

Análisis estratigráfico de la Formación Lotena (Calloviano superior-Oxfordiano inferior) en la Cuenca Neuquina Central, República Argentina. Integración de información de afloramientos y subsuelo

Gonzalo D. Veiga¹, Ernesto Schwarz¹, Luis A. Spalletti¹

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

RESUMEN. Se presenta un análisis estratigráfico, paleoambiental y secuencial de la Formación Lotena (Calloviano superior-Oxfordiano inferior) en un área de 2.500 km², ubicada en el sector central de la Cuenca Neuquina (36°40' y 37°10'S). Dentro de la unidad se reconocieron tres intervalos con características distintivas que en este trabajo se definen como los miembros La Estrechura, El Pichanal y El Vado. El Miembro La Estrechura está constituido por depósitos marinos generados bajo la influencia de mareas en los sectores occidental y austral del área de estudios, en tanto que hacia el centro y norte las facies reconocidas se interpretan como el desarrollo de un sistema deltaico con dominio fluvial y sedimentación a partir de flujos hiperpicnales. El Miembro El Pichanal está caracterizado por depósitos continentales, entre los que se identificaron asociaciones de facies que representan sistemas de depositación fluviales efímeros y eólicos. Las facies fluviales gruesas son más comunes en el sector nororiental en tanto que en sentido opuesto predominan las facies de barreal y de interacción fluvio-eólica. Los depósitos del Miembro El Vado cubren sedimentitas tanto del Miembro La Estrechura como del Miembro El Pichanal y representan un brusco cambio de sistema depositacional, el cual está caracterizado por el desarrollo de un ambiente marino abierto con acción de olas, y con el pasaje vertical desde depósitos silicoclásticos a mixtos carbonáticos-silicoclásticos. El Miembro El Vado es cubierto, a su vez, por rocas carbonáticas de la Formación La Manga. El límite basal de la Formación Lotena marca un evento regresivo de importancia regional y se interpreta como un límite de secuencia. Los depósitos silicoclásticos de los miembros La Estrechura y El Pichanal representan depósitos generados en un contexto de alto aporte terrígeno y moderada acomodación. El contacto basal del Miembro El Vado se considera como una superficie transgresiva de carácter regional y se asocia con una inundación generalizada y una disminución en el aporte clástico. La tendencia transgresiva se revierte con la instalación del sistema carbonático de la Formación La Manga.

Palabras clave: Cuenca Neuquina, Formación Lotena, Jurásico, Estratigrafía, Estratigrafía secuencial.

ABSTRACT. Stratigraphic analysis of the Lotena Formation (upper Callovian-lower Oxfordian) in central Neuquén Basin, Argentina. Integration of outcrop and subsurface information. A stratigraphic, palaeoenvironmental and sequence stratigraphic analysis of the Lotena Formation (upper Callovian-lower Oxfordian) is presented for an area of 2.500 km² in the central portion of the Neuquén Basin (36°40' y 37°10'S). Three distinctive intervals were defined for the Lotena Formation in the study area, termed here La Estrechura, El Pichanal and El Vado members. The La Estrechura Member is composed of marine deposits accumulated in a tidally-influenced setting for the western and southern parts of the study area. In the central and northern sectors, the La Estrechura Member was deposited in a fluvially-dominated deltaic system controlled by hyperpycnal flows. The El Pichanal Member is characterized by continental sediments accumulated in ephemeral fluvial and aeolian settings. Coarse-grained fluvial deposits are more abundant in the northeastern sector, while participation of fine-grained fluvial facies and aeolian sandy deposits increase towards the southwest. The El Vado Member lies on top of both the La Estrechura and El Pichanal members and represent a drastic change in accumulation conditions. This unit records transition from siliciclastic to mixed (siliciclastic-carbonatic) deposits developed in a wave-dominated, open marine system. The El Vado Member is overlain by carbonatic deposits of the La Manga Formation. The basal boundary of the Lotena Formation indicates a regional regressive event and it is here interpreted as a sequence boundary. The siliciclastic deposits of the La Estrechura and El Pichanal members constitute a higher-order sequence accumulated under important sediment supply and moderate accommodation creation. The lower boundary of the El Vado Member is considered as a regional transgressive surface, and its record is associated with the complete flooding of this part of the basin, together with a decrease in the rate at which terrigenous material was delivered to the basin. The transgressive trend registered for the Lotena Formation is reverted, in this area, with the development of the carbonate system of the La Manga Formation.

Keywords: Neuquén Basin, Lotena Formation, Jurassic, Stratigraphy, Sequence stratigraphy.

1. Introducción

En la Cuenca Neuquina, es bastante limitado el conocimiento de los depósitos predominantemente clásticos que corresponden al pasaje entre el Jurásico Medio y Jurásico Tardío. Estas sedimentitas forman parte del denominado Ciclo 'Jurásico' (Groeber *et al.*, 1953) y se incluyen en la sucesión transgresiva-regresiva conocida como Loteniano-Chacayano (Dellapé *et al.*, 1978; Digregorio y Uliana, 1980). Más específicamente, las facies clásticas constituyen los términos inferiores del hem ciclo transgresivo (Loteniano) y desde el punto de vista litoestratigráfico son conocidas como Formación Lotena (Weaver, 1931).

De las facies que constituyen esta unidad se tiene un conocimiento regional que ha sido plasmado en esquemas estratigráficos generales y mapas paleogeográficos de la Cuenca Neuquina, elaborados principalmente por Dellapé *et al.* (1978), Legarreta y Uliana (1991, 1995, 1999), Vergani *et al.* (1995) y Legarreta (2002). Información adicional sobre los principales procesos de acumulación de la Formación Lotena ha sido provista por Legarreta (1991, 2002), Legarreta *et al.* (1993), Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995a, b), Fernández *et al.* (2002) y Zavala *et al.* (2002). No obstante, son necesarios aún estudios sedimentológicos específicos que permitan conocer más en profundidad las facies, sus principales

asociaciones y las características y evolución de los procesos y paleoambientes en los que tuvo lugar la acumulación de estos depósitos generados durante el Calloviano Tardío-Oxfordiano temprano.

Con el objeto de contribuir al avance en el conocimiento de las sedimentitas de la Formación Lotena, se presenta este trabajo que tiene por finalidad efectuar un estudio estratigráfico de detalle, facial y de la arquitectura secuencial de sus sucesiones en un área de aproximadamente 2.500 km², ubicada en el sector central de la Cuenca Neuquina (Fig. 1), más precisamente al sur de la provincia de Mendoza en el área comprendida por los afloramientos de la Sierra de Reyes por el oeste y por los campos petrolíferos hacia el este, entre la Altiplanicie del Payún al norte y el río Colorado al sur.

Los depósitos sedimentarios de esta unidad estratigráfica en la región poseen, asimismo, un importante valor desde el punto de vista de la exploración y explotación de hidrocarburos, en especial desde los recientes descubrimientos de recursos con interés económico. No obstante, hasta el momento, el conocimiento de los tipos de sedimentos, de la geometría de los cuerpos sedimentarios, el diseño de superposición y eventuales ciclos de la sucesión sedimentaria, la arquitectura secuencial y los sistemas de depositación de la Formación Lotena en esta región son prácticamente desconocidos.

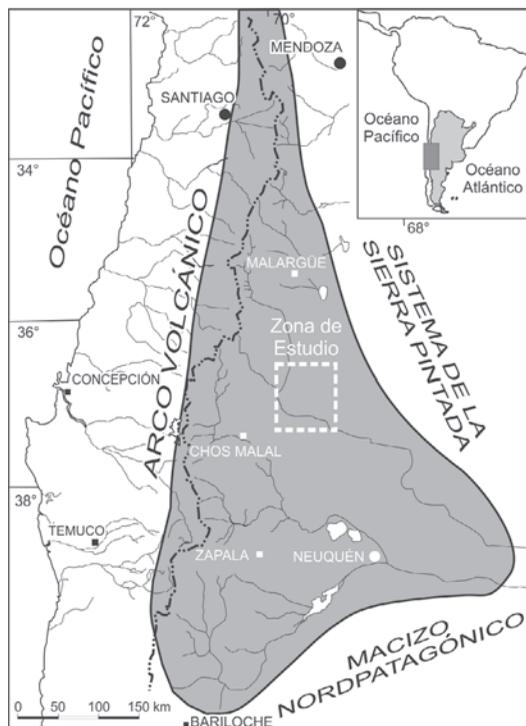


FIG. 1. Ubicación y límites de la Cuenca Neuquina y localización del área de estudio.

2. Marco geológico y antecedentes sobre el conocimiento de la Formación Lotena

Los depósitos estudiados forman parte del registro sedimentario de la Cuenca Neuquina que, con una superficie superior a los 200.000 km², se localiza inmediatamente al este de la cordillera de Los Andes entre los 32° y 40°S (Fig. 1). La Cuenca Neuquina constituye uno de los sistemas de acumulación de sedimentitas mesozoicas más importante de los Andes Centrales argentino-chilenos. Durante su evolución, estuvo limitada al este y al sudeste por regiones tectónicamente estables del Bloque de la Sierra Pintada y del Macizo Nordpatagónico, respectivamente, y a partir del Jurásico en su flanco occidental se desarrolló un arco magmático relacionado con la reinstalación de un margen activo de subducción en el borde sudoccidental de Gondwana (Howell *et al.*, 2005). La apertura de la Cuenca Neuquina se produjo como consecuencia del colapso extensional de un orógeno de edad Paleozoico Superior (Fase de Sin-rift-Triásico Tardío/Jurásico Temprano). El lapso Jurásico Medio/Cretácico Temprano se caracterizó

por una etapa de lenta subsidencia e integración de depocentros en un contexto general de trasarco (Fase de Post-rift/Trasarco) combinado con una tectónica multiepisódica que provocó fenómenos de inversión local en diversas áreas de la cuenca. Hacia el Cretácico Tardío, el cambio en el régimen de subsidencia en el margen continental activo produjo el ascenso del arco magmático y su progresiva transformación en una cuenca de antepaís que perduró hasta el Cenozoico (cf. Howell *et al.*, 2005; Spalletti *et al.*, 2005).

Los depósitos sedimentarios analizados en el presente trabajo forman parte de un gran ciclo sedimentario que Groeber (1946) denominó 'Jurásico' y que incluye los depósitos que abarcan el lapso Hettangiano-Kimmeridgiano (cf. Groeber *et al.*, 1953). Este ciclo comprende tres grandes intervalos a los que este mismo autor denominó, Cuyano, Loteniano y Chacayano, en orden decreciente de edad (Fig. 2). Digregorio (1978) y Digregorio y Uliana (1980) han determinado que estos ciclos están limitados por discordancias regionales o por cambios notorios en el régimen de sedimentación, y constituyen dos sucesiones de transgresión/regresión a las que designan Cuyano (Hettangiano hasta Calloviano temprano) y Loteniano-Chacayano (Calloviano medio a Kimmeridgiano). Tradicionalmente se considera que el Cuyano y el Loteniano-Chacayano están separados por una importante discontinuidad de carácter regional conocida como Discordancia Intracalloviana (cf. Dellapé *et al.*, 1978; Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984).

Dellapé *et al.* (1978) y Digregorio y Uliana (1980) han establecido que el Ciclo Loteniano-Chacayano se compone de un hem ciclo transgresivo (Loteniano) y otro regresivo (Chacayano) (Fig. 2). En el Loteniano se reconocen las formaciones Lotena, Barda Negra, La Manga inferior y sus equivalentes, en tanto que el Chacayano está conformado por las formaciones La Manga superior, Auquilco y Tordillo, acumuladas durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano (cf. Fig. 2). Desde el punto de vista estratigráfico secuencial, Legarreta y Gulisano (1989) caracterizan el Loteniano-Chacayano como Mesosecuencia Lotena (Fig. 2), a la que consideran un ciclo de segundo orden relacionado con oscilaciones eustáticas globales combinadas con cambios de subsidencia y volumen de sedimentos aportados. Vale agregar que también se cuenta con modelados secuenciales regionalmente más restringidos sobre estas sucesiones, tales como los propuestos por Fernández *et al.* (2002) para el subsuelo de Loma de

La Lata y aldeaños, y Zavala *et al.* (2002) para esa misma área y para los afloramientos de la región de Loncopué, en el oeste del Neuquén.

Las sucesiones sedimentarias del Ciclo Loteniano-Chacayano están constituidas por depósitos de distinta composición, desde materiales silicoclásticos de variada granulometría hasta carbonáticos y evaporíticos. En su análisis a nivel de cuenca del transgresivo Loteniano, Dellapé *et al.* (1978) señalan la presencia de una amplia variedad de tipos litológicos: conglomerados y capas rojas formados en sistemas fluviales, areniscas y areniscas calcáreas de ambientes marinos someros, depósitos finos oscuros (fangolitas, lutitas y margas marinas) y calizas de grano fino hasta sblitográficas formadas en ambiente marino de costa afuera. Para los mencionados autores, la región del norte del Neuquén y sur de Mendoza constituye un área de sedimentación predominantemente arenosa con espesores muy reducidos (por debajo de los 50 m).

Aun cuando los estudios sedimentológicos específicos sobre la Formación Lotena son muy escasos, se aprecia una singular variación regional en las facies y en los sistemas de acumulación propuestos. Así, por ejemplo, en el sector septentrional de la Cuenca Neuquina, Legarreta (1991) ha definido un conjunto de 'grainstones', 'framestones' y micritas de edad calloviana a oxfordiana. En cambio, en el área occidental de la Cuenca Neuquina, Zavala *et al.* (2002) han descrito variados depósitos clásticos de ambientes lacustres hasta marinos de plataforma, desarrollados entre el Calloviano tardío y el Oxfordiano temprano (cf. Parent, 2006).

3. Las sedimentitas del Ciclo Loteniano-Chacayano en el área de estudios y la problemática de las denominaciones estratigráficas

En la región más austral de la provincia de Mendoza, el conocimiento de los depósitos sedimentarios jurásicos correspondientes al Ciclo Loteniano-Chacayano es bastante limitado. Las principales referencias se vinculan con relevamientos geológicos regionales (Herrero Ducloux, 1944¹; Groeber, 1933, 1946; Holmberg, 1976). Según este último autor, todo el registro sedimentario jurásico localizado por debajo de las evaporitas oxfordianas-kimmeridgianas de la Formación Auquilco se integra en el denominado Grupo Reyes (Fig. 2). Este conjunto constituye una sucesión de aproximadamente 120 m de espesor que comprende las formaciones Lajas (Bajociano) y Lotena (Calloviano).

Por su parte, en un informe inédito referido al área de la Sierra de Reyes, Rossi y Veiga (1990)² dejan de lado la denominación de Grupo Reyes y proponen emplear la terminología clásica para las sucesiones sedimentarias jurásicas, esto es Grupo Cuyo o Mesosecuencia Cuyo (sic) para los términos inferiores, y Grupo Lotena-Chacay o Mesosecuencia Lotena para los superiores (incluidas las evaporitas de la Formación Auquilco). Según Rossi y Veiga (1990)², este último conjunto, desarrollado por encima de la Discordancia Intracalloviana, está constituido por las formaciones Lotena, La Manga y Auquilco, y abarca el lapso Calloviano medio hasta Oxfordiano. La Formación Lotena es caracterizada

Unidades Cronoestratigráficas			Unidades Limitadas por Discontinuidades		Unidades Litoestratigráficas				
Groeber (1946)	Digregorio (1978); Digregorio y Uliana (1980)	Gulisano <i>et al.</i> (1984)	Legarreta y Gulisano (1989); Riccardi y Gulisano (1992)		Holmberg (1976)	Gulisano y Gutiérrez - Pleimling (1995 a,b)		Subsuelo	
Ciclo 'Jurásico' (parte superior)	Chacayano	Loteniano-Chacayano	Ciclo o Subciclo Loteniano-Chacayano	Megasec. Neuquina (parte superior)	Supersecuencia Media (parc.)	Mesosecuencia Mendoza Inferior (parc.)	Fm. Tordillo	Grupo Mendoza (parc.)	Fm. Tordillo
	Loteniano				Supersecuencia Inferior (parc.)	Mesosecuencia Lotena o Subsistema Lotena-Chacay	Fm. Auquilco	Grupo Lotena	Fm. Auquilco
					Grupo Reyes (parc.)			Fm. La Manga	Fm. La Manga/Barda Negra
								Fm. Lotena	Fm. Lotena

FIG. 2. Denominaciones propuestas para las unidades del Jurásico Medio a Superior del sector norte de la provincia del Neuquén y sur de la provincia de Mendoza, Argentina.

¹ Herrero Ducloux, A. 1944. Levantamiento geológico de la porción mendocina Hoja 32c. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe Gerencia de Exploración (Inédito).

² Rossi, G.; Veiga, R. 1990. Evaluación estratigráfica, estructural y posibilidades petroleras de la Sierra de Reyes, provincia de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Gerencia de Exploración, Informe Inédito 578: 59 p.

por un delgado depósito de clásticos gruesos en la base al que sucede un conjunto pelítico-calcáreo de reducido espesor (inferior a los 20 m). La Formación La Manga (dispuesta sobre el denominado Hiato Divesiano) no supera 15 m de potencia y se compone de 'wackestones' bioclásticos, 'packstones', 'mudstones' y lutitas, en tanto que la sucesión del Grupo Lotena-Chacay culmina con las evaporitas correspondientes a la Formación Auquilco, con un espesor estimado en 190 m.

En lo que hace a la edad, Riccardi y Westermann (1991) han indicado que la Formación Lotena en el sur de la Sierra de Reyes corresponde al Calloviano (cf. Riccardi, en Riccardi y Damborenea, 1993). En una revisión más reciente de los niveles con fauna de amonites, Parent (1998, 2006) indica la Formación Lotena en la región norte del Neuquén y sur de la provincia de Mendoza se habría depositado entre el Calloviano tardío y el Oxfordiano temprano, sobre la base de la presencia de taxones pertenecientes a las zonas de Patagoniense y Pressulus, respectivamente. No obstante, debe destacarse que en un trabajo de síntesis sobre la bioestratigrafía del Jurásico de la Argentina, el Horizonte de *Rehmannia patagoniensis* se asigna al Calloviano medio (Riccardi, 2008). De esta manera, la sedimentación de la Formación Lotena en el área de estudio podría inclusive haber comenzado en el Calloviano medio.

En la región de subsuelo ubicada inmediatamente al este de la Sierra de Reyes, la sucesión sedimentaria que comprende a los ciclos Cuyano y Loteniano-Chacayano posee una potencia que varía entre 100 y 1.600 m, con los máximos espesores hacia los sectores sur y oeste. Las evaporitas de la Formación Auquilco están representadas en casi toda la región, con excepción del extremo noreste, por lo que constituyen un nivel guía excelente para el trazado de correlaciones. No obstante, toda la sucesión sedimentaria que se encuentra por debajo de las mencionadas evaporitas ha sido asignada a diferentes unidades estratigráficas de la Cuenca Neuquina.

En la década de los setenta se generalizó para dicha sucesión la denominación Formación Planicie Morada (sedimentitas finas tobáceas), Formación Lotena (intervalo predominantemente arenoso que puede superar los 100 m de espesor) y Formación Barda Negra (tramo compuesto por rocas carbonáticas, pero cuando éste estaba ausente o reducido se incluía en dicha unidad un potente intervalo arenoso subyacente).

Esta nomenclatura no se mantuvo constante a través del tiempo, empleándose diferentes criterios para la denominación de similares intervalos estratigráficos. Así, durante la década de los noventa, se comenzó a designar Grupo Cuyo a gran parte del intervalo anteriormente denominado Formación Lotena. Por otra parte, también fue común caracterizar como Formación La Manga a los términos cuspidales carbonáticos (en reemplazo de Barda Negra), pero en muchos casos esa denominación incluía intervalos arenosos subyacentes, e incluso sucesiones enteramente arenosas de hasta 70 m de espesor. La incoherencia estratigráfica fue de tal magnitud que hasta se llegó a incluir como Grupo Cuyo a niveles estratigráficos que unánimemente eran asignados en el área a la Formación Planicie Morada y/o Grupo Choiyoi.

Con todo, en algunos sondeos de esa misma época y en los más recientes se reconoce también la intención de distinguir dos unidades dentro del intervalo clástico pre-La Manga: el Grupo Cuyo como unidad basal y la Formación Lotena como una unidad suprayacente. Sin embargo, debe reconocerse que a la fecha no existe un criterio uniforme e integrado que permita definir claramente el alcance vertical y espacial de cada una de las unidades jurásicas que se alojan en la región de subsuelo al este de la Sierra de Reyes.

4. Materiales y métodos

En el presente estudio se efectuó el análisis de información de superficie y de subsuelo de la Formación Lotena en un área de la región central de la Cuenca Neuquina, comprendida entre los 36°40' y 37°10'S (Fig. 1). Los estudios de superficie consistieron en relevamientos de perfiles sedimentológicos de detalle en la Sierra de Reyes (Fig. 3), acompañados por perfiles de rayos gama y muestreo sedimentológico. La información de subsuelo consistió en el estudio de testigos de corona y de perfiles de pozo, así como compilación de información sobre estudios de microfósiles, terminación de pozos y descripción de recortes de perforación provistos por Yacimientos Petrolíferos Fiscales YPF S.A., del bloque Cañadón Amarillo (Fig. 4). A ello se sumó información de bloques cercanos, como Altiplanicie del Payún por el norte, Loma El Divisadero y Puesto Molina Norte por el este, Bloque CN VII/A por el oeste y Paso Bardas Norte y Fondo de la Legua por el sur (Fig. 4).

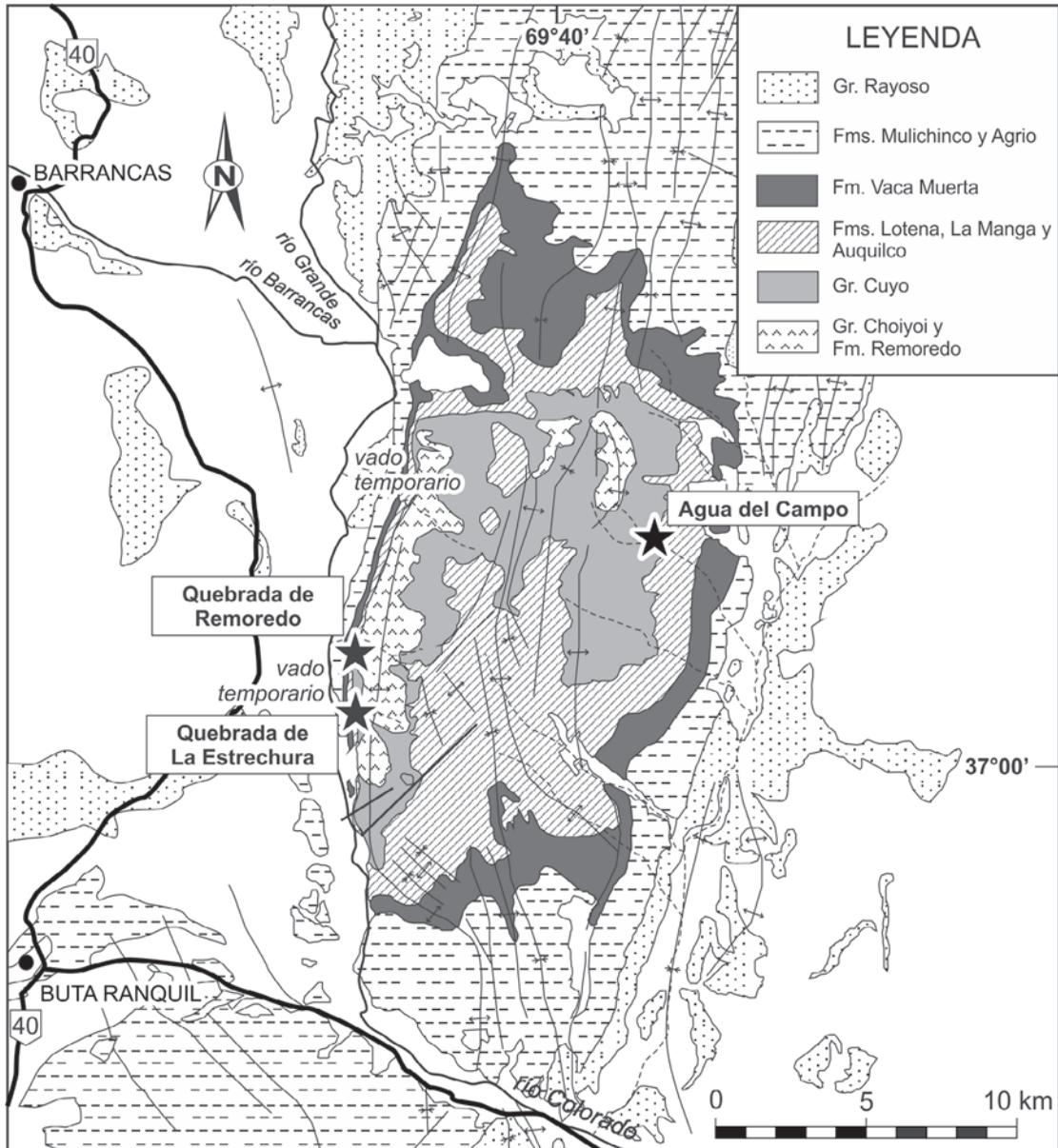


FIG. 3. Bosquejo geológico de la Sierra de Reyes y ubicación de los perfiles de afloramientos. Compilado con modificaciones de Groeber (1933), Holmberg (1976) y Narciso *et al.* (1998).

En los afloramientos del sector occidental de la Sierra de Reyes se relevaron dos secciones completas del intervalo estratigráfico estudiado, en la Quebrada de la Estrechura y en la Quebrada de Remoredo (Fig. 3), mientras que en el sector oriental de dicha sierra se efectuó el levantamiento de un perfil en la Quebrada Agua del Campo (Fig. 3). Todas estas secciones fueron medidas a escala de detalle (1:100).

Para el levantamiento de los perfiles sedimentológicos se utilizó una metodología clásica de medición y descripción de la litología (textura y composición de las sedimentitas), estructuras sedimentarias mecánicas, químicas y biogénicas, orientación de estructuras direccionales, escala y geometría tanto de la estratificación como de los cuerpos de roca, y tipos de contactos entre estratos. Estas tareas

fueron complementadas con la toma de fotografías de detalle de los litosomas y algunos fotomontajes que permitieran ilustrar la arquitectura de los depósitos sedimentarios. En el gabinete se procedió a la representación gráfica de los perfiles relevados a la escala de 1:100. En cada perfil se definieron las facies sedimentarias observacionales y sus tendencias verticales (asociaciones y secuencias de facies).

Los registros de Rayos Gama fueron obtenidos en los perfiles Quebrada de La Estrechura y Agua del Campo en el ámbito de la Sierra de Reyes con el empleo de un equipo HHSS (Hand Held Spectrometer System) GR-135G y espaciado de 1 m. Por cada punto de registro se obtuvieron valores totales (CPS) y discriminados por los elementos K, U y Th.

En gabinete se describió un total de 80 m de testigos de corona correspondientes a once sondeos de las áreas Cañadón Amarillo (CAm-20, CAM-1006), Borde Sur del Payún (BSP.e-4), Barreal El Hoyo (BEH.es-1), Cerro de Los Nidos (CLN.x-1), El Pichanal (EP.e-5), Cerro Guillermo (CG.x-3), El Piño (EPñ.x-1), Aguada Negra (AN.x-2), Chihuido Bayo Sur (ChBS.x-1) y Paso Bardas Norte (PBN.xp-11) (Fig. 4). Debe consignarse que cada uno de estos testigos fue relevado a escala de trabajo 1:40. La metodología de descripción fue similar a la empleada en afloramiento y, además, se obtuvieron fotografías generales del material recuperado, así como algunas imágenes con detalles sobre atributos litológicos.

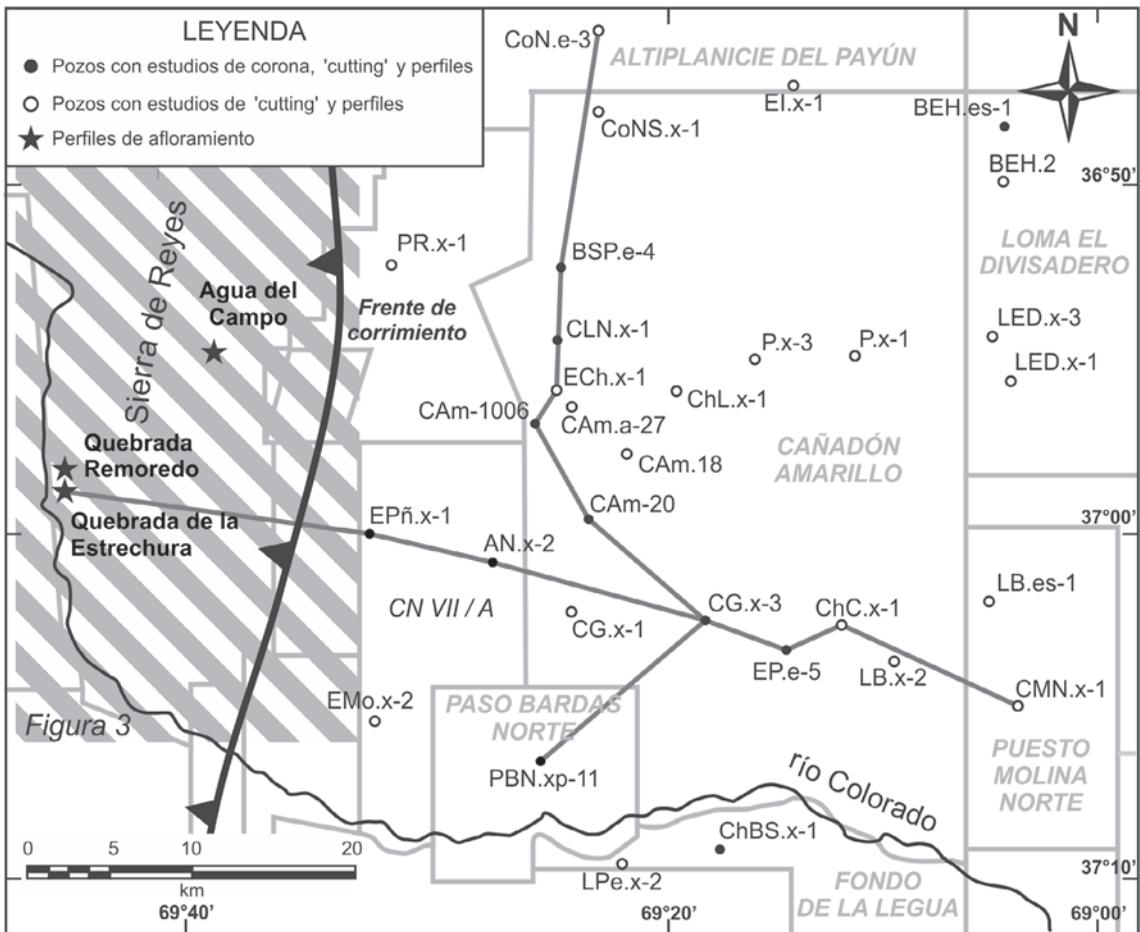


FIG. 4. Localización de los sondeos y perfiles de afloramientos que se analizaron para este trabajo, en relación con los principales rasgos geográficos y las áreas de explotación petrolera en el sur de Mendoza y norte de Neuquén (Argentina). En sombreado se muestra la localización del mapa de afloramientos de la figura 3. También se muestra la ubicación de los paneles de correlación de la figura 17.

Por otra parte, se analizó el registro de perfiles de pozo y el material de recorte ('cutting') de 31 sondeos, incluidos los antes mencionados (Fig. 4). Además del intervalo estratigráfico estudiado, en este análisis de información de subsuelo se incluyeron también las unidades estratigráficas subyacentes y suprayacentes. Con respecto a los perfiles de pozo se analizaron específicamente los datos de Rayos Gama, aunque para algunos pozos fue también necesaria la utilización de otros perfiles como Potencial Espontáneo (SP) y Resistividad. De esta forma, se pudieron establecer algunos contactos litológicos en aquellos sectores donde no existía una densidad de muestras de recortes adecuada y, fundamentalmente, se relocalizaron en profundidad algunas de las descripciones originales de los informes de perforación. De igual forma, el análisis de los perfiles facilitó el análisis general de la Formación Lotena, pudiéndose diferenciar tendencias generales (granocrecientes-granodecrecientes) e intervalos litológicos correlacionables con las unidades litoestratigráficas definidas en el área de estudio.

Las respuestas de los perfiles de pozo y el registro de material de recorte fueron integrados luego a la información sedimentológica obtenida del análisis de testigos, con el fin de definir las diferentes unidades litoestratigráficas presentes y su espesor, así como la integración de toda la información en transectas regionales. Con respecto a este último aspecto, y con el propósito de ajustar las correlaciones, se puso especial interés en el análisis del contacto superior de la Formación Lotena, a partir de la identificación de los niveles carbonáticos asignables a la Formación La Manga o las evaporitas de la Formación Auquillo y cuando estas unidades no se encontraban presentes, sobre la base de la localización de los depósitos volcanoclásticos gruesos de la Formación Tordillo.

5. Estratigrafía y características sedimentológicas de la Formación Lotena en el área de estudios

5.1. Propuesta Estratigráfica

Dada la complejidad facial que presenta la sucesión de la Formación Lotena, sumada a las diversas y contrastantes propuestas estratigráficas previas, ha sido necesario elaborar un nuevo ordenamiento estratigráfico que consiste en la definición de tres miembros: Miembro La Estrechura, Miembro El Pichanal y Miembro El Vado (Fig. 5).

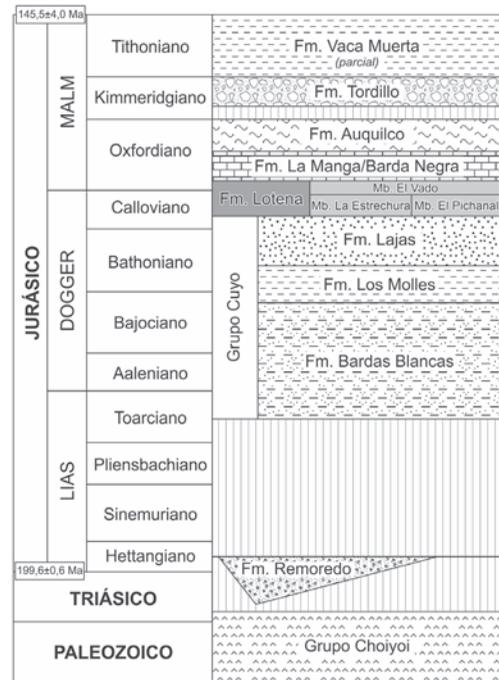


FIG. 5. Cuadro cronoestratigráfico propuesto para la región de estudio. En el caso de la Formación Lotena, los Miembros La Estrechura y El Vado están presentes tanto en afloramiento como en el área de subsuelo analizada. El Miembro El Pichanal sólo se identifica en el subsuelo. Escala de tiempo basada en Gradstein *et al.* (2004).

El Miembro La Estrechura comprende al conjunto de depósitos silicoclásticos de variada granulometría que constituyen la porción inferior de la Formación Lotena, tanto en las áreas de afloramiento de la Sierra de Reyes como en las del subsuelo adyacente a estas áreas de afloramiento (Fig. 6). El Miembro El Pichanal es una unidad exclusivamente de subsuelo que se ubica en el sector oriental del área de estudio, y se caracteriza por depósitos silicoclásticos acumulados en ambientes continentales. Por su parte, el Miembro El Vado comprende al tramo superior de la Formación Lotena y se define también en los afloramientos de la Sierra de Reyes (Fig. 6), así como en gran parte del área de subsuelo comprendida en el presente estudio. Este miembro, que porta amonites de edad del Calloviano tardío a Oxfordiano temprano (Parent, 2006), se compone de un conjunto mixto, compuesto por sedimentitas carbonáticas (dominantemente bioclásticas) y silicoclásticas generadas en ambiente marino.

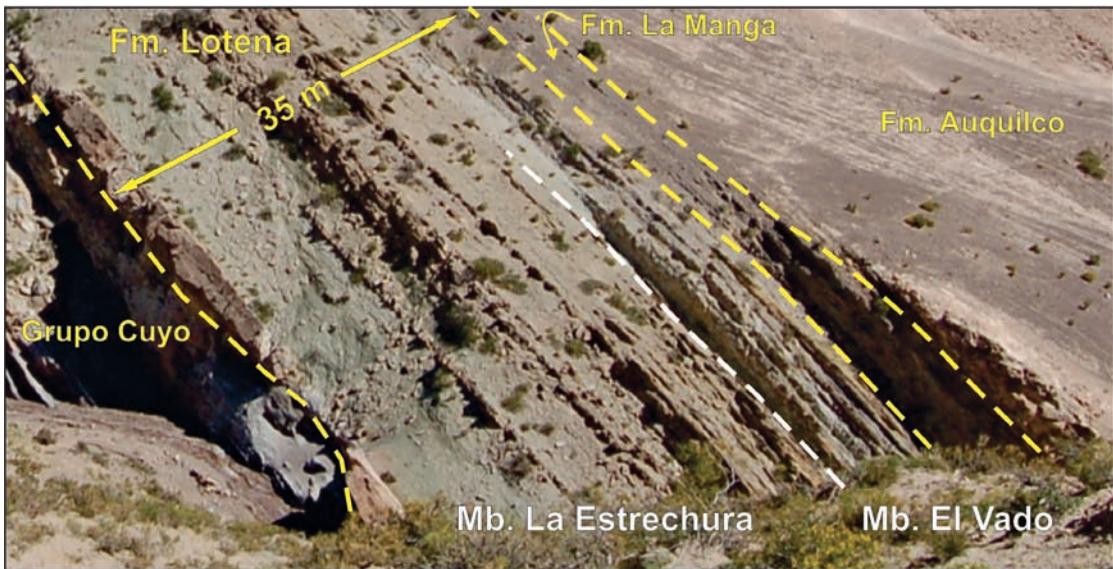


FIG. 6. Vista general de la Formación Lotena en perfil Quebrada de la Estrechura. En esta localidad se distinguen claramente dos intervalos estratigráficos dentro de dicha unidad, denominados en este estudio Miembro La Estrechura y Miembro El Vado.

Es oportuno consignar que la amplitud estratigráfica que se le da a la Formación Lotena en el presente trabajo es mayor a la considerada en algunas contribuciones previas. Así, para las áreas de afloramiento, Rossi y Veiga (1990)² han considerado como Formación Lotena al aquí definido como Miembro El Vado. Por su parte, los términos que corresponden al Miembro La Estrechura de la Formación Lotena han sido considerados por los mencionados autores como parte de la Formación Lajas.

5.2. Miembro La Estrechura

El Miembro La Estrechura, que comprende el tramo inferior de la Formación Lotena, ha sido definido tanto en el área de afloramientos de la Sierra de Reyes como en la de subsuelo donde sus materiales han podido ser descritos en detalle en los testigos de corona pertenecientes a los sondeos BSP.e-4, CLN.x-1, CAM-1006, CAM-20, EPñ.x-1, PBN.xp-11 y ChBS.x-1 (Fig. 4).

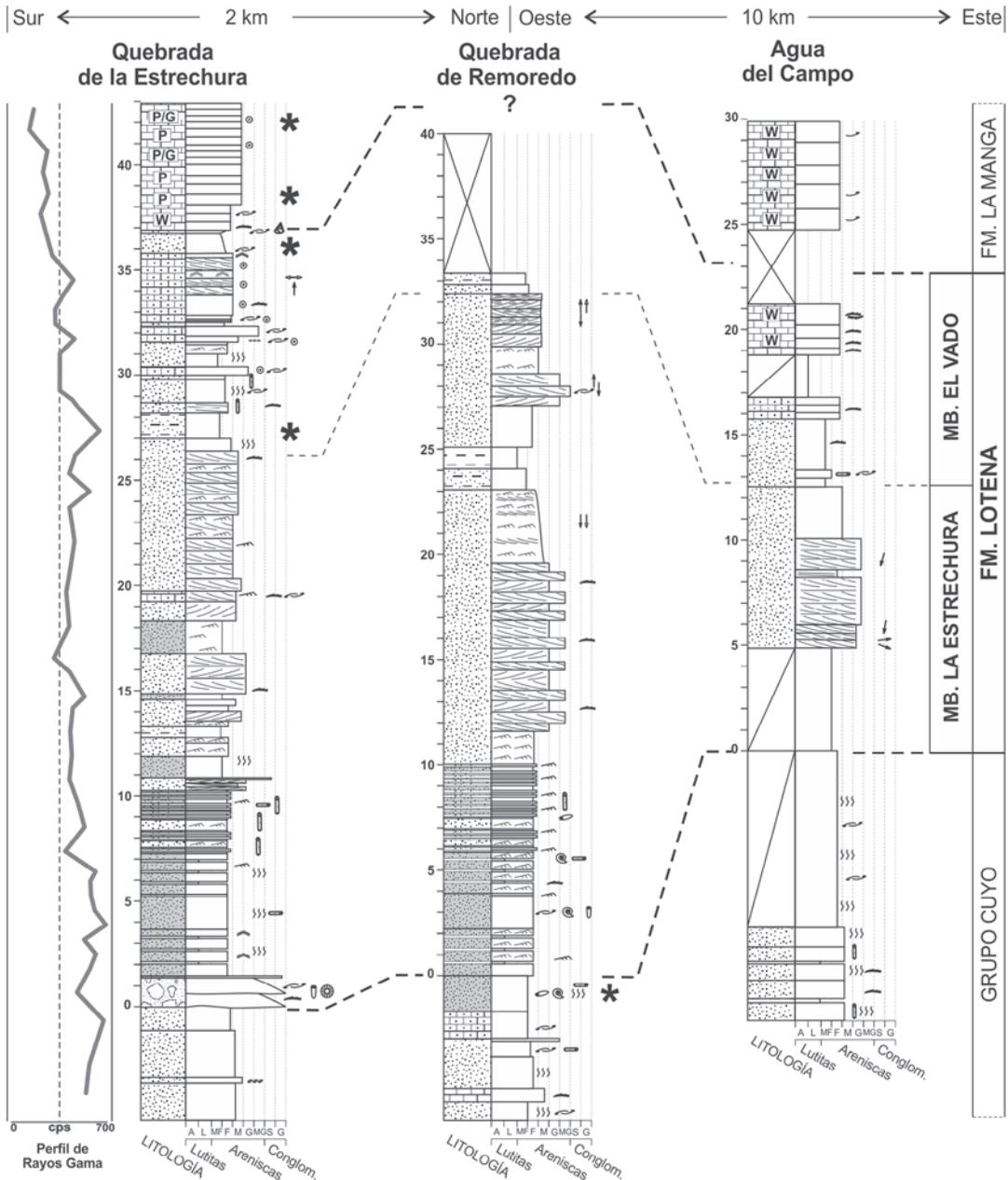
En las exposiciones de la Sierra de Reyes (Fig. 7) el espesor máximo se ha medido en la Quebrada de Remoredo (32 m), en tanto que en la Quebrada de La Estrechura es algo menor. Hacia el flanco oriental de la sierra se ha determinado un espesor aproximado de 10 m, aunque la base de la Formación Lotena se encuentra muy mal expuesta. En estas localidades

el Miembro La Estrechura está constituido por tres asociaciones de facies sedimentarias bien definidas:

a. Depósitos conglomerádicos poco potentes (1,40 m de espesor), matriz soportado (areniscas gruesa), con fenoclastos volcánicos de hasta 10 mm y bioclastos de mayor tamaño (hasta 60 mm) entre los que se reconocen restos fragmentarios de ostras, bivalvos de concha gruesa, belemnites y corales (Fig. 8a). Se trata de dos cuerpos lenticulares con base fuertemente erosiva (Fig. 8b) que pasan lateral y verticalmente a areniscas gruesas con fenoclastos dispersos, de modo que su expresión regional es bastante restringida al área de la Quebrada de La Estrechura (Fig. 7). Es oportuno señalar que en el tope de esta asociación se registra un nivel muy delgado (solo 5 cm) de fangolita verde pálida, pero en la que se incluyen líticos volcánicos bien redondeados de hasta 20 mm de diámetro. Estos depósitos se interpretan como producto del re-trabajo de secuencias marinas previas, desarrolladas durante o con muy poca anterioridad a un evento transgresivo, a partir de un sustrato relativamente grueso y bajo condiciones de relativa alta energía. La reducida extensión lateral de estos depósitos y los cambios granulométricos relativamente abruptos en cortas distancias son propios del desarrollo de depósitos residuales ('lags') transgresivos simples (*sensu* Hwang y Heller, 2002).

b. Areniscas finas fangosas y areniscas finas verde pálidas (Fig. 8b) con muy frecuentes estructuras ondulíticas y pausas de arcilla, que muestran bioturbaciones tanto asociadas a organismos filtradores (*Ophiomorpha*, *Arenicolites*, *Skolithos*) como detritívoros (*Planolites*, *Palaeophycus*), lo que sugiere una icnofacies de *Skolithos* distal (McEachern *et al.*, 2006). Estos depósitos se presentan como una monótona sucesión del orden

de los 10 m de potencia (Fig. 7). La presencia de estas rítmicas sucesiones en las que han alternado los procesos de tracción por migración de óndulas de corrientes con los de decantación suspensiva es indicativa de procesos mareales de baja energía, en los que las corrientes tuvieron un régimen subcrítico y las pausas de arcilla reflejan períodos de estancamiento coincidentes con situaciones de pleamar y de bajamar (Visser, 1980).



c. sucesiones de areniscas gruesas, medianas y finas (Fig. 8c), a veces con gránulos y guijas dispersos, así como fragmentos de bivalvos, en estratos entre 0,2 y 0,5 m con una muy conspicua estratificación entrecruzada tangencial y planar, predominantemente de alto ángulo. Constituyen un conjunto cuyo espesor alcanza unos 16 m, el que, aunque dominado por areniscas, también incluye intercalaciones aisladas de areniscas fangosas con laminación ondulítica o en capas macizas, así como de depósitos mixtos silicoclásticos-carbonáticos con abundantes restos esqueléticos. En las capas frontales se definen muy frecuentes láminas o ‘drapes’ de detritos carbonosos (Fig. 8d), mientras que son menos comunes los escalonamientos de óndulas de corrientes orientadas en sentido contrapuesto al de las estructuras entrecruzadas (Fig. 8e); asimismo, el tope de algunos de estos estratos muestra también retrabajo de óndulas de corrientes. Cabe mencionar que en varios de estos cuerpos psamíticos se han definido superficies de reactivación orientadas en sentido paralelo a las capas frontales que permiten definir paquetes sigmoidales (Yang y Nio, 1985). La orientación de los estratos entrecruzados es variable e incluso contrapuesta, con capas que inclinan al N y NE y otras que lo hacen hacia el sur (Fig. 7). Además, es característico el desarrollo de estructuras en hueso de arenque (‘herringbone’) en las que estratos entrecruzados contiguos muestran orientaciones opuestas de sus capas frontales (Fig. 8f).

Todo el conjunto de rasgos descritos para esta sucesión de facies pone en evidencia un sistema de sedimentación marino somero dominado por la acción de las mareas. En tal contexto, los cuerpos amalgamados de areniscas entrecruzadas con desarrollo de figuras sigmoidales limitadas por superficies de reactivación, así como la presencia de pausas de detritos carbonosos y de variaciones laterales en el espesor de las capas frontales representan procesos de migración y agradación de barras mareales (Visser, 1980; Allen, 1982; Tillman, 1985). Por su parte, la presencia de estratos superpuestos con orientaciones contrapuestas en sus capas entrecruzadas sugiere que los cuerpos sedimentarios fueron generados tanto por corrientes de flujo como de refluo mareal que operaron en condiciones de energía bastante semejantes.

En el sector de subsuelo ubicado en el área inmediatamente al este de la Sierra de Reyes y en el extremo sur de la región en estudio, el Miembro La Estrechura está igualmente dominado por una sucesión de 30 a 40 m de potencia caracterizada por depósitos finos en la base y que remata con una sucesión eminentemente arenosa (Fig. 9). Este intervalo arenoso superior se ha podido caracterizar en forma detallada, en tres sondeos (EPñ.x-1, ChBS.x-1, PBN.xp-11), donde se encuentra dominado por niveles de areniscas medianas y finas con muy frecuentes estructuras internas de laminación horizontal y estratificación entrecruzada de moderado a bajo ángulo (Figs. 9 y 10a, b), a las que se asocian escasos niveles

REFERENCIAS

Litología

-  Conglomerados
-  Areniscas conglomerádicas
-  Areniscas carbonáticas
-  Arenitas
-  'Wackes'
-  Depósitos heterolíticos
-  Limolitas arenosas
-  Pelitas
-  Carbonatos (W: 'wackestone', P: 'packstone'; P/G: 'packstone/grainstone'; F: 'floatstone')
-  Pobremente expuesto
-  Cubierto
-  Intraclastos pelíticos
-  Ooides

Estructuras

-  Maciza
-  Laminación ondulítica
-  Óndulas simétricas
-  Laminación/Estratificación horizontal
-  Estratificación entrecruzada de bajo ángulo
-  Estratificación entrecruzada planar
-  Estratificación entrecruzada en artesa
-  Laminación convoluta
-  Calcos de carga
-  Calcos de flujo
-  Estructuras de escape de fluidos
-  Fallamiento sinsedimentario

Bioturbaciones

-  Tubos verticales
-  Tubos horizontales y pistas
-  Bioturbación (indiferenciada)

Paleocorrientes

-  Estratificación entrecruzada
-  Óndulas

Fósiles

-  Restos de plantas
-  Gastrópodos
-  Bivalvos
-  Ostras
-  Amonites
-  Corales
-  Belemnites
-  Control bioestratigráfico

FIG. 7. Perfiles columnares de detalle de la Formación Lotena en el ámbito de la Sierra de Reyes. Nótense las marcadas diferencias en las características de los miembros La Estrechura y El Vado, así como la reducción en el espesor de la unidad hacia el este.

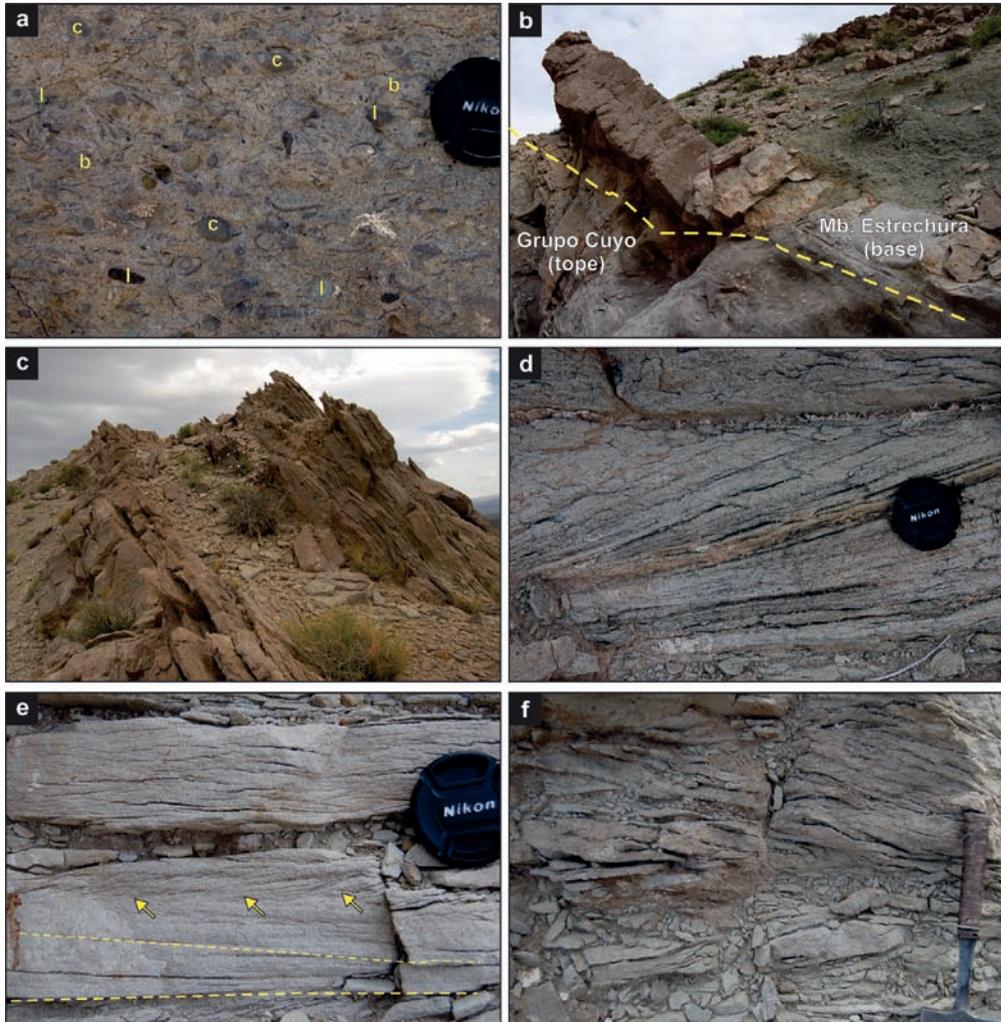


FIG. 8. **a.** Conglomerados macizos de la base de la Formación Lotena (Miembro La Estrechura), constituidos por líticos volcánicos (l), y restos esqueletales entre los que dominan restos de corales (c) y bivalvos (b); **b.** Contacto basal de la Formación Lotena con base erosiva sobre la parte cuspidal del Grupo Cuyo. La base está representada por una unidad lenticular conglomerádica que pasa rápidamente a fangolitas y areniscas muy finas verdosas; **c.** Cuerpos de areniscas entrecruzadas típicos de la parte alta del Miembro La Estrechura (el espesor del conjunto es de 6 m); **d.** Detalle de 'set' entrecruzado en donde se observan láminas de detritos carbonosos (oscuras) dentro de los conjuntos arenosos de dicha unidad; **e.** Laminación por migración de óndulas de corriente (flechas) en sentido contrapuesto a una capa frontal de mayor escala (línea amarilla). Tapa de lente que posee 5 cm de diámetro; **f.** 'Sets' entrecruzados en sentidos contrapuestos y con 'pausas' de grano fino, probablemente asignables a una estructura 'herringbone'.

con óndulas y laminación ondulítica de corrientes, así como capas con deformación sinsedimentaria. También se han identificado bioturbaciones en tubos verticales y horizontales (Fig. 10c), e intervalos con aspecto moteado producto de intensa actividad orgánica. Si bien la asignación paleoambiental de estos depósitos resulta difícil debido a la uniformidad litológica observada, el arreglo general de la unidad y

el desarrollo de estructuras potencialmente asociadas a la acción de mareas permite inferir un ambiente de acumulación similar al interpretado para los depósitos descritos en los afloramientos de la Sierra de Reyes. Vale destacar, además, que en el sondeo AN.x-2 han sido recolectados microfósiles calcáreos de origen marino de todo el intervalo estratigráfico asignado al Miembro La Estrechura.

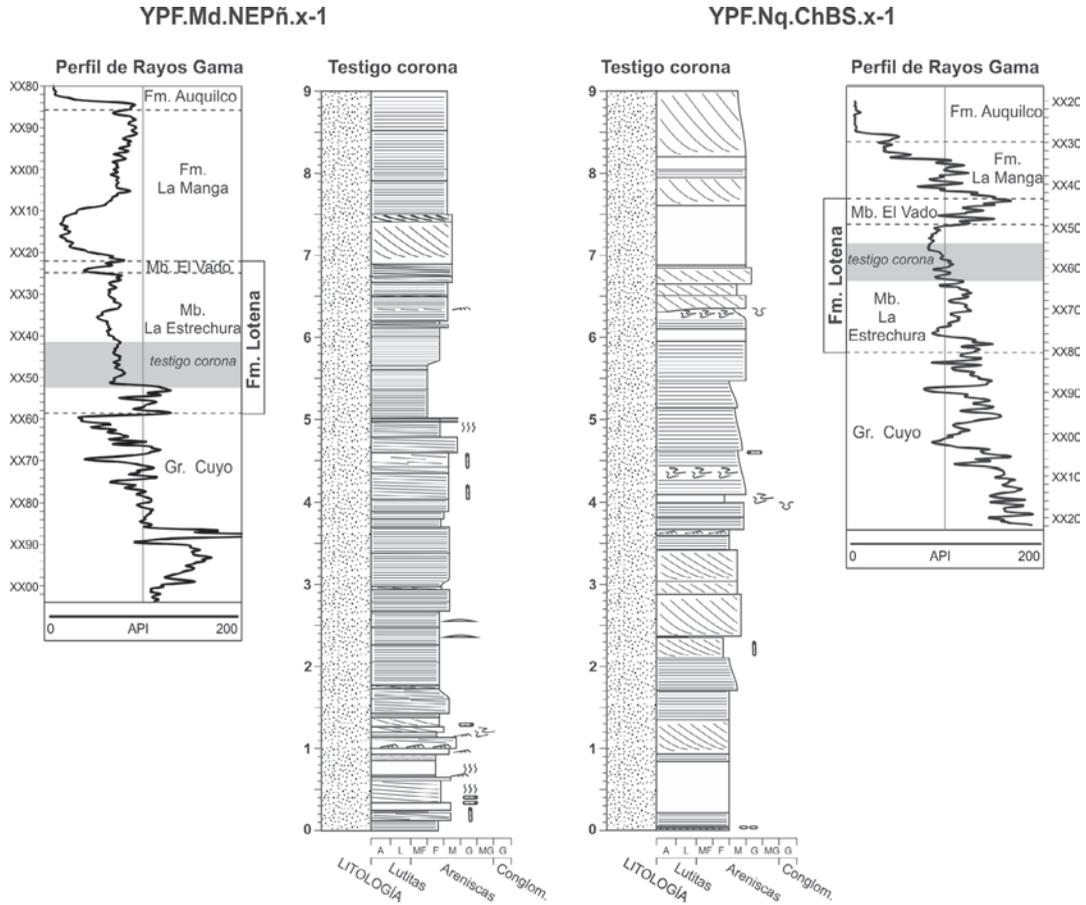


FIG. 9. Desarrollo vertical del Miembro La Estrechura de la Formación Lotena en el sector oeste y sur del área de estudio interpretado a partir de perfiles de Rayos Gama (en unidades API) y descripción detallada de testigos corona. Para ubicación de sondeos, véase figura 4. Para leyenda de los perfiles, véase figura 7.

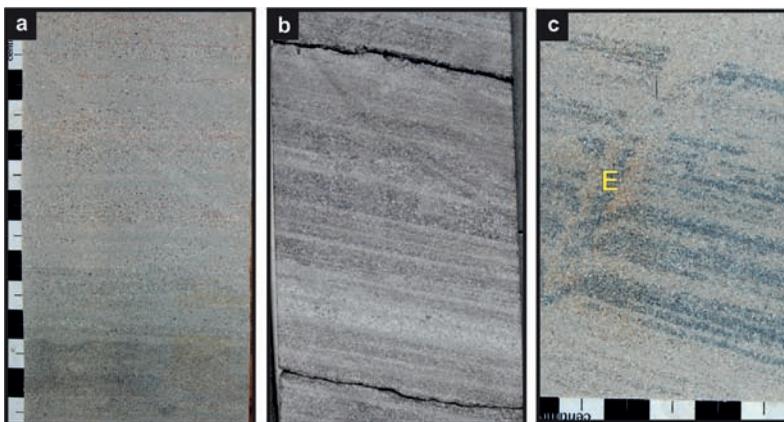


FIG. 10. Fotos de detalle de testigos de corona del Miembro La Estrechura en el sector oeste y sur del área de estudio. **a.** Areniscas finas a medianas con estratificación horizontal en ChBS.x-1. Escala en centímetros; **b.** Areniscas finas a medianas con estratificación entrecruzada de moderado ángulo en EPñ.x-1. Ancho del testigo es 9,5 cm; **c.** Detalle de un nivel con estratificación entrecruzada cortada por excavación subvertical (E) en ChBS.x-1. Escala en centímetros.

Por su parte, en el subsuelo del sector central y septentrional del área de estudio (norte del bloque Cañadón Amarillo) términos asignables al Miembro La Estrechura constituyen una sucesión de entre 40 y 60 m de potencia (Fig. 11). Esta sucesión se caracteriza por arcilitas castañas y verdosas con intercalaciones de areniscas en el tercio inferior y una sucesión eminentemente areno-gravosa hacia la parte superior de la unidad (Fig. 11). Dentro de los depósitos identificados y descritos en detalle (testigos de los pozos BSP.e-4 y CAm-1006) se pudieron identificar tres asociaciones de facies principales:

a. Fangolitas y areniscas muy finas verdosas, con abundantes restos de plantas finamente divididos. Intercalan con facies más gruesas hacia el tope de la unidad, pero que podrían caracterizar el intervalo inferior de la misma de acuerdo con los registros de perfiles y recortes (Fig. 11). Estos depósitos sugieren el dominio de procesos de decantación suspensiva en ambiente subácueo, con muy baja energía cinética, con esporádica acción de corrientes diluidas que aportaron material detrítico desde áreas continentales adyacentes.

b. Areniscas gruesas a muy gruesas que pueden incluir fenoclastos dispersos, sabulitas y conglomerados finos con individuos redondeados y bien redondeados de volcanitas y piroclastitas. Estos depósitos que caracterizan el tramo medio a superior de la unidad muestran variadas estructuras (gradada normal e inversa, laminaciones horizontales, estratificación entrecruzada de alto y bajo ángulo e intervalos masivos), y en algunos de sus estratos se identifican también restos de bivalvos y gasterópodos (Fig. 12a, b). Estas sedimentitas son interpretadas como el producto de flujos friccionales o hiperpicnales que ingresan al ambiente marino a partir de sucesivos eventos de descarga fluvial, por lo que se atribuyen a un ambiente de frente deltaico (Orton y Reading, 1993).

c. Areniscas muy gruesas y sabulitas con amalgamación de estructuras entrecruzadas en artesa (Fig. 11) que reflejan la migración de megaóndulas 3D a partir de flujos unidireccionales con importante carga de lecho (Harms *et al.*, 1982). Estas sedimentitas constituyen cuerpos con base erosiva y diseño de superposición granodecreciente que sugieren su acumulación a partir de rellenos de canales fluviales.

En líneas generales, la sucesión de subsuelo en este sector muestra un arreglo granocreciente (Fig. 11) que puede tentativamente ser asignado a la progradación de

un sistema deltaico fluvio-dominado con predominio de flujos friccionales (Orton y Reading, 1993). Los depósitos de grano fino con restos de plantas finamente divididos sugieren un ambiente de prodelta sobre el que se desarrollaron sucesivos depósitos de frente deltaico inferior correspondientes a la asociación de facies arenosa, hasta culminar con facies clásticas gruesas que poseen una fuerte signature fluvial.

Localmente, en la base de esta sucesión granocreciente aparece un delgado intervalo de grano grueso constituido por areniscas, sabulitas y conglomerados matriz soporte con clastos volcánicos (véase CAM-20, Figs. 11 y 12c). Este conjunto sedimentario puede considerarse equivalente de los depósitos identificados en la base de la Formación Lotena en los afloramientos de la Quebrada de la Estrechura.

5.3. Miembro El Pichanal

Los depósitos del Miembro El Pichanal de la Formación Lotena se registran únicamente en el subsuelo en el sector oriental del área de estudio (este del bloque Cañadón Amarillo, Puesto Molina Norte y oeste del bloque Loma del Divisadero). En términos generales, el Miembro El Pichanal presenta un espesor de entre 50 y 120 m y ha sido estudiado en detalle en testigos de corona pertenecientes a sondeos BEH.es-1, EP.e-5 y CG.x-3 (Figs. 4 y 13).

En el Miembro El Pichanal se reconocen dos principales asociaciones de facies. Por un lado, aparece un conjunto de sedimentitas de grano fino, con dominio de fangolitas y limolitas macizas o con incipiente laminación horizontal y tonalidad general castaño rojiza. En forma subordinada se observaron, en los testigos corona estudiados, que estos depósitos interestratifican con capas centimétricas de 'wackes' finas macizas e intervalos de paraconglomerados con litoclastos volcánicos entre 10 y 30 mm y contornos subangulosos y angulosos. Se han reconocido asimismo delgadas intercalaciones de sabulitas intraformacionales con individuos redondeados de las fangolitas castaño rojizas (Fig. 13). En los registros de los pozos ubicados más hacia el noreste del área de estudio (véase mitad inferior del sondeo BEH.es-1, Fig. 13) se observa la neta intercalación de cuerpos de granulometría más gruesa (areniscas medianas a gruesas) y de varios metros de espesor. La asignación paleoambiental de todo este conjunto de sedimentitas es incierta, aunque por la asociación de depósitos de decantación suspensiva, eventos de

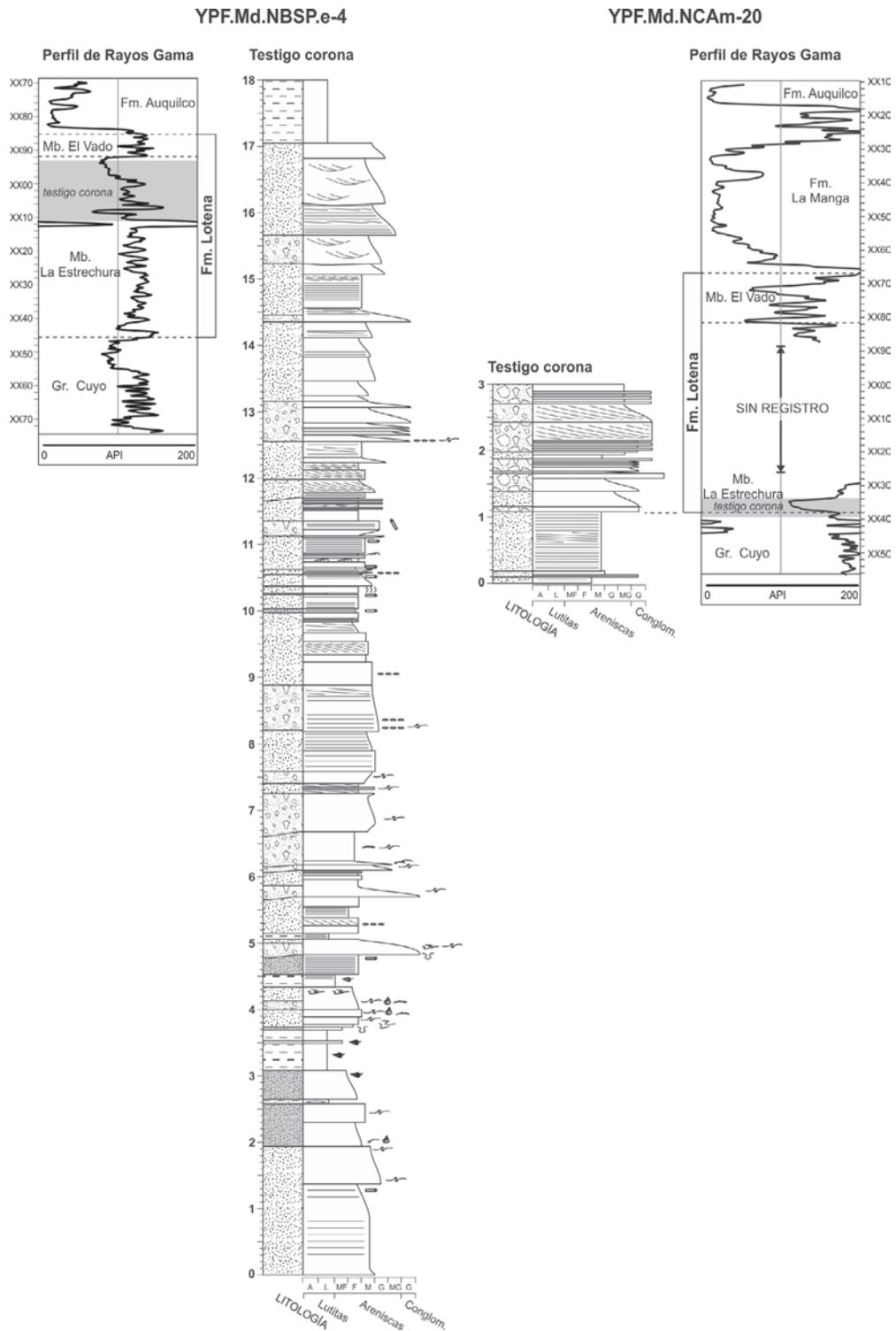


FIG. 11. Desarrollo vertical del Miembro La Estrechura de la Formación Lotena en el sector centro y norte del área de estudio interpretado a partir de perfiles de Rayos Gama y descripción detallada de testigos corona. Para ubicación de sondeos, véase figura 4. Para leyenda de los perfiles, véase figura 7.

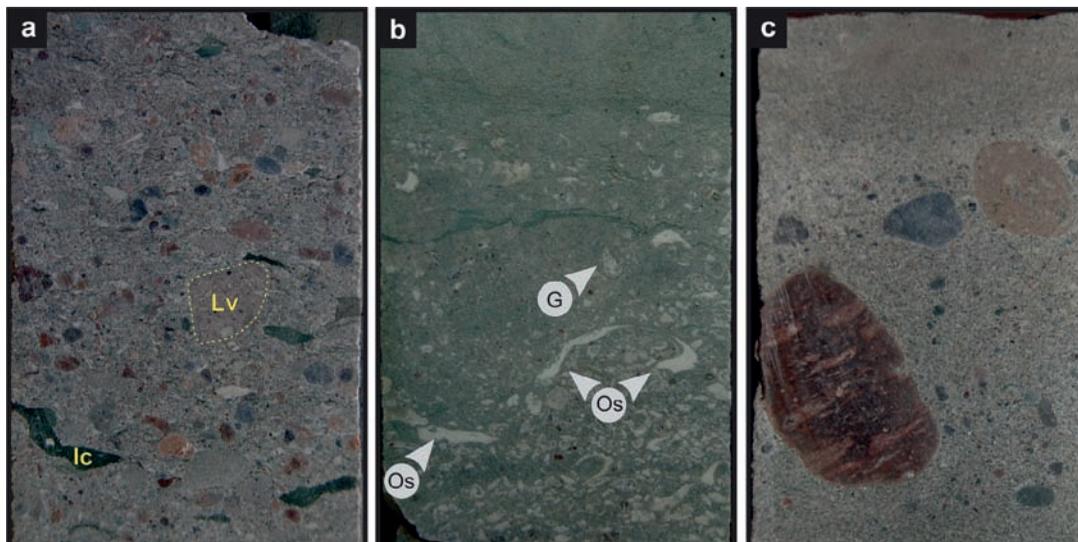


FIG. 12. Fotos de detalle de testigos de corona del Miembro La Estrechura en el sector norte de subsuelo. En todos los casos el ancho de la corona es de 9.5 cm. **a.** Arenisca gruesa con clastos psefíticos dispersos sin fábrica preferencial en el sondeo BSP.e-4. Entre el material psefítico son dominantes los líticos volcánicos (Lv), pero también son comunes los intraclastos de areniscas (Ic); **b.** Arenisca fina con gradación normal de fragmentos esqueléticos (Os: ostras, G: gastrópodos) en BSP.e-4; **c.** Nivel de conglomerado matriz sostén con clastos volcánicos redondeados de la base de esta unidad en el sondeo CAM-20.

retrabajo de estos sedimentos y la presencia de materiales gruesos generados por flujos viscosos, no se descarta que se trate de depósitos correspondientes a un sistema de interacción fluvial efímero-barreal o wadi distal (Picard y High, 1973; Tunbridge, 1984; Eberth y Miall, 1991; Spalletti y Colombo, 2005). Los depósitos más gruesos y potentes podrían representar, en este caso, depósitos de canales fluviales bien desarrollados que se relacionan de manera lateral y longitudinal con este sistema relativamente distal.

La otra asociación de facies, cuyos depósitos pueden superar los 30 m de espesor, está compuesta por areniscas medianas a finas, con buen grado de selección, en las que prevalecen los intervalos con estratificación entrecruzada (Figs. 13 y 14a) a las que se asocian niveles delgados de areniscas con estructura de capa plana y de bajo ángulo, así como capas delgadas macizas. Los estratos entrecruzados muestran cambios texturales entre areniscas medianas finas (y finas) y areniscas medianas gruesas en capas de hasta 1,70 m de espesor. Las láminas internas de la estratificación entrecruzada tienen geometrías tabulares y en cuñas (Fig. 14b) que podrían asimilarse a láminas de caída de granos ('grainfall') y de flujo de granos ('grainflow') (Hunter, 1977). Los atributos texturales de estas sedimentitas, sumados a los tipos

de estratificación presentes en las láminas entrecruzadas y a la geometría y escala de las estructuras mecánicas, permiten sugerir un origen eólico (Hunter, 1977). En algunos casos estas sedimentitas presentan estructuras de deformación sinsedimentaria entre las que se destacan fallas sinsedimentarias, estructuras de escape de fluidos y laminación convoluta (Fig. 14c) que reflejan una sedimentación también eólica, aunque en un ambiente algo más húmedo, asociado a una posición más superficial del nivel freático (Veiga *et al.*, 2002; Mountney, 2006).

5.4. Miembro El Vado

Este miembro de la Formación Lotena ha sido identificado tanto por encima del Miembro La Estrechura como del Miembro El Pichanal en gran parte del área de estudio, aunque con un espesor que no supera los 15 m. En subsuelo ha podido ser caracterizado por su muy particular registro de Rayos Gama (Figs. 9, 11, 13, 15). Específicamente sus facies sedimentarias han sido definidas en los perfiles de Quebrada de La Estrechura y Agua del Campo (Fig. 7), así como en testigos de los sondeos AN.x-2 y CAM-1006 (Fig. 15).

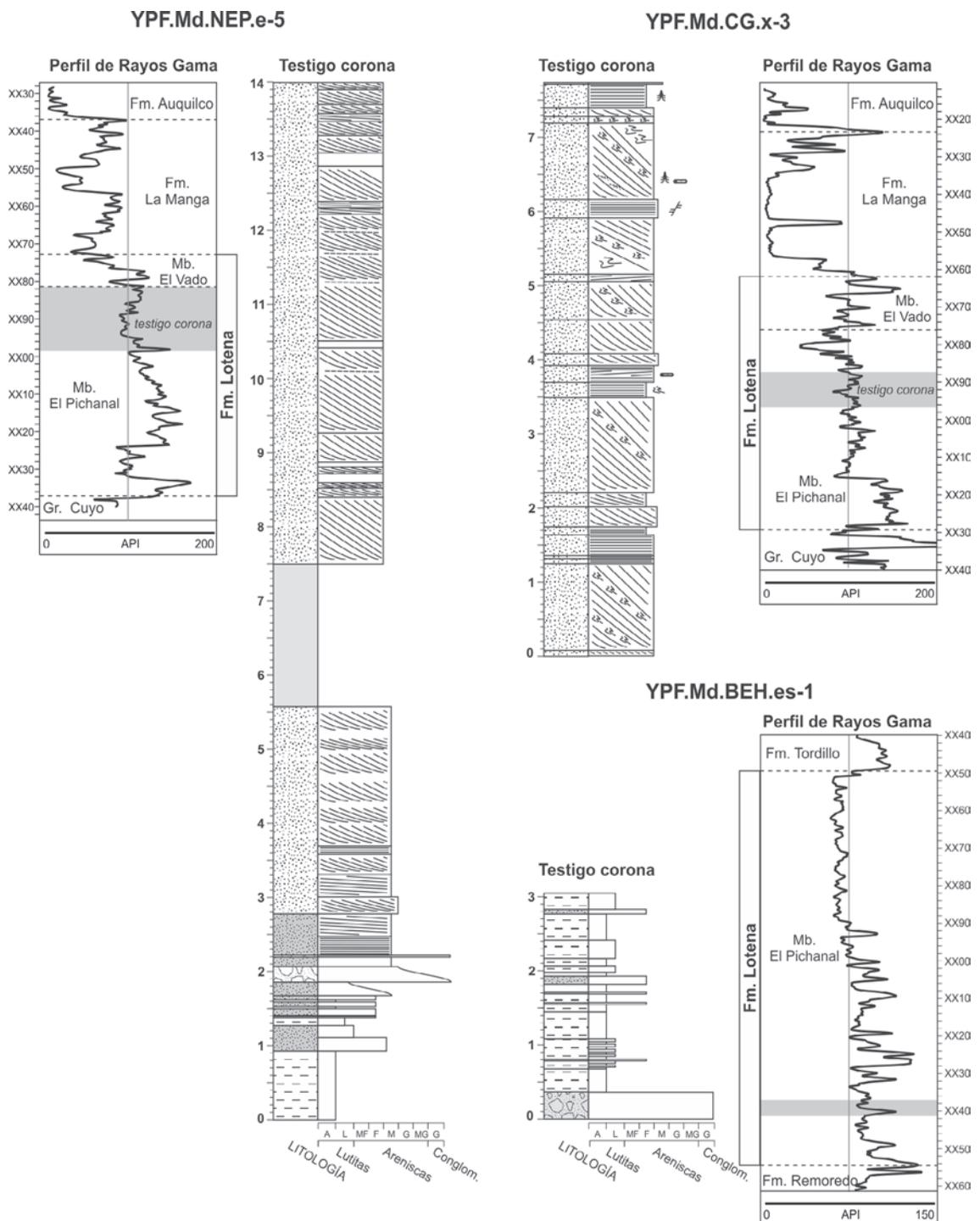


FIG. 13. Desarrollo vertical del Miembro El Pichanal de la Formación Lotena en el sector este del área de estudio, interpretado a partir de perfiles de Rayos Gama y descripción detallada de testigos corona. Para ubicación de sondeos, véase figura 4. Para leyenda de los perfiles, véase figura 7.

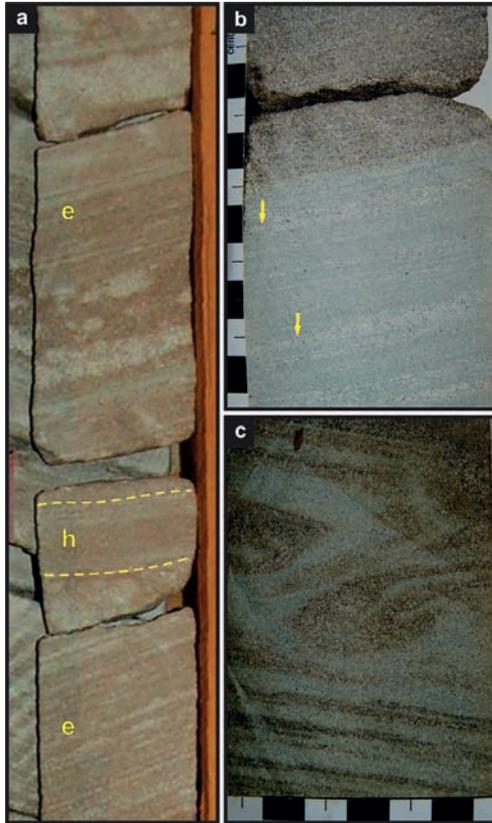


FIG. 14. Fotos de detalle de testigos de corona del Miembro El Pichanal. Escala en centímetros. **a.** Areniscas finas a medianas con estratificación entrecruzada (e) intercaladas con delgados niveles con estratificación horizontal (h) en pozo EP.e-5; **b.** Detalle del límite entre dos sets entrecruzados de diferente granulometría en testigo CG.x-3. Nótese también la geometría en cuña de las láminas gruesas (flechas); **c.** Nivel arenoso fino a mediano entrecruzado con laminación convoluta en sondeo CG.x-3.

Los depósitos que caracterizan el Miembro El Vado se asientan sobre una superficie de contacto muy neto y están dominados -en su porción inferior- por sedimentitas de grano fino: areniscas finas, muy finas y fangolitas arenosas de tonalidad verdosa oscura (Figs. 16a, b). Las capas de areniscas pueden ser macizas o mostrar laminación de bajo ángulo, óndulas de olas y restos esqueléticos dispersos, junto a trazas fósiles de *Thalassinoides*, *Arenicolites* y *Skolithos*. Hacia arriba, este conjunto muestra un gradual cambio litológico, pues comienzan a intercalar sedimentitas mixtas silicoclásticas-carbonáticas, dominadas por ‘wackestones’ y ‘packstones’ arenosos (Fig. 16c),

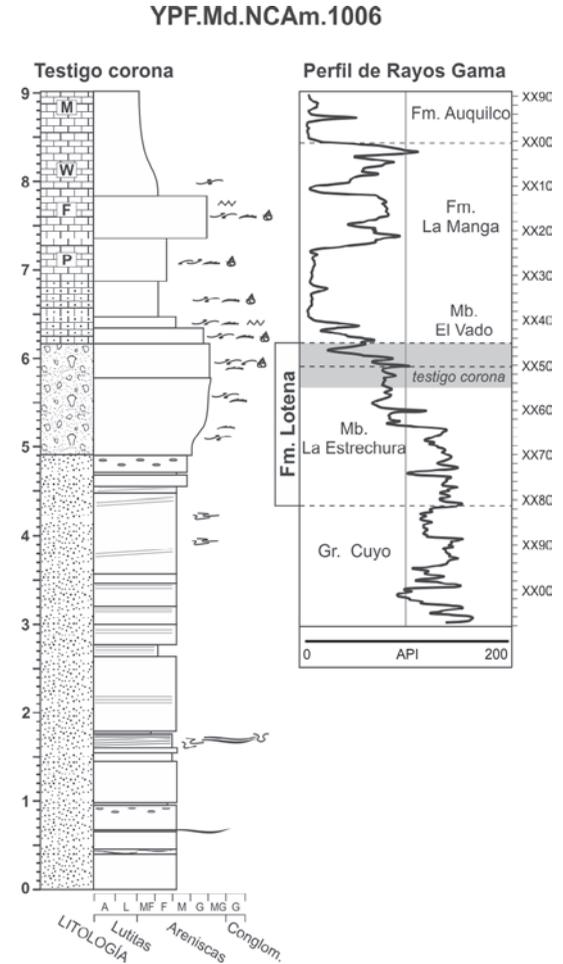


FIG. 15. Desarrollo vertical del Miembro El Vado de la Formación Lotena en el área de estudio, interpretado a partir de perfiles de Rayos Gama y descripción detallada de testigos corona. Para ubicación de sondeos, véase figura 4. Para leyenda de los perfiles, véase figura 7.

así como ‘wackestones/floatstones’ con dominio de restos de ostras (Fig. 16d).

Sobre la base de la textura de los sedimentos y de su contenido biogénico (invertebrados y trazas fósiles) se considera que la acumulación de los términos correspondientes al Miembro El Vado se produjo en condiciones de libre circulación, fondo bien oxigenado y profundidades variables desde ambiente de costa afuera hasta la zona de cara de playa inferior (‘lower shoreface’). En forma adicional, el arreglo vertical de facies de esta unidad dado por una reducción gradual de los componentes terrígenos *versus* los carbonáticos indica la transición desde

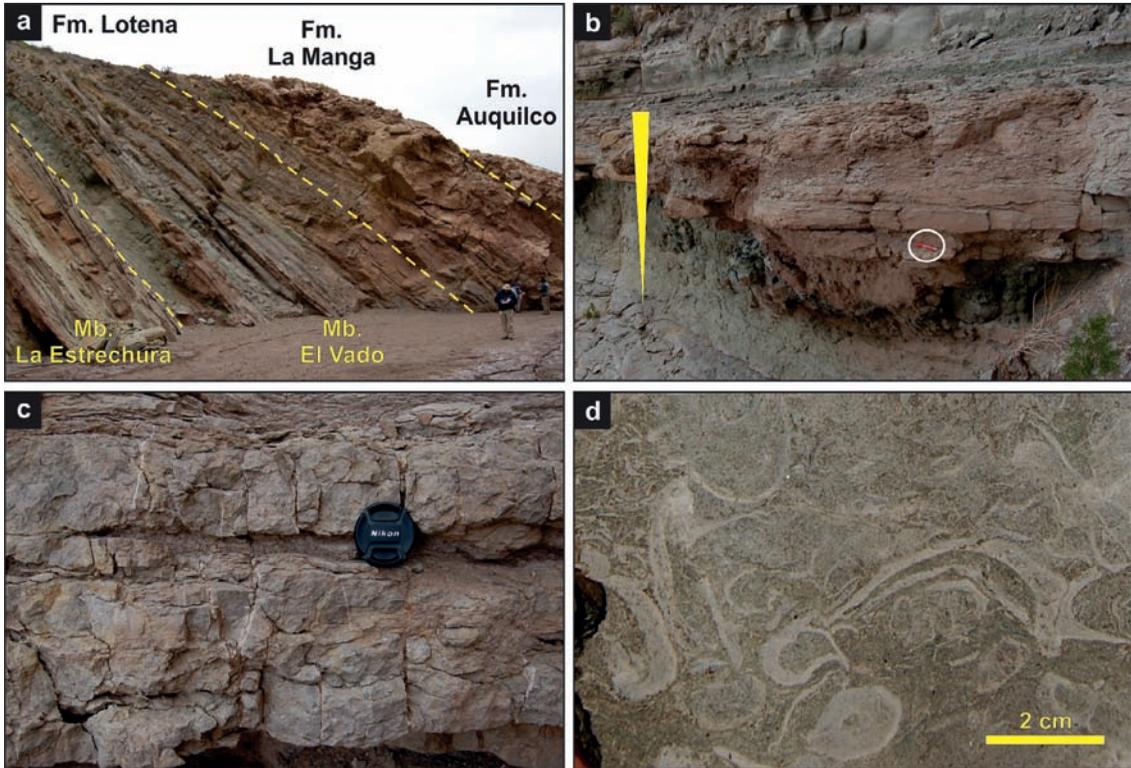


FIG. 16. **a.** Vista del Miembro El Vado de la Formación Lotena en la Quebrada de la Estrechura; **b.** Sucesión granocreciente desde fangolitas verde oscuro hasta areniscas finas a medianas con laminación de bajo ángulo en la base del Miembro El Vado (referencia marcador); **c.** ‘Packstone’ arenoso macizo característico del tope de este miembro en el perfil Quebrada de la Estrechura; **d.** ‘Floatstone’ esquelético en testigo de sondeo CAm-1006, con predominio de fragmentos de ostreoides mal seleccionados y disposición caótica.

un sistema marino silicoclástico (¿rampa?) a otro mixto (Schwarz y Howell, 2005). Esta tendencia refleja una disminución del suministro clástico y/o un incremento de la productividad carbonática que alcanzará su clímax con la acumulación de los términos asignables a la Formación La Manga.

El límite superior del Miembro El Vado en la mayoría de las localidades y sondeos analizados se corresponde con la aparición de las sedimentitas puramente carbonáticas de la Formación La Manga (Figs. 7, 9, 11, 13 y 15). Esta unidad se caracteriza por ‘packstones’ oolíticos y oolíticos-esqueléticos, y ‘wackestones’ esqueléticos con restos de ostras y gastrópodos. Sin embargo, existen sondeos en los que el Miembro El Vado es cubierto abruptamente por evaporitas de la Formación Auquilco (véase BSP.e-4, Fig. 11). Asimismo, debe destacarse que sedimentitas asignables al Miembro El Vado no se registran en sondeos de la región septentrional

del área de estudios. En estos casos también están ausentes los depósitos de las formaciones La Manga y Auquilco, y por lo tanto se define una relación de contacto abrupto entre la Formación Lotena y la Formación Tordillo del Kimmeridgiano (e.g., BEH.es-1, Fig. 13). Esta discontinuidad sugiere un importante *hiatus* depositacional y no se descarta que implique un evento de erosión de las unidades estratigráficas faltantes.

6. Distribución de los sistemas de acumulación de la Formación Lotena

6.1. Los sistemas de acumulación en el área de estudio

Sobre la base de los datos disponibles en las áreas de afloramiento y en los pozos analizados en la región de estudio ha sido posible avanzar en

la elaboración de un esquema litoestratigráfico, un modelo conceptual sobre la distribución y evolución de los principales sistemas de depositación y un armazón estratigráfico secuencial para los depósitos de la Formación Lotena (Calloviano-Oxfordiano Temprano) en el sector sur de Mendoza y norte de Neuquén. La distribución espacial y vertical de las asociaciones de facies reconocidas en esta unidad han permitido establecer que dos de los miembros definidos en este trabajo corresponden a la porción inferior de la unidad (Miembros La Estrechura y El Pichanal), en tanto que el otro (Miembro El Vado) comprende su sección superior (Fig. 17).

El Miembro La Estrechura se localiza en los afloramientos de la Sierra de Reyes y en los sondeos de la región centrooccidental del área de estudio (Fig. 17a). En la Sierra de Reyes el Miembro La Estrechura se compone de depósitos formados en un sistema marino somero dominado por la acción de las mareas, de baja energía en los términos inferiores y de mayor energía en los más altos, en este último caso con la acumulación de barras submareales. En cambio, en el sector central y septentrional del área de estudio (bloque Cañadón Amarillo centro-norte) se infiere la progradación de un sistema deltaico fluvio-dominado, con facies de prodelta a las que suceden depósitos de frente deltaico generados por flujos hiperpicnales y clásticos cuspidales de neto carácter fluvial (Fig. 17b). Este arreglo espacial de distribución de sistemas de depositación para el Miembro La Estrechura permite sugerir un área proximal con aportes clásticos activos, localizada hacia los sectores septentrionales del área de estudio (Fig. 17b).

Por su parte, el Miembro El Pichanal, identificado en el sector oriental del área de estudio, se compone de dos términos muy característicos: sistemas de depositación fluviales efímeros y fluvio-eólicos. Dentro de los primeros se identifican asociaciones de facies gruesas generadas a partir de flujos canalizados y depósitos finos de barreal en los que se intercalan cuerpos asociados a flujos de detritos distales. La mayor proporción de facies fluviales gruesas en el sector noreste (Fig. 18) sugiere un área de aporte hacia ese sector y la localización de los sistemas más distales hacia el centro de la región estudiada. En este mismo sector es donde se registra un mayor desarrollo regional de las facies fluvio-eólicas, estrechamente vinculadas con las de barreal (Fig. 18).

Tomados en conjunto, los miembros La Estrechura y El Pichanal, que componen la parte inferior de la Formación Lotena, muestran singulares cambios faciales y en los sistemas de depositación en sentido regional (Fig. 17). Se compone así de facies deltaicas en la franja septentrional, de sistemas marinos con neto dominio mareal hacia el oeste y sur y de sistemas de depositación continentales fluviales efímeros y eólicos en la región oriental del área de estudios.

Los depósitos del Miembro El Vado representan el desarrollo de un ambiente marino abierto con el pasaje vertical desde depósitos silicoclásticos a mixtos carbonáticos-silicoclásticos. En sentido regional se define una mayor participación de los depósitos carbonáticos a medida que se pasa del sector occidental al oriental del área de estudios (compárense Figs. 7 y 15).

En síntesis, el ordenamiento estratigráfico propuesto junto con el análisis de facies permiten apreciar que aun cuando la Formación Lotena es una unidad relativamente delgada en el sur de la provincia de Mendoza y norte de Neuquén, posee una significativa complejidad interna, tanto en los atributos litológicos como en la distribución de los sistemas depositacionales, especialmente en la sección inferior de la unidad (Fig. 19). La definición más acabada de estas complejidades y la comprensión de los procesos que las ocasionaron tienen una directa implicancia con la potencial distribución de rocas aptas para el almacenamiento de hidrocarburos en un área de significativa actividad económica.

6.2. Consideraciones estratigráficas regionales

La Formación Lotena en el área de estudio, al igual que en la mayoría del resto de la Cuenca Neuquina (exceptuando el norte de Mendoza), está compuesta predominantemente por depósitos silicoclásticos (cf. Dellapé *et al.*, 1978), muestra un pasaje a facies carbonáticas puras asignables a la Formación La Manga (cf. Digregorio y Uliana, 1980; Gulisano *et al.*, 1984), y se acumuló entre el Calloviano tardío y el Oxfordiano temprano (Parent, 2006). Sin embargo, la Formación Lotena del área investigada muestra importantes diferencias de espesor y de sistemas de acumulación con respecto a otros ámbitos de la Cuenca Neuquina. En el sector occidental de la cubeta (regiones de Loncopué, Rahueco y Chacay-Melehue) la unidad alcanza 350 m de potencia y se compone de depósitos marinos finos y arenosos de

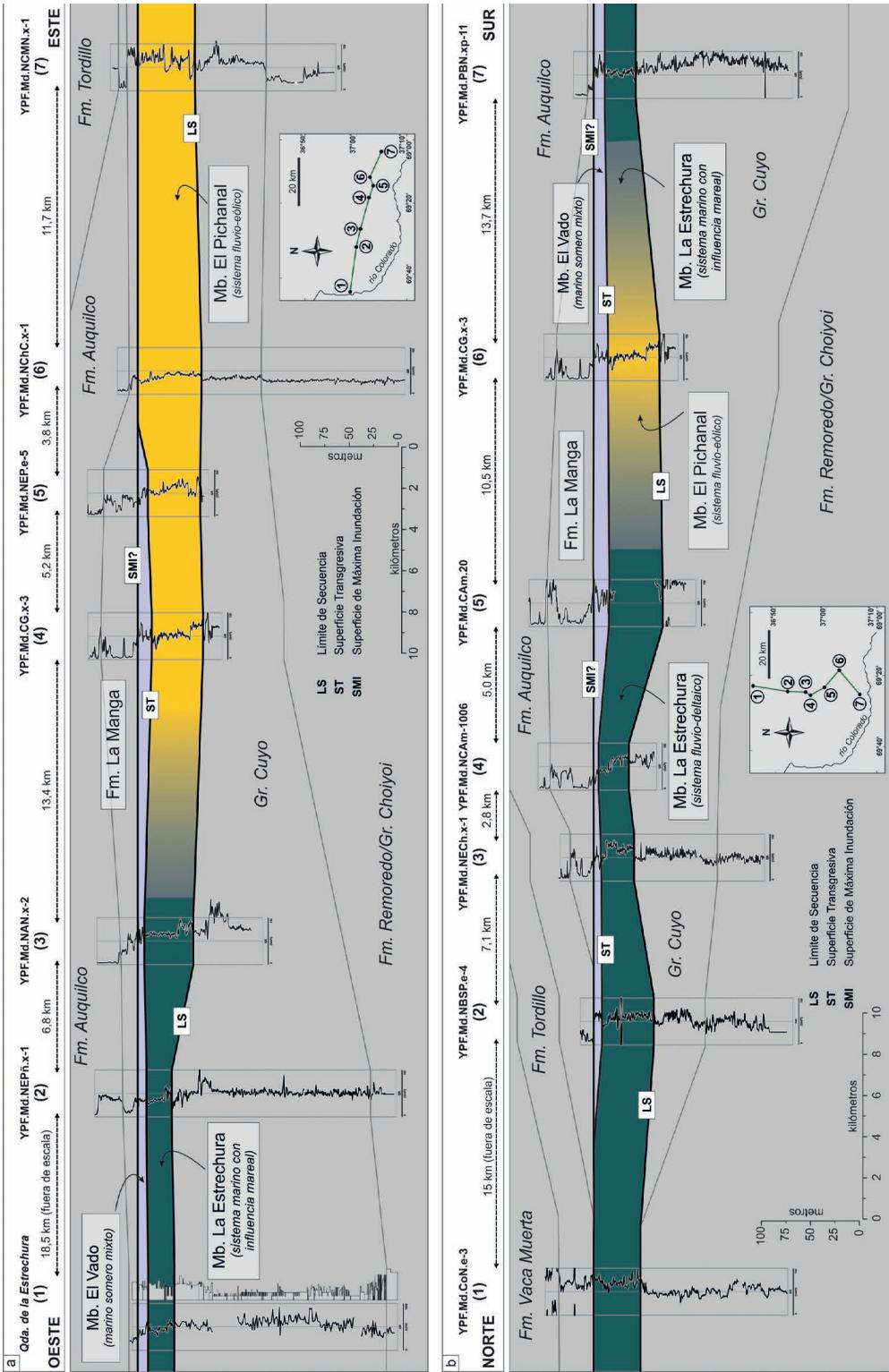


FIG. 17. Paneles de correlación estratigráfica y de las superficies claves reconocidas en la Formación Lotena. **a**, Transecta oeste-este vinculando los datos de afloramiento de la Quebrada de la Estrechura con el área de subsuelo; **b**, Transecta norte-sur con dominio de depósitos correspondientes al Miembro La Estrechura, aunque con un tramo de facies continentales (Miembro El Pichanal) en el punto más oriental de la misma. La nivelación de estas secciones al techo de la Formación Lotena obedece a la presencia de una superficie sincrónica de máxima inundación marina y permite también apreciar el fuerte acuatamiento que se produce en los depósitos del Grupo Cuyo tanto hacia el oeste como hacia el sur, las singulares y rápidas variaciones de espesor de los carbonatos de la Formación La Manga y el acuatamiento de las evaporitas de la Formación Auquileo hacia el este y norte de la región de estudios. La geometría de las formaciones Torquillo y Vaca Muerta es resultado de la inversión tectónica kimmeridgiana y no guarda relación con la distribución de facies del ciclo anterior.

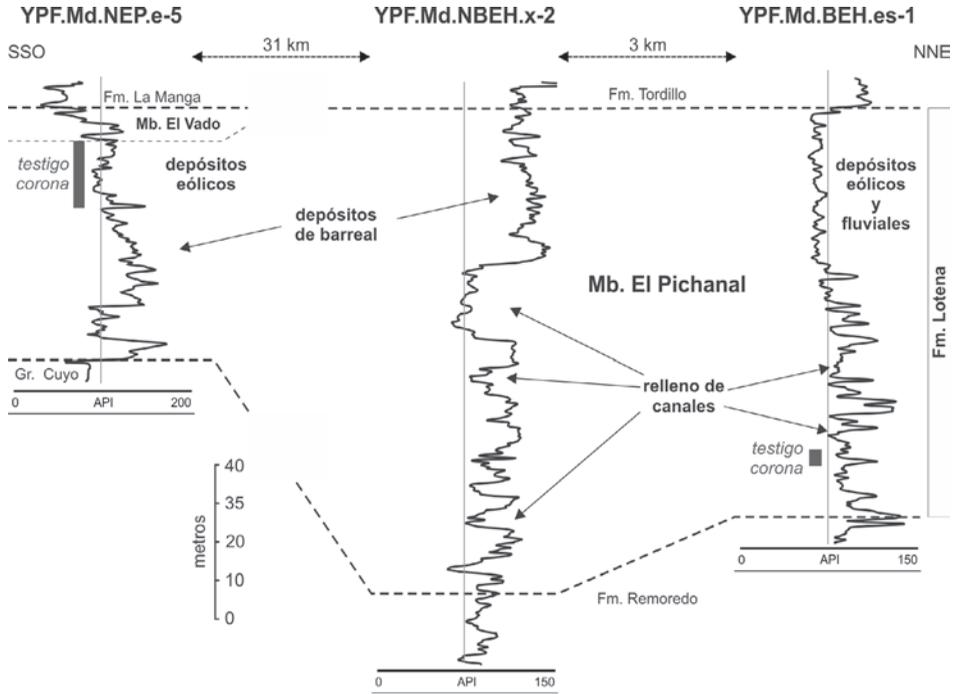


FIG. 18. Variabilidad regional del Miembro El Pichanal en el sector oriental del área de estudio. Nótese las variaciones de espesor y distribución de cuerpos de arena atribuidos a canales fluviales y acumulaciones eólicas.

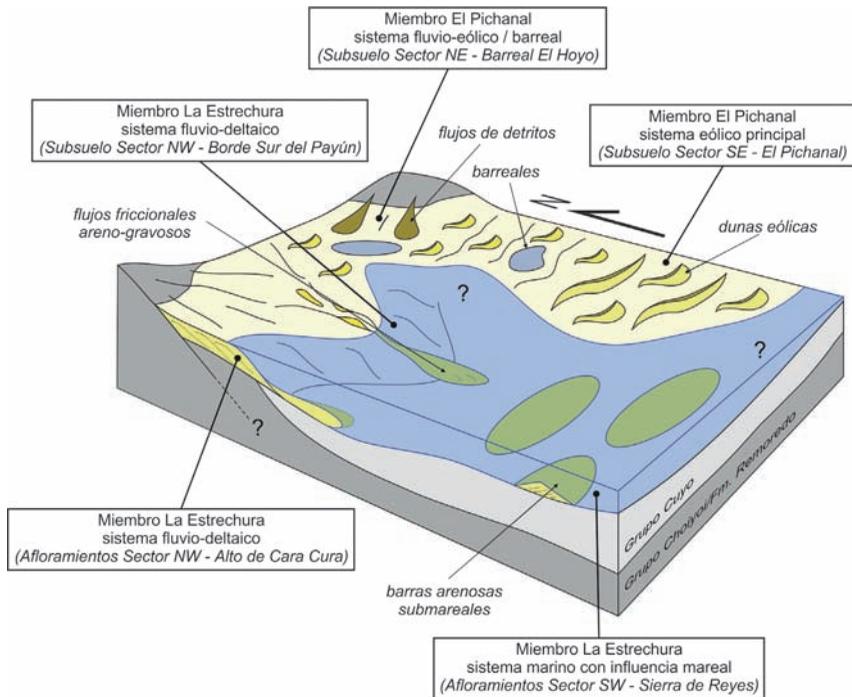


FIG. 19. Modelo conceptual de acumulación para los depósitos de la sección inferior de la Formación Lotena (Miembros La Estrechura y El Pichanal) en el área de estudio.

plataforma, acumulados mayoritariamente a partir de flujos hiperpicnales y corrientes de turbidez de alta densidad (Zavala *et al.*, 2002). Espesores y sistemas de acumulación similares se han documentado para el ámbito de la Sierra de la Vaca Muerta (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995a) y aun para el engolfamiento neuquino (Dellapé *et al.*, 1978; Zavala *et al.*, 2002).

Por el contrario, en el área de estudio la Formación Lotena posee un registro vertical de poco desarrollo (típicamente menor a 80 m) y bruscos cambios de sistemas depositacionales, desde marino someros con dominio de procesos mareales, pasando por sistemas fluvio-deltaicos hasta ambientes de interacción fluvio-eólica (Fig. 17). El limitado desarrollo estratigráfico podría sugerir que dicha porción de la plataforma mendocina representó un ambiente con reducida generación de acomodación durante el Calloviano tardío a Oxfordiano temprano. En este contexto, los procesos de acumulación en ambiente marino estaban regulados localmente por corrientes hiperpicnales, pero en otras áreas dominaban flujos relacionados con acción de mareas, procesos que hasta el momento no habían sido identificados en otras sucesiones de la Formación Lotena.

Por su parte, otro punto importante a resaltar en la comparación de la Formación Lotena a nivel de cuenca es que en gran parte del área oriental estudiada la unidad se compone mayoritariamente por depósitos continentales de interacción fluvio-eólica (Miembro El Pichanal, Fig. 18). Facies silicoclásticas gruesas atribuidas a ambientes continentales solo han sido mencionadas para el tramo basal de la unidad en localidades de los sectores austral y occidental de la Cuenca Neuquina (Dellapé *et al.*, 1978; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995a; Zavala *et al.*, 2002).

7. Análisis estratigráfico-secuencial

En el área de estudio, los depósitos correspondientes a la Formación Lotena constituyen un intervalo de entre 50 y 140 m de espesor, limitado por discontinuidades de expresión regional y que han podido ser identificadas tanto en los afloramientos de la Sierra de Reyes como en el subsuelo de toda el área de estudio. Estas superficies brindan un armazón de correlación que permite establecer relaciones espaciales y temporales entre las unidades presentes y, de esta forma, elaborar un esquema de evolución más complejo, integrando información de

superficie y de subsuelo, a partir de la aplicación de los conceptos básicos de la estratigrafía secuencial (Emery y Myers, 1996; Posamentier y Allen, 1999).

En este contexto, la base de la Formación Lotena constituye una superficie de expresión regional que, en la mayor parte del área de estudio, trunca parte de los depósitos del tramo superior del Grupo Cuyo. Esta superficie pone en contacto sistemas depositacionales marinos de distintas características en el sector occidental y sur del área de estudio (sistemas marinos con dominio mareal y deltaicos con importante aporte fluvial por encima de depósitos de cara de playa y transición a costa afuera). Por su parte en los sectores central y oriental, se observa el desarrollo de un sistema de acumulación continental (Miembro El Pichanal) por encima de los depósitos marinos que caracterizan al Grupo Cuyo cuspidal en ese sector (Veiga *et al.*, 2009). Esta superficie marca un evento regresivo de importancia regional por lo que puede ser considerada desde el punto de vista estratigráfico secuencial como un límite de secuencia (Fig. 17). Algunos autores asignaron este episodio regresivo a actividad tectónica y al desarrollo de una discordancia regional (Discordancia Intracalloviana, Dellapé *et al.*, 1978; Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984). Sin embargo, en el presente estudio no se han definido elementos que permitan confirmar la existencia de un evento tectónico regional entre los depósitos de la Formación Lotena y el Grupo Cuyo infrayacente.

Otra superficie de carácter regional se identifica dentro de los depósitos asignables a la Formación Lotena y resulta del contacto relativamente abrupto entre los depósitos mareales y deltaicos del Miembro La Estrechura o los depósitos continentales del Miembro El Pichanal con las facies marinas mixtas del Miembro El Vado. Si bien en el sector occidental y sur este límite está definido por el cambio entre un sistema eminentemente silicoclástico a otro con características mixtas, en el sector oriental es más marcado, indicando la transgresión de vastas áreas que previamente se encontraban dominadas por acumulación subaérea. De esta forma, el pasaje a las facies marinas mixtas del Miembro El Vado se considera como una superficie transgresiva (ST, Fig. 17) de carácter regional (posiblemente diacrónica) que marca la completa transgresión de toda el área de estudio, así como una disminución importante en el aporte clástico que se traduce en el desarrollo de un sistema de acumulación mixto.

Internamente la sucesión del Miembro El Vado muestra una disminución progresiva hacia el tope de la participación de materiales clásticos, sugiriendo un arreglo transgresivo interno.

El límite superior de la Formación Lotena, en este contexto, se encuentra marcado en casi la totalidad del área por el pasaje a los sistemas depositacionales carbonáticos de la Formación La Manga. Aun cuando esta unidad no ha sido objeto de estudio en el presente trabajo, en algunas localidades estudiadas posee un arreglo somerizante (*e.g.*, Fig. 7). De esta forma, el límite entre las formaciones Lotena y La Manga se expresa en una superficie regional con significado secuencial preciso que implica la reversión desde condiciones transgresivas a regresivas (Fig. 17).

Así, como había sido ya planteado por algunos autores los depósitos de las formaciones Lotena y La Manga constituyen un conjunto de depósitos genéticamente relacionados (*e.g.*, Digregorio y Uliana, 1980). En nuestro concepto conforman una secuencia depositacional, que de acuerdo con el intervalo de tiempo involucrado (Calloviano tardío-Oxfordiano tardío, Parent, 2006), posee una jerarquía de segundo orden. La misma se caracteriza por un evento de sedimentación silicoclástica basal (Miembros La Estrechura y El Pichanal de la Formación Lotena), un intervalo transgresivo mixto (Miembro El Vado) y un intervalo de mar alto representado por las facies carbonáticas de la Formación La Manga. Esta secuencia depositacional, así como sus subdivisiones son identificables en toda el área de estudio y constituyen un marco stratigráfico significativo para la caracterización del intervalo de interés.

Dentro de este esquema secuencial de mayor jerarquía, es posible identificar subdivisiones menores que permiten caracterizar con mayor precisión, especialmente el intervalo silicoclástico del Miembro La Estrechura de la Formación Lotena. De esta forma se observa que, en la quebrada homónima (Fig. 7) así como en algunos sondeos del sector central del área de estudio (CAm-18, CAm-20, Fig. 11), los primeros metros de esta unidad están representados por los cuerpos discontinuos y delgados de conglomerados con clastos de volcanitas y abundantes restos esqueléticos. Estos depósitos representan el retrabajo localizado de depósitos previos o de aquellos movilizados durante el desarrollo del límite de secuencia basal. El tope de este delgado intervalo basal corresponde a una superficie transgresiva de

erosión marina ('*ravinement surface*', Fig. 17). El carácter lenticular de estos depósitos gruesos hace que regionalmente el límite basal del Miembro La Estrechura sea una superficie compleja (coplanar) en la que coexisten el límite de secuencia basal y la superficie de erosión marina (Fig. 17).

Por encima de esta superficie de erosión marina, la sucesión del Miembro La Estrechura muestra un claro arreglo progradacional con el pasaje de depósitos relativamente más finos al desarrollo de barras mareales de gran escala en el sector occidental y la progradación de un sistema deltaico con neto dominio fluvial en el sector central y septentrional del área de estudio. Por su parte, debido a su carácter continental y a su desarrollo solo en subsuelo, no se ha podido determinar un claro arreglo interno en los depósitos correspondientes al Miembro El Pichanal.

8. Conclusiones

Se analizaron los depósitos de la Formación Lotena (Calloviano tardío-Oxfordiano temprano) en la región central de la Cuenca Neuquina, en un área de 2.500 km². La región de estudios comprende los afloramientos de la Sierra de Reyes, así como áreas de subsuelo localizadas inmediatamente al este de dicha elevación. Las principales conclusiones que surgen de esta investigación son las siguientes:

1. Dados los múltiples y controversiales esquemas de denominación stratigráfica, fue necesario elaborar una nueva propuesta, válida tanto para las áreas de afloramiento como de subsuelo. Así, dentro del área de estudio, en la Formación Lotena se reconocen tres miembros. Los miembros La Estrechura y El Pichanal constituyen la porción inferior de la unidad, el primero identificado en áreas de afloramiento de la Sierra de Reyes y en el subsuelo adyacente a estas áreas, mientras que el segundo se localiza en el subsuelo de la región oriental del área de estudio. Por su parte, para la sección superior de la Formación Lotena se define al Miembro El Vado.
2. El Miembro La Estrechura está constituido por depósitos marinos generados bajo la influencia de mareas en los sectores occidental (afloramiento) y austral (subsuelo) del área de estudios, en tanto que hacia el centro y norte las facies reconocidas se interpretan como el desarrollo de un sistema deltaico con dominio fluvial y sedimentación a partir de flujos hiperpicnales.

3. El Miembro El Pichanal está caracterizado por depósitos continentales, entre los que identificaron asociaciones de facies que representan sistemas de depositación fluviales efímeros y eólicos. Las facies fluviales gruesas son más comunes en el sector nororiental en tanto que en sentido opuesto predominan las facies de barreal y de interacción fluvio-eólica.
4. Los depósitos del Miembro El Vado representan un brusco cambio de sistema depositacional caracterizado por el desarrollo de un ambiente marino abierto con el pasaje vertical desde depósitos silicoclásticos a mixtos carbonáticos-silicoclásticos. Dicha unidad se apoya tanto en sedimentitas del Miembro La Estrechura como del Miembro El Pichanal y es cubierta a su vez por rocas carbonáticas de la Formación La Manga.
5. Como producto de la integración de información procedente de las áreas de afloramiento en la Sierra de Reyes y las de subsuelo, se ha podido avanzar en la formulación de un modelo estratigráfico secuencial. El límite basal de la Formación Lotena marca un evento regresivo de importancia regional y se interpreta como un límite de secuencia. El contacto basal del Miembro El Vado se considera como una superficie transgresiva de carácter regional y se asocia con una inundación generalizada acompañada por una disminución en el aporte clástico. La tendencia transgresiva culmina hacia el tope del Miembro El Vado, al que sigue la instalación de un sistema netamente carbonático (Formación La Manga) con desarrollo de facies profundas a someras.
6. El conjunto de las formaciones Lotena y La Manga se interpreta como una secuencia de segundo orden caracterizada por un intervalo de sedimentación silicoclástica basal (Miembros La Estrechura y El Pichanal), una sucesión transgresiva mixta (Miembro El Vado) y un registro de mar alto representado por los carbonatos de la Formación La Manga.
7. El intervalo silicoclástico del Miembro La Estrechura constituye una secuencia de mayor frecuencia. Los materiales gruesos de la base provendrían de la etapa inicial de erosión y regresión regional, pero sus depósitos se vinculan con procesos de retrabajo durante el inicio de la inundación. Estos depósitos están limitados en el

tope por otra superficie de erosión marina ('ravinement'), por encima de la cual el Miembro La Estrechura posee un claro arreglo progradacional que se interpreta como generado en condiciones regresivas o de mar alto.

Agradecimientos

Los autores desean manifestar su reconocimiento a los Dres. L. D'Elía y M. Muravchik y al Sr. A. Piqué por su invaluable apoyo durante las actividades de campo. Asimismo agradecen la revisión y sugerencias efectuadas por los árbitros S. Flint y J. Héchem. La presente contribución ha sido financiada por los proyectos PICT 25304 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de la Argentina, el PIP 02384 del CONICET de la Argentina y el Convenio de Cooperación entre YPF S.A. y la Universidad Nacional de La Plata.

Referencias

- Allen, J.R.L. 1982. Mud drapes in sand wave deposits: a physical model with application to the Folkestone Beds (early Cretaceous, southeast England). *Proceedings Royal Society of London, Series A* 306: 291-345.
- Dellapé, D.A.; Momburú, C.; Pando, G.A.; Riccardi, A.C.; Uliana, M.A.; Westermann, G.E.G. 1978. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacabuco y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. *Obra Centenario Museo de La Plata, Paleontología* 5: 81-105.
- Digregorio, J.H. 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. *In Geología y Recursos Naturales del Neuquén* (Rolleri, E.; editor). Congreso Geológico Argentino, No. 7, Relatorio: 37-65. Buenos Aires.
- Digregorio, J.H.; Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. *In Geología Regional Argentina* (Turner, J.C.M.; editor). Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032. Córdoba.
- Eberth, D.A.; Miall, A.D. 1991. Stratigraphy, sedimentology and evolution of a vertebrate-bearing, braided to anastomosed fluvial system, Cutler Formation (Permian-Pennsylvanian), north-central New Mexico. *Sedimentary Geology* 72: 225-252.
- Emery, D.; Myers, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell: 297 p. Oxford.
- Fernández, P.; Maretto, H.; Verzi, H.; Héchem, J. 2002. Análisis estratigráfico y secuencial del Grupo Lotena en la porción centro-oriental de la Cuenca Neuquina-Argentina. *In Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas*: 631-636. Mar del Plata.

- Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Smith, A.G. 2004. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press: 610 p. Cambridge.
- Groeber, P. 1933. Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 38: 1-72.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones 1: 1-174 (1980). Buenos Aires.
- Groeber, P.; Stipanovic, P.N.; Mingramm, A.G. 1953. Jurásico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos 2 (1): 143-347.
- Gulisano, C.A. 1981. El Ciclo Cuyano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas 3: 579-592. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995a. The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E2: 111 p. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995b. The Jurassic of the Neuquén Basin, b) Mendoza Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E3: 103 p. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R.; Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas 1: 236-259. San Carlos de Bariloche.
- Harms, J.C.; Southard, J.B.; Walker, R.G. 1982. Structure and sequence in clastic rocks. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Short Course 9. Calgary.
- Holmberg, E. 1976. Descripción geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, Provincia de Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 152: 1-90. Buenos Aires.
- Howell, J.; Schwarz, E.; Spalletti, L.; Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin: An overview. *In* The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics (Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J.; Schwarz, E.; editores). Geological Society of London, Special Publication 252: 1-14. Londres.
- Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24: 361-387.
- Hwang, I-G.; Heller, P.L. 2002. Anatomy of a transgressive lag: Panther Tongue Sandstone, Star Point Formation, central Utah. *Sedimentology* 49: 977-999.
- Legarreta, L. 1991. Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén Basin of west-central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. *Sedimentary Geology* 70: 209-240.
- Legarreta, L. 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. *In* Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, No. 5, Actas en CD-ROM: 20 p. Mar del Plata.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *In* Cuencas Sedimentarias Argentinas (Chebli, G.; Spalletti, L.A.; editores). Serie Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán 6: 221-243. San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L.; Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *In* Sedimentation, Tectonics and Eustasy (Macdonald, D.I.M.; editor). International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 429-450. Oxford.
- Legarreta, L.; Uliana, M.A. 1995. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-330.
- Legarreta, L.; Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 1. Facies sedimentarias. *In* Geología Argentina (Campos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (16): 399-432. Buenos Aires.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.A.; Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 12, Relatorio I: 87-114. Tulsa.
- McEachern, J.A.; Bann, K.L.; Gingras, M.K.; Pemberton, S.G. 2007. Applied Ichnology. SEPM Society for Sedimentary Geology, Short Course 52: 380 p. Tulsa.
- Mountney, N.P. 2006. Eolian Facies Model. *In* Facies Models Revisited (Posamentier, H.W.; Walker, R.G.; editors). SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publication 84: 19-83.
- Narciso, V.; Santamaría, G.; Zanettini, J. 2001. Hoja Geológica 3769-I, Barrancas. Provincias de Mendoza y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 253: 49 p. Buenos Aires.
- Orton, G.J.; Reading, H.G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40: 475-512.
- Parent, H. 1998. Upper Callovian to Upper Oxfordian ammonite biostratigraphy of the transect Chacay

- Melehue-Sierra de Reyes, Argentina. *Cuadernos de Geología Ibérica* 24: 261-275.
- Parent, H. 2006. Oxfordian and Late Callovian ammonite faunas and biostratigraphy of the Neuquén-Mendoza and Tarapacá basins (Jurassic, Ammonoidea, western South America). *Boletín Instituto Fisiografía y Geología* 76: 1-70.
- Picard, M.D.; High, L.R. 1973. *Sedimentary structures of ephemeral streams*. Elsevier: 223 p. Amsterdam.
- Posamentier, H.W.; Allen, J.P. 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy—Concepts and Applications*. SEPM Society for Sedimentary Geology, Concepts in Sedimentology and Paleontology 7: 210 p. Tulsa.
- Riccardi, A.C. 2008. El Jurásico de la Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 625-643.
- Riccardi, A.C.; Damborenea, S.E. 1993. *Léxico estratigráfico de la Argentina. Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 21: 470 p.* Buenos Aires.
- Riccardi, A.C.; Westermann, G.E.G. 1991. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part III: Bajocian-Callovian Eurycephalitinae, Stephanocerataceae. *Paleontographica A*, 216: 1-110. Stuttgart.
- Schwarz, E.; Howell, J.A. 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a Lowstand Sequence Set: The Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. *In The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). Geological Society of London, Special Publication 252: 109-138. Londres.
- Spalletti, L.; Colombo Piñol, F. 2005. From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 8: 363-383.
- Spalletti, L.A.; Franzese, J.R.; Veiga, G.D.; Schwarz, E. 2005. The Mesozoic evolution of the Neuquén Basin and its relationship with the history of Western Gondwana. *In Gondwana 12 Conference, Abstracts: 343*. Mendoza.
- Tillman, R.W. 1985. A spectrum of shelf sands and sandstones. *In Shelf Sands and Sandstones* (Swift, D.J.P.; Walker, R.G.; Tillman, R.W.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Short Courses 13. Tulsa.
- Tunbridge, I.P. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology* 31: 697-715.
- Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Flint, S. 2002. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: The Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) in central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 49: 1001-1019.
- Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Schwarz, E. 2009. Esquema estratigráfico secuencial de alta resolución para los depósitos del Jurásico Inferior a Medio (Grupo Cuyo) en el sector central de la Cuenca Neuquina. Integración de información de afloramientos y subsuelo. *In Congreso Geológico Chileno, No. 12, Actas en CD-ROM: 4 p.* Santiago.
- Vergani, G.D.; Tankard, A.J.; Belotti, H.J.; Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *In Petroleum Basins of South America* (Tankard, A.J.; Suárez Soruco, R.; Welsink, H.J.; editors). American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 383-402. Tulsa.
- Visser, M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology* 8: 543-546.
- Weaver, C.E. 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. University of Washington Memoir I: 496 p. Washington.
- Yang, C.S.; Nio, S.D. 1985. The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology* 32: 41-57.
- Zavala, C.; Maretto, H.; Arcuri, M. 2002. Las facies clásticas de la Formación Lotena (Jurásico medio) en las áreas de Loncopué y Loma La Lata. Cuenca Neuquina, Argentina. *In Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, No. 5, Actas en CD: 20 p.* Mar del Plata.