

CICLOS MIXTOS CARBONÁTICOS/SILICOCLASTÍCOS EN EL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN MULICHINCO (YACIMIENTO CAÑADÓN AMARILLO, CUENCA NEUQUINA CENTRAL, ARGENTINA): IMPLICANCIAS SECUENCIALES Y PARA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS

Ernesto SCHWARZ¹, Gastón ÁLVAREZ-TRENTINI¹ y Marta E. VALENZUELA²

¹ Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata y CONICET. Calle 1 N 644, B1900TAC, La Plata, Argentina. eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar

² YPF S.A., Talero 360, Neuquén, Argentina. mvalenzuelae@ypf.com.ar

Resumen: Con el objetivo de dilucidar relaciones temporo-espaciales y controles entre intervalos carbonáticos y silicoclásticos dentro de sucesiones cíclicas marinas, en este trabajo se presenta un estudio facial, paleoambiental y secuencial de alta resolución del Miembro Superior de la Formación Mulichinco en el subsuelo del extremo austral de la Provincia de Mendoza (yacimiento Cañadón Amarillo). La unidad posee entre 65 y 80 m de potencia en la región y se caracteriza por una recurrente alternancia de escala métrica de intervalos silicoclásticos y otros con dominancia de componentes carbonáticos. El estudio se basa en el análisis sedimentológico de detalle de cuatro testigos de corona que abarcan la totalidad del intervalo estudiado y en total representan 240 m de espesor.

En el Miembro Superior de la Formación Mulichinco se identificaron e interpretaron cinco asociaciones de facies, tres dominadas por depósitos silicoclásticos y dos con dominio de componentes carbonáticos. Las asociaciones silicoclásticas se depositaron en un sistema marino dominado por procesos de olas de buen tiempo y tormenta y representan un espectro continuo de condiciones de sedimentación desde ambientes someros de shoreface inferior, pasando por un ambiente intermedio o zona de transición, hasta regiones ubicadas por debajo de la base de olas de tormenta u *offshore*. Por su parte las asociaciones de facies mixtas y calizas puras representan el desarrollo de un sistema de rampa con alta producción de materiales carbonáticos, en donde se reconocen condiciones de alta energía o rampa somera (*grainstones* y *packstones* oolítico-esqueletales), y condiciones más distales de rampa media, con generación de depósitos con alta participación de fango micrítico (*wackestones*, *packstones* y *floatstones* esqueletales).

El análisis de diseños estratales, superficies clave y distribución espacial de las asociaciones de facies indica que estos dos sistemas de acumulación no co-existieron, sino que se reemplazaron cíclicamente debido a variaciones de alta frecuencia del nivel relativo del mar. De esta manera los ciclos de pequeña escala (3 a 18 m de espesor) reconocidos en el Miembro Superior de la Formación Mulichinco se interpretan como secuencias de alta frecuencia limitadas por superficies transgresivas de erosión y están típicamente compuestas por hemiciclos transgresivos relativamente delgados y dominados por componentes carbonáticos, seguidos por hemiciclos silicoclásticos más potentes, los cuales representan fenómenos de progradación de una línea de costa. La superficie no erosiva que los limita representa una superficie de máxima inundación.

Los resultados de este trabajo contribuyen a avanzar en la caracterización de los niveles productivos alojados en esta sucesión cíclica. Se definieron tipos de facies con buenas

perspectivas de constituir reservorio y sus características principales (geometría, espesor, conectividad, heterogeneidades internas), y fue posible elaborar un modelo con carácter predictivo dentro del yacimiento, que explica desde un punto de vista genético, cuál sería la posición más probable de dichas facies dentro de una secuencia de alta frecuencia. La incorporación de estos elementos a un modelado geológico estático puede finalmente contribuir a un mejor y más eficiente desarrollo del campo y sus niveles reservorio.

Palabras clave: Ciclos carbonáticos/silicoclásticos, Estratigrafía secuencial de Alta Resolución, Reservorios, Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina.

EXTENDED ABSTRACT

Mixed (carbonatic/siliciclastic) cycles in the Upper Member of the Mulichinco Formation (Cañadón Amarillo Field, central Neuquén Basin, Argentina): sequential implications and for reservoir characterisation

The presence of carbonate strata within siliciclastic-dominated marine successions (i.e. mixed carbonate-siliciclastic successions) poses serious challenges for palaeoenvironmental reconstructions and reservoir characterization, and unambiguous interpretations can emerge only when the spatial vs. temporal relationship between carbonate production and siliciclastic input is well understood. This study integrates sedimentology and high-resolution sequence stratigraphy in order to better understand the temporal/spatial relationships and controls in the origin of a Lower Cretaceous, mixed carbonate-siliciclastic succession in the subsurface of the Neuquén Basin, west-central Argentina (Figs. 1, 2). This mixed succession, so-called Upper Member of the Mulichinco Formation, accumulated in a shallow, epeiric sea during third-order highstand conditions (Fig. 3), and is presently widely distributed in the central part of the basin, both in outcrops and subsurface (Schwarz *et al.*, 2009; Schwarz *et al.*, 2011). The study area, covering an area of about 80 km², is located in the Cañadón Amarillo hydrocarbon field (Fig. 4), where this unit has been in production since the 1970's. This study is based on a detailed description and interpretation of four cored wells (three of them covering the entire unit), complemented with calibrated well-log suites from additional 22 wells (Fig. 5).

The Upper Member of the Mulichinco Formation (65-80 m thick) has a cyclic alternation of relatively thick (up to 16 m) siliciclastic packages and thinner

carbonate-dominated intervals (Fig. 6). Three facies associations were identified within the siliciclastic packages, and they are inferred to represent shoreface, offshore-transition, and offshore settings in an open marine system influenced by storm- and fair-weather waves. The lower-shoreface facies association (Fig. 7) is composed of amalgamated, siliciclastic sandstone beds (with minor contribution of carbonate particles) mostly having hummocky cross-stratification, horizontal lamination or ripple cross-lamination. Bioturbation varies from low to high and the trace fossil suite (*Arenicolites*, *Gyrochortes*, *Palaeophycus*, *Ophiomorpha*, *Skolithos* y ?*Macaronichnus*) is interpreted to represent an *Skolithos* ichnofacies (MacEachern *et al.*, 2007). The offshore-transition facies association groups intensely bioturbated muddy sandstones and less bioturbated (i.e. better preserved) sandstone-rich heterolithics (Fig. 8), with occasional medium-bedded sandstone beds (< 15 cm thick) having HCS and rippled tops. Siliciclastics largely dominate within these sediments, but bioclasts (mostly from oysters) can be common locally. The assemblage of trace fossils (*Planolites*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Phycosiphon*, *Ophiomorpha*, *Schaubcylindrichnus* y *Asterosoma*) is attributed to represent a Proximal *Cruziana* ichnofacies (MacEachern and Bann, 2008), and, together with the sediments, reflect a storm-dominated offshore-shoreface transition, between the storm and fair-weather wave bases (Reading & Collinson, 1996). In turn, the offshore facies association comprises mostly massive or laminated mudstones, as well as mudstone-dominated heterolithics. In the latter, very thin-bedded siltstone beds with wavy tops are abundant, likely reflecting the distal ends of storm-related flows.

Carbonate-dominated intervals are composed of two facies associations that collectively are inferred to represent subenvironments within a

carbonate ramp, namely shallow (inner) and middle sectors of it. The shallow-ramp facies association is characterized by cross-bedded ooid-skeletal grainstones/packstones, with subordinated skeletal rudstones and packstones (Fig. 10). Bioclasts derived mostly from mollusks and echinoids, whereas terrigenous material is less than 25%. These sediments deposited in open-marine high-energy settings, likely shoals and intershoals areas (Rankey y Reeder, 2011; Christ *et al.*, 2012). In contrast, the middle-ramp facies association is composed of mud-dominated textures, mostly skeletal wackestones and floatstones (Fig. 11). They are massive, but argillaceous seams might create a nodular aspect. Bioclasts from epibenthic (oysters) and endobenthic bivalves, as well as from serpulids and echinoids are dominant, but glauconite and intraclasts are locally abundant. Compared to the previous association, these sediments were deposited in lower energy and deeper parts of the ramp.

The nature of key stratigraphic surfaces, facies associations distribution and analysis of stacking patterns within this cyclic carbonate/siliciclastic succession suggest that the siliciclastic- and carbonate-dominated depositional systems were not coeval, but replaced over time. Correlation panels show that individual carbonate and siliciclastic hemicycles extend across the entire area and lateral transition between them were not recorded (Figs. 12, 13). Carbonate packages are invariably bounded by sharp, erosive surfaces (Fig. 14a,b), which are interpreted to represent transgressive ravinement surfaces (Swift, 1968; Nummedal and Swift, 1987). Facies associations in these hemicycles suggest a deepening-upward trend, whereas in the overlying siliciclastic packages the stratal patterns indicate normal (i.e. not forced) regressive conditions (Fig. 15). Therefore, the seven small-scale cycles (plus two incomplete cycles) recorded in the Upper Member of the Mulichinco Formation (3-18 m thick) are interpreted to represent high-frequency sequences (nomenclature following Zecchin and Catuneanu, 2013), comprising relatively thin, transgressive, carbonate-rich hemicycles and thicker, siliciclastic regressive hemicycles (Fig 16). The non-erosive boundary between both hemicycles (Fig. 14c) could correlate with the maximum flooding surface (Van Wagoner *et al.*, 1990), or being slightly younger, as it reflects enough terrigenous supply to dilute carbonate productivity (Abbot, 1997). In this context, it is

considered equivalent of a downlap surface (Fig 16). These high-frequency sequences were most likely controlled by short-term, low-amplitude, relative sea-level changes, and the thickness of transgressive hemicycles could have been influenced by carbonate productivity and/or rate of transgression.

The results of this study provide with a more accurate reservoir characterization of this mixed (and complex) succession. Two reservoir-type facies associations were identified, namely the lower-shoreface and shallow-ramp facies associations. The understanding of key reservoir attributes, such as geometry, thickness, connectivity and internal heterogeneity were improved with this study. Additionally, the findings of this work provided with a high-resolution sequence-stratigraphic model that help predicting the occurrence of the reservoir-type facies within a high-frequency sequence. The integration of all these elements within a geological model could contribute to define for example the most efficient development strategy for the reservoir horizons (e.g. vertical versus horizontal wells) which would, eventually, impact in the recovery factor of the field.

Keywords: Carbonate/Siliciclastic Cycles, High-Resolution Sequence Stratigraphy, Reservoirs, Mulichinco Formation, Neuquén Basin.

INTRODUCCIÓN

Las sucesiones cíclicas de calizas y depósitos silicoclásticos plantean serios desafíos al momento de las reconstrucciones paleoambientales puesto que las mismas pueden ser el producto de variaciones laterales de fajas de facies dentro de un sistema de acumulación mixto (e.g. Gillespie y Nelson, 1997; McNeill *et al.*, 2004; Coffey y Read, 2007; Braga *et al.*, 2010) o bien responder a fluctuaciones en el tiempo de factores externos, que modifiquen temporalmente los sistemas de acumulación (e.g. Fürsich *et al.*, 1991; Abbott, 1997, 1998; Naish y Kamp, 1997; Spalletti *et al.*, 2001). Esta incertidumbre puede impactar negativamente en la confección de modelados geológicos de subsuelo para producción de hidrocarburos. Sin embargo, el empleo de la estratigrafía secuencial de alta resolución puede aportar elementos para una mejor comprensión de las relaciones temporo-espaciales y controles de sucesiones marinas de todo tipo y mixtas en par-

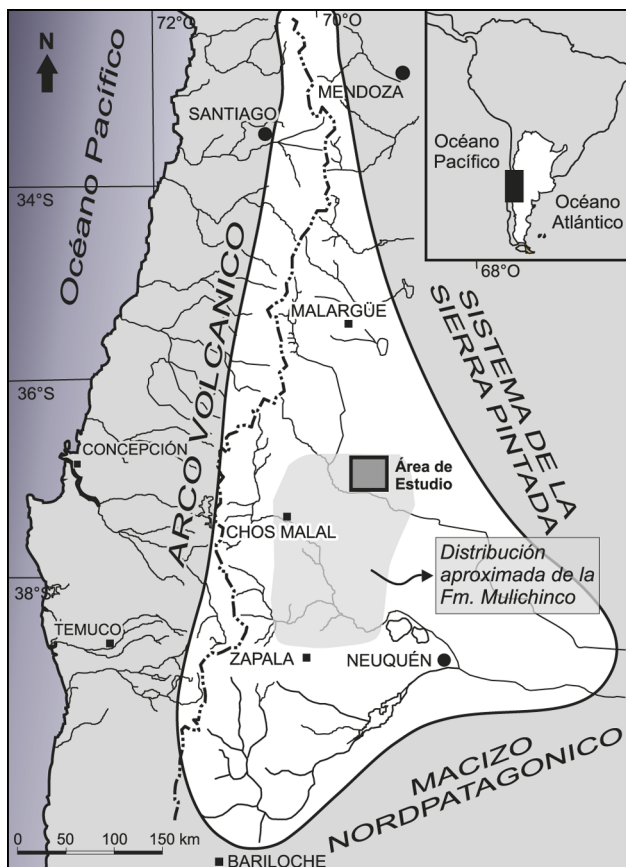


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio y del alcance regional de la Formación Mulichinco en afloramiento y subsuelo.

Figure 1. Map of the study area and distribution of the Mulichinco Formation (both in outcrop and subsurface).

titular (Van Wagoner *et al.*, 1990; Zecchin, 2007; Zecchin y Catuneanu, 2013). En la Cuenca Neuquina un gran número de reservorios de hidrocarburos del Cretácico Temprano están alojados en sucesiones sedimentarias marinas en donde son frecuentes los ciclos de pequeña escala carbonáticos/silicoclásticos (de pocos metros a pocas decenas de metros de espesor). A pesar de la recurrencia de este tipo de sucesiones mixtas en el registro de la Cuenca Neuquina y su interés económico, los procesos y controles involucrados en su generación se encuentran lejos de estar cabalmente comprendidos.

La Formación Mulichinco, de edad valanginiana, es una unidad de extenso desarrollo regional tanto en afloramiento como en el subsuelo de la Cuenca Neuquina, y constituye el principal reservorio en numerosos yacimientos de la misma. A lo largo de su distribución regional, la Formación Mulichinco comprende sedimentos desde eminentemente conti-

nentales a depósitos generados en ambientes marinos abiertos (Legarreta y Gulisano, 1989; Schwarz y Howell, 2005). En gran parte del sector central de la cuenca, dentro de la Formación Mulichinco se han identificado tres intervalos estratigráficos compuestos por sedimentos marinos, denominados informalmente Miembros Inferior, Medio y Superior (Schwarz, 1999). El Miembro Superior posee una marcada alternancia de paquetes terrígenos e híbridos (Schwarz, 1999; Schwarz *et al.*, 2011) y es el foco de este trabajo.

En el yacimiento Cañadón Amarillo el Miembro Superior de la Formación Mulichinco posee unos 70 m de potencia y gran continuidad areal (Schwarz, 2008). En su desarrollo vertical alternan típicamente intervalos con amplio dominio de sedimentos terrígenos e intervalos con alta participación de componentes carbonáticos (que si bien deberían ser denominados depósitos *híbridos* o *mixtos* se refieren genéricamente como carbonáticos en este trabajo). La producción de hidrocarburos dentro de esta unidad estratigráfica comenzó en la década del 1970', pero sus rápidos cambios verticales de facies y moderadas a pobres condiciones petrolíficas han conspirado históricamente para lograr una eficiente productividad de sus niveles mineralizados en el yacimiento. Es así que esta unidad constituye un buen caso de estudio para analizar la interacción entre intervalos silicoclásticos y carbonáticos, que eventualmente permitan contribuir a una mejor caracterización de los reservorios presentes.

Los objetivos que se proponen para este trabajo son los siguientes: 1) caracterizar e interpretar las asociaciones de facies silicoclásticas y carbonáticas reconocidas en el Miembro Superior de la Formación Mulichinco en el yacimiento Cañadón Amarillo; 2) presentar un análisis secuencial de alta resolución de este tramo de la unidad para confeccionar modelos de acumulación y esquemas estratigráfico-secuenciales más ajustados; 3) discutir los posibles controles en la relación entre aporte terrígeno y productividad carbonática en el tiempo y en el espacio. Finalmente, se destacarán las implicancias que estos resultados tienen para lograr un mejor modelado de los reservorios alojados en estas sucesiones cíclicas.

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

La Cuenca Neuquina, ubicada en el centro oeste de la Argentina (entre los 32° y 40° de latitud sur),

constituyó una depresión de la corteza formada hacia fines del Triásico Tardío, en la cual se acumularon varios miles de metros de sedimentos hasta su colmatación durante el Terciario Temprano (Vergani *et al.*, 1995). A partir del Jurásico la Cuenca Neuquina estuvo limitada al oeste por el crecimiento y actividad de un arco magmático relacionado con la re-instalación de un margen activo de subducción en el borde sudoccidental de Gondwana (Fig. 1).

Durante la mayor parte del lapso Jurásico Tardío a Cretácico Temprano (Tithoniano-Barremiano), la cuenca se comportó como una depresión de trasarco con subsidencia relativamente uniforme (Legarreta y Uliana 1991). Durante este lapso temporal la Cuenca Neuquina o “Mar Neuquino” se caracterizó por aguas marinas relativamente someras (tipo corredor marino epicontinental) y una forma general de tipo “embudo” (Legarreta y Uliana 1991). El sistema marino poseía un bajo gradiente deposicional (rampa) en sus márgenes austral y oriental, pero probablemente tuvo un perfil con alta pendiente en el margen occidental (Spalletti *et al.*, 2008), relacionado con el arco magmático semi-emergente (Fig. 1).

Durante el Neocomiano se registraron en la cuenca al menos tres eventos de drástico descenso relativo del nivel del mar. El primer descenso, ocurrido en el Valanginiano Temprano (Fig. 2), se produjo en forma coincidente con -o como resultado de- un episodio de inversión tectónica registrado en diferentes localidades de la Cuenca Neuquina (Vergani *et al.*, 1995, Schwarz *et al.*, 2006). Los depósitos generados durante e inmediatamente después de dicha caída del nivel del mar se conocen como Formación Mulichinco (Weaver, 1931), y su base representa un límite de secuencia de baja frecuencia denominado Discordancia Intra-Valanginiana (Gulisano *et al.*, 1984). Los depósitos de la Formación Mulichinco se extienden por unos 120 km en sentido meridional dentro de la Faja Corrida y Plegada Andina (Fig. 1). A lo largo de esta extensión muestran cambios importantes de facies, no sólo en el sentido proximal-distal, sino también a lo largo del rumbo deposicional. A grandes rasgos, la sucesión en el extremo sur se compone de sedimentitas continentales en la base que evolucionan a marinas marginales, en tanto que en el sector central gradan desde depósitos fluviales y deltaicos en la base a marinos abiertos en el tope (Fig. 2). En el sector septentrional, los depósitos son enteramente marinos de base a techo, pero con importantes cambios en

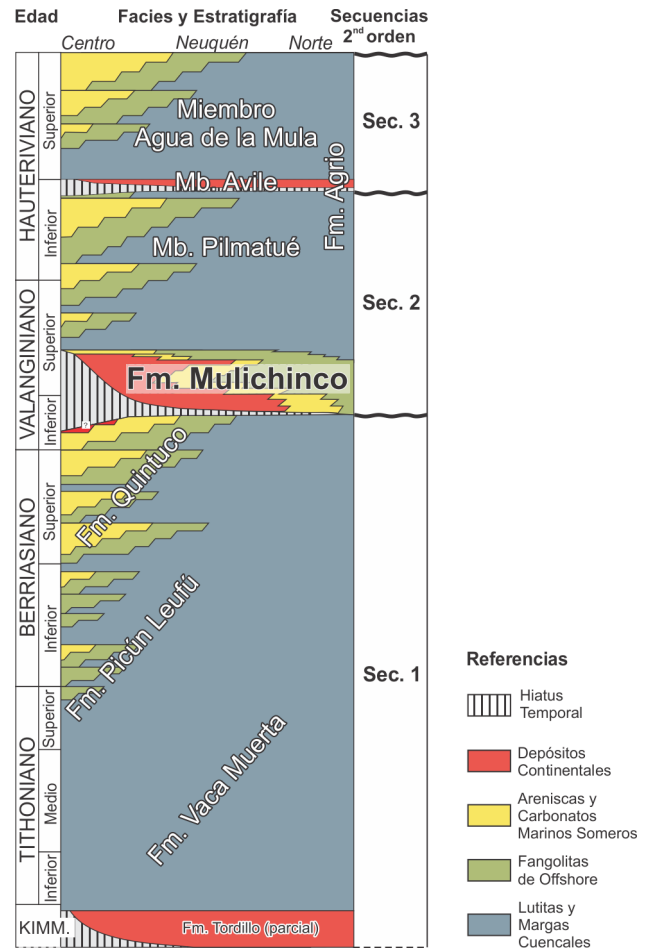


Figura 2. Cuadro cronoestratigráfico del relleno Tithoniano-Hauteriviano de la Cuenca Neuquina (modificado de Schwarz *et al.*, 2006).

Figure 2. Chronostratigraphic chart for the Tithonian - Hauterivian of the Neuquén Basin (modified from Schwarz *et al.*, 2006).

el sentido este-oeste (Schwarz y Howell, 2005). Los ammonites hallados dentro de la unidad sugieren que la sucesión comprende a la parte alta de la biozona de *Lissonia riveroi* hasta la parte superior de la zona de *Olcostephanus atherstoni* (Schwarz y Howell, 2005), es decir que cubren un lapso temporal desde el Valanginiano Temprano temprano hasta el Valanginiano Tardío temprano (*cf.* Aguirre-Urreta *et al.*, 2005).

En los afloramientos cretácicos del norte de la Provincia del Neuquén y en la Sierra de Reyes, ubicada en el extremo sur de la Provincia de Mendoza, la Formación Mulichinco puede ser claramente dividida en tres miembros informales, Inferior, Medio y Superior (Fig. 3), que en conjunto alcanzan un máximo de 300 m de potencia. La revisión y

ÉPOCA EDAD	ZONAS AMONITÍFERAS	Norte Neuquén					Sur de Mendoza				
		Afloramiento [1]		Afloramiento [2]		Afloramiento [3]	Subsuelo [4]		Subsuelo [5]		
VALANGINIANO	Tardío (parcial)	Formación Agrio (base)									
		Fm. Mulichinco (< 300 m)	Mb. Superior	Formación Mulichinco		Fm. Mulichinco (< 140 m)	Mb. Superior	Formación Mulichinco		Fm. Mulichinco (< 140 m)	Mb. Superior
			Mb. Medio	"Lengua Superior de Chachao"			Mb. Medio	Formación "Quintuco + Vaca Muerta"			Mb. Medio
			Mb. Inferior	Formación Quintuco "L.I.C."			Mb. Inferior				Mb. Inferior
		Formación Vaca Muerta (tope)					Formación Vaca Muerta (tope)				
Temprano	<i>Pseudofavrella angulatiformis</i>										
	<i>Olcostephanus (O.) atherstoni</i>										
	<i>Lissonia riveroi</i>										
	<i>Neocomites wichmanni</i>										

Figura 3. Esquema litoestratigráfico de la Formación Mulichinco en diferentes sectores del norte de Neuquén y sur de Mendoza, y de acuerdo a diferentes autores. "L.I.C": Lengua Inferior de Chachao. [1] Schwarz (1999). [2] Legarreta y Kozlowski (1981); [3] según Schwarz *et al.* (2009) y Schwarz *et al.* (2011); [4] Estratigrafía informal utilizada por YPF S.A. en sondeos del área de estudio; [5] Litoestratigrafía según Schwarz *et al.* (2009), Net *et al.* (2010) y Schwarz *et al.*, (2011) para el área de estudio.

Figure 3. Lithostratigraphic chart of the Mulichinco Formation in the northernmost Neuquén and southern Mendoza according to different authors. "L.I.C": Lengua Inferior de Chachao. [1] Schwarz (1999). [2] Legarreta and Kozlowski (1981); [3] Schwarz *et al.* (2009) and Schwarz *et al.* (2011); [4] Most common informal stratigraphy used by YPF S.A. in wells of the study area; [5] Lithostratigraphy from the studied area according to Schwarz *et al.* (2009), Net *et al.* (2010) and Schwarz *et al.* (2011).

subdivisión estratigráfica de la unidad, así como sus características faciales y secuenciales principales han sido analizadas con anterioridad (Schwarz, 1999; Schwarz *et al.*, 2006; Schwarz *et al.*, 2009; Schwarz, 2012). Por su parte, en el área de estudio de subsuelo, dentro de la plataforma surmendocina, se identificaron también los tres miembros reconocidos en la sucesión aflorante (Fig. 3), con arreglos estratigráficos y sedimentológicos similares (Schwarz *et al.*, 2009; Net *et al.*, 2010). Esto permitió una precisa correlación entre los afloramientos y el subsuelo, al tiempo que se constató una disminución progresiva del espesor de la unidad de oeste a este (Figura 6 en Schwarz *et al.*, 2011).

ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

El área de estudio comprende gran parte del yacimiento Cañadón Amarillo, localizado en el suroeste de la Provincia de Mendoza (Fig. 1), 30 km al noreste de Buta Ranquil (Fig. 4). Este yacimiento, concesionado a YPF S.A., se encuentra dentro del bloque del mismo nombre (Cañadón Amarillo), y uno de sus principales horizontes productores es la Formación Mulichinco. El área de estudio abarca 30 pozos perforados en dicho yacimiento, y representa una superficie aproximada de 80 km² (Fig. 4).

El espesor de la Formación Mulichinco en el

yacimiento posee unos 120-140 m (Fig. 5) y se encuentra limitada en la base por la Discontinuidad Intra-Valanginiana, expresada como un sustrato endurecido con desarrollo de una icnofacies de *Trypanites* (Schwarz y Buatois, 2012). El Miembro Inferior posee hasta 35 m de espesor y se compone de un primer paquete carbonático (< 2 m), seguido por una sucesión de areniscas y areniscas fangosas con abundantes estructuras tractivas y baja bioturbación. El Miembro Medio alcanza 30 m de potencia y está compuesto en su gran mayoría por *floatstones* y *boundstones* de ostreoideos, con menor participación de *packstones* esqueléticas, aunque al techo se incrementa ligeramente la proporción de terrígenos (Fig. 5). El Miembro Superior varía entre 65 y 80 m de potencia, y posee una alternancia cíclica de paquetes conformados por sedimentos terrígenos y paquetes más delgados con sedimentos híbridos, que serán documentados en detalle en este trabajo.

El estudio del Miembro Superior de la Formación Mulichinco se realizó fundamentalmente sobre la base de la descripción y análisis de cuatro testigos corona del yacimiento (que se denominan Pozos 1-4 por simplificación, Fig. 4), provistos por YPF S.A. Tres de dichos testigos abarcan casi la totalidad de la unidad, y en total representan unos 240 m (Fig. 5). El estudio sedimentológico de dicho material consistió en la descripción detallada de la textura y

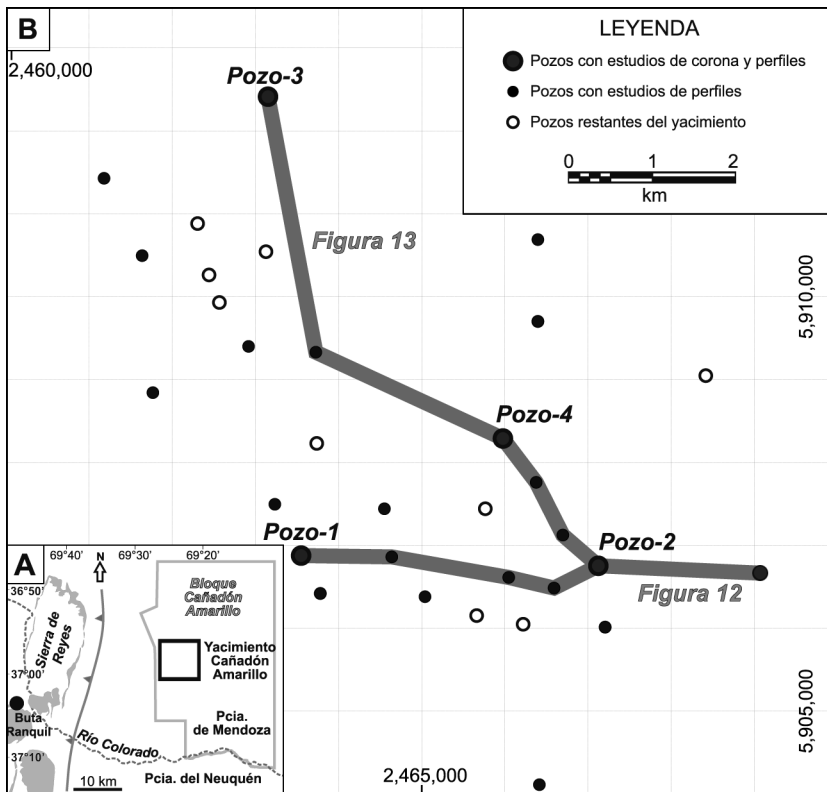


Figura 4. a) Ubicación del bloque Cañadón Amarillo y el área de estudio dentro del yacimiento del mismo nombre. En gris figuran los afloramientos de la Formación Mulichinco en la Sierra de Reyes. **b)** Localización de los sondeos que se analizaron para este trabajo dentro del yacimiento Cañadón Amarillo. Se indica también la traza de los paneles de correlación de las figuras 12 y 13.

Figure 4. a) Location of Cañadón Amarillo block and the study area within the Cañadón Amarillo field. The Mulichinco Formation outcrops in the nearby Sierra de Reyes are also shown (in grey). **b)** Location of studied wells within the Cañadón Amarillo field. Correlation panels shown in figures 12 and 13 are also indicated.

composición, estructuras sedimentarias (primarias y secundarias), estructuras biogénicas, análisis de contactos entre cuerpos de roca, espesores y fósiles. Adicionalmente, se describieron 98 cortes delgados pertenecientes a las coronas de los testigos Pozo-1 y Pozo-3, haciendo especial hincapié en la proporción y composición de materiales terrígenos y carbonáticos en cada nivel. Para el caso de las coronas de los otros dos sondeos se utilizaron informes petrográficos provistos por YPF S.A. En forma complementaria se analizaron los perfiles eléctricos de 22 sondeos (rayos gamma, densidad, sónico, PEFZ) de los cuales se representó un perfil tipo (Fig. 5), que luego de calibrados con la información proveniente de las coronas, fueron incorporados al estudio mediante cortes estratigráficos nivelados al tope de la Formación Mulichinco.

ASOCIACIONES DE FACIES

Las asociaciones de facies del Miembro Superior de la Formación Mulichinco se establecieron a partir de las vinculaciones verticales entre las facies, incluyendo el desarrollo de secuencias elementales con arreglos granodecrecientes o granocrecientes, y ciclicidad manifiesta (Fig. 6). Estas asociaciones

representan los subambientes de acumulación desarrollados durante la evolución de la unidad en el área de estudio. Se han reconocido cinco asociaciones de facies que representan distintas condiciones de sedimentación y procesos de mezcla de componentes terrígenos y carbonáticos dentro de un sistema marino. Tres asociaciones corresponden a un sistema marino somero predominantemente silicoclástico (desde *offshore* hasta *shoreface* inferior), y las dos restantes a un sistema depositacional mixto (carbonático/silicoclástico) de baja y alta energía, respectivamente.

Asociación Silicoclástica de *Shoreface* Inferior (SI)

Descripción. Esta asociación se encuentra compuesta por capas amalgamadas de arenitas muy finas, raramente finas, con diferentes estructuras mecánicas, entre las que dominan la laminación horizontal, de bajo ángulo y ondulatoria (Fig. 7). Esta última laminación desarrolla formas convexas (Fig. 7a) y cóncavas, e invariablemente inclina menos de 15°, por lo cual se interpreta que refleja una estratificación entrecruzada en montículos (*hummocky cross-stratification*, HCS, Harms *et al.*, 1975). Ocasionalmente también se presentan

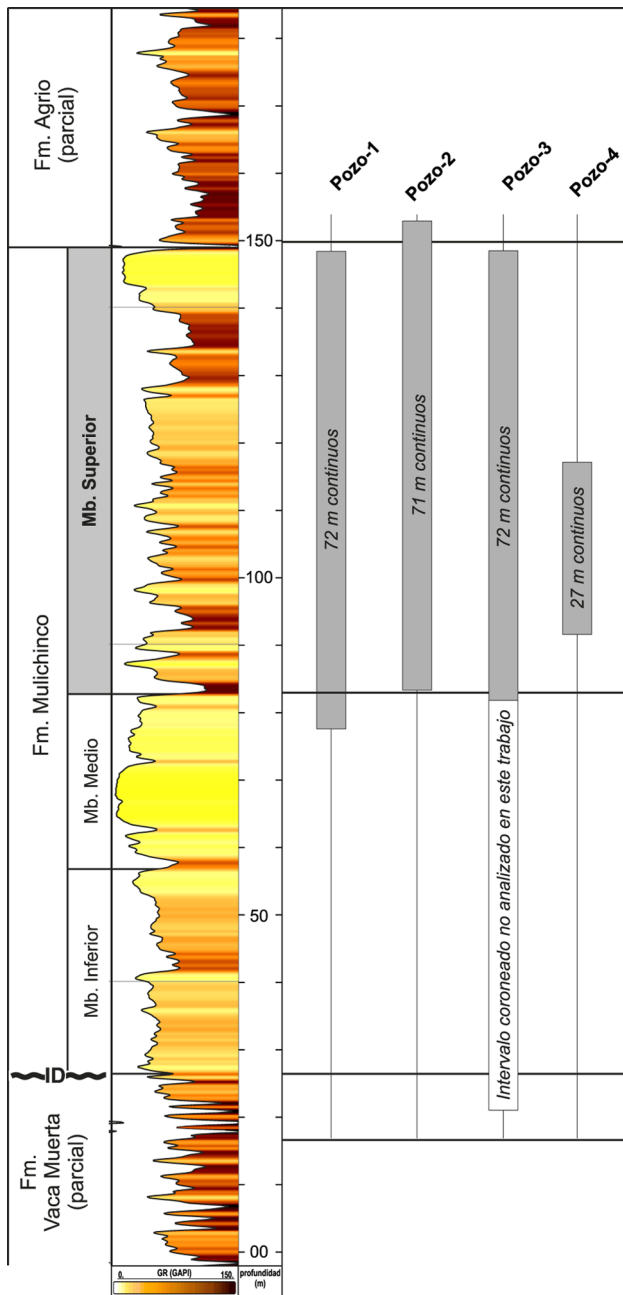


Figura 5. Perfil eléctrico (rayos gamma) de un sondeo representativo de la Formación Mulichinco en el área de estudio en donde pueden distinguirse los tres miembros de la unidad. En forma adicional se muestra la distribución vertical de los testigos de corona estudiados en este trabajo dentro del Miembro Superior. Ubicación de los sondeos en figura 4.

Figure 5. Gamma ray log of a selected well showing stratigraphy of the Mulichinco Formation in the studied area, and the three constitutive members of the unit. Cored intervals studied in the Upper Member of the Mulichinco Formation are also shown. Location of wells in figure 4.

calcarenitas con estratificación entrecruzada de moderado a alto ángulo. En esta asociación también

se incluyen areniscas masivas muy finas a finas, en general con evidencias de bioturbación, las cuales suelen intercalar con areniscas con laminación ondulítica y topes ondulosos.

La facies con estratificación en montículos se presenta en sets de 10 a 30 cm, en general con bases netas, a veces erosivas, y topes ondulosos. Está constituida tanto por areniscas como por calcarenitas, donde los componentes intracuencales alcanzan hasta un 30% (Fig. 7d,e). En estas últimas dominan los ooides, con menor proporción de restos bioclásticos. Los ooides por lo general están deformados y muestran pobre selección, los bioclastos suelen disponerse paralelos a la estratificación. Estas capas con HCS ocasionalmente poseen un concentrado esqueletal basal en matriz arenosa (Fig. 7b). Estos concentrados se componen mayormente de valvas de pelecípodos de tamaño grava (hasta 50 mm de largo), las cuales se hallan desarticuladas y orientadas convexas hacia arriba. La intensidad de la bioturbación en las capas con HCS es escasa a moderada y la diversidad es baja (a veces un sólo icnogénero por capa). La asociación de trazas fósiles incluye *Arenicolites*, *Gyrochortes* (en los planos de estratificación), *Palaeophycus*, *Ophiomorpha*, *Skolithos* y *Macaronichnus*.

Por su parte, los intervalos de areniscas masivas, se caracterizan por mostrar una moderada a muy intensa bioturbación, distribuida de manera no uniforme (Fig. 7c). Los niveles más intensamente bioturbados muestran concentración de tubos horizontales de gran diámetro, que a veces corresponden a asociaciones monoespecíficas o mezclas de *Ophiomorpha*, *Palaeophycus* y *Macaronichnus*. Estos niveles con intensa bioturbación pueden también portar restos esqueletales de bivalvos dispersos. Por otra parte, en las porciones con menor bioturbación se observa una difusa laminación ondulítica o paralela, en capas de pocos centímetros y con topes ondulosos; ocasionalmente pueden registrarse tubos de *Ophiomorpha* en baja densidad.

Interpretación. Las capas de areniscas y calcarenitas oolíticas con HCS son interpretados como el producto de migración de montículos simétricos y/o ligeramente asimétricos, generadas por flujos oscilatorios puros o por flujos con dominio de pulsación oscilatoria y mínima componente unidireccional (Myrow y Southard, 1991; Dumas *et al.*, 2005). La estratificación entrecruzada

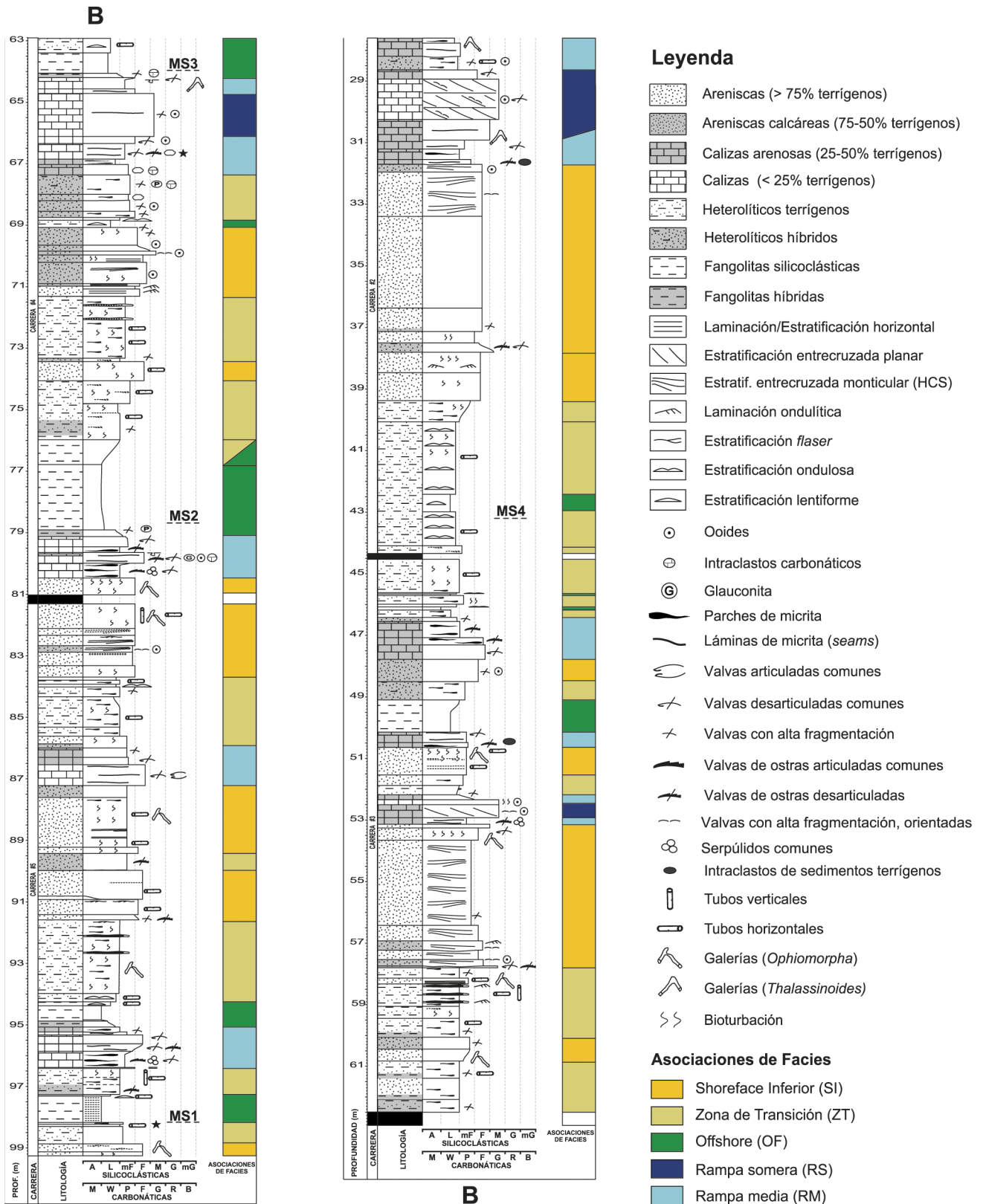


Figura 6. Perfil sedimentológico del Miembro Superior de la Formación Mulichinco en el testigo correspondiente al sondeo Pozo-1, indicando las asociaciones de facies identificadas en este trabajo. La profundidad indicada en metros es sólo orientativa. MS1 a MS4 representan base de sedimentos finos correlacionados en todo el yacimiento (Net *et al.*, 2010).

Figure 6. Sedimentological section of the study unit (core from Pozo-1) illustrating facies associations identified in this contribution. Depth in meters is solely intended as a scale. MS1 to MS4 represents fine-grained sediments mapped across the field (Net *et al.*, 2010).

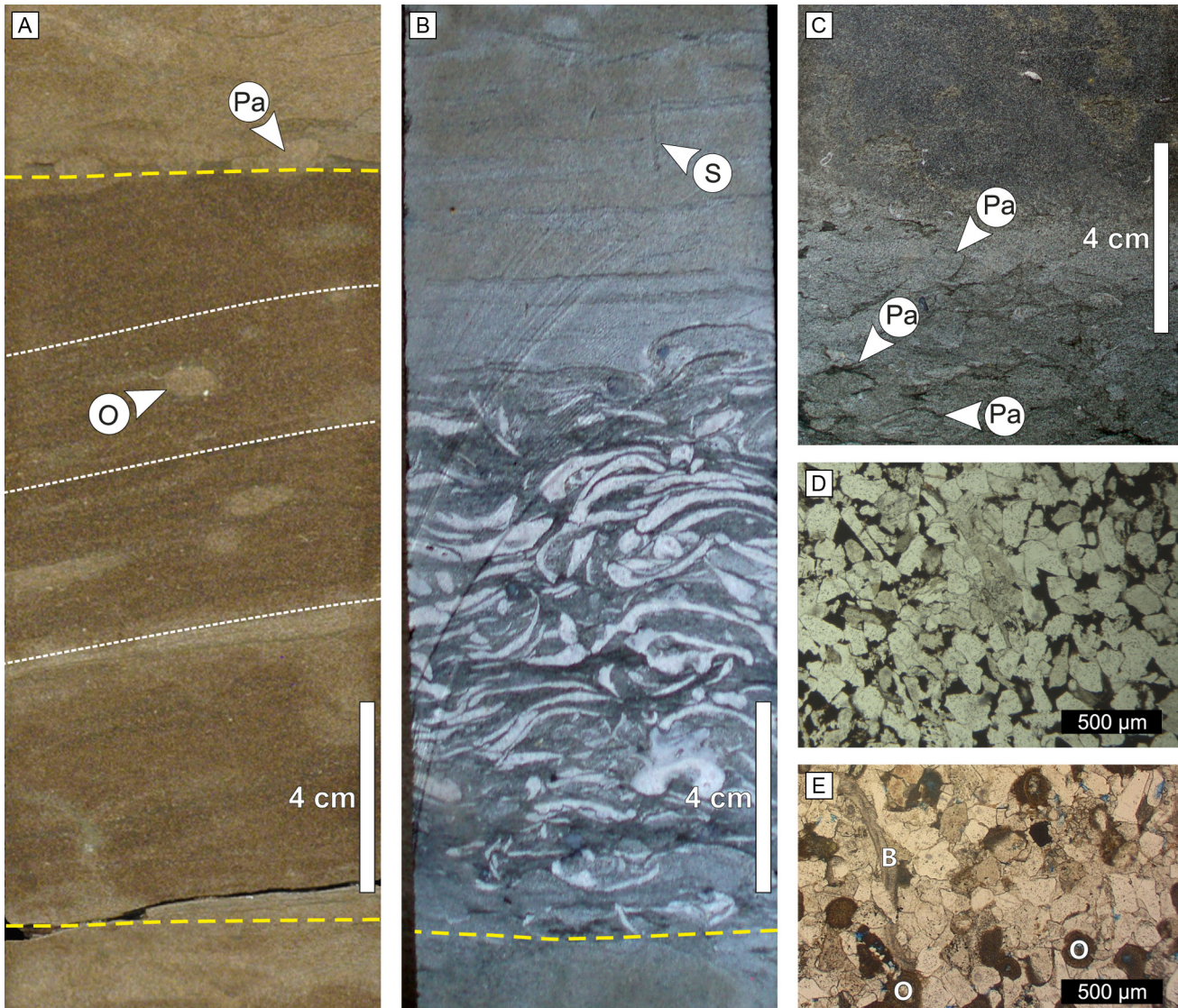


Figura 7. Litofacies de la asociación silicoclástica de *shoreface* inferior. **a)** Areniscas muy finas con laminación convexa hacia arriba (líneas punteadas blancas), interpretada como parte de un *set* con HCS (límites del *set* marcado por líneas punteadas amarillas). **b)** Capa de tormenta con concentrado esqueletal en base y laminación horizontal hacia arriba (S: *Skolithos*; O: *Ophiomorpha*). **c)** Arenisca fina con alta densidad de *Palaeophycus* (Pa). **d)** Foto de corte delgado (nicoles paralelos) de arenisca muy fina, típico tamaño de grano en esta asociación (nicoles paralelos). Fuerte impregnación de petróleo. **e)** Foto de corte delgado (nicoles paralelos) de arenita híbrida, con alrededor de 30% de componentes carbonáticos, mayormente ooides (O) y bioclastos (B).

Figure 7. Lithofacies of the lower-shoreface facies association. **a)** Very fine-grained sandstone with convex-up lamination (white dotted lines) interpreted as part of hummocky cross-stratification (*set* boundary marked by yellow dashed lines). **b)** Storm bed with skeletal concentration at the base grading to plane bed (S: *Skolithos*; O: *Ophiomorpha*). **c)** Bioturbated fine-grained sandstone showing high density of *Palaeophycus* (Pa). **d)** Thin section photograph showing a clean, very fine-grained sandstone. **e)** Thin section photograph showing a hybrid arenite, having about 30% of carbonate grains, mostly ooids (O) and bioclasts (B).

planar de moderado ángulo puede representar montículos definitivamente asimétricos (generados por flujos combinados con una fuerte componente unidireccional), o bien la migración de megaóndulas bajo flujos puramente unidireccionales (Dumas *et al.*, 2005; Dumas y Arnott, 2006). Todas estas capas

se habrían generado durante eventos de relajación vinculados a tormentas y estarían representando un sector del sistema marino por arriba del nivel de base de olas de buen tiempo, pero con suficiente capacidad de preservación, es decir un *shoreface* inferior (Walker y Plint, 1992; Clifton, 2006). En las

zonas más cercanas a la costa los flujos habrían tenido un carácter erosivo, removiendo e incorporando al flujo de retorno importante cantidad de material esquelético (depósitos residuales). La actividad biogénica post-tormenta, dominada por organismos suspensívoros que poseen mayormente domicilios fijos se interpreta que representa una icnofacies de *Skolithos* (MacEachern *et al.*, 2007), y raramente fue capaz de obliterar las estructuras primarias. Por su parte, las areniscas con laminación ondulítica representan la migración de óndulas asimétricas también en un ambiente de *shoreface* inferior (Clifton, 2006), pero donde dominan las condiciones de buen tiempo. El intenso retrabajo biogénico de estas facies sugiere depositación continua y lenta, con escasa interrupción por eventos de tormentas.

Cabe destacar que los niveles de areniscas con alta densidad de *Macaronichnus* podrían indicar una situación más cercana a la costa, por ejemplo un *shoreface* intermedio a superior (cf. MacEachern y Pemberton, 1992). Sin embargo, este icnogénero también ha sido reconocido en ambientes de *shoreface* inferior (Clifton, 1981). Por lo tanto, hasta el momento no se poseen claras evidencias de un registro de *shoreface* superior silicoclástico para la unidad en la región estudiada.

Asociación Silicoclástica de Zona de Transición (ZT)

Descripción. En esta asociación se incluyen areniscas fangosas bioturbadas, capas delgadas de areniscas limpias e intervalos con proporciones similares de capas limo-arenosas y fangosas (niveles heterolíticos ondulosos). En las areniscas fangosas la textura es predominantemente de areniscas muy finas hasta limolitas gruesas, en las que el fango se presenta como láminas milimétricas discontinuas, delgados filamentos o en forma diseminada (Fig. 8a). Esta litofacies puede ser puramente silicoclástica o también poseer participación de restos esqueléticos (típicamente restos de ostras) y, en menor medida, ooides superficiales. La intensidad de la bioturbación oscila entre moderada a muy intensa, y en ocasiones se observan difusa laminación entrecruzada. La asociación de trazas fósiles, en orden de abundancia, está conformada por *Planolites*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Phycosiphon*, *Ophiomorpha*, *Schaubcylindrichnus* y *Asterosoma* (Fig. 8a). Por su parte, la litofacies de areniscas en capas

delgadas (< 15 cm de espesor) poseen base neta y techo onduloso, e internamente poseen laminación paralela, laminación de bajo ángulo o laminación ondulatoria (Fig. 8b). Esta última, al igual que en areniscas de la asociación anterior, se interpreta como estratificación entrecruzada monticular. Trazas fósiles de *Arenicolites*, *Asterosoma*, *Palaeophycus* y *Ophiomorpha* están presentes en esta facies, por lo general en baja a moderada intensidad. Por último, en los intervalos heterolíticos ondulosos las capas de areniscas alcanzan hasta 3 cm de espesor y presentan difusa laminación ondulítica o paralela, óndulas simétricas agradantes y topes ondulosos (Fig. 8c), en tanto las fangolitas se presentan mayormente como láminas de hasta un centímetro de potencia y con geometría continua en el ancho del testigo. La bioturbación en estos niveles heterolíticos varía entre leve y moderada y la asociación de trazas fósiles incluye *Asterosoma*, *Planolites*, *Phycosiphon*, *Teichichnus* y *Thalassinoides*. Estos intervalos son eminentemente silicoclásticos, pero en contadas ocasiones se presentan fragmentos esqueléticos dispersos.

Interpretación. Las areniscas fangosas y limolitas fuertemente bioturbadas representan un sustrato limo-arenoso ocasionalmente afectado por la agitación de olas, pero cuya actividad no alcanza a remover todo el fango que se acumula en el ambiente. El material arenoso habría sido emplazado en gran medida por flujos predominantemente oscilatorios, relacionados con eventos de tormenta, tal cual lo sugieren las escasas capas delgadas con capa plana y/o HCS (Walker y Plint, 1992). Es posible que su escasez en el registro se deba a que excepcionalmente habrían escapado de la actividad y homogeneización biogénica posterior. Las condiciones inferidas para esta asociación ocurren de preferencia en las zonas cercanas al nivel de olas de buen tiempo, es decir la porción más proximal de la zona de transición entre el *offshore* y el *shoreface* (Reading y Collinson, 1996), también considerado el *shoreface* más distal por otros autores (e.g. MacEachern *et al.*, 1999; MacEachern y Bann, 2008). Esta interpretación está soportada por la asociación icnofósil, que posee un dominio de trazas que representan la actividad de organismos detritívoros, pero mezclado con icnitas generadas por organismos filtradores, es decir que representaría una icnofacies de *Cruziana* Proximal (MacEachern y Bann, 2008).

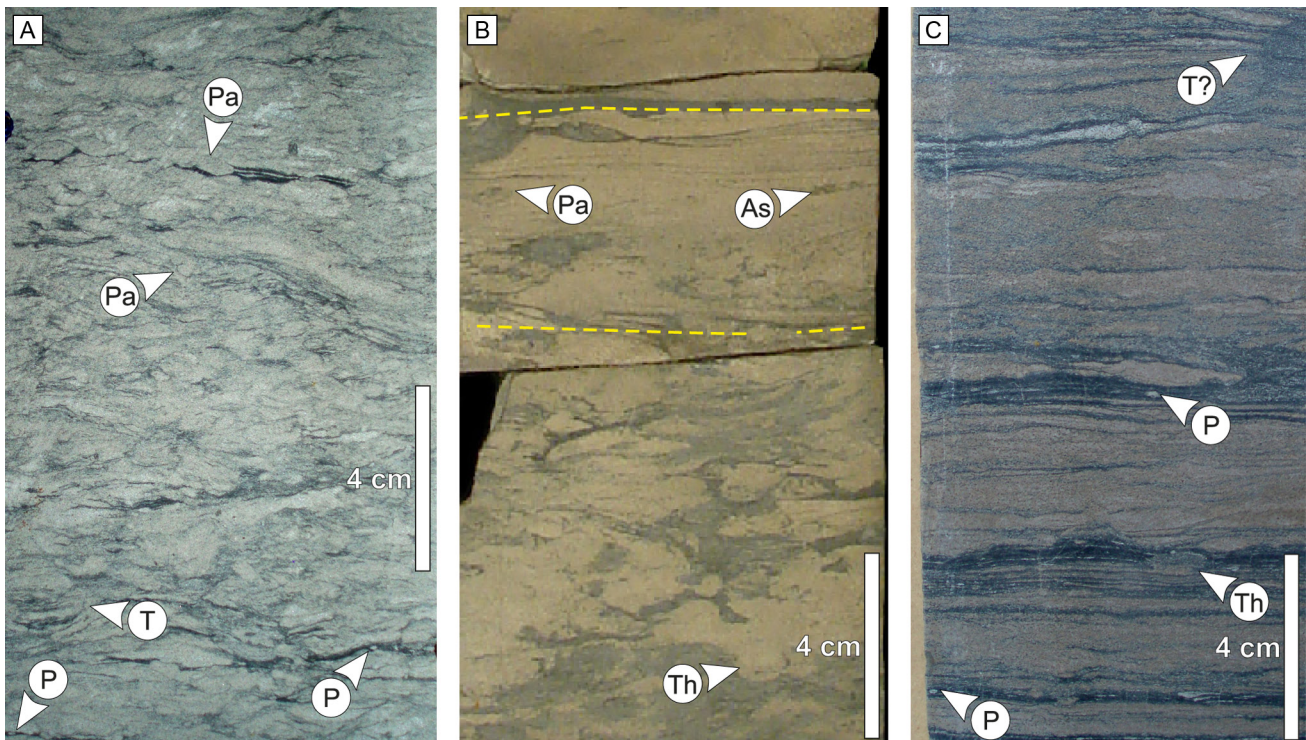


Figura 8. Litofacies de la asociación silicoclástica de zona de transición. **a)** Arenisca fangosa muy fina e intensamente bioturbada, en donde el fango se presenta como láminas milimétricas discontinuas o en forma diseminada. **b)** Misma facies que a) en donde se intercala una capa de arenisca muy fina (demarcada por líneas punteadas amarillas) con base neta, laminación paralela a ondulatoria y tope ondulado. Nótese incipiente bioturbación. **c)** Facies heterolítica dominado por capas de areniscas y láminas de fango de hasta 1 cm de potencia (estratificación ondulosa). As: *Asterosoma*; Pa: *Palaeophycus*; P: *Planolites*; T: *Teichichnus*; Th: *Thalassinoides*.

Figure 8. Lithofacies of the offshore-transition facies association. **a)** Intensely burrowed muddy sandstone; the mud is present as discrete mm-thick laminae or disseminated within the whole rock. **b)** Event bed with low bioturbation interbedded in the muddy sandstones. It shows sharp base, planar to undulatory lamination (suggesting HCS) and wavy top (yellow dashed lines marked base and top of bed). **c)** Sandstone-dominated heterolithics with continuous mudstone layers up to 1 cm thick (wavy bedding). As: *Asterosoma*; Pa: *Palaeophycus*; P: *Planolites*; T: *Teichichnus*; Th: *Thalassinoides*.

Por otra parte, los niveles heterolíticos ondulosos indican un ambiente con similar recurrencia de sedimentación limo-arenosa relacionada con flujos eventuales, pero con mayor preservación de fango. La asociación icnofósil, aunque de baja diversidad, está ampliamente dominada por trazas relacionadas con organismos detritívoros, y, por lo tanto, podría corresponder a una icnofacies de *Cruziana* Arquetípica (MacEachern *et al.*, 2007). Con estos elementos, se interpreta que estos niveles heterolíticos reflejan una zona de transición bien por debajo de la base de olas de buen tiempo (Reading y Collinson, 1996), también llamado *offshore* superior (MacEachern *et al.*, 1999). En este ambiente, los flujos eventuales habrían tenido solo la capacidad para modelar sólo formas de lecho de pequeña escala (óndulas), probablemente simétricas a ligeramente

asimétricas (Dumas *et al.*, 2005).

Asociación Silicoclástica de *Offshore* (OF)

Descripción. Esta asociación se compone de fangolitas y capas con dominio de fangolitas en las que intercalan niveles centimétricos de limolitas (intervalos heterolíticos lentiformes) (Fig. 9). Las fangolitas son de coloración gris oscuro a gris verdosa, tanto laminadas como masivas, y en su gran mayoría están conformadas por fangos silicoclásticos (arcilitas o limo-arcilitas). Por lo general el contenido esquelético varía de escaso a ausente (Fig. 9a), aunque puede haber significativa concentración de valvas en la base de las capas, la que disminuye rápidamente hacia arriba (Fig. 9b). Los restos esqueléticos pertenecen comúnmente a ostras,

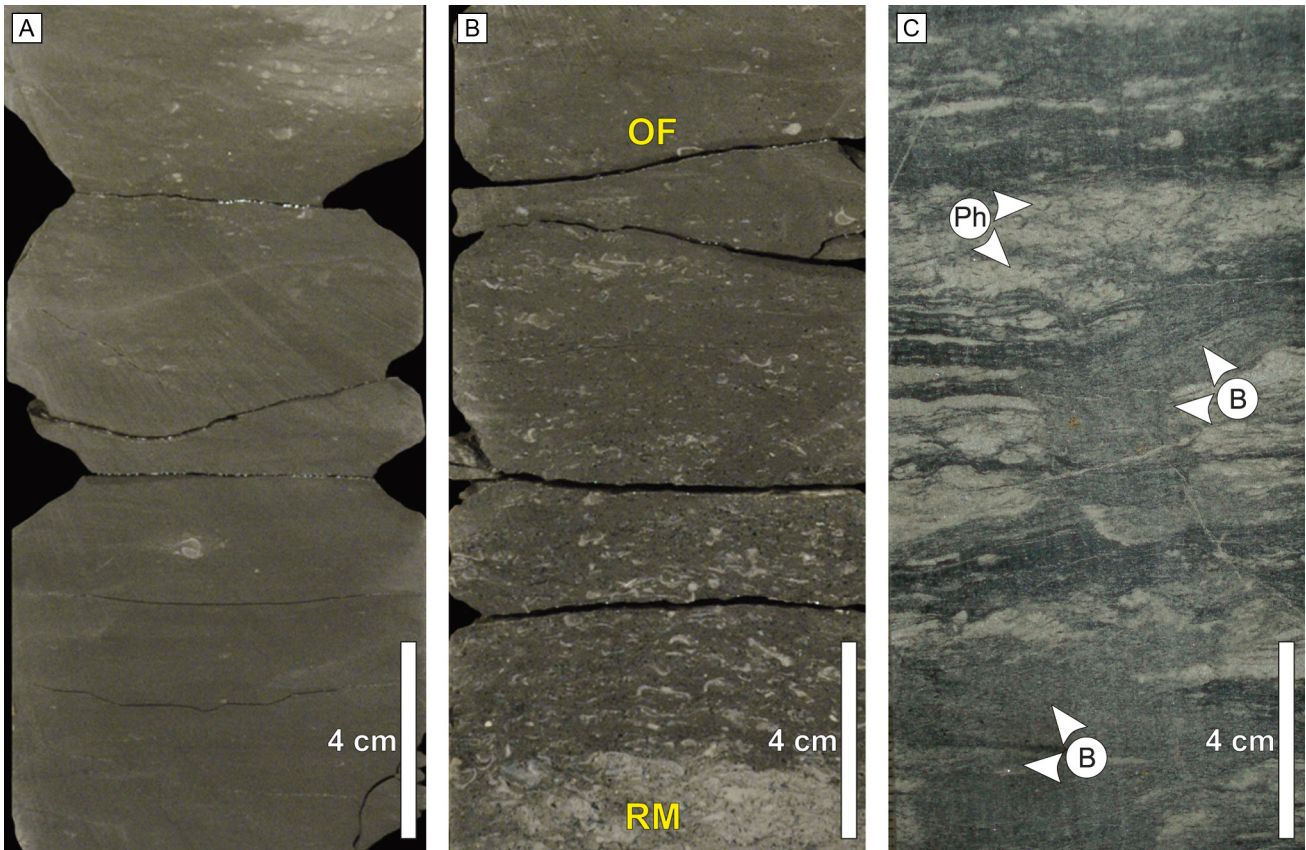


Figura 9. Principales atributos de la asociación silicoclástica de *offshore*. **a)** Fangolitas típicas de esta asociación, que pueden estar difusamente laminadas y portar microfósiles marinos. **b)** Fangolitas silicoclásticas ubicadas en la base de la asociación, que comúnmente se desarrollan por encima de calizas esqueléticas de baja energía (RM). Nótese rápida desaparición de restos esqueléticos (ostras dominantes) hacia arriba. **c)** Intervalo heterolítico lentiforme con capas limolíticas centimétricas (gris claro). Zonas localmente disturbadas por bioturbación. Ph: *Phycosiphon*; B: Traza indeterminada.

Figure 9. Main attributes of the offshore facies association. **a)** Typical siliciclastic mudstones of this association; they can show faint lamination as well as marine microfossils. **b)** Siliciclastic mudstones at the base of the association, typically grading from low-energy carbonates (RM). Note the rapid upward fining of skeletal fragments (mostly oysters) until they completely disappear. **c)** Mudstone-dominated heterolithics with less than 1-cm-thick siltstone layers (lenticular bedding). This facies is locally intensely burrowed. Ph: *Phycosiphon*; B: Undetermined burrow.

equinoideos, microgastrópodos, y/o pelecípodos de valvas muy delgadas. Son fragmentos de hasta pocos milímetros, con significativa fragmentación y con pobre grado de preservación (en ocasiones se presentan parcial o totalmente fosfatizados). Estas fangolitas portan además nódulos carbonáticos y pirita. Los intervalos heterolíticos lentiformes (Fig. 9c) se componen de fangolitas similares a las anteriores con intercalaciones de capas de limolitas gruesas, cuya proporción es siempre menor al 30% del espesor considerado, y puede incrementarse hacia arriba. Los niveles limolíticos individuales raramente superan un centímetro de espesor y por lo general son discontinuas en el ancho del testigo. En dichos niveles no se distingue estructura

interna, pero pueden poseer techos ondulados. Ocasionalmente también presentan bioturbación, representada mayormente por *Phycosiphon* y otras trazas no determinables (Fig. 9c).

Interpretación. Las fangolitas de esta asociación de facies se han acumulado principalmente a partir de decantación y representarían condiciones de muy escasa a nula energía cinética de fondo. La coloración, la frecuente laminación y el escaso contenido fósil sugieren un sustrato con poca actividad endobentónica (Fürsich, 1995). Vale destacar que en estos niveles de fangolitas no se han hallado estructuras mecánicas o fábricas deposicionales que sugieran acumulación por corrientes de fondo

(cf. Trabucho-Alexandre *et al.*, 2012). En cambio, los intervalos heterolíticos lentiformes podrían representar un fondo fangoso dominante, afectado en forma esporádica por corrientes de fondo que aportarían limos gruesos al sistema. Dichas corrientes podrían corresponder a las partes más distales de eventos de tormenta registrados en los depósitos arenosos anteriormente descritos. Sin embargo, la escasez de estructuras mecánicas preservadas (mayormente óndulas) hace difícil ajustar los procesos de emplazamiento de dichas capas de texturas más gruesas. Esta asociación de facies se interpreta como representante de un ambiente marino cercano al nivel de base de olas de tormenta y por debajo del mismo, es decir condiciones de zona de transición bien distal hasta netamente de *offshore* (Reading y Collinson, 1996).

Asociación Carbonática de Rampa Somera (RS)

Descripción. En esta asociación dominan mayoritariamente *grainstones/packstones* oolíticos y oolíticos-esqueletales, con menos frecuentes *rudstones* y *packstones* (Fig. 10). La proporción de elementos terrígenos es típicamente menor al 25% entre los granos y por lo tanto dominan las calizas puras con calizas arenosas subordinadas. Los ooides son los componentes intracuencales más abundantes, y típicamente poseen granulometría equivalente a arena fina, con un grado de selección que varía de buena a moderada (Fig. 10a). Estos agregados se presentan con estructura concéntrica radiada, en su gran mayoría con núcleos terrígenos. Otros componentes intracuencales, como peloides e intraclastos carbonáticos, así como líticos extra-cuencales, pueden ser importantes localmente. Por su parte, los restos esqueletales corresponden a bivalvos indeterminados, ostras, equinodermos y microgastrópodos, con tamaños que no superan los 10 mm generalmente (Fig. 10b). Estos componentes muestran alto grado de fragmentación, baja angulosidad, buena selección y suelen disponerse orientados con respecto al plano de estratificación.

La estructura mecánica más común en estos *grainstones/packstones* es la estratificación entrecruzada planar de moderado a alto ángulo, en sets de 20 a 60 cm (Fig. 10c). Las caras frontales poseen un ángulo de inclinación que oscila entre 12 y 25°, y sucesivos sets pueden inclinar en sentido (aparente) similar. Entre dichas capas frontales ocasionalmente

intercalan láminas milimétricas de fango. En menor medida estas texturas se asocian con estratificación de bajo ángulo, laminación cruzada o niveles masivos (Fig. 10c). En este último caso suelen observarse difusas estructuras biogénicas que podrían corresponder a excavaciones en galerías (?*Thalassinoides*).

Interpretación. Las texturas deposicionales y las estructuras mecánicas sugieren que esta asociación se depositó en un ambiente marino de moderada a alta energía, con dominio de corrientes unidireccionales persistentes. Estos flujos posibilitaban la migración y agradación de megaóndulas en forma recurrente, y condiciones de lecho plano u óndula con menor frecuencia. La fauna representada en los restos esqueletales sugiere un ambiente marino abierto, de salinidad cercana a la normal (e.g. presencia de equinodermos) y compuesta mayoritariamente por organismos no dependientes de la luz (Fürsich, 1995). Por otra parte, la abundancia de agregados carbonáticos, en especial ooides, sugiere aguas someras con alta saturación en carbonato (Nelson, 1988). Se interpreta que este conjunto de facies representaría el desarrollo de barras (*shoals*) en un ambiente marino submareal de rampa somera carbonática a mixta (Spalletti *et al.*, 2000; Christ *et al.*, 2012). En este contexto, los *grainstones/packstones* oolítico-bioclásticos con alta preservación de estructuras primarias podrían corresponder a los núcleos de dichas barras, en donde inclusive la actividad de organismos bioturbadores (por ejemplo crustáceos) estaba prácticamente inhibida. En cambio, las facies con cierta proporción de matriz (*packstones*), menor proporción de ooides y/o más bioturbadas, podrían haberse generado hacia las porciones más marginales de dichas barras, tanto hacia el continente como hacia sectores más distales del medio marino. Similares interpretaciones han sido propuestas para sedimentitas de rampas y plataformas en ejemplos fósiles y actuales (e.g. Tucker *et al.*, 1993; Rankey y Reeder, 2011; Christ *et al.*, 2012).

Asociación Carbonática de Rampa Media (RM)

Descripción. Esta asociación se encuentra constituida por litofacies mixtas o carbonáticas con significativa proporción de matriz micrítica. Dominan las texturas correspondientes a *wackestones* y

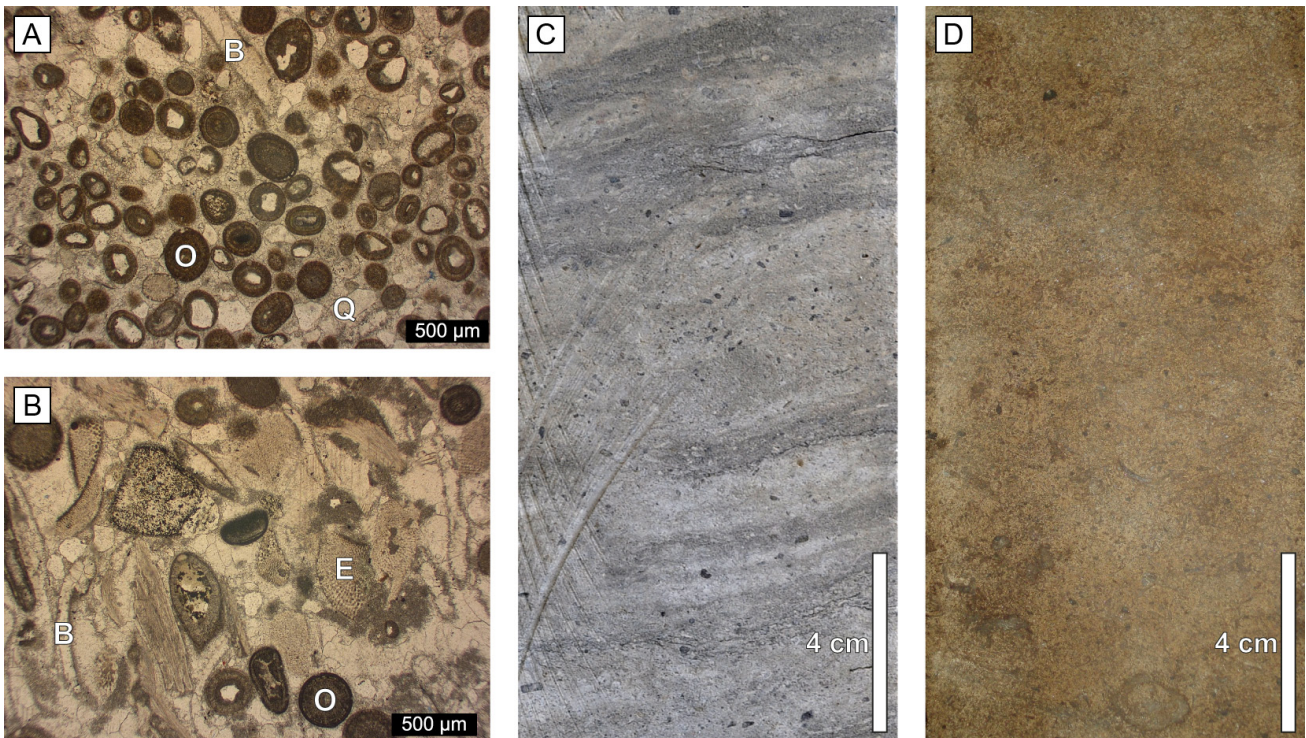


Figura 10. Litofacies de la asociación carbonática de rampa somera. **a)** Foto de corte delgado (nicoles paralelos) de *grainstone/packstone* oolítico-esqueletal, típico de esta asociación. Se observa textura clasto y cemento-sostén, baja proporción de terrígenos (< 15%) y dominio de ooides (O) versus bioclastos (B). **b)** Foto de corte delgado (nicoles paralelos) de *grainstone/rudstone* esqueletal-oolítico, con alta proporción de fragmentos de equinodermos (E). **c)** Detalle de corona mostrando un *grainstone* con *set* de estratificación entrecruzada de moderado a alto ángulo. **d)** Detalle de corona de *grainstone/packstone* con masividad, posiblemente secundaria.

Figure 10. Lithofacies of the shallow ramp facies association. **a)** Thin section photograph (cross-parallel light) of ooid-skeletal packstone/*grainstone*. Note clast-supported texture, low proportion of siliciclastic material (< 15%), and ooids (O) dominating over bioclasts (B). **b)** Thin section photograph (cross-parallel light) of skeletal-oid *grainstone/rudstone*, with high proportion of echinoid fragments (E). **c)** Core photograph showing cross-stratified *grainstone* with abundant intraclasts (black fragments). **d)** Massive *grainstone-packstone*; massivity in this case is likely a post-depositional feature.

wackestones/packstones, con menor proporción de *floatstones* (Fig. 11). El contenido de elementos terrígenos oscila entre 10 y 50%, y valores de 20-30% son comunes. Por lo tanto, las rocas corresponden tanto a calizas puras como a sedimentitas híbridas (Fig. 11a,b). Entre los componentes intracuencales dominan los restos esqueletales, con una participación que puede ser casi excluyente o acompañada por agregados carbonáticos hasta en un 30%. Los fragmentos de ostras y pelecípodos indeterminados son mayoritarios, y en forma subordinada aparecen restos de equinodermos (placas y espículas), serpulidos, microgastrópodos, foraminíferos y ostrácodos. Estos bioclastos se disponen en forma caótica flotando en la matriz, generalmente desarticulados y con variable grado de fragmentación. Por lo general, el tamaño promedio

de los mismos es menor a 2 mm (*wackestones* y *wackestones/packstones* esqueletales, Fig. 11c), pero en ciertas capas se concentran abundantes fragmentos psefíticos (de hasta 40 mm), articulados o desarticulados y sin orientación espacial preferencial, constituyendo texturas de *floatstones* (Fig. 11d). En lo que respecta a otros componentes intracuencales, los intraclastos son abundantes localmente y los peloides son raros, en tanto la glauconita, tanto en granos como revistiendo otros restos intracuencales es localmente abundante (Fig. 11a). Si bien las estructuras mecánicas están ausentes en esta asociación, es común el desarrollo de suturas de disolución arcillosas anastomosadas conformando una fábrica “nodular” (Fig. 11c). El espesor, extensión y abundancia de las suturas arcillosas disminuye desde los *wackestones* a los

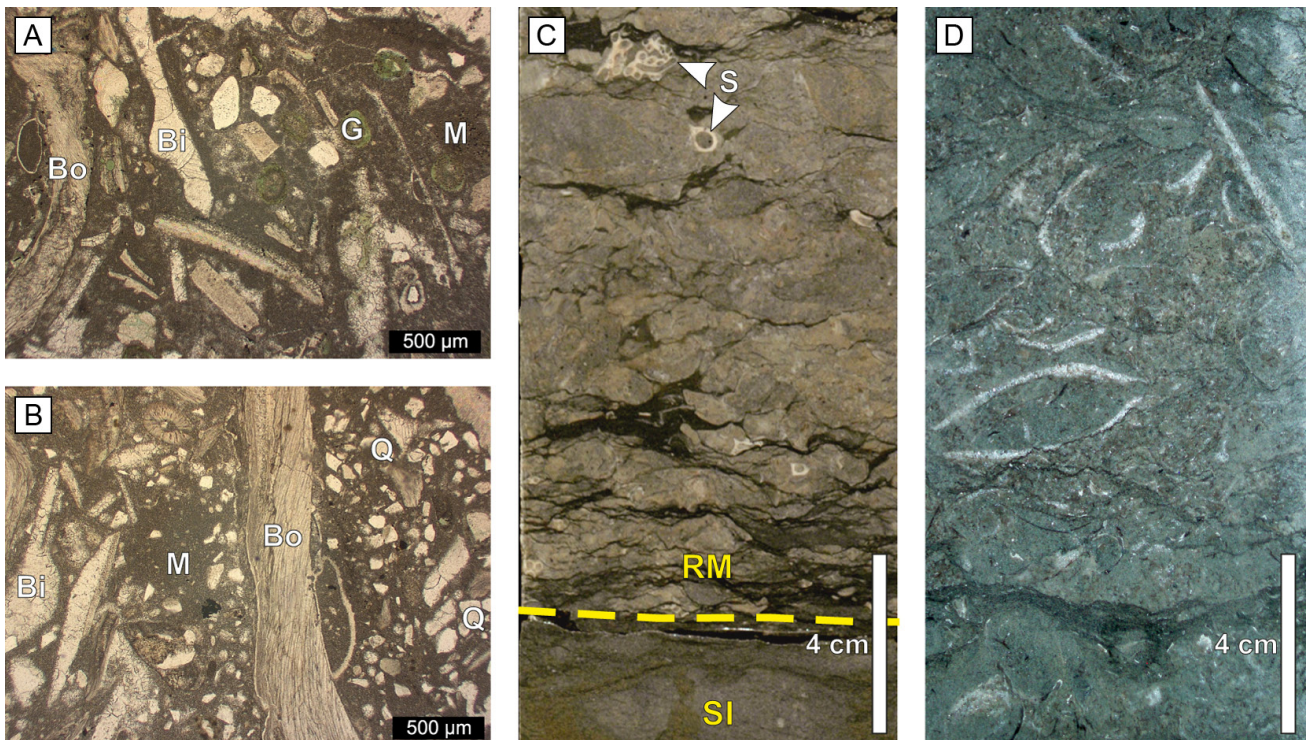


Figura 11. Principales atributos de la asociación carbonática de rampa media. **a)** Foto de corte delgado (nicoles paralelos) de un *wackestone* esquelético, con micrita (M) en textura matriz sostén (M), amplio dominio de bioclastos (Bi: bivalvos indeterminados y Bo: ostras) y presencia de granos de glauconita (G). **b)** Foto de corte delgado (nicoles paralelos) de un *wackestone/packstone* esquelético terrígeno; nótese la abundante participación de granos de cuarzo (Q). **c)** Detalle de corona mostrando *wackestone* con desarrollo de *seams* arcillosos continuos y discontinuos y restos de serpúlidos dispersos. Nótese la base con contacto neto (línea amarilla punteada) sobre arenisca silicoclástica de asociación de *shoreface* inferior (SI). **d)** Detalle de corona mostrando *floatstone* con alta proporción de fragmentos psefíticos, con baja fragmentación y sin orientación preferencial (compárese con figura 7b); algunos inclusive se presentan articulados. Esta facies al microscopio posee texturas similares a las mostradas en a) y b).

Figure 11. Main attributes of the middle-ramp facies association. **a)** Thin section photograph (cross-parallel light) of skeletal wackestone showing micrite (M) in matrix-supported texture, high proportion of bivalve-derived bioclasts (Bi: undetermined bivalve; Bo: oyster fragments), and glauconite grains (G). **b)** Thin section photograph (cross-parallel light) of quartz-rich (Q), skeletal wackestone/packstone. **c)** Core detail showing wackestone with continuous and discontinuous argillaceous seams, as well as serpulids (S). Note sharp basal contact against lower-shoreface siliciclastic sandstone (dotted yellow line). **d)** Core detail showing skeletal floatstone with gravel-size bioclasts having low fragmentation and low spatial orientation (compare with figure 7b); some are even articulated. Texture of this lithofacies under the microscope is similar to the ones shown in a) and b).

wackestones/packstones.

Interpretación. La abundante matriz micrítica presente en las litofacies de esta asociación se ha generado a partir de decantación desde suspensión en un ambiente de baja energía, con importante aporte de material carbonático. Las condiciones tafonómicas de los restos esqueléticos indican asociaciones fósiles mayormente parautóctonas, y por lo tanto representan la asociación faunística preservada que se desarrolló en esos sedimentos de grano fino (cf. Fürsich, 1995). Dicha asociación de invertebrados bentónicos, conformada enteramente por organismos no dependientes de la luz y

dominada por bivalvos infaunales, representa una asociación *heterozoan* (James, 1997). Dentro de esta asociación localmente se distingue, además, una alta participación de organismos epibentónicos (ostras cementantes y/o serpúlidos). En rampas carbonáticas, texturas deposicionales de *wackestones*, *wackestones/packstones* y *floatstones* esqueléticos pueden generarse tanto en ambientes de albufera, es decir por detrás de barras de alta energía, como en ambientes más hacia el interior del medio marino, ya por debajo del nivel de olas de buen tiempo (Tucker *et al.*, 1993; Wright y Burchette, 1996; Christ *et al.*, 2012). A diferencia de lo hallado en la asociación de facies aquí descrita, los peloides y oncoides suelen

ser componentes abundantes en la acumulación de *lagoons*, y, por el contrario, raros los invertebrados estenohalinos (e.g. equinodermos). Por lo tanto, se considera que esta asociación de calizas esqueléticas con alta proporción de fango representa un ambiente distal, que podría corresponder a un ambiente de rampa media. Sin embargo, a diferencia de los modelos clásicos de facies en rampas (e.g. Wright y Burchette, 1996), este sector medio no estaría caracterizado por abundantes flujos relacionados con tormentas, sino que tendrían fuerte influencia en las texturas resultantes la actividad de los organismos bentónicos. En ese sentido, se asemejan a asociaciones de rampa media fangosas definidas en otras sucesiones del mundo (e.g. Christ *et al.*, 2012), así como en la misma Formación Mulichinco en afloramiento (Schwarz, 1999; Schwarz, 2012).

SUPERFICIES CLAVE Y DISEÑOS ESTRATALES

El análisis de los diseños de superposición vertical de las sucesiones sedimentarias y las principales superficies de discontinuidad permiten identificar sucesiones genéticamente vinculadas, es decir secuencias, así como sus intervalos constituyentes (Van Wagoner *et al.*, 1990). De esta manera es posible caracterizar con mejor precisión las fajas de facies que conforman un determinado sistema de acumulación marino.

El Miembro Superior de la Formación Mulichinco en el yacimiento Cañadón Amarillo se caracteriza por una cíclica alternancia vertical de intervalos carbonáticos y silicoclásticos (Fig. 6). Sobre la base del abundante registro de testigos de corona y buena densidad de pozos dentro del área de estudio fue posible generar correlaciones de alta confianza para cada uno de ellos (Figs. 12, 13). Estas correlaciones muestran que los paquetes carbonáticos están claramente subordinados en abundancia a los intervalos silicoclásticos, representando típicamente un 20-30% del espesor total de la unidad. En lo que respecta a su extensión lateral, ambos tipos de intervalos superan el área considerada para la correlación (unos 6 km máximo), mostrando en algunos casos leves variaciones de espesor, pero sin constatar un pasaje lateral entre intervalos puramente silicoclásticos a otros carbonáticos o viceversa (Figs. 12, 13).

Los intervalos carbonáticos, independientemente de las facies que los conformen, están limitados

por superficies netas, en ocasiones erosivas, que en algunos casos inclusive portan clastos de litologías infrayacentes (Figs. 11c, 14a,b). Estos tipos de contacto sugieren un hiato depositacional y significativos episodios de erosión entre los topes de los paquetes silicoclásticos infrayacentes y los intervalos carbonáticos, y por lo tanto representan superficies de discontinuidad principales dentro del registro analizado. Por su parte, el pasaje desde los niveles carbonáticos a los paquetes silicoclásticos es por lo general transicional, en los que se registra una pérdida gradual de los fragmentos esqueléticos y un enriquecimiento de materiales terrígenos, sean éstos puramente pelíticos o mezclas de arena y fango pertenecientes a la asociación de zona de transición (Figs. 9b, 14c). A diferencia del caso anterior, estos contactos no representan superficies de discontinuidad, más bien probablemente cambios graduales en la relación entre aporte terrígeno y productividad carbonática. Si bien estas observaciones de las superficies estratigráficas están condicionadas por su carácter puntual en los testigos corona (unidimensional), cabe consignar que estudios de la misma unidad en afloramiento tridimensionales permitieron el reconocimiento de superficies de discontinuidad similares en la base de los carbonatos y graduales en el pasaje de los carbonatos a los paquetes silicoclásticos (Schwarz, 2010, 2012).

Los intervalos carbonáticos son, o bien relativamente delgados (0,5-3 m de potencia) y dominados por la asociación de facies de rampa media, o de mayor potencia (2-8 m de espesor) y con importante participación de la asociación de rampa somera (Figs. 6, 12, 13). En este último caso es común que se registren arreglos verticales en donde las facies de baja energía pasan a las de alta energía en forma gradual, conformando sucesiones de hasta 3 m de potencia. En forma adicional, en los intervalos más potentes suele registrarse un incremento en la proporción de componentes carbonáticos de base a techo. En lo que hace a la distribución espacial de asociaciones, se aprecia un incremento de las facies de alta energía hacia el sureste (e.g. Pozo-2).

Los intervalos silicoclásticos poseen 2 a 16 m de espesor y están conformados por uno o más arreglos verticales granocrecientes de menor escala (< 5 m), con pasaje gradual desde asociación de facies de *offshore* a transición, y/o de ésta a la asociación de *shoreface* inferior. Comúnmente los sucesivos arreglos

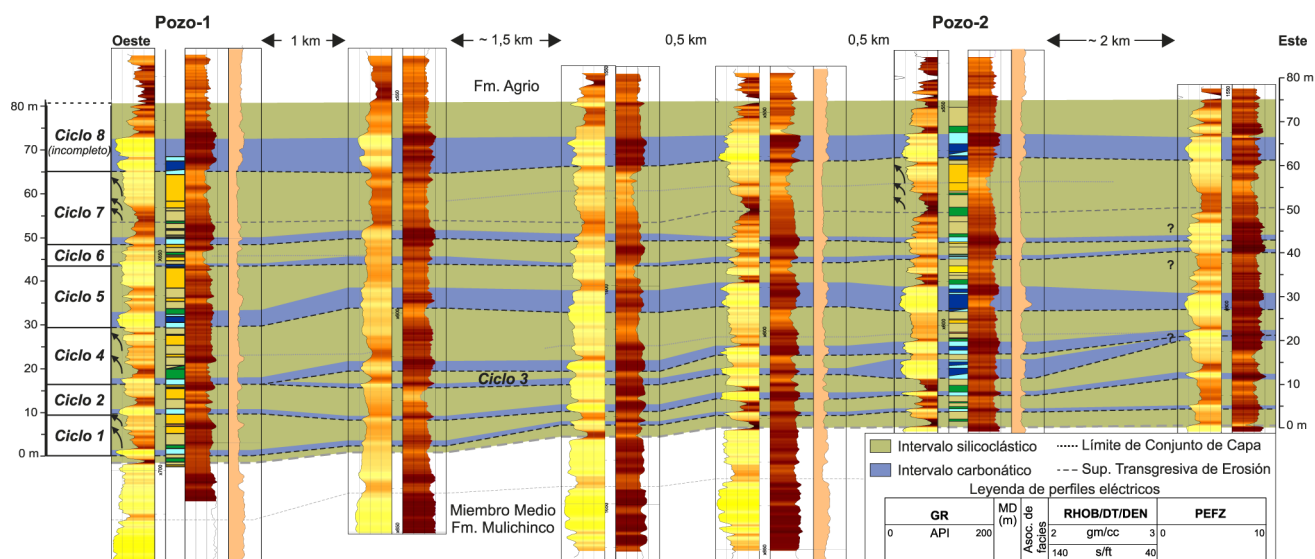


Figura 12. Panel de correlación en sentido este-oeste mostrando el desarrollo vertical y lateral de intervalos carbonáticos y silicoclásticos. Todos los intervalos identificados en las coronas se extienden en el área de estudio excepto los asignados al Ciclo 3, que se asume que son truncados hacia el oeste. Nótese que no se registran pasajes laterales entre paquetes potentes clásticos y carbonáticos, y aún los paquetes más delgados de estos últimos cerca de la base de la unidad pueden ser correlacionados con relativa confianza a lo largo de varios sondeos. Algunos límites de conjuntos de capas reconocidos en coronas pueden ser correlacionados entre pozos aunque con mayor incertidumbre. Ubicación de panel en figura 4. El código de color de las asociaciones de facies está indicado en figura 6.

Figure 12. East-west correlation panel showing vertical and spatial distribution of carbonate and siliciclastic intervals. All of them can be correlated across the entire study area except for intervals attributed to Cycle 3, which are inferred to be truncated toward the west. Note that lateral transitions from thick siliciclastic packages to carbonate intervals are not recorded, and even thin carbonate hemicycles are correlated with high confidence between several wells. Some bedsets boundaries identified in cores can be correlated, albeit with less confidence, between several wells. Location of panel in figure 4. Color code of facies associations as in figure 6.

verticales muestran a su vez un arreglo general de somerización, pero en un caso se registra un diseño de superposición inverso (e.g. Pozo-1, entre 46 y 43 m, Fig. 6). Los intervalos silicoclásticos de cada ciclo son claramente correlacionables en el ámbito de estudio, no así las sucesiones granocrecientes de menor escala (Figs. 12, 13). Si bien en la gran mayoría de los ciclos la aparición de depósitos de la asociación de *shoreface* inferior se produce en forma gradual sobre sedimentitas más finas, se ha registrado al menos un caso en el que un intervalo de areniscas de esta asociación de facies se apoya mediante base neta y erosiva por encima de pelitas y depósitos heterolíticos (Pozo-2 y Pozo-4, Fig. 13).

DISCUSIÓN

Interpretación de los Ciclos o Secuencias de Pequeña Escala

Sobre la base de las asociaciones de facies defi-

nidas e interpretadas en este trabajo, así como de las superficies de discontinuidad principales y arreglos estratales reconocidos, se logró establecer que las unidades estratigráficas fundamentales del Miembro Superior de la Formación Mulichinco en la región están conformados por ciclos de pequeña escala (Zecchin, 2007), limitados por superficies erosivas y compuestos por hemiciclos carbonáticos en la base y hemiciclos silicoclásticos en la porción superior (Fig. 15). Para el caso particular de estos tipo de ciclos o unidades estratigráficas de pequeña escala (típicamente de pocos metros de potencia), también se ha sugerido recientemente el término “secuencias de alta frecuencia” en recientes intentos por utilizar una terminología unificada dentro de la estratigrafía secuencial de alta resolución (Zecchin y Catuneanu, 2013).

Superficie basal. Los hemiciclos carbonáticos se apoyan sobre superficies de discontinuidad que, atestiguando comúnmente erosión física, truncan

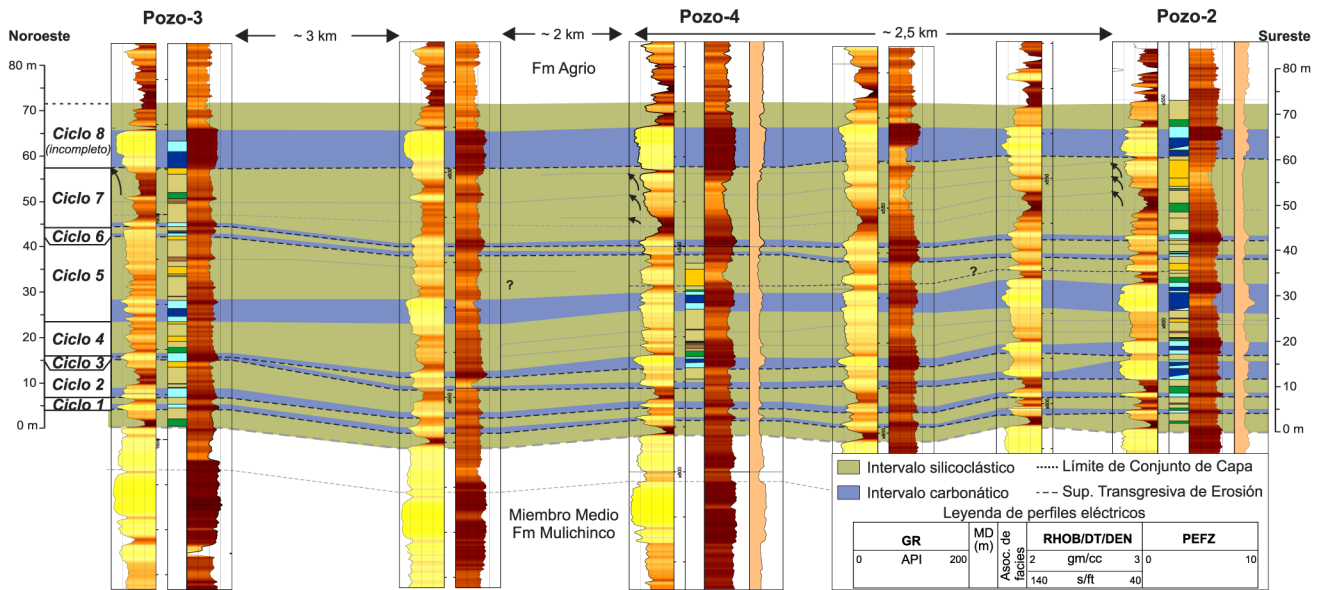


Figura 13. Panel de correlación mostrando el desarrollo vertical de intervalos carbonáticos y silicoclásticos, pero en sentido sureste-noroeste. Nótese que al igual que en el caso anterior no se registran pasajes laterales entre paquetes potentes clásticos y carbonáticos. Algunos límites de conjuntos de capas reconocidos en coronas pueden ser correlacionados entre pozos aunque con mayor incertidumbre. En el Ciclo 7 dichos conjuntos de capas pasan a facies relativamente más distales hacia el noroeste, sugiriendo un tren proximal-distal hacia el norte (al menos para ese momento). Ubicación de panel en figura 4. El código de color de las asociaciones de facies está indicado en figura 6.

Figure 13. Southeast-northwest correlation panel showing vertical and spatial distribution of carbonate and siliciclastic intervals. Note that, as in the east-west panel, lateral transitions from thick siliciclastic packages to carbonate intervals do not occur. Some bedsets boundaries identified in cores can be correlated, albeit with less confidence, between several wells. Bedsets of Cycle 7 comprise progressively more distal facies toward the north, suggesting a distal basin location in that direction (at least for that time). Location of panel in figure 4. Color code of facies associations as in figure 6.

a depósitos correspondientes a las asociaciones de *shoreface* inferior o zona de transición de un ciclo infrayacente (Figs. 14, 16). En muchos casos la porción basal de los intervalos carbonáticos está representada por *wackestones* esqueletales dominados por restos de organismos epibentónicos cementantes (e.g. ostras y serpúlidos), sugiriendo la instalación de una fauna que podría estar relacionada con períodos de baja tasa de sedimentación efectiva (Fürsich *et al.*, 1991; Schwarz *et al.*, 2006; Lazo, 2007). Por su parte, el hecho de que en muchos casos las facies carbonáticas de la base de un ciclo representen un ambiente de acumulación relativamente más distal que los sedimentos silicoclásticos que se hallan inmediatamente por debajo (Fig. 15) implica, no sólo una significativa reducción de la relación entre aporte extracuenal y productividad intracuenal, sino que también sugiere un ascenso del nivel relativo del mar. Por lo tanto, se interpreta que las superficies basales de los ciclos o secuencias de pequeña escala representan superficies transgresivas de erosión

(*transgressive ravinement surfaces*, Swift, 1968) (Fig. 16), generadas probablemente por la acción de olas y corrientes durante un fenómeno de retrogradación de la línea de costa (Nummedal y Swift, 1987; Cattaneo y Steel, 2003). En ambientes marinos estas superficies transgresivas de erosión suelen co-existir con las superficies del inicio de este tipo de fenómenos, llamadas superficies transgresivas (Posamentier y Vail, 1988) o de máxima regresión (Helland-Hansen y Martinsen, 1996).

Hemiciclos carbonáticos. Estos hemiciclos representan la instalación de un ambiente marino de rampa carbonática a mixta durante un estadio transgresivo (Fig. 16). En este sistema de acumulación se registran regiones de baja energía asignados a una rampa media, en donde predomina la acumulación de fango carbonático y alta proliferación (y preservación) de invertebrados bentónicos (asociación de facies de rampa media). Hacia porciones más proximales de dichas rampas se generaban barras oolíticas-

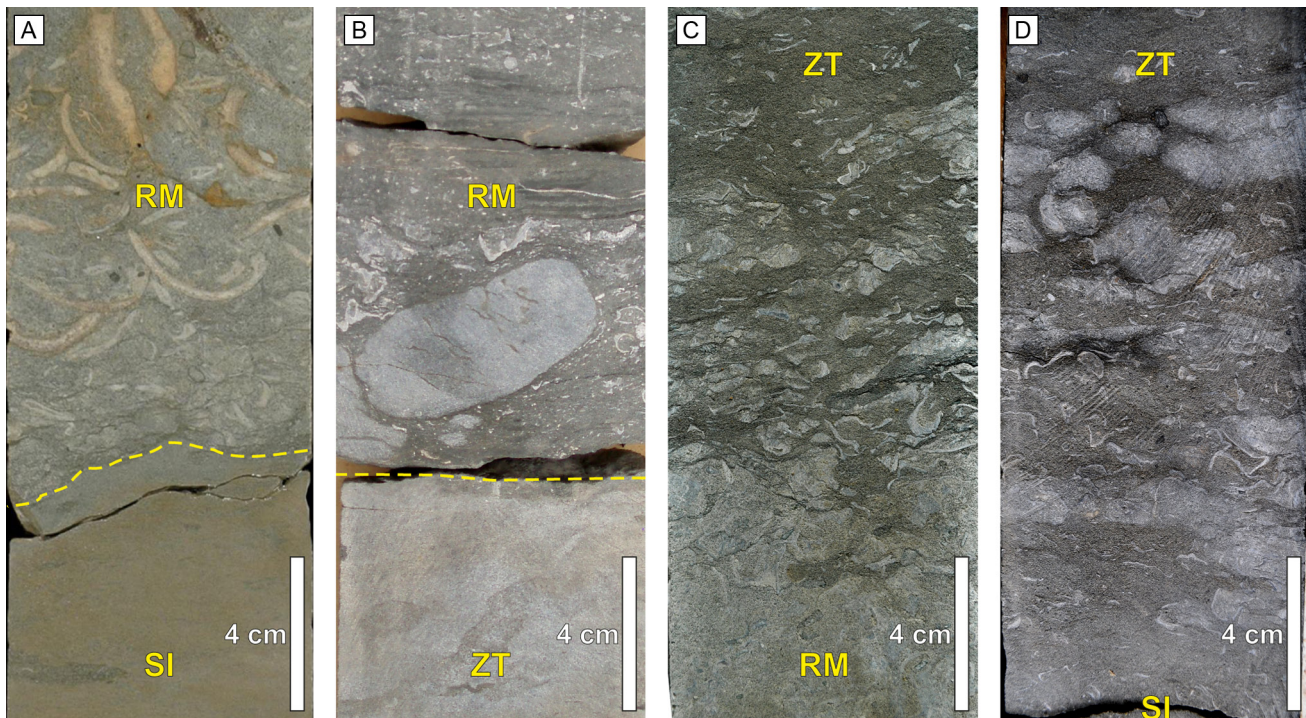


Figura 14. Principales atributos de las superficies que limitan a los intervalos carbonáticos y silicoclásticos y dentro de intervalos regresivos. **a)** Base de hemicycle carbonático (Ciclo 5, Pozo-3), con desarrollo de superficie erosiva sobre depósitos infrayacentes de *shoreface* inferior. **b)** Base de hemicycle carbonático (Ciclo 8, Pozo-1), el cual posee intraclastos de areniscas fangosas cementadas de depósitos previos (pertenecientes ambiente de zona de transición), indicando una cementación temprana y posterior retrabajo. **c)** Pasaje gradual entre tope de hemicycle carbonático compuesto por *wackestone* esqueletal de rampa media, a areniscas fangosas de asociación de zona de transición (Ciclo 3, Pozo-2). Nótese rápida disminución de proporción y tamaño de fragmentos de ostras en menos de 15 cm de espesor. **d)** Concentrado esqueletal dentro de un hemicycle silicoclástico, que coincide con un pasaje vertical entre facies más proximales por abajo (*shoreface* inferior) a más distales por arriba (zona de transición) y se interpreta como un límite entre conjunto de capas. Dentro del concentrado, que posee matriz de arenisca fangosa, se aprecia rápida disminución de ostras hacia arriba. (Ciclo 4, Pozo-2). SI: asociación de facies de *shoreface* inferior; ZT: asociación de facies de zona de transición; RM: asociación de facies de rampa media.

Figure 14. Main attributes of bounding surfaces between carbonate and siliciclastic intervals. **a)** Erosional surface at the base of a carbonate hemicycle (Ciclo 5, Pozo-3), truncating lower-shoreface deposits. **b)** Hemicycle carbonate base (Ciclo 8, Pozo-1) having cobble-size clasts of cemented muddy sandstones reworked from the underlying succession. **c)** Gradual vertical transition from the top of a carbonate interval (skeletal *wackestone* of middle ramp association), to offshore-transition muddy sandstones (Ciclo 3, Pozo-2). Note that bioclasts rapidly fine and decrease in abundance upwards over a 15 cm-thick interval. **d)** Shell bed within a siliciclastic hemicycle (Ciclo 4, Pozo-2), which occurs at the boundary between a proximal facies below (lower shoreface) and a relatively distal facies above (offshore-transition) and is interpreted to represent a bedset boundary. Oyster fragments fine upwards. SI: lower-shoreface facies association; ZT: offshore-transition facies association; RM: middle-ramp facies association.

esqueletales a partir de flujos principalmente unidireccionales de moderada a alta energía, que podrían haber estado vinculados con corrientes mareales o paralelas a la costa (asociación de rampa somera). En este contexto, los arreglos internos granocrecientes de escala métrica que se reconocen dentro de los hemicyclos carbonáticos podrían corresponder a fenómenos de progradación del sistema de rampa (Burchette *et al.*, 1990; Tucker *et al.*, 1993), como a variaciones en la profundidad

a la que actuaban las corrientes unidireccionales (James, 1997). Por su parte, la distribución espacial de asociaciones de facies carbonáticas indicaría que la región más somera en estos períodos transgresivos se encontraba en líneas generales hacia el sureste (Fig. 15).

La retrogradación de la línea de costa durante el desarrollo de los hemicyclos transgresivos habría posibilitado la generación de superficies transgresivas de erosión y la captura de gran parte de

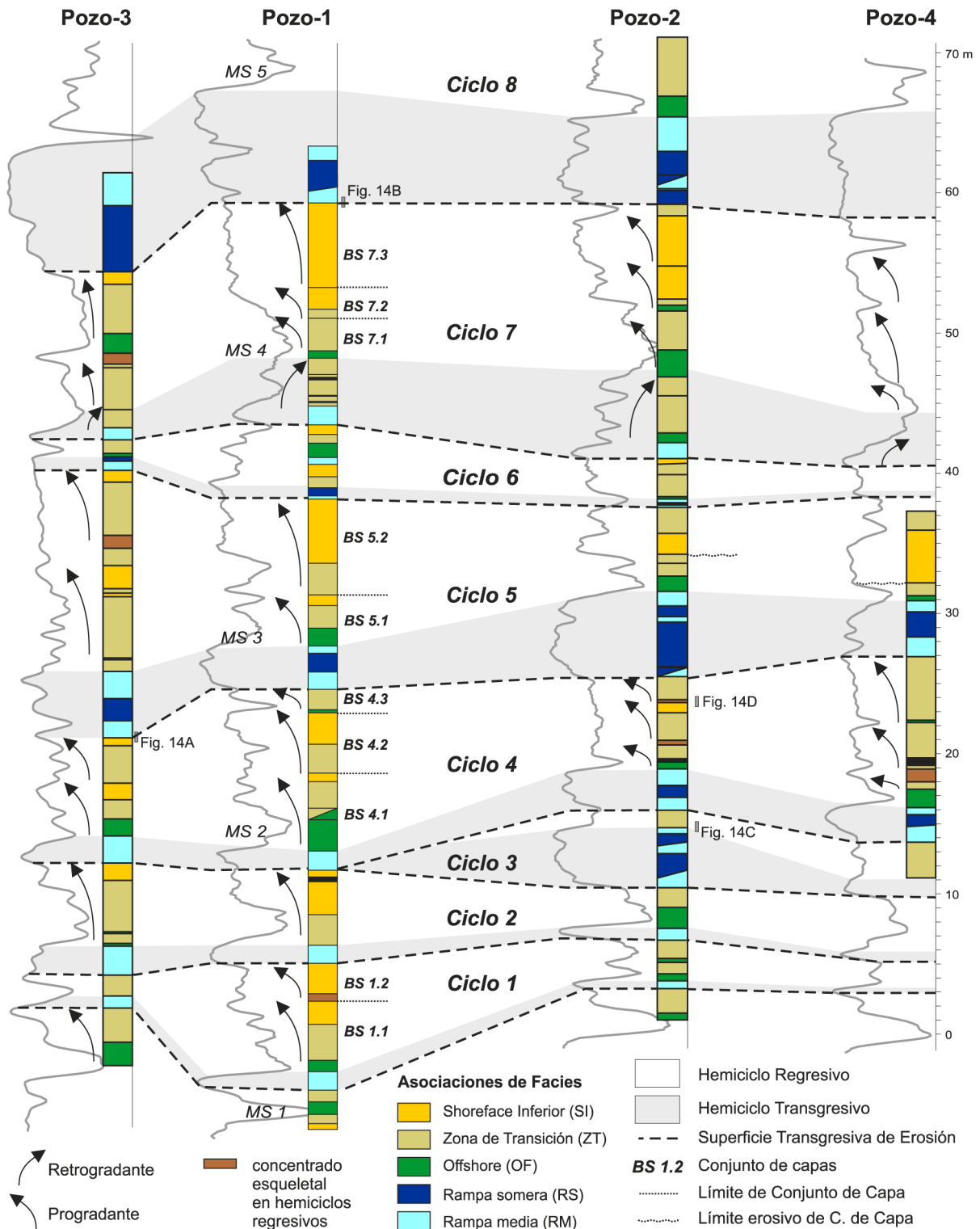


Figure 15. Ciclos identificados en los testigos de corona del Miembro Superior de la Formación Mulichinco, con los hemicyclos carbonáticos (transgresivos) y silicoclásticos (regresivos) constituyentes, y sus superficies limitantes. También se muestran los conjuntos de capas con arreglo interno somerizante que se reconocieron en algunos hemicyclos regresivos. Nótese la mayor proporción relativa de facies de *shoreface* inferior hacia el sur (e.g. Pozo-1 vs Pozo-3). La posición estratigráfica de las distintas ilustraciones mostradas en la figura 14 está indicada en esta figura. Ubicación de sondeos en figura 4.

Figure 15. Cycles identified in the studied cores of the Upper Member of the Mulichinco Formation. Carbonate (transgressive) and siliciclastic (regressive) hemicycles, as well as bounding surfaces are indicated. Bedsets recognized in several regressive hemicycles are also shown. Note higher proportion of lower-shoreface facies in the southern cores (e.g. Pozo-1 versus Pozo-3). Stratigraphic position of core photos presented in figure 14 is shown. Well location in figure 4.

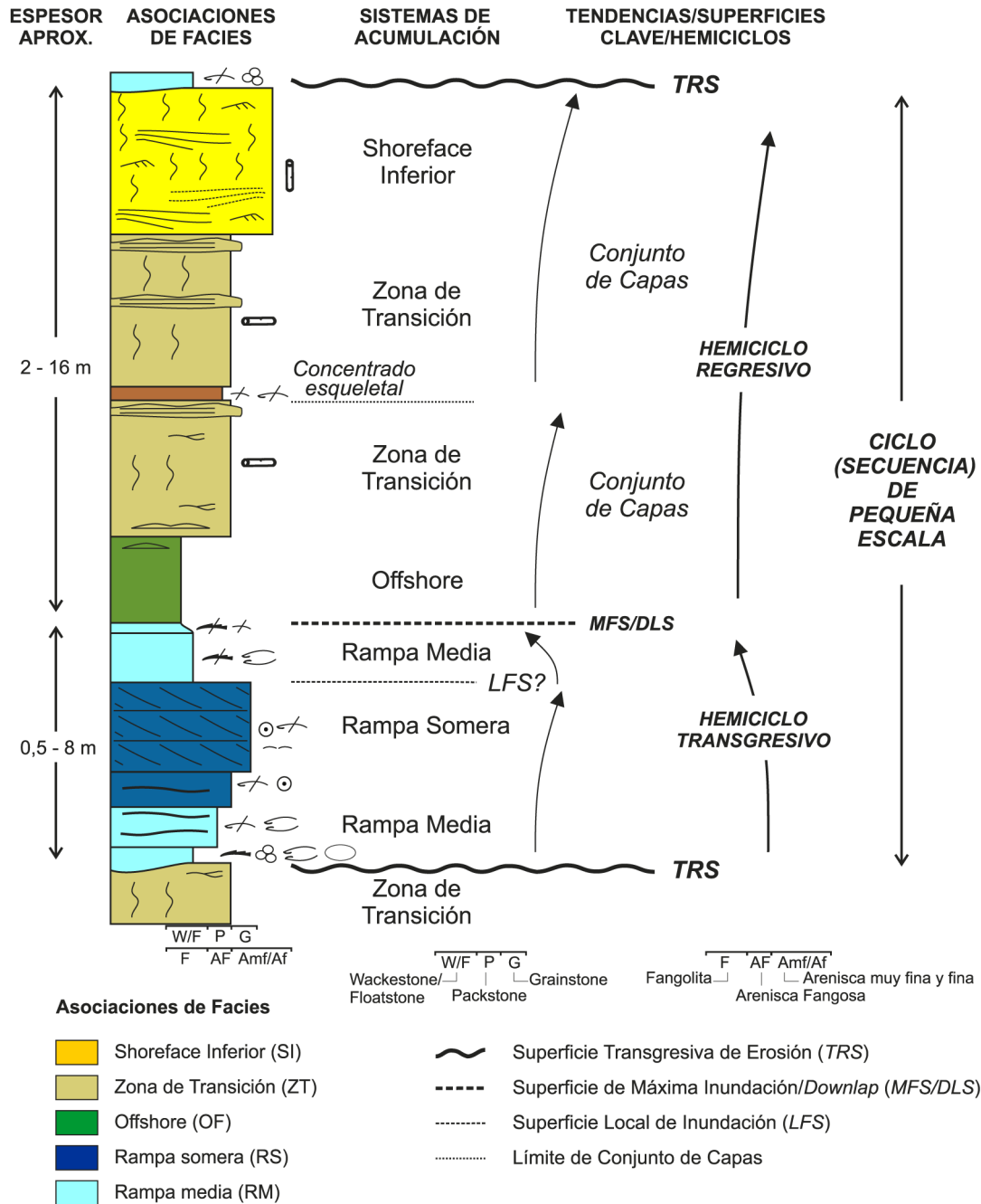


Figure 16. Sucesión vertical esquemática que sintetiza las facies, espesores, ambientes depositacionales, superficies clave, arreglos estratales y contexto secuencial para los ciclos individuales reconocidos en el Miembro Superior de la Formación Mulichinco. Estos ciclos se interpretan como secuencias de alta frecuencia limitadas por superficies transgresivas de erosión y están típicamente compuestas por hemiciclos transgresivos relativamente delgados y dominados por componentes carbonáticos y hemiciclos silicoclásticos más potentes. El carácter no erosivo del límite entre ambos hemiciclos se asume a los fines prácticos como la superficie de máxima inundación (MFS), aunque en rigor refleja la acumulación significativa de sedimento terrígeno en el área durante el desarrollo de la progradación y por lo tanto equivaldría también a una superficie de downlap (DLS). Para referencias en el perfil véase leyenda en figura 6.

Figure 16. A conceptual vertical succession summarizing facies, thickness, depositional environments, key surfaces and sequence stratigraphic framework inferred for the individual cycles recognized in the Upper Member of the Mulichinco Formation. These cycles are interpreted to represent high-frequency sequences bounded by marine transgressive ravinement surfaces, and they typically comprise a fairly thin transgressive carbonate-dominated hemicycle and a thicker, regressive siliciclastic hemicycle. The non-erosional contact between the two hemicycles is defined as the maximum flooding surface (MFS), which in this case would also coincide with the downlap surface (DLS) because this facies contact reflects the onset of siliciclastic accumulation in the area during renewed progradational conditions. For log legend see figure 6.

material silicoclástico generado en esos momentos en ambientes marino-marginales (Allen y Posamentier, 1993; Sixsmith *et al.*, 2008). Se interpreta que el material terrígeno que se encuentra presente en estos hem Ciclos habría logrado “escapar” de los ambientes marino-marginales y/o ser el producto del retrabajo de depósitos silicoclásticos previos (sedimentos palimpsestos, Swift *et al.*, 1971, James *et al.*, 1992). En cualquier caso, se aprecia que la fracción terrígena disminuye en la vertical, evidenciando que el proceso transgresivo tendía a dejar cada vez menos material terrígeno disponible para diluir a los carbonatos generados en la cuenca. Hacia el final del intervalo transgresivo también habría sido común que aquellas áreas que representaban condiciones de rampa somera fueran reemplazadas por condiciones de rampa media, ya que, en todos los hem Ciclos carbonáticos en los que están presentes las facies de rampa somera, éstas pasan a facies de rampa media antes de gradar a sedimentos silicoclásticos (Fig. 15). Esta superficie dentro de un intervalo transgresivo podría ser interpretada como una superficie local de inundación (*local flooding surface*, Fig. 16), típicamente formada en ambientes distales de la plataforma marina por erosión y escasez de aporte terrígeno (Abbott, 1998; Zecchin y Catuneanu, 2013). Sin embargo, evidencias contundentes como intensidad de bioturbación anómalamente alta y/o presencia de trazas fósiles identificando una icnofacies de *Glossifungites* (cf. Abbott, 1998) no han sido documentadas en este caso.

Hemiciclos silicoclásticos. Estos hem Ciclos se interpretan como el producto de la instalación de un sistema marino netamente progradante (Fig. 16), en donde el aporte silicoclástico extracuenal superaba ampliamente al espacio de acomodación disponible y la eventual productividad carbonática (Van Wagoner *et al.*, 1990). Las asociaciones de facies sugieren un sistema de acumulación influenciado por olas de tormenta y buen tiempo en el *shoreface* y zona de transición, y una progresiva disminución de su influencia hacia el *offshore*. La mayor proporción de facies someras se encuentra hacia el sur-sureste (Figs. 13, 15), sugiriendo un sistema que se profundizaba en sentido contrario. En ocasiones en las que el aporte terrígeno no era tan significativo, los depósitos resultantes involucran una proporción importante de componentes esqueletales y/o ooides. Si bien estos hem Ciclos somerizantes se interpretan como la

progradación de la línea de costa a una determinada escala, internamente suelen estar formados por sucesiones progradantes de menor escala (1-5 m, Fig. 15), separados por superficies de no deposición. Dichas sucesiones podrían interpretarse como episodios menores de somerización limitadas por superficies de inundación o decrecimiento del régimen de olas que podría desencadenar una ligera migración de facies hacia el continente (Hampson, 2000; Hampson y Storms, 2003). En cualquier caso, estos paquetes granocrecientes de escala métrica se consideran conjuntos de capas o *bed sets* (cf. Van Wagoner *et al.*, 1990) (Fig. 16), típicamente limitados por discontinuidades de menor extensión areal y jerarquía que las desarrolladas en la base de los hem Ciclos progradantes y que tienden a amalgamarse en sectores someros (Hampson y Storms, 2003; Charvin *et al.*, 2010). La dificultad para correlacionar conjuntos de capas en toda la extensión del área de estudio podría deberse a este factor (Figs. 12, 13). Por su parte, el hecho de que algunas de sus superficies limitantes estén demarcadas por areniscas o areniscas fangosas con alta proporción de elementos esqueletales (Figs. 14d, 16) sugiere que su generación coincidía con momentos de disminución (al menos localmente) del aporte terrígeno. Hacia el interior de cuenca estos concentrados esqueletales podrían enriquecerse en material pelítico y ser superficialmente similares a los depósitos finos definidos como de rampa media, aunque con mezcla de material fino terrígeno y micrítico.

Si bien la gran mayoría de los depósitos de *shoreface* inferior dentro de los hem Ciclos regresivos aparecen de forma gradual sobre sedimentitas más finas, dentro del hem Ciclos regresivo correspondiente al Ciclo 5 se ha identificado un cuerpo arenoso con base y techo neto de hasta 3 m de potencia (coronas de los sondeos Pozo-2 y Pozo-3, Fig. 15). Su base está demarcada por *Thalassinoides* y *Skolithos* con relleno pasivo representando una icnofacies de *Glossifungites* (MacEachern *et al.*, 1999), e internamente está conformado por areniscas con esporádicas estructuras que sugieren deposición por olas en ambiente de *shoreface* inferior (HCS, laminación ondulítica). Schwarz (2012) realizó una síntesis de los contextos secuenciales en los que pueden encontrarse cuerpos arenosos de base neta en ambientes marinos (e.g. durante una caída del mar, de mar bajo, transgresivos, de mar alto) y cuáles

serían las evidencias para poder diferenciarlos. Desafortunadamente, diferenciar entre estos distintos tipos de cuerpos en el registro geológico vertical de subsuelo (1D) puede ser bastante problemático, puesto que facialmente pueden ser similares (MacEachern *et al.*, 1999; Schwarz, 2012). Más aún, también se ha sugerido que un aumento del régimen de olas (e.g. incremento de la altura de ola) podría generar discontinuidades en el ámbito del *shoreface* inferior y una migración abrupta de facies mar adentro, sin que existan variaciones del nivel relativo del mar (Hampson, 2000; Hampson y Storms, 2003). La información disponible en este caso no permite hacer una asignación detallada. Sin embargo, dado el carácter local de este cuerpo dentro del área considerada y su falta de relación vertical con los hem Ciclos carbonáticos (transgresivos), se podría especular con un origen autocíclico para el mismo, a diferencia de lo hallado en esta misma unidad pero en afloramiento (Schwarz, 2012).

Superficie limitante entre hem Ciclos. La superficie de máxima inundación (Posamentier *et al.*, 1988) o de máxima transgresión (Helland-Hansen y Martinsen, 1996) define conceptualmente la posición más hacia el continente de una línea de costa y marca el final de una transgresión. En el registro sedimentario se define comúnmente como el límite entre una sucesión sedimentaria con arreglo retrogradacional y otra con diseño progradacional (Cattaneo y Steel, 2003). En esta definición geométrica la superficie de máxima inundación coincide con la “superficie de *downlap*” que suele observarse a escala sísmica (Zecchin, 2007). Sin embargo, estas superficies no necesariamente tienen que coincidir a escala de afloramiento o corona, ya que la última nombrada es típicamente más joven y generada durante el inicio de la regresión (Abbott, 1998; Zecchin y Catuneanu, 2013). En los ciclos de la Formación Mulichinco se registra un pasaje gradual desde los hem Ciclos carbonáticos transgresivos a los silicoclásticos progradantes, cuyo límite basal se coloca arbitrariamente donde la proporción de restos esqueléticos se hace muy baja a ausente. Este contacto se define en términos prácticos como la superficie de máxima inundación (Fig. 16), aunque en rigor representa el momento en donde el fondo marino, en ese lugar determinado del sistema, ya recibía suficiente material terrígeno como para diluir sustancialmente la producción de carbonatos

esqueléticos. Por lo tanto, dicho límite equivaldría también a una superficie de *downlap*, generada durante el inicio del estadio regresivo (Abbott, 1997; Zecchin y Catuneanu, 2013).

Controles en la generación de la ciclicidad

Existe un creciente volumen de estudios sobre sucesiones sedimentarias en donde se analizan depósitos marinos que pueden dar como resultado la alternancia de sedimentos silicoclásticos con intervalos donde dominan o son excluyentes los componentes carbonáticos. En algunos casos actuales y fósiles se han identificado o interpretado sistemas marinos mixtos, los cuales se caracterizan por fajas de facies que están enriquecidas en sedimentos terrígenos y otras enriquecidas en material carbonático (Gillespie y Nelson, 1997; Zonneveld *et al.*, 2001; McNeill *et al.*, 2004; Coffey y Read, 2007; Francis *et al.*, 2007; Nalin y Massari, 2009). Por lo general, las fajas de facies con alta participación de material silicoclástico corresponden a las zonas someras (aunque puede ocurrir lo contrario), y la migración de dichas fajas produciría alternancias de intervalos con mayor y menor relación terrígeno/carbonato. En otros casos, se ha constatado que sistemas silicoclásticos dominantes pueden generar la concentración de material esquelético durante períodos de bajo aporte terrígeno, comúnmente relacionados con un ascenso relativo del nivel del mar (Fürsich *et al.*, 1991; Abbott, 1997, 1998; Naish y Kamp, 1997; Spalletti *et al.*, 2001). En estos casos de estudio y en los modelos generales que capturan la variabilidad arquitectural de las secuencias de alta frecuencia, el registro resultante está conformado por ciclos transgresivos-regresivos con desarrollo de concentrados esqueléticos con diferentes características en los diferentes estadios de un ciclo de variación del nivel relativo del mar (e.g. Kidwell, 1991; Zecchin, 2007). Sin embargo, en esos modelos conceptuales se asume que, en general, no hay modificaciones sustanciales de los sistemas de acumulación desarrollados durante diferentes trayectorias de la línea de costa (Zecchin y Catuneanu, 2013). En otras palabras, durante los intervalos de ascenso del nivel relativo del mar se mantendrían sistemas marinos silicoclásticos, aunque influenciados por el carácter transgresivo de la misma.

Dentro del Miembro Superior de la Formación

Mulichinco se definieron siete ciclos de alta frecuencia completos y dos ciclos incompletos en la base y el tope (Fig. 15). Estos ciclos o secuencias de alta frecuencia poseen entre 3 y 18 m de espesor y están dominadas por los hemiciclos regresivos, pero con importante participación de hemiciclos transgresivos (Fig. 16). En el caso de los ciclos estudiados las evidencias indican que, si bien todos los depósitos se acumularon en un sistema marino probablemente de baja pendiente, existen fajas de facies carbonáticas y silicoclásticas que representan similares condiciones de sedimentación (por ejemplo carbonatos y pelitas de ambientes distales y *grainstones* y areniscas de ambientes someros), pero que no se desarrollaron en forma simultánea. Es decir que ninguna de las situaciones mencionadas en el párrafo anterior puede aplicarse directamente. Así, las secuencias de alta frecuencia de la Formación Mulichinco parecen haber estado controladas no solo por una reducción significativa del aporte terrígeno durante ascensos del nivel relativo del mar, sino también por un incremento en la productividad carbonática. Dicha productividad, a su vez, estuvo relacionada tanto con un aumento en la producción (y/o preservación) de partes esqueléticas de organismos no dependientes de la luz, como en la generación de agregados carbonáticos (ooides), lo que podría indicar condiciones de aguas templado-cálidas en regiones subtropicales (James, 1997) o directamente tropicales, pero en condiciones eutróficas (Michel et al., 2011). De todas formas, la alta productividad carbonática y el ascenso del nivel relativo del mar habrían posibilitado el establecimiento de un nuevo sistema de acumulación durante el hemiciclo transgresivo, netamente carbonático. La fracción terrígena presente en la base de algunos hemiciclos transgresivos podría provenir del retrabajo de depósitos previos dado la fuerte erosión que se registra en la base de los mismos. Situaciones similares se han descrito para sedimentos de plataformas actuales ubicadas en latitudes intermedias (James *et al.*, 1992).

El espesor resultante de los intervalos transgresivos habría estado condicionado tanto por variaciones en la productividad carbonática como por la velocidad de la transgresión y/o la pendiente deposicional (Cattaneo y Steel, 2003; Zecchin, 2007). Rápidos ascensos del nivel relativo del mar, baja pendiente y/o relativa baja productividad carbonática habrían favorecido hemiciclos carbonáticos delgados, co-

mo los identificados en los ciclos 1 y 2, en tanto situaciones opuestas podrían haberse dado durante la generación de los hemiciclos carbonáticos en los ciclos 5 y 8 (Fig. 15). Una situación anómala lo constituye el hemiciclo transgresivo del Ciclo 7, en el cual, por encima del intervalo carbonático se desarrolla una sucesión silicoclástica con arreglo general retrogradante (Fig. 15). En este caso pareciera que a una relativa lenta tasa de transgresión se le habría sumado un aporte terrígeno considerable.

La conjunción de un ascenso relativo del nivel del mar y una reducción del material terrígeno extracuencal que llega a un sistema marino puede ser explicado con un “modelo” eustático puro (Van Wagoner et al., 1990). Sin embargo, la transgresión marina en los ciclos de alta frecuencia estudiados en este trabajo viene asociada, no sólo a un efecto de dilución terrígena, sino también a un cambio de sistema de acumulación, el cual favorece la generación de partículas carbonáticas no esqueléticas (ooides) en los ambientes someros, ausentes o poco frecuentes en los periodos regresivos silicoclásticos. De esta manera, es dable postular que las transgresiones marinas podrían haber estado acopladas a cambios climáticos significativos, por ejemplo a condiciones más cálidas y de mayor aridez, que favorecieran no sólo la dilución terrígena sino también el establecimiento de un sistema con alta productividad carbonática. Modelos eustáticos-climáticos similares a los aquí sugeridos han sido utilizados para interpretar sucesiones mixtas carbonáticas/silicoclásticas del Paleozoico Tardío, en las cuales se han identificado condiciones de relativa aridez en los estadios de mar bajo y subsecuentes transgresivos (hemiciclos carbonáticos), en tanto situaciones de mayor humedad habrían coincidido con períodos de mar alto (hemiciclos silicoclásticos) (Soreghan, 1997; Olszewski y Patzkowsky, 2003). Estos cambios climáticos asociados a ciclos glacio-eustáticos tendrían patrones análogos a los experimentados por regiones de latitudes bajas durante el Cuaternario (Soreghan, 1997).

Implicancias para caracterización de reservorios

El análisis de facies y la estratigrafía secuencial de alta resolución poseen un significativo impacto en la caracterización de reservorios, más precisamente en la definición de unidades de flujo, definición de heterogeneidades internas y distribución de

permeabilidades (Hampson *et al.*, 2008). El empleo de la estratigrafía secuencial de forma rigurosa y sistemática colabora en la elaboración de modelos geológicos de subsuelo más robustos. El análisis de asociaciones de facies combinado con información petrofísica (Schwarz, 2008) permitió reconocer dos conjuntos con posibilidades de constituir reservorios: las areniscas de *shoreface* inferior y los depósitos carbonáticos pertenecientes a la asociación de rampa somera. Los primeros alcanzan hasta 6 m de potencia, poseen una geometría de cuerpos elongados y se encuentran bien representados en todo el registro de testigos estudiados, aunque poseen la mayor distribución lateral en los ciclos 5 y 7 (Figs. 12, 13 y 15). Su porosidad varía entre 5 y 15% y la permeabilidad muestra una amplia variación desde menos de 10 a más de 150 mD. Por su parte, los carbonatos de rampa somera se encuentran más restringidos y son en general más delgados, al tiempo que poseen una mayor fluctuación de propiedades petrofísicas (porosidades de 2 a 18% y permeabilidades < 1mD hasta 140 mD). Esto último podría deberse a variaciones texturales originales (e.g. sedimentos de barras e interbarras), o a la sobreimpresión de los procesos diagenéticos posteriores.

El análisis secuencial permitió identificar una ciclicidad con capacidad predictiva, la cual sugiere que los potenciales reservorios estarían ubicados cerca de la base (carbonatos de rampa somera) o cerca del tope (areniscas de *shoreface* inferior) de los ciclos reconocidos. Además, considerando que gran parte de dichos ciclos pueden estar conformados por facies impermeables y las mismas poseen una extensión regional considerable, el análisis secuencial podría colaborar en definir diferentes unidades de flujo dentro de la unidad. Esto ayudaría a su vez a comprender el grado de conectividad vertical que pueden tener los potenciales reservorios terrígenos, el cual se considera muy bajo en este caso. Con un grado mayor de refinamiento, y pensando, por ejemplo, en un desarrollo de pozos horizontales que necesitan de un modelo geológico muy ajustado, este análisis también permitiría proponer que las mejores calidades de reservorio dentro de los niveles silicoclásticos no estarían en el tope de los intervalos de *shoreface* inferior, sino algo por debajo. Esto se debe al efecto de cementación preferencial que se registra en dichos topes debido a la proximidad de los carbonatos pertenecientes

a un nuevo ciclo. Por otra parte, el reconocimiento de niveles enriquecidos en material esquelético (y cemento derivado) limitando conjuntos de capas (Fig. 16) constituyen posibles heterogeneidades, las cuales suelen disponerse en forma inclinada y actuar como barreras o retardadores de fluidos (Hampson *et al.*, 2008). La incorporación de todos estos elementos a un modelado geológico estático puede finalmente contribuir a un mejor y más eficiente desarrollo del campo y sus niveles reservorio.

CONCLUSIONES

- 1) En el Miembro Superior de la Formación Mulichinco en el yacimiento Cañadón Amarillo se reconocieron tres asociaciones de facies que representan un sistema marino predominantemente silicoclástico de *offshore-shoreface*, dominado por procesos de olas y tormenta, y dos asociaciones de facies que reflejan condiciones de una rampa carbonática, desde sus porciones someras hasta intermedias.
- 2) Estos dos sistemas de acumulación se reemplazan en el tiempo debido a variaciones de alta frecuencia del nivel relativo del mar, conformando ciclos de pequeña escala (de 3 a 18 m de espesor) o secuencias de alta frecuencia.
- 3) La base de las secuencias de alta frecuencia está representada por una superficie transgresiva de erosión, generada durante la retrogradación de una línea de costa. La erosión de sedimentos previos podría haber aportado material terrígeno en los primeros estadios de la transgresión.
- 4) Los intervalos transgresivos están favorecidos por un bajo suministro terrígeno, pero también alta productividad carbonática, lo que permite la disponibilidad de abundante material para conformar los hem Ciclos carbonáticos (es decir no son sólo “concentrados fósiles”). La particular combinación de asociaciones bentónicas no dependientes de la luz y presencia de agregados carbonáticos (ooides) podría sugerir aguas templado-cálidas. El desarrollo vertical de los hem Ciclos carbonáticos dependería de la productividad y de la tasa de transgresión.
- 5) Los intervalos regresivos están limitados en la base por una superficie de máxima inundación que sería equivalente a su vez a la superficie de *downlap*. Internamente se componen de arreglos granocrecientes de pequeña escala, o conjuntos de capas, que podrían responder a fluctuaciones

de mayor frecuencia del nivel relativo del mar, del aporte sedimentario, y/o del régimen de olas.

6) El análisis de facies y estratigráfico secuencial permitió avanzar en la caracterización de sucesiones que alojan reservorios complejos dado su sistemática ciclicidad. Se definieron tipos de facies reservorio y sus características principales (geometría, espesor, conectividad, heterogeneidades internas, etc.), y fue posible elaborar un modelo con carácter predictivo dentro del yacimiento, que explica desde un punto de vista genético cuál sería la posición más probable de las facies reservorio dentro de una secuencia de alta frecuencia.

Agradecimientos

Se agradece a YPF S.A. por poner a disposición la información de subsuelo y permitir la publicación de este trabajo. La presente contribución ha sido financiada por los proyectos PIP 02384 del CONICET de la Argentina y el Convenio de Cooperación entre YPF S.A. y el CIG (en el marco de un convenio marco entre YPF S.A., la Universidad Nacional de La Plata y el CONICET). Se agradecen también los comentarios y sugerencias de los árbitros C. Aguirre y A. Puga-Bernabéu, así como de la Editora Asociada A. Tripaldi, que mejoraron la versión final de este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, S.T.**, 1997. Mid-cycle shellbeds from mid-Pleistocene cyclothems, New Zealand: implications for sequence architecture. *Sedimentology* 44:805-824.
- Abbott, S.T.**, 1998. Transgressive systems tracts and onlap shellbeds from middle-Pleistocene sequences, Wanganui Basin, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research* 68:253-268.
- Allen, G.P.** y **H.W. Posamentier**, 1993. Sequence stratigraphy and facies model of a incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* 63:378-391.
- Braga, J.C., J.M. Martín, J. Aguirre, C.D. Baird, I. Grunnaleite, N. Bo, A. Puga-Bernabéu, G. Saelen y M.R. Talbot**, 2010. Middle-Miocene (Serravallian) temperate carbonates in a seaway connecting the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea (North Betic Strait, S Spain). *Sedimentary Geology* 225:19-33.
- Burchette, T.P., V.P. Wright y T.J. Faulkner**, 1990. Oolitic sand-body depositional models and geometries, Mississippian of southwest Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. *Sedimentary Geology* 68:87-115.
- Cattaneo, A. y R.J. Steel**, 2003. Transgressive deposits, a review of their variability. *Earth Science Reviews* 62:187-223.
- Charvin, K., G.J. Hampson, K.L. Gallagher y R. Labourdette**, 2010. Intra-parasequence architecture of an interpreted asymmetrical wave-dominated delta. *Sedimentology* 57:760-785.
- Christ, N., A. Immenhauser, F. Amour, M. Mutti, S. Tomas, S.M. Agar, R. Alway y L. Kabiri**, 2012. Characterization and interpretation of discontinuity surfaces in a Jurassic ramp setting (High Atlas, Morocco). *Sedimentology* 59:249-290.
- Clifton, H.E.**, 1981. Progradational sequences in Miocene shoreline deposits, southeastern Caliente Range, California. *Journal of Sedimentary Petrology* 51:165-184.
- Clifton, H.E.**, 2006. A re-examination of facies models for clastic shorelines. En H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.), *Facies models revisited*. SEPM Special Publication 84:293-337.
- Coffey, B.P. y J.F. Read**, 2007. Subtropical to temperate facies from a transition zone, mixed carbonate-siliciclastic system, Palaeogene, North Carolina, USA. *Sedimentology* 54:339-365
- Dumas, S. y R.W.C. Arnott**, 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification: The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34:1073-1076.
- Dumas, S., R.W.C. Arnott y J.B. Southard**, 2005. Experiments on oscillatory-flow and combined flow bed forms: Implications for interpreting parts of the shallow marine rock record. *Journal of Sedimentary Research* 75:501-513.
- Francis, J.M., G.B. Dunbar, G.R. Dickens, I.A. Sutherland y A.W. Droxler**, 2007. Siliciclastic sediment across the North Queensland Margin (Australia): A Holocene perspective on reciprocal versus coeval deposition in tropical mixed siliciclastic-carbonate systems. *Journal of Sedimentary Research* 77:572-586.
- Fürsich, F.T.**, 1995. Approaches to the palaeoenvironmental reconstructions. *Geobios*, 18:183-195.
- Fürsich, F.T., W. Oschman, A.K. Jaitly y I.B. Singh**, 1991. Faunal response to transgressive-regressive cycles: example from the Jurassic of western India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 85:149-159.
- Gillespie, J.P. y C.S. Nelson**, 1997. Mixed siliciclastic-skeletal carbonate facies on Wanganui shelf, New Zealand: a contribution to the temperate carbonate model. En N.P. James y J.A.D. Clarke (Eds.), *Cool-Water Carbonates*. SEPM Special Publication 56:127-140.
- Gulisano, C.A., A.R. Gutiérrez Pleimling y R.E. Digregorio**, 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. *IX Congreso Geológico Argentino Actas I:221-235*, San Carlos de Bariloche.
- Hampson, G.J.**, 2000. Discontinuity surfaces, clinofolds, and facies architecture in a wave-dominated, shoreface-shelf parasequence. *Journal of Sedimentary Research* 70:325-340.
- Hampson, G.J. y J.E.A. Storms**, 2003. Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences. *Sedimentology* 50:667-701.
- Hampson, G.J., A.B. Rodriguez, J.E.A. Storms, H.D. Johnson y C.T. Meyer**, 2008. Geomorphology and high-resolution stratigraphy of progradational wave-dominated shoreline deposits: impact on reservoir-scale facies architecture. En G.J. Hampson, R.J. Steel, P.M. Burgess, R.W. Dalrymple (Eds.), *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy*. SEPM Special Publication 90:117-142.
- Harms, J.C., J.B. Southard, D.R. Spearing y R.G. Walker**, 1975. *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. SEPM, Short Course 2, pp. 161.
- Helland-Hansen, W. y O.J. Martinsen**, 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip

- scenarios. *Journal of Sedimentary Research* 66:670-688.
- James, N.P.**, 1997. The cool-water carbonate depositional realm. En N.P. James y J.A.D. Clarke (Eds.), *Cool-Water Carbonates*. SEPM Special Publication 56:1-20.
- James, N.P., Y. Bone, C.C. Von Der Borch y V.A. Gostin**, 1992. Modern carbonate and terrigenous clastic sediments on a cool water, high energy, mid-latitude shelf: Lacepede, southern Australia. *Sedimentology* 39:877-903.
- Kidwell, S.M.**, 1991. The stratigraphy of shell concentrations. En P.A. Allison y D.E.G. Briggs (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Plenum Press, New York:211-289.
- Lazo, D.G.**, 2007. Análisis de biofacies y cambios relativos del nivel del mar en el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de Cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana* 44:73-89.
- Legarreta, L. y C.A. Gulisano**, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En G. Chebli y L.A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6:221-243. Tucumán.
- Legarreta, L. y E. Kozłowski**, 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, Provincia de Mendoza. *VIII Congreso Geológico Argentino Actas* II:521-543, San Luis.
- Legarreta, L. y M.A. Uliana**, 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, central Argentine Andes. En D.I. Macdonald (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins*. IAS Special Publication 12:429-450.
- MacEachern, J.A. y K.L. Bann**, 2008. The role of ichnology in refining shallow marine facies models. En G.J. Hampson, R.J. Steel, P.M. Burgess y R.W. Dalrymple (Eds.), *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy*. SEPM Special Publication 90:73-116.
- MacEachern, J.A. y S.G. Pemberton**, 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. En S.G. Pemberton (Eds.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: a Core Workshop*. SEPM Core Workshop 17:169-198.
- MacEachern, J.A., B.A. Zaitlan y S.G. Pemberton**, 1999. A sharp-based sandstone of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada. Criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research* 69:876-892.
- MacEachern, J.A., K.L. Bann, S.G. Pemberton y M.K. Gingras**, 2007. The ichnofacies paradigm: high-resolution paleoenvironmental interpretations of the rock record. En J.A. MacEachern, K.L. Bann, M.K. Gingras y S.G. Pemberton (Eds.), *Applied Ichnology*. SEPM Short Course Notes 52:27-64.
- McNeill, D. F., K.J. Cunningham, L.A. Guertin y F.S. Anselmetti**, 2004. Depositional themes of mixed carbonate-siliciclastics in the south Florida Neogene: Application to ancient deposits. En G.M. Grammer, P.M. Harris y G.P. Eberli (Eds.), *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling*. AAPG Memoir 80:23-43.
- Michel, J., G. Mateu-Vicens y H. Westphal**, 2011. Modern heterozoan carbonate facies from a eutrophic tropical shelf (Mauritania). *Journal of Sedimentary Research* 81:641-655.
- Myrow, P.M. y J.B. Southard**, 1991. Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology* 61:202-210.
- Naish, T.R. y P.J.J. Kamp**, 1997. Sequence stratigraphy of sixth-order (41 k.y.) Pliocene-Pleistocene cyclothems, Wanganui basin, New Zealand: a case for the regressive systems tract. *Geological Society of America Bulletin* 109:978-999.
- Nalin, R. y F. Massari**, 2009. Facies and stratigraphic anatomy of a temperate carbonate sequence (Capo Colonna Terrace, Late Pleistocene, southern Italy). *Journal of Sedimentary Research* 79:210-225.
- Nelson, C.S.**, 1988. An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. *Sedimentary Geology* 60:3-12.
- Net, L.I., E. Schwarz, A. Coppoli, L. Rodríguez Blanco y J.L. Massafferro**, 2010. Characterization of mixed siliciclastic/carbonate systems within the Mulichinco Fm (Valanginian) in Cañadón Amarillo field, northern Neuquén Basin (Argentina). An integrated approach to build more robust exploration and production models. *XVIII International Sedimentological Congress Abstracts Volume:642*, Mendoza.
- Nummedal, D. y D.J.P. Swift**, 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. En D. Nummedal, O.H. Pilkey, y J.D. Howard (Eds.), *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution*. SEPM Special Publication 41:241-260.
- Olszewski, T.D. y M.E. Patzkowsky**, 2003. From cyclothems to sequences: the record of eustasy and climate on an icehouse epeiric platform (Pennsylvanian-Permian, North American Midcontinent). *Journal of Sedimentary Research* 73:15-30.
- Posamentier, H.W., M.T. Jervey y P.R. Vail**, 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. En C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, SEPM Special Publication 42:110-124.
- Posamentier, H.W. y P.R. Vail**, 1988. Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. En C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, SEPM Special Publication 42:125-154.
- Rankey, E.C. y S.L. Reeder**, 2011. Holocene oolitic marine sand complexes of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research* 81:97-117
- Reading, H.G. y J.D. Collinson**, 1996. Clastic coasts. En H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*, 3rd. Blackwell Science, Oxford, 232-280 pp.
- Schwarz, E.**, 1999. Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco (Valanginiano), Cuenca Neuquina Septentrional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 6(1-2):37-59.
- Schwarz, E.**, 2008. Análisis sedimentológico y estratigráfico de la Formación Mulichinco en el yacimiento Cañadón Amarillo (Provincia de Mendoza). YPF S.A., 97 pp. (Inédito).
- Schwarz, E.**, 2010. Mixed carbonate (transgressive) / siliciclastic (regressive) cycles deposited in a shallow-water ramp: the Upper Mulichinco Member (Valanginian), Neuquén Basin, Argentina. *XVIII International Sedimentological Congress, Abstracts Volume 794*, Mendoza.
- Schwarz, E.**, 2012. Sharp-based marine sandstone bodies in the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: remnants of transgressive offshore sand ridges. *Sedimentology* 59:1478-1508.
- Schwarz, E. y L.A. Buatois**, 2012. Substrate-controlled ichnofacies along a marine sequence boundary: The Intra-Valanginian Discontinuity in central Neuquén Basin (Argentina). *Sedimentary Geology* 277-278:72-87.
- Schwarz, E. y J.A. Howell**, 2005. Sedimentary evolution and

- depositional architecture of a Lowstand Sequence Set: The Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. En G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society of London, Special Publication 252:109-138.
- Schwarz, E., L.A. Spalletti y J.A. Howell**, 2006. Sedimentary response to a tectonically-induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 53:55-81.
- Schwarz, E., G.D. Veiga y G. Álvarez**, 2009. Esquema secuencial y litoestratigráfico de la sucesión Valanginiana en la región central de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *XII Congreso Geológico Chileno*, Formato Digital. Santiago de Chile.
- Schwarz, E., L.A. Spalletti y G.D. Veiga**, 2011. La Formación Mulichinco (Valanginiano). En Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danieli, J.C. (Eds.), *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pp. 131-144.
- Sixsmith P.J., G.J. Hampson, S. Gupta, H.D. Johnson y J.F. Fofanaet**, 2008. Facies architecture of a net transgressive sandstone reservoir analog: The Cretaceous Hosta Tongue, New Mexico. *Bulletin American Association Petroleum Geology* 92:513-547.
- Soreghan, G.S.**, 1997. Walther's law, Climate change, and Upper Paleozoic Cyclostratigraphy in the Ancestral Rocky Mountains. *Journal of Sedimentary Research* 67:1001-1004.
- Spalletti, L., J. Franzese, S. Matheos y E. Schwarz**, 2000. Sequence stratigraphy of a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society of London* 157:433-446.
- Spalletti, L.A., D.G. Poiré, D. Pirrie, S.D. Matheos y P. Doyle**, 2001. Respuesta sedimentológica a cambios en el nivel de base en una secuencia mixta clástica-carbonática del Cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Sociedad Geológica España* 14:57-74.
- Spalletti, L.A., G.D. Veiga, E. Schwarz y J.F. Franzese**, 2008. Depósitos de flujos gravitacionales subácueos de sedimentos en el flanco activo de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:442-453.
- Swift, D.J.P.**, 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology* 76:444-456.
- Swift, D.J.P., D.J. Stanley y J.R. Curray**, 1971. Relict sediments on continental shelves: a reconsideration. *Journal of Geology* 79:322-346.
- Trabucho-Alexandre, J.R. Dirkx, H. Veld, G. Klaver y P.L. de Boer**, 2012. Toarcian black shales in the Dutch Central Graben: record of energetic, variable depositional conditions during an oceanic anoxic event. *Journal of Sedimentary Research* 82:104-120.
- Tucker, M.E., F. Calvet y D. Hunt**, 1993. Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain. En H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq y G.P. Allen (Eds.), *Sequence stratigraphy and facies associations*. International Association of Sedimentologists Special Publication 18:397-415.
- Van Wagoner, J.C., R.M. Mitchum, K.M. Campion y V.D. Rahmanian**, 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrop: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series 7*, Tulsa, 255 pp.
- Vergani, G.D., A.J. Tankard, H.J. Belotti y H.J. Welsink**, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En A.J. Tankard, R.S. Soruco, y H.J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Special Publication 62:383-402.
- Walker, R.G. y A.G. Plint**, 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. En R.G. Walker y N.P. James (Eds.), *Facies Models; Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada: 219-238.
- Weaver, V.**, 1931. Palaeontology of the Jurassic and Cretaceous central Argentina. University of Washington, Memoir 496. Seattle.
- Wright, V.P. y T.P. Burchette**, 1996. Shallow-water carbonate environments. En H.G. Reading (Eds.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy, 3rd edition*. Blackwell Science, Oxford: 325-391.
- Zecchin, M.**, 2007. The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: the controlling factors. *Earth-Science Reviews* 84:21-55.
- Zecchin, M. y O. Catuneanu**, 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology* 39:1-25.
- Zonneveld, J.P., M.K. Gingras y S.G. Pemberton**, 2001. Trace fossil assemblages in a Middle Triassic mixed siliciclastic-carbonate marginal marine depositional system, British Columbia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 166:249-276.