderadamente buena. La matriz es micrítica grumosa peloidal con abundante materia orgánica. El cemento es vadoso con meniscos de micrita y esparítico sintaxial en equinodermos y conchillas de braquiópodos, también microgranular calcítico/dolomítico, silíceo y hay cuarzo secundario. Los poros están rellenos con esparita granular y se observa silicificación (Figura 4j, 4k).

Interpretación. La asociación de partículas sugiere un ambiente intermareal de baja energía en el área vadosa y con abundante materia orgánica. La sedimentación se produjo bajo condiciones de aguas calmas, afectadas por episodios esporádicos de alta energía por la acción de olas de tormentas, que acarrearán ooides, y siliciclastos desde las áreas costeras y fragmentos de bioclastos desde las barras.

MF10 Grainstone de briozoarios. Forma cuerpos de geometría tabular de decenas de metros de extensión y de hasta 3.50 m de espesor. En ocasiones, se encuentran disectados por cuerpos lenticulares, atribuidos a canales. Los principales componentes de la microfacies son bioclastos (20%) de fragmentos de briozoarios de 4.5 mm de longitud y placas de equinodermos de hasta 1.65 mm de diámetro, en menor proporción restos de trilobites, conchillas y espinas de braquiópodos y bivalvos de 3 mm de longitud. Los intraclastos (5%) son de composición micrítica, subredondeados a angulosos y de 10 mm de longitud. Las partículas están bien a moderadamente bien seleccionadas. La matriz es de esparita granular. El cemento es esparítico sintaxial y los espacios intercristalinos tienen cemento

de sílice y también hay reemplazo en algunos bioclastos (Figura 4l, 4m).

Interpretación. La fábrica del grainstone bien a moderadamente bien seleccionada, indica que esta facies/microfacies corresponde a bancos formados en ambientes de alta energía afectados por corrientes de marea y retrabajo de olas. Este ambiente fue óptimo para el desarrollo de briozoarios que ocuparon los ambientes cercanos a la costa y sobre el nivel de base de acción de olas (Powers y Bottjer, 2007).

Facies/microfacies tempestíticas

MF11 Grainstone crinoidal/siliciclástico/intraclástico y Packstone siliciclástico. La secuencia mide 2 m de espesor y corresponde a bancos tabulares amalgamados de grainstones diferenciados por la composición y porcentaje de sus componentes, en un pasaje gradual de grainstone crinoidal con siliciclastos, a grainstone siliciclástico con crinoideos y culmina con grainstone intraclástico con siliciclastos. El nivel de grainstone crinoidal siliciclástico está constituido por bioclastos (35%) de artejos de crinoideos y placas de equinodermos de 1 mm de longitud, secciones de *Nuia* que varían en diámetro de 1 a 2 mm, fragmentos de briozoarios, trilobites y restos aislados de conchillas de braquiópodos. Los intraclastos (10%) son de micrita dolomitizada y su longitud es de hasta 8 mm. Los siliciclastos (15%) son de cuarzo, cuyo tamaño oscila entre 100 y 600 μm y se observan imbricados. Las partículas están bien redondeadas y la selección es moderadamente buena. La matriz es de micrita grumosa y esparita. El cemento es dolomítico sintaxial. El nivel pasa gradualmente a un grainstone siliciclástico con crinoideos. Los bioclastos (20%) corresponden a placas de crinoideos y de otros equinodermos similares a los del nivel inferior. Se observan secciones de *Nuia* y conchillas de braquiópodos de hasta 10 mm, cóncavos hacia arriba y en posición horizontal. Contiene un 30% de siliciclastos de cuarzo redondeados y muy bien seleccionados y bimodales, de tamaño similar al nivel anterior. En general se presentan alineados paralelos a la superficie de estratificación. Hacia el sector superior aumenta la cantidad de clastos de cuarzo de tamaño menor (100 μm) y están alineados y alternan con los de mayor tamaño. Los intraclastos (15%) son de micrita con cemento sintaxial y se disponen paralelos a la superficie de estratificación. El cemento es de esparita y dolomita. En el sector superior de la microfacies se observa un mayor porcentaje de intraclastos (25%) que en los niveles inferiores. La composición es variada y corresponde a las microfacies infrayacentes: son micríticos con alto nivel de oxidación y recristalizados a dolomita, o presentan siliciclastos de cuarzos angulosos y matriz con micrita y esparita. Las partículas son subredondeadas a angulosas y el tamaño mayor alcanza los 0.5 mm de longitud. Los bioclastos (25%) son principalmente de *Nuia* y en menor proporción se reconocieron fragmentos de conchillas de braquiópodos, moluscos, equinodermos y restos de conodontes. Los siliciclastos (25%) son de cuarzo

y muestran dos modas. Los de mayor tamaño varían entre 200 y 400 μm y son redondeados, mientras que los de menor tamaño son angulosos y miden 100 μm . Generalmente se alternan capas de siliciclastos redondeados y angulosos. La matriz es esparítica grumosa. El cemento es calcítico dolomítico. La sucesión culmina con un nivel de packstone formado por siliciclastos de cuarzo (30%), fragmentos esqueletales (20%) semejantes a los descriptos. La matriz es de micrita y el cemento es micrita calcítico-dolomítica (Figura 4n).

MF12 Floatstone intraclástico esqueletal. Estos niveles de hasta 2 m de espesor presentan una base neta irregular y geometría lenticular y su fábrica es granodecreciente. Los componentes principales son intraclastos (25%) redondeados a subredondeados y moderadamente bien seleccionados. Los de forma equidimensional miden hasta 13 mm, mientras que los prolados varían entre 12 y 10 mm. Su composición es de packstone bio-oncoidal, oncoidal o mudstone. Algunos presentan bordes oxidados y otros tienen formas irregulares por lo que podrían ser plasticlastos. Los bioclastos (20-15%) están pobremente seleccionados y son grandes valvas de braquiópodos desarticuladas y rotas de hasta 1 cm de longitud, fragmentos de trilobites, foraminíferos, fragmentos de moluscos y algas indeterminadas. Los micropeloides (10%) son prolados y algunos esféricos de origen algal. Se observan agrupados o dispersos en la matriz. La matriz es de micrita y está recristalizada a esparita y dolomita. El cemento rellena cavidades de interpartículas como esparita y dolomita en cristales euhedrales, también se observa sílice como reemplazo de bioclastos y cuarzo diagenético (Figura 4o).

Interpretación de los niveles tempestíticos

Los bioclastos desarticulados, rotos y con pobre selección indican proveniencia de distintos subambientes. La base erosiva de los depósitos señala un control en la sedimentación producido por un evento de alta energía y rápida depositación. El carácter politaxonómico y la abundancia de bioclastos sugiere que la tormenta mezcló comunidades desarrolladas en sectores del fondo marino resguardados de las corrientes del oleaje con un transporte limitado (Jennette y Riley, 1996). Por lo tanto, estos depósitos representan comunidades vecinas o locales, definidas como conjuntos compuestos por taxa que no fueron muy transportados y originados en sectores próximos al ambiente de depósito. Los plasticlastos son el resultado del retrabajo del sustrato fangoso débilmente consolidado ocasionado por acción de corrientes de alta energía. Por lo tanto, el evento tuvo lugar en una plataforma protegida submareal de baja energía y formó tempestitas proximales con sedimentación de plasticlastos de composición micrítica peloidal removidos por olas de tormentas. El material es transportado por medio de corrientes de retorno unidireccionales. Cuando es depositado sobre el nivel de la base de tormentas, genera geometrías lenticulares, y por debajo de éste, el material se deposita en forma de manto generando geometrías tabulares.

PALEONTOLOGÍA Y EDAD

La macrofauna coleccionada en la sección de Cerro Salazar es muy similar a la mencionada por Almazán-Vázquez *et al.* (2006), en la que predominan braquiópodos órthidos (*Orthidiella*, *Hesperonomia*), gasterópodos planiespiralados de los géneros *Lecanospira* y *Maclurites*, crinoideos, nautiloideos ortocónicos y trilobites asignables a *Ectenonotus*. En secciones de cortes delgados se han observado cianobacterias (*Nuia*), placas de crinoideos, pigidios y cefalones de trilobites, valvas de bivalvos, braquiópodos y foraminíferos. Asimismo, algunos niveles carbonáticos resultaron ser fértiles en conodontes. Éstos, junto a los trilobites, gasterópodos y braquiópodos, proporcionan una importante información bioestratigráfica sobre la Formación Pozo Nuevo en Cerro Salazar.

Conodontes

Los conodontes rescatados en los tramos más altos de la unidad se encuentran en excelente estado de preservación. A pesar de resultar muy escasos, debido al bajo peso de las muestras que proveyeron estos conodontes, fue posible la determinación de *Oepikodus communis* (Ethington y Clark) en la muestra 10 y *Tripodus laevis* Bradshaw en la muestra 32. Ambas especies son típicas de la Provincia de Midcontinent y resultan indicativas de las biozonas homónimas.

La Zona de *O. communis* señala el Floiano alto (Ordovícico Temprano) en el esquema bioestratigráfico para el Midcontinent. La Zona de *O. communis* fue definida por Smith (1991) y utilizada para señalar la biozona más alta en las unidades litoestratigráficas ibexianas de algunas regiones de Groenlandia. Resulta equivalente al lapso comprendido por las Zonas de *Prioniodus elegans*, *Oepikodus evae* y *O. intermedius* de amplia dispersión en la Precordillera de San Juan (Albanesi *et al.*, 1998). Si bien Ji y Barnes (1994) mencionan la asociación de *Protoprioniodus simplicissimus* - *Oepikodus communis* como indicativa de aguas profundas, en los afloramientos de la Formación Pozo Nuevo esta hipótesis no se comprueba.

La Zona de *T. laevis* indica la base del Dapingiano (Ordovícico Medio) siguiendo el mismo esquema. Este lapso temporal representa el límite entre las series Inferior y Medio del Ordovícico, el cual ya ha sido tratado en Poole *et al.* (1995). Ethington y Clark (1981) señalaron la asociación *Microzarkodina flabellum* - *Tripodus laevis* para este mismo lapso temporal en la Formación Wah Wah y en la Caliza Juab del Grupo Pogonip (Utah). Esta biozona se representa como equivalente a la Zona de *Baltoniodus triangularis*, de amplia dispersión global, donde la primera aparición de este conodonte señala el Dapingiano más bajo (Bergström y Löfgren, 2009).

Los conodontes exhiben un CAI (*Color alteration index*) 4-5, indicando que la temperatura de la roca de caja

ha alcanzado los 300 °C, dada la proximidad a actividad hidrotermal asociada a plutones Mesozoicos y Cenozoicos (Poole *et al.*, 1995).

Trilobites

La mayoría de los trilobites coleccionados en el presente trabajo (6 cranidios y 13 pigidios, USON-DG 52a, 52b, 53, 54, 55, 56, 57, 58a, 58b, 59a, 59b, 60, 61, 62a, 62b, 62c, 63a, 63b, 64) constituyen plioméridos cybelopsinos que poseen una glabela más larga que ancha, la cual exhibe sus márgenes laterales subparalelos, el margen anterior redondeado (no truncado) y 3 pares de surcos laterales, y un pigidio provisto de 8 surcos pleurales, 16 a 18 anillos axiales y un margen posterior puntiagudo (Figura 5). Por lo tanto, estos ejemplares son asignables a *Ectenonotus westoni* (Billings, 1865), un taxón citado en la Formación Pozo Nuevo en Rancho Las Norias (Almazán-Vázquez y Franco-Vega *et al.*, 2000; Almazán-Vázquez *et al.*, 2006; Franco-Vega *et al.*, 2000; Buitrón y Almazán-Vázquez, 2007) y previamente descrito en detalle en el Ordovícico Medio basal de Quebec, Canadá (Raymond, 1920; Whittington, 1961).

Ectenonotus constituye una herramienta muy útil para establecer correlaciones con el Ordovícico de Laurentia. Una secuencia estratigráfica de especies de *Ectenonotus* muestra una adición progresiva de segmentos pigidiales (Fortey y Droser, 1996). *Ectenonotus progenitor* Fortey y Droser, del Whiterockiano basal (Zona de *Psephosthenaspis*, Subzona de *P. microspinosa*) de Utah y Newfoundland occidental, representa el registro más antiguo del género y exhibe la morfología más primitiva, la cual está caracterizada por sólo 8 a 9 anillos axiales en el pigidio (Fortey y Droser, 1996). Por su parte, *Ectenonotus whittingtoni* Ross (Nevada, Utah y California) y *E. connemarius* (Reed) (Escocia, Irlanda y Spitsbergen) tienen de 10 a 12 anillos pigaxiales y se registran en la parte superior de la Zona de *Psephosthenaspis* (Subzona de *P. glabrior*) y la inferior de la Zona de *Orthidiella* (Reed, 1909; Ross, 1967; Fortey, 1980; Ingham *in* Ingham *et al.*, 1985; Fortey y Droser, 1996, 1999). *Ectenonotus westoni*, con sus 15 a 16 segmentos pigidiales, ha sido descrito en el Whiterockiano medio (Zona M) de Quebec (Billings, 1865; Whittington, 1961), mientras que *Ectenonotus raymondi* Holliday, de la Zona N (Whiterockiano tardío) de Nevada (Holliday, 1942; Fortey y Droser, 1996), muestra 22 anillos axiales en el pigidio, y es por lo tanto la especie más avanzada de la serie.

Fauna asociada

Algunos gasterópodos y braquiópodos del Grupo Toquima-Table Head, en el oeste de Newfoundland, hallados en las calizas de plataforma de la Formación Pozo Nuevo en Rancho Las Norias proveen información bioestrati-

gráfica complementaria sobre la unidad. El gasterópodo *Lecanospira* está representado desde los niveles más bajos de la sucesión estudiada (Almazán-Vázquez *et al.*, 2006; este trabajo). Aunque este género es común en el Ordovícico Inferior del este de Norteamérica (Texas, Missouri, Alabama, Virginia, Maryland, Pennsylvania, New York, Quebec y Newfoundland) (Yochelson y Copeland, 1974), su rango superior se podría extender al Whiterockiano (Ordovícico Medio basal) (Rohr *et al.*, 2003). El registro más bajo del braquiópodo *Orthidiella* en la parte inferior a media de la sección Las Norias es otro horizonte de especial importancia, por cuanto este género ha sido usado como un elemento diagnóstico del Whiterockiano inferior (Zona L de Ross, 1951; Barnes *et al.*, 1981; Ross *et al.*, 1991; Zona de *Psephosthenaspis* de Fortey y Droser, 1996; Finnegan y Droser, 2005). Asimismo, la primera aparición del braquiópodo *Anomalorthis* en la parte media a superior de la sucesión estudiada sugiere una correlación con la biozona homónima (Zona M), mejor conocida en el Miembro Spring Inlet de la Formación Table Point (Grupo Table Head) en el oeste de Newfoundland. *Ectenonotus westoni* es una especie altamente evolucionada que también ha sido descrita en la Zona M (Whiterockiano medio) de Canada oriental (Billings, 1865; Whittington, 1961).

PATRÓN DE SUCESIÓN Y RELACIÓN DE LAS DIFERENTES FACIES/MICROFACIES

En la plataforma carbonática de Sonora, extremo sur-occidental del cratón de Norteamérica se estableció un sistema depositacional con alta producción de carbonatos (Formación Pozo Nuevo) y con una tendencia somerizante hacia los niveles superiores de la unidad (Figura 2).

El ambiente definido para el Cerro Salazar, en el área de Rancho Las Norias, Sonora central, corresponde a una plataforma interna somera con facies costeras y de laguna y a una plataforma externa. Posiblemente, en la plataforma externa se desarrollaron barras de metazoos gregarios (e.g. crinoideos) que actuaron como barrera y que restringieron la circulación hacia mar abierto, sin registro sedimentológico en el perfil, pero que se infieren por el aporte importante de crinoideos y de briozoos. Tanto en la laguna como en el ambiente de mar abierto se registran tempestitas.

Ambiente costero de playa

Representado por niveles de *Arenisca carbonática con delgados niveles de wackestone siliciclástico* (MF1). Las areniscas son representativas de un ambiente con constante agitación por la acción de olas, cercano al área de aporte de sedimentos acarreados por el viento. La fábrica y el grado de madurez indican que las areniscas carbonáticas serían posiblemente de origen eólico y retrabajadas en ambiente

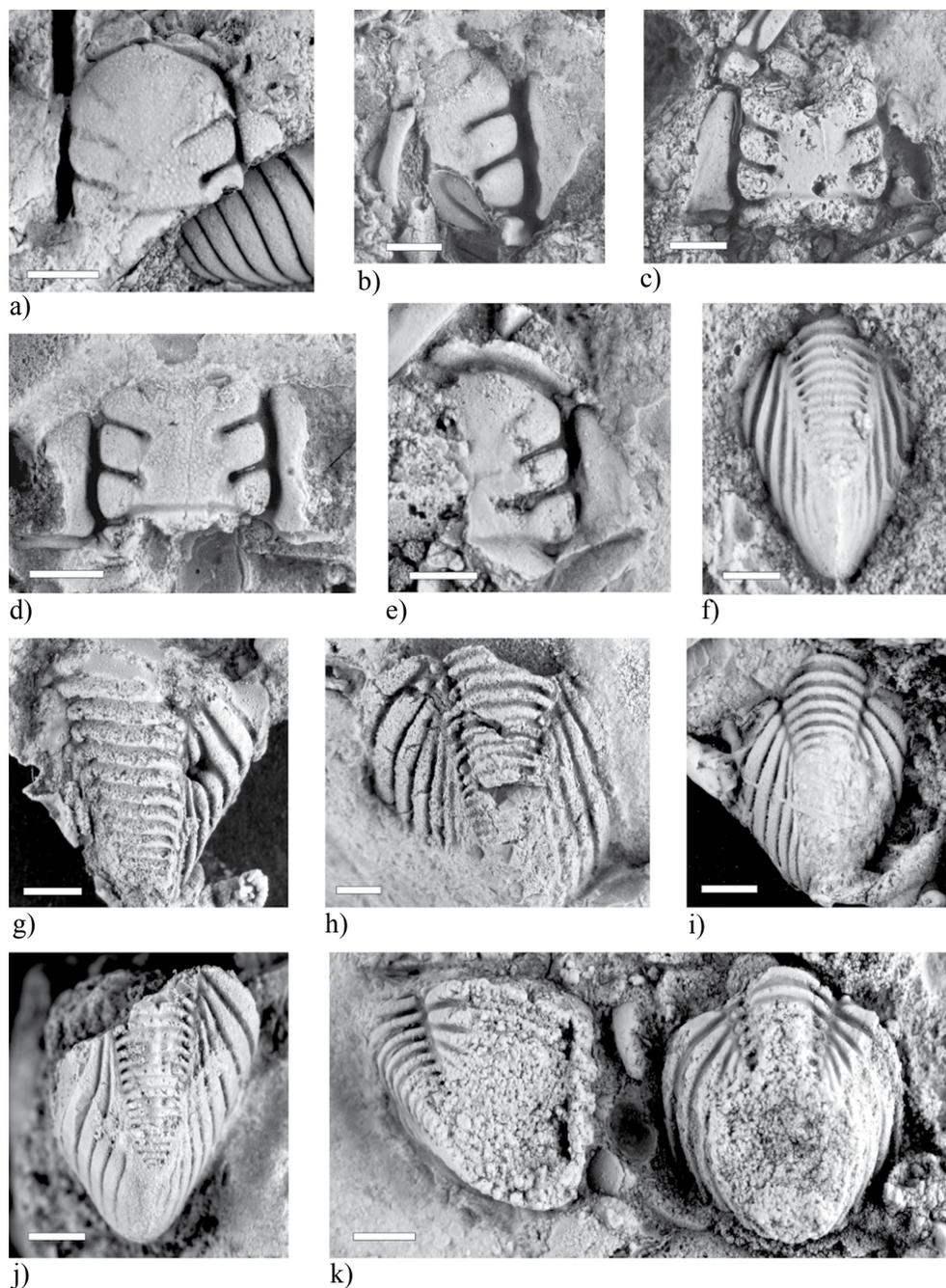


Figura 5. *Ectenonotus westoni* (Billings, 1865); a: cranidio, US-DG 334a; b: cranidio, US-DG 320-5; c: cranidio, US-DG 320-4; d: cranidio, US-DG 320-2; e: cranidio, US-DG 320-11a; f: pigidio, molde de látex, US-DG 334b; g: pigidio, molde de látex, US-DG 320-8; h: pigidio, US-DG 335; i: pigidio, molde de látex, US-DG 320-9; j: pigidio, US-DG 320-3; k: pigidios, US-DG 320-11b. Escala gráfica: 2 mm.

marino costero de *offshore*. Mientras que, los *wackestone* representan posiblemente fluctuaciones cíclicas del nivel del mar, y son la evidencia de corrientes de resaca.

Ambiente intermareal

Representado por *Wackestone siliciclástico dolomitizado* (MF2) y *Grainstone intraclástico* (MF3). Estas facies/

microfacies corresponden al ambiente de planicie mareal con agitación de olas y remoción del material fino, afectado por corrientes de marea que produjeron orientación de los bioclastos de mayor tamaño. En este ambiente se formaron los niveles de *shell-beds* formados por *Packstone/ grainstone de foraminíferos* (MF4).

El alto contenido de dolomita indica una activa zona de mezcla entre las zonas freáticas marina y de agua dulce (supramareal) y podría indicar precipitación en una platafor-

ma costera, con influencia de mareas y posible exposición subárea temporal en clima árido. Mientras que un proceso de dolomitización secundaria (diagenética) está representado por mosaicos de doloesparita sustituyendo texturas y dejando fantasmas de bioclastos. La dolomitización secundaria pudo tener lugar en ambientes de soterramiento profundo, donde altas temperaturas y presiones favorecieron este proceso.

Ambiente de laguna (*lagoon*)

Está caracterizado por una variedad de texturas micríticas: fangos micríticos peloidales con oncoides, laminación microbial, (biofilm microbiales), mudstone con laminación microbial difusa y fábrica microestromatolítica (*Mudstone algal laminado* MF5 y *Mudstone oncoidal* MF6). Esas texturas pueden haber ocurrido por diferencias en el grado de calcificación inicial en las cianobacterias filamentosas o también pueden deberse a alteraciones diagenéticas que afectaron la preservación de estos calcimicrobios. Los fangos micríticos de este ambiente se deben a la actividad de microbios filamentosos que entramparon y ligaron el fango y /o precipitado micrita durante su desarrollo y por procesos metabólicos (Riding, 2000). Estas actividades contemporáneamente contribuyen a la estabilización del sustrato, incrustación y a la construcción de estructuras microbialíticas con laminación microbial fina de escala milimétrica en ambientes anaeróbicos tal como se los observa en este ambiente. La degradación bacteriana de las láminas microbiales puede haber producido la precipitación de calcita y la posterior formación de los peloides presentes en estas facies (Riding, 2000).

En estas facies someras, los cambios menores en el nivel del mar o en la topografía del sustrato pueden causar significativos cambios en el ambiente, por lo que la fauna bentónica está empobrecida y tiene baja diversidad. Los componentes esqueléticos de este medio corresponden a formas bentónicas como ostrácodos, foraminíferos, gasterópodos especialmente de espira alta que se desarrollan en las partes protegidas de la laguna y oncoides algales.

La presencia de óxidos de hierro en niveles de escaso espesor indican episodios de exposición subaérea que han afectado al área de sedimentación. Por otra parte, la presencia de *black pebbles* está corroborando la existencia de materia orgánica en las áreas protegidas de la laguna, en las que las condiciones físico-químicas del agua fueron predominantemente reductoras (Strasser, 1986). Por otro lado, son frecuentes los peloides fecales y peloides de diverso origen tales como las partículas y granos esqueléticos micritizados producidos por la actividad de microperforadores, agregados de fango limosos por erosión de *mudstones* litificados, y el teñido de partículas por óxidos metálicos. Todas estas particularidades indican una depositación lenta en un medio sin perturbaciones por oleaje y corrientes. Los siliciclastos provendrían de las

zonas costeras próximas a la laguna, entre éstos predomina el cuarzo detrítico fino.

Ambiente submareal

Está caracterizado por *Mudstone con niveles de wackestone esquelético* (MF7), *Wackestone esquelético con nivel de packstone* (MF8), *Packstone esquelético* (MF9) y *Grainstone de briozoarios* (MF10). La asociación de partículas sugiere un ambiente submareal de mar abierto, baja energía y oxigenado. La sedimentación se produjo bajo condiciones de aguas calmas, afectada por la acción de olas de tormentas, que acarrearán ooides y siliciclastos desde las áreas costeras y barras. Los intraclastos micríticos provienen de ambientes más someros.

La alternancia de niveles de *Mudstone con niveles de wackestone esquelético* (MF7) y *Wackestone esquelético con nivel de packstone* (MF8), estaría indicando fluctuaciones en la energía del medio, posiblemente por la acción de tormentas que afectaron a las áreas submareales, con presencia de sedimentos finos provenientes de la laguna. Este ambiente de circulación abierta hacia el océano y con abundante materia orgánica fue óptimo para el desarrollo de un bentos diversificado. En este ambiente se desarrollan bancos producidos por la acumulación de restos esqueléticos debido a la agitación del medio con máxima frecuencia de fragmentos de crinoideos, foraminíferos, ostrácodos con valvas juntas y pellets líticos.

El límite intermareal-inframareal, con agitación moderada y buena oxigenación está caracterizado por *Packstone esquelético* (MF9) y *Grainstone de briozoarios* (MF10). Los bioclastos corresponden a briozoarios, braquiópodos articulados, bivalvos, trilobites, gasterópodos, algas dasicladáceas y micropromerías (*Nuia*). La abrasión mecánica, el retrabajo y la selección de partículas son moderadas reflejando la energía del medio.

SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE LAS FAUNAS

La biota se caracteriza por formas estenohalinas “formas marinas normales” de baja tolerancia a las variaciones de la salinidad normal del agua de mar. La ocurrencia de una fauna bentónica diversificada, indica niveles normales de oxígeno en el fondo y adecuados niveles de nutrientes. La fauna es principalmente epifauna, es decir, que habitaba sobre el fondo marino y principalmente formada por filtradores. Incluye briozoarios, braquiópodos, esponjas, equinodermos, trilobites, cefalópodos y ostrácodos. De estos, la mayoría de los que poseían esqueleto eran epibentónicos.

En las facies submareales los braquiópodos órtidos son predominantes. Estos braquiópodos articulados de conchillas plano-convexas y fuertes costillas prefieren aguas

quietas y claras con objetos que faciliten su adherencia. Son poco tolerantes a la acción fuerte del oleaje y perturbaciones de corrientes al fondo y requieren salinidad estable del agua de mar, siendo el tipo de sustrato el factor físico de más relevancia (Richardson, 1997).

La diversificación y el enriquecimiento de la fauna de braquiópodos, ocurre durante la sedimentación de *Mudstone con niveles de wackestone esqueletal* (MF7) depositados en ambientes relativamente profundos correspondientes a una rampa media a externa. Asociados a los braquiópodos hay poríferos y espículas monoaxónicas de la Clase Demospongiae. Estas esponjas florecieron en un ambiente submareal somero, con penetración de luz, oxigenado, con salinidad oceánica normal y con poca depositación de limo que puede obstruir sus poros. Las esponjas representan menos del 10% de la fauna fósil. Las espículas son retrabajadas y concentradas en parches en ambientes más tranquilos.

Los briozoarios coloniales son predominantemente de tipo cryptostomados; se encuentran asociados con braquiópodos articulados por lo que ambos phyla vivieron bajo las mismas condiciones paleoambientales. Estos invertebrados toleran cierta turbidez en las aguas y registran tolerancia a las variaciones de salinidad.

Entre los cefalópodos nautiloideos predominan los ortoconos y en escasa proporción los de conchilla enrollada. Todos los especímenes están fragmentados con longitud de fragmaconos preservados de 8 a 13 cm. En la fauna predominan los endocerátidos, en segundo lugar los orthocerátidos, en menor proporción los ellesmerocerátidos y en muy escasa proporción los tarficerátidos de conchilla enroscada. Los ortoconos aparecen asociados a gasterópodos, aunque especialmente, en el caso de los endocerátidos de hábitos nectobentónicos, se encuentran alineados probablemente debido a acumulación mecánica por corrientes que los depositaron en ambientes muy someros de la plataforma constituyendo una tanatocenosis. En general, se interpreta que los nautiloideos ordovícicos vivieron en aguas cálidas y claras y a poca profundidad dentro del ambiente submareal somero.

El trilobite *Ectenonotus westoni* de posible hábito nectobentónico, aparece asociado a braquiópodos articulados, bivalvos y gasterópodos en el ambiente submareal.

Los foraminíferos calcáreos son bentónicos y viven libremente en el fondo o fijos al sustrato. El tamaño de los individuos y de las poblaciones estaría influenciado especialmente por la temperatura en mares cálidos. Los ejemplares presentes alcanzan como máximo 1 mm de tamaño.

La asociación de conodontes también sugiere un ambiente submareal abierto hacia el océano.

Los gasterópodos presentes en este ambiente son de dos tipos: con espira alta entre los que se han reconocido géneros de la Familia Lophospiridae: *Lophospira* y con espira plana: *Maclurites* y *Lecanospira* de la Familia Macluritidae. Es probable que *Hormotoma* y, posiblemente, *Donaldiella* se encuentren también en el grupo de gasterópodos.

La presencia de algas dasicladáceas y cianobacterias como *Nuia*, comunes en estas facies, indica una profundidad del agua dentro de la zona fótica de hasta los 100 m.

CONCLUSIONES

Las rocas carbonáticas de la Formación Pozo Nuevo, aflorantes en el Cerro Salazar, en las cercanías del Rancho Las Norias (Sonora central, México) se generaron en una plataforma durante el Ordovícico Temprano- Medio. Las microfacies asociadas a los niveles fosilíferos permiten interpretar diferentes subambientes controlados por la paleogeografía. Se han determinado 11 facies/microfacies: MF1: *Arenisca carbonática con delgados niveles de wackestone siliciclástico*; MF 2 *Wackestone siliciclástico dolomitizado*; MF3 *Grainstone intraclástico*; MF4 *Packstone/grainstone de foraminíferos*; MF6 *Mudstone oncoidal* MF5 *Mudstone algal laminado*; MF6 *Mudstone oncoidal*; MF7 *Mudstone con niveles de wackestone esqueletal*; MF 8 *Wackestone a packstone crinoidal*; MF9 *Packstone esqueletal- peloidal*; MF10 *Grainstone de briozoarios*; MF11 *Grainstone crinoidal/siliciclástico/intraclástico y Packstone siliciclástico*. La presencia de algas dasicladáceas y cianobacterias del género *Nuia*, indica profundidades del agua dentro de la zona fótica, de alrededor de los 100 m. Tanto la paleoflora como las macrofaunas sugieren aguas cálidas, por lo que se verifica que durante ese lapso temporal esta región de Sonora central estuvo localizada en bajas latitudes cercanas al Ecuador, como fuera sugerido en trabajos anteriores.

La interpretación de la variación vertical de facies/microfacies, indica una tendencia marcada hacia la somerización de la plataforma. La secuencia se inicia con sedimentos finos micríticos en un ambiente de laguna costera desarrollados a finales del Floiano y asignados a la Zona de *O. communis*. La sección media se caracteriza por depósitos de ambiente intermareal y submareal somero, con desarrollo de una variada fauna de braquiópodos articulados, crinoideos, briozoarios, trilobites, gasterópodos (Familia Macluritidae), nautiloideos ortocerátidos, bivalvos, foraminíferos, poríferos (Clase Demospongiae), algas dasicladáceas y cianobacterias (*Nuia*). El trilobite *Ectenonotus westoni* ha sido descrito para las secciones media y superior de la formación y aparece asociado a braquiópodos articulados, bivalvos y gasterópodos en un ambiente submareal. Estas calizas fosilíferas son asignadas a la Zona de *T. laevis* del Dapingiano Temprano y son indicativas de un ambiente submareal somero, relativamente calmo y abierto hacia el océano, con penetración de luz, oxigenado, con salinidad oceánica normal, baja energía y con registro de episodios de tormentas.

Hacia el techo depósitos de arenas cuarzosas acumulados en ambiente costero de playa registran la migración de la línea de costa hacia el depocentro de la cuenca.

En este modelo se verifica la transición desde carbonatos de baja energía depositados en un medio relativamente

calmo (laguna), hasta depósitos de areniscas de playa de alta energía y dolomías de ambiente vadoso al tope de la sección.

Las rocas de la Formación Pozo Nuevo en Cerro Salazar, Sonora central, localizadas en el extremo sur-occidental del cratón de Norteamérica corresponden a un sistema depositacional con alta producción de carbonatos finos de ambiente lagunar, depósitos intermareales y submareales de energía media con desarrollo de faunas diversificadas y paleofloras, hasta facies de arenisca cuarzosa de playa de alta energía y dolomías de ambiente vadoso que indican la somerización de la plataforma ordovícica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está dedicado a la memoria del Geólogo y Profesor Dr. Emilio Almazán-Vázquez (UNISON) quien invitara a M. Beresi y N. Cabaleri a realizar este trabajo conjunto. Se agradece muy especialmente al Departamento de Geología de la Universidad de Sonora y al apoyo de los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT N° IN105012 y CONACYT-N° 165826 por los subsidios otorgados a M. Beresi y N. Cabaleri (PIP- CONICET N°5760/05) para la estadía en México.

REFERENCIAS

- Albanesi, G., Hünicken, M., Barnes, C., 1998, Bioestratigrafía, Biofacies y Taxonomía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina: Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, Volumen XII, 253 pp.
- Almazán-Vázquez, E., Franco-Vega, O., 2000, Un trilobites del Ordovícico Temprano *Ectenonotus westoni* (Billings) del Rancho Las Norias, en la región central del Estado de Sonora, México (resumen), en 2° Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, México: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C. Boletín Informativo, 20(3), p. 298.
- Almazán-Vázquez, E., Buitrón-Sánchez, B.E., Franco-Vega O., 2006, Formación Pozo Nuevo: una nueva secuencia litoestratigráfica de plataforma del ordovícico temprano de la región central de Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23(1), 23-38.
- Armella, C., Cabaleri, N., Valencio, S., 1996, Modelo paleoambiental de la F. La Flecha (Cámbrico superior), en el área de Jáchal, prov. de San Juan: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 51(2), 165-176. ISSN 0004-4822.
- Ávila-Angulo, R., 1987, Consideraciones geológicas y estratigráficas de la porción NW de Hermosillo: México, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 78 pp.
- Barnes, C.R., Norford, B.S., Skevington, D., 1981, The Ordovician System in Canada, Correlation Chart and Explanatory Notes: International Union of Geological Sciences, Publication, 8, 27 pp.
- Bergström, S., Löfgren, A., 2009, The base of the global Dapingian Stage (Ordovician) in Baltoscandia: conodonts, graptolites and unconformities: Earth and Environmental Science Transactions Royal Society of Edinburgh, 99, 1-24.
- Billings, E., 1865, Palaeozoic fossils: Geological Survey of Canada, 1, 169-426.
- Buitrón, B.E., Almazán-Vázquez, E., 2007, Lithostratigraphy and the Early Ordovician trilobite *Ectenonotus westoni* (Billings) from Las Norias Ranch, Sonora State, Mexico, en Díaz-Martínez, E., Rábano, I. (eds.), 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America: Cuadernos del Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, 8, 51-55.
- Chen, J., Chen, Z.Q., Tong, J.N., 2010, Palaeoecology and taphonomy of two brachiopod shell beds from the Anisian (Middle Triassic) of Guizhou, Southwest China: Recovery of benthic communities from the end-Permian mass extinction: Global and Planetary Change, 73, 149-160.
- Coffey, B.P., Read, J.F., 2004, Mixed carbonate-siliciclastic sequence stratigraphy of a Palaeogene transition zone continental shelf, southeastern USA: Sedimentary Geology, 166, 21-57.
- Ethington, R., Clark, D., 1981, Lower and Middle Ordovician conodonts from the Ixex area, western Millard County, Utah: Brigham Young University Geology Studies, 28(2), 1-160.
- Fernández-Aguirre, M.A., Monreal-Saavedra, R., Grijalva-Haro, S., 1993, Carta Geológica de Sonora: Hermosillo, Son., Gobierno del Estado de Sonora, scale 1:500000 (map).
- Finnegan, S., Droser, M.L., 2005, Relative and absolute abundance of trilobites and rhynchonelliform brachiopods across the Lower/Middle Ordovician boundary, eastern Basin and Range: Paleobiology, 31, 480-502.
- Fortey, R.A., 1980, The Ordovician trilobites of Spitsbergen, Part 3, remaining trilobites of the Valhaffonna Formation: Norsk Polarinstitut Skrifter, 171, 161 pp.
- Fortey, R.A., Droser, M.L., 1996, Trilobites at the base of the Middle Ordovician, western United States: Journal of Paleontology, 70, 73-99.
- Fortey, R.A., Droser, M.L., 1999, Trilobites from the base of the type Whiterockian (Middle Ordovician) in Nevada: Journal of Paleontology, 73, 182-201.
- Franco-Vega, O., Mendoza-Madera, C., Aguilar A.R., Almazán-Vázquez, E., 2000, Formación Pozo Nuevo, una secuencia bioestratigráfica de plataforma del Ordovícico Temprano en la región central de Sonora (resumen), en 2° Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, México: GEOS, Unión Geofísica Mexicana A.C., Boletín Informativo, 20(3), p. 152.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., 2003, Evidence of syndimentary tectonics in the Northern Tabas Block, East-Central Iran: the Callovian (Middle Jurassic) Sikkhor Formation: Facies, 48, 151-170.
- Harrell J., 1984, A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections: Journal of sedimentary research, 54 (2), 646-650.
- Holliday, S., 1942, Ordovician trilobites from Nevada: Journal of Paleontology, 16, 471-478.
- Ingham, J.K., Curry, G.B., Williams, A., 1985, Early Ordovician Doumans Limestone fauna, Highland Border Complex, Scotland: Royal Society of Edinburgh, Proceedings, 76, 481-513.
- Jennette, D.C., Riley, C.O., 1996, Influence of relative sea-level on facies and reservoir geometry of the Middle Jurassic lower Brent Group, UK North Viking Graben, Geological Society of London, Special Publication 104, en Howell J.A., Aitken J.F. (eds.), High resolution sequence stratigraphy: Innovations and applications, 87-113.
- Ji, Z., Barnes, C., 1994, Lower Ordovician conodonts of the St. George Group, Port au Port Peninsula, western Newfoundland, Canada: Paleontographica Canadiana, Geological Association of Canada and Canadian Society of Petroleum geologists, Calgary, 11, 1-149.
- Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F., 2008, The concise Geologic Time Scale: Cambridge University Press, 177 pp. ISBN 9780 521 89849 2
- Page, W.R., Poole, F.G., Harris, A.G., 2000, Reinterpretation of stratigraphy and structure based on new mapping in the Rancho Las Norias area, central Sonora, Mexico (resumen), en Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y Áreas Adyacentes, Hermosillo, Sonora: Instituto de Geología, Universidad de Sonora, Publicaciones Ocasionales, 2. 85-86.
- Page, W. R., Harris, A. G., Poole, F. G., Repetski, J.E., 2003, Reinterpretation of the stratigraphy and structure of the Rancho Las Norias area, central Sonora, Mexico. Journal of South American Earth Sciences 16, 523-540.
- Poole, F.G., Stewart, J.H., Repetski, J.E., Harris, A.G., Ross, R.J., Jr., Ketner, K.B., Amaya-Martínez, R., Morales-Ramírez, J.M., 1995, Ordovician carbonate shelf rocks of Sonora, Mexico, en Cooper,

- J.D., Droser, M. L., Finney, S.C. (eds.), Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System: Fullerton, California, Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM), Book 77, 267-275.
- Porthero, D.R., Schwab F., 2004, Carbonate environments, in Sedimentary Geology: New York, W.H. Freeman and Company, 236-275.
- Powers, C.M. Bottjer, D.J., 2007, Bryozoan paleoecology indicates mid-Phanerozoic extinctions were the product of long-term environmental stress: *Geology*, 35, 995-998.
- Raymond, P. E., 1920, The appendages, anatomy, and relationships of trilobites: New Haven, Memoirs of the Connecticut Academy of Arts and Sciences, 7, 169 pp.
- Reed, F.R.C., 1909, Palaeontological appendix, to C.I. Gardiner and S.H. Reynolds, On the igneous and associated sedimentary rocks of the Tourmakeady District, County Mayo: Quarterly Journal of the Geological Society of London, 65, 104-140.
- Richardson, J.R., 1997, Ecology of articulate brachiopods, en Kaesler, R. (ed.) Treatise of invertebrate paleontology, Brachiopoda (rev.) Part H1: Geological Society of America and University of Kansas, Colorado, pp. 441-462.
- Riding, R., 2000, Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms: *Sedimentology* 47, 179-214.
- Rohr, D.M., Boyce, W.D., Knight, I., 2003, Ordovician gastropods from western Newfoundland: Newfoundland Department of Mines and Energy Geological Survey, Report 03-1, 127-136.
- Ross, R.J., 1951, Stratigraphy of the Garden City Formation in northeastern Utah, and its trilobite faunas: Peabody Museum of Natural History, Yale University, Bulletin, 6, 161 pp.
- Ross, R.J., 1967, Some Middle Ordovician brachiopods and trilobites from the Basin Ranges, western United States: U.S. Geological Survey, Professional Paper, 639, 103 pp.
- Ross, R.J., Ethington, R.L., Mitchell, C.E., 1991, Stratotype of Ordovician Whiterock Series: *Palaios*, 6, 156-173.
- Smith, M., 1991, Early Ordovician conodonts of East and North Greenland Meddelelser om Grønland: *Geoscience* 26, 1-81.
- Strasser, A., 1986, Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura: *Sedimentology* 33, 711-727.
- Tomasovych, A., 2006, Linking taphonomy of community-level abundance: Insights into compositional fidelity of the Upper Triassic shell concentration (Eastern Alps): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235, 355-381.
- Vega-Granillo, R., Araux-Sánchez, E., 1987, Estratigrafía del Paleozoico en el área del rancho Las Norias, Sonora central: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, 4(1-2), 41-50.
- Yochelson, E.L., Copeland, M.J., 1974, Taphonomy and taxonomy of the Early Ordovician gastropod *Ceratopea canadensis* (Billings, 1865): *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11, 189-207.
- Whittington, H.B., 1961, Middle Ordovician Pliomeridae (Trilobita) from Nevada, New York, Quebec, Newfoundland: *Journal of Paleontology*, 35, 911-922.
- Witzke, B.J., 1990, Paleoclimatic constraints for Paleozoic paleolatitudes of Laurentia and Euramerica, en McKerrow, W.S., Scotese, R. (eds.), *Paleozoic paleogeography and biogeography*: London, Geological Society Memoir, 12, 57-73.

Manuscrito recibido: Junio 10, 2011

Manuscrito corregido recibido: December 2, 2011

Manuscrito aceptado: Diciembre 5, 2011