



LA FORMACIÓN RAYOSO (CRETÁCICO TEMPRANO) EN LA CUENCA NEUQUINA

Carlos Zavala^{1,2} y Juan José Ponce^{2,3}

1. GCS Argentina, Bahía Blanca, Argentina. czavala@gcsargentina.com. 2. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca 3. Instituto Argentino de Oceanografía (IADO-CONICET), Bahía Blanca

RESUMEN

La Fm. Rayoso constituye una espesa unidad estratigráfica acumulada en amplios sectores del centro-oeste de la Cuenca Neuquina. Esta unidad se compone por una sucesión de hasta 1200 m de areniscas finas, pelitas rojas, carbonatos y evaporitas, acumuladas en un medio predominantemente continental, el cual marca la desconexión definitiva de la Cuenca Neuquina con el paleo-océano Pacífico. Estudios de campo basados en el análisis de facies y estratigráfico de esta unidad, complementados con la descripción detallada, análisis y correlación de ocho secciones estratigráficas de detalle, permiten reinterpretar significativamente el origen y significado estratigráfico de esta unidad. Los resultados de este estudio indican que la Fm. Rayoso se habría acumulado en un cuerpo lacustre somero y perenne de salinidad variable, en el cual alternaban períodos húmedos y de extrema aridez. Este arreglo cíclico permite subdividir a la Fm. Rayoso en tres secuencias deposicionales, denominadas como R1, R2 y R3. Estas secuencias se componen por dos tipos de intervalos característicos, denominados como Cortejo de Expansión y Cortejo de Contracción. El Cortejo de Expansión comprende depósitos de areniscas finas y lutitas, acumuladas en un cuerpo lacustre salobre perenne por flujos hiperípicnicos de larga duración (delta subacuático) relacionadas a descargas fluviales extraordinarias. El aporte de volúmenes considerables de agua dulce durante este cortejo resultaría en una dilución y transgresión relativa del lago. Los depósitos arenosos comprenden sistemas de canales y lóbulos, compuestos internamente por facies de carga de lecho y carga suspendida. El Cortejo de Contracción se integra por depósitos de carbonatos masivos, estromatolitos, anhidritas y halita, los cuales alternan con lutitas rojas y areniscas. Estos depósitos muestran un notable arreglo cíclico de alta frecuencia, el cual se vincularía a la alternancia de períodos de aridez extrema con períodos de dilución. En áreas marginales se reconocen depósitos de deltas litorales, grietas de desecación y depósitos eólicos, los cuales sugieren un nivel relativamente bajo del lago. Este cuerpo de agua habría permanecido perenne a pesar de la alta tasa de evaporación, por lo que se sugiere un posible aporte freático de aguas cargadas de sales provenientes de la disolución de unidades anteriores.

Palabras clave: Formación Rayoso, Formación Barda Colorada *nov.*, análisis de facies, Cretácico, Cuenca Neuquina

ABSTRACT

The Rayoso Formation (Early Cretaceous) in the Neuquén Basin.—The Rayoso Fm. is a relatively thick stratigraphic unit accumulated in extensive areas of the Neuquén Basin during the Early Cretaceous. This unit is internally composed of up to 1,200 m of fine-grained sandstones, reddish mudstones, carbonates and evaporites, accumulated in a continental environment that marks the permanent disconnection of the Neuquén Basin with the paleo-Pacific. Field studies focused on facies and stratigraphic analysis of the Rayoso Fm., complemented with the description, analysis and correlation of eight detailed stratigraphic sections, allowed to substantially review the origin and stratigraphic significance of this unit. The results of this study indicate that the Rayoso Fm. was accumulated in a perennial and shallow lake of variable salinity, affected by the recurrence of humid and extremely arid periods. This cyclic behavior allowed the recognition of three depositional sequences, termed as R1, R2 and R3. These depositional sequences are composed of two distinctive intervals, named Expansive System Tract and Contractive System tract. The Expansive System Tract is composed of fine-grained sandstones and shales, accumulated in a perennial brackish lake by sustained hyperpycnal flows (subaqueous delta) originated during extreme fluvial discharges (floods). The supply of large volumes of freshwater during this system tract results in an overall dilution and transgression of the lake. Sandstone deposits compose channel and lobe systems, and are internally composed of bedload and suspended load related facies. The Contractive System Tract is composed of massive carbonates, stromatolites, anhydrites and halite, which alternate with sandstones and reddish mudstones. These deposits show a markable high frequency cyclic order, that could be related to the alternance between extremely arid and relatively more wet periods. Littoral deltas, aeolian deposits and mudcracks are common at marginal areas, suggesting a relatively low lake level at this time. It is interpreted that ground water supply probably contribute to the lake avoiding the complete desiccation also during extremely arid periods characterized by intense evaporation.

Key words: Rayoso Formation, Barda Colorada Formation *nov.*, facies analysis, Cretaceous, Neuquén Basin

INTRODUCCIÓN

El Sistema Cretácico de la Cuenca Neuquina contiene uno de los registros estratigráficos más completos de los importantes cambios eustáticos y geotectónicos ocurridos en el margen oeste de Sudamérica. El entendimiento del registro estratigráfico y su posible significado geotectónico y paleoambiental resulta de vital importancia para la

comprensión de las progresivas etapas de deformación de la Cuenca Neuquina, las cuales a menudo aparecen estrechamente relacionadas a las principales acumulaciones de hidrocarburos. En este sentido, la Fm. Rayoso (Herrero Ducloux 1946), constituye una espesa unidad clástico-evaporítica acumulada en un medio predominantemente continental durante el Cretácico temprano, la cual marca la desconexión definitiva de la cuenca Neuquina

con el paleo-océano Pacífico. Los depósitos de esta unidad se encuentran ampliamente distribuidos en el sector centro-oeste de la Cuenca Neuquina (Fig. 1), y se integran fundamentalmente por una potente sucesión de hasta 1200 m de areniscas, fangolitas rojas, evaporitas y carbonatos. Recientes estudios de campo, basados en relevamientos regionales complementados con el análisis de ocho secciones estratigráficas de detalle, permiten reinterpretar sustancialmente el significado estratigráfico y origen de esta unidad. En este trabajo se presenta una síntesis de la estratigrafía, organización interna y origen de la unidad, basado fundamentalmente en los últimos avances en el conocimiento y análisis de sistemas de dispersión clástica en medios lacustres.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina se localiza en el centro-oeste de Argentina (Fig. 1A). Esta cuenca es actualmente considerada como una cuenca de retroarco multiepisódica, desarrollada en el margen oeste de Sudamérica durante el Triásico-Cenozoico (Ramos & Folguera 2005, Ramos *et al.*, 2008). El relleno de la Cuenca Neuquina integra una sucesión predominantemente clástica que alcanza los 7.000 m de espesor sedimentario, acumulados esencialmente durante el Jurásico y Cretácico.

La configuración y relleno de esta cuenca involucra al menos tres etapas evolutivas (Fig. 1B). Durante la primera etapa (Triásico Tardío, Jurásico Temprano) se produce la configuración inicial de la cuenca sucedida por la acumu-

lación de materiales volcánicos y volcanoclásticos (Ciclo Precuyano) caracterizados por presentar espesores sumamente variables, y con una distribución controlada por la presencia de hemigrábenes (Gulisano 1981; Gulisano *et al.* 1984; Franzese & Spalletti 2001).

La segunda etapa (Jurásico temprano a tardío) se integra por depósitos marinos y continentales de naturaleza predominantemente clástica (Grupos Cuyo y Lotena) acumulados sobre un relieve irregular. Durante esta etapa ocurrieron importantes cambios tectónicos y del nivel de base, que provocaron un marcado control en la distribución de facies y geometría de las unidades (Zavala & González 2001).

La tercera etapa (Jurásico Tardío – Cretácico Tardío) se compone por una espesa sucesión marina y continental (Grupo Mendoza, Grupo Bajada del Agrio, y Grupo Neuquén). Los cambios en el nivel del mar, y en menor medida la actividad tectónica controlaron el desarrollo de los ciclos internos durante esta etapa (Gulisano *et al.* 1984; Legarreta & Gulisano 1989; Gulisano & Gutiérrez Pleimling 1995).

Recientes estudios referidos a la historia evolutiva de la cuenca (basados en circones detriticos) sugieren una compleja historia de deformación, donde los primeroslevantamientos andinos se habrían producido con anterioridad al Grupo Neuquén (Ramos *et al.* 2008; Zamora Balcarce 2009).

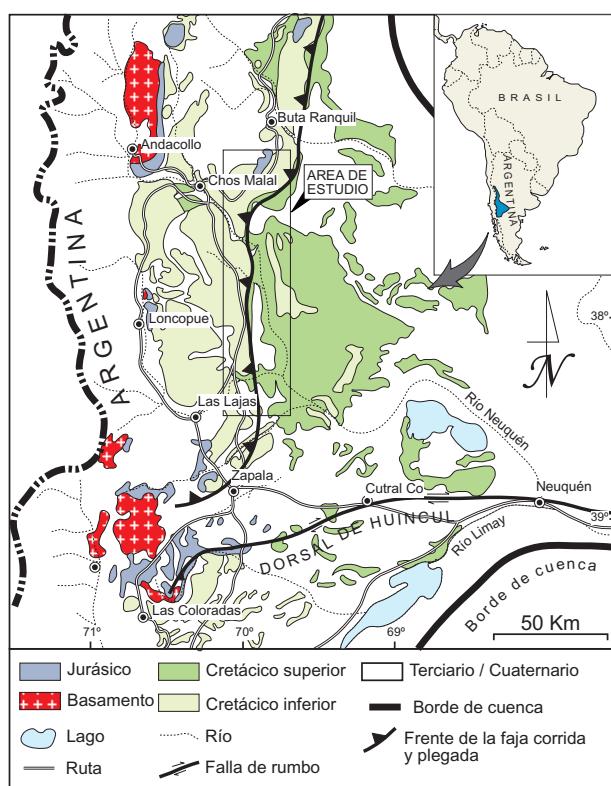


Figura 1: Mapa geológico esquemático de la Cuenca Neuquina. Se indica la ubicación del área de estudio, así como también la distribución de las principales unidades estratigráficas y elementos estructurales. Modificado de Zavala *et al.* (2006).

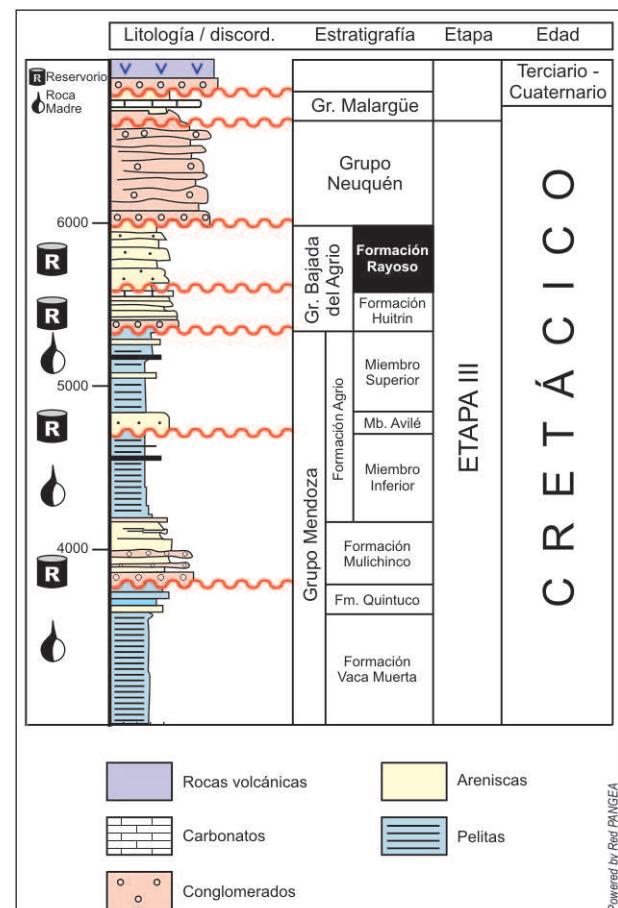


Figura 2: Columna estratigráfica generalizada para el Cretácico del sector central de la Cuenca Neuquina. Modificado de Zavala *et al.* (2006).

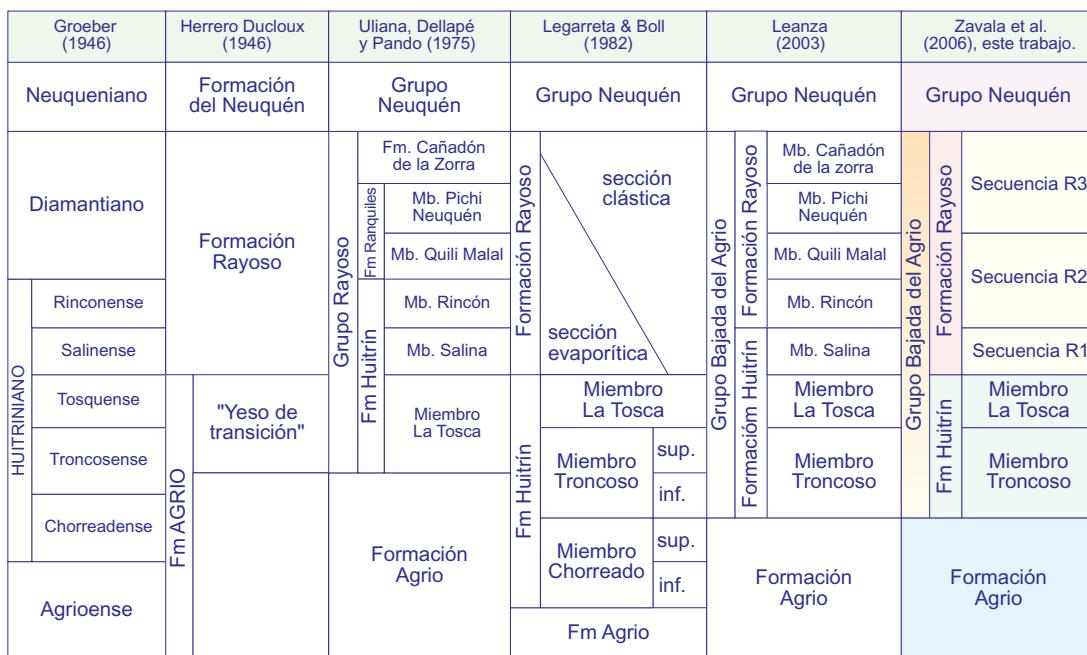


Figura 3: Síntesis de las subdivisiones estratigráficas propuestas para la Fm. Rayoso por diversos autores. Modificado de Legarreta & Boll (1982).

La Formación Rayoso

Con la denominación de Formación Rayoso se designa a una unidad clástico-evaporítica de hasta 1200 m de espesor y amplia distribución (15.000 km²) en la Cuenca Neuquina (Groeber, 1946, 1953; Herrero Ducloux 1946; Zollner & Amos 1973; Uliana et al. 1975a, 1975b; Legarreta, 1985). Esta unidad se compone por arenas finas, limolitas, carbonatos y evaporitas acumulados en un medio predominantemente continental durante el Cretácico Tardío (Barremiano – Aptiano). La estratigrafía y subdivisiones internas de esta unidad (Fig. 3) ha generado repetidas controversias, ya que en su concepción original, Herrero Ducloux (1946, p. 267), designó como Fm. Rayoso «a todo el conjunto de capas que siguen en concordancia sobre el Yeso de Transición y que hacia arriba están limitadas por la discordancia Intersenoniana». No obstante algunos autores (Leanza 2003) han separado los tramos basales de la unidad asignándolas al Mb. Salina de la Fm. Huitrín (Uliana et al. 1975a). No obstante, en este trabajo se seguirá el criterio litoestratigráfico aplicado por Herrero Ducloux (1947, p 171) «La Formación Rayoso se inicia con un grupo de espesor variable constituido por arcillas varicolores, blandas, con intercalaciones de yeso y ocasionalmente bancos de sal, sigue luego una sección sumamente arenosa formada por gruesos bancos de arenas rojizas o rojo amarillentas, con estratificación entrecruzada, y finalmente encontramos una sección, por lo menos tan espesa como la suma de las dos anteriores en la que predominan las arcillas rojas». Méndez et al. (1995) propusieron una nueva denominación para el Grupo Rayoso (Uliana et al. 1975a), denominándolo como Grupo Bajada del Agrio, el cual incluye a las Fms. Huitrín y Rayoso. Cabe destacar que estos autores segregaron al Mb. Chorreado de la Fm. Huitrín, considerándolo como parte de la infrayacente Fm. Agrio. La Fig. 4 muestra el cuadro estratigráfico aplicado en este trabajo, el cual incorpora alguna de las modificaciones discutidas precedentemente, y a su vez contempla el

esquema estratigráfico secuencial propuesto por Zavala et al. (2006). Dicho esquema estratigráfico considera que la Fm. Rayoso, en su más completa expresión, se compone internamente por tres secuencias deposicionales de tipo clástico-evaporítico, denominadas como R1, R2 y R3. La primera secuencia (R1) se integra por niveles pelíticos con intercalaciones de arenas, anhidritas y carbonatos (Cortejo de Contracción). Las dos secuencias restantes (R2 y R3) están integradas por una sección clástica basal con desarrollo de espesos bancos de arenas medianas a finas y delgados niveles de fangolitas (Cortejo de Expansión), la cual es sucedida por una sección evaporítica integrada por fangolitas, carbonatos, anhidritas, y de manera subordinada por arenas muy finas (Cortejo de Contracción).

La Fm. Rayoso apoya en contacto neto sobre depósitos continentales y marino-restringidos de la Fm Huitrín (Mb. La Tosca). Este contacto a menudo se halla disturbado por niveles de despegue tectónico, aprovechando zonas dúctiles constituidas por niveles de yeso. A su vez, la Fm. Rayoso es cubierta en leve discordancia angular (discordancia Intraaptiana) por depósitos residuales y eólicos de la **Formación Barda Colorada (nov. nom.)** o localmente por sedimentitas gruesas de la Formación Candeleros (Grupo Neuquén) mediante la discordancia Intersenoniana (Fig. 5). La discordancia Intraaptiana presenta una amplia distribución en el sector centro oeste de la Cuenca Neuquina, donde constituye una importante superficie de deflación eólica tapizada por ventifacts. En la localidad de Agrio del Medio y a lo largo del Cordón del Salado, esta discontinuidad se dispone sobre un paleosuelo con muñecos de tosca (caliche), desarrollado hacia el techo de la Fm. Rayoso (Cortejo de Contracción de la secuencia R3). Sobre esta discontinuidad se reconocen depósitos eólicos y residuales, los cuales presentan un espesor irregular y a menudo se encuentran cementados por hierro constituyendo un sello regional. Esta unidad ha sido reconocida en trabajos anteriores (Zavala et al. 2001, Ponce et al. 2002) y denominada como «unidad no nominada». Recientemen-

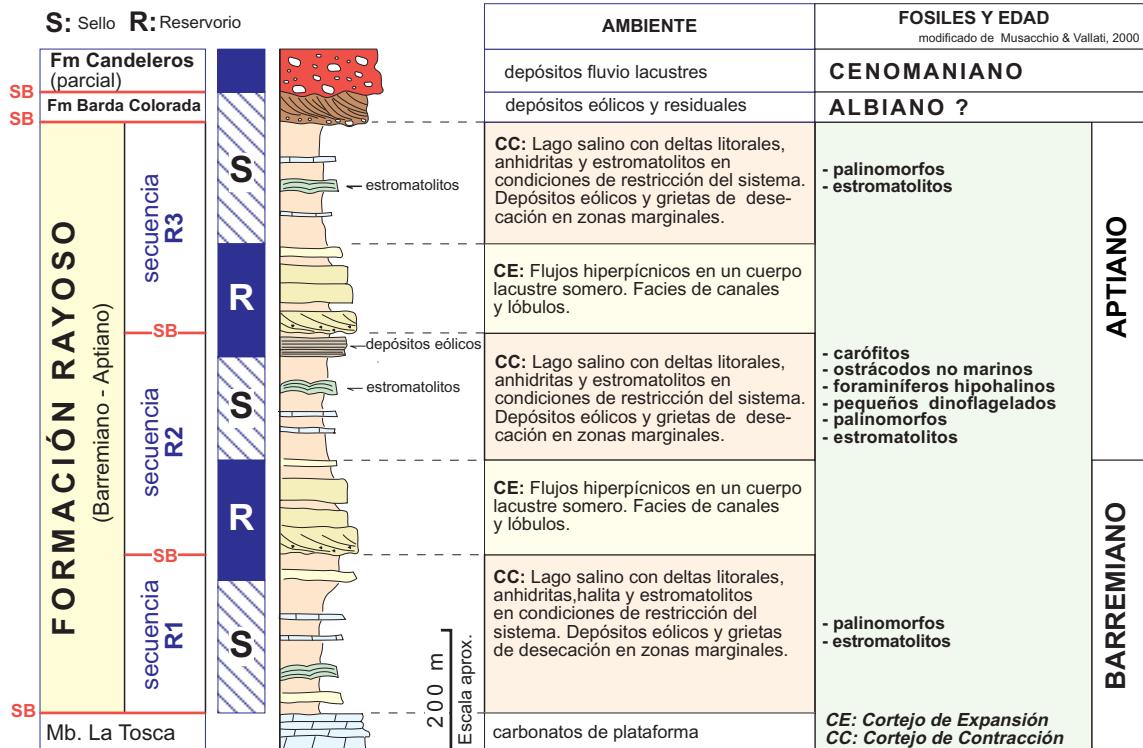


Figura 4: Columna estratigráfica generalizada para la Fm. Rayoso. Modificado de Zavala *et al.* (2001; 2006).

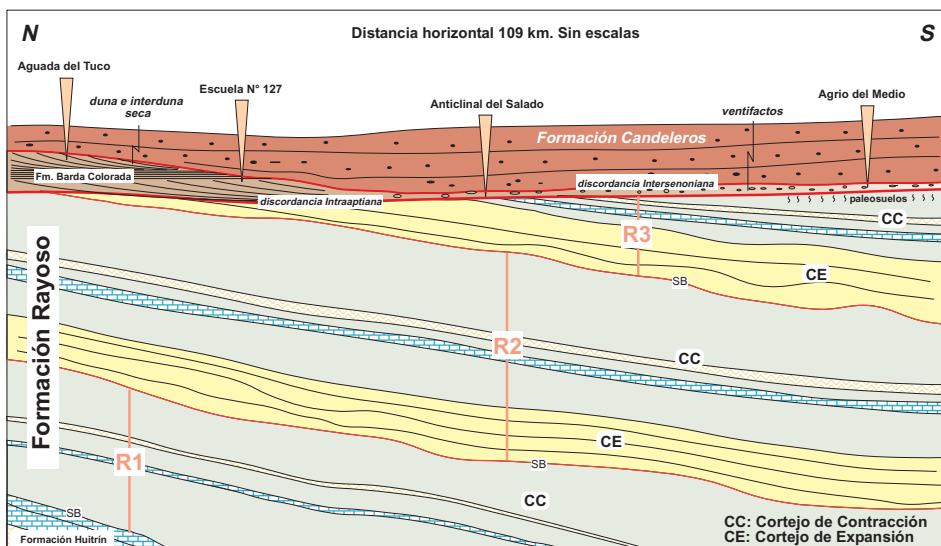


Figura 5: Esquema estratigráfico norte-sur, entre las localidades de Agrio del Medio y Aguada del Tuco, mostrando las relaciones de contacto de la Fm. Rayoso a escala regional. Nótese la truncación progresiva hacia el norte de las secuencias R2 y R3.

te, estos depósitos eólicos han sido reconocidos sobre la Dorsal de Huincul en la localidad de Bajada Colorada (Di Meglio *et al.* 2006), donde constituyen una sucesión de dunas eólicas de hasta 18 m de espesor (con sets individuales de hasta 3 m) localizadas en discordancia angular sobre lutitas de la Fm. Los Molles y cubierta a su vez discordantemente por capas rojas de la Fm. Candeleros. Estos depósitos eólicos se reconocen asimismo en la localidad de Aguada del Tuco, donde alcanzan un espesor de 25 m (Fig. 5). Hacia el este del área de estudio (área de las cárceles), la discordancia Intersenoniana parece truncar totalmente a la Fm. Barda Colorada, por lo que la Fm. Can-

deleros apoya directamente sobre la Fm. Rayoso.

MODELO DEPOSICIONAL

Estudios paleoambientales y regionales previos de la Fm. Rayoso propusieron para esta unidad un origen relacionado a sistemas fluviales efímeros inmersos en extensas llanuras de inundación o barreales, con canales principalmente meandriformes (Uliana *et al.*, 1975b; Legarreta, 1985; Lanza, 2003). Esta interpretación se basaba fundamentalmente en la presencia de cuerpos canali-

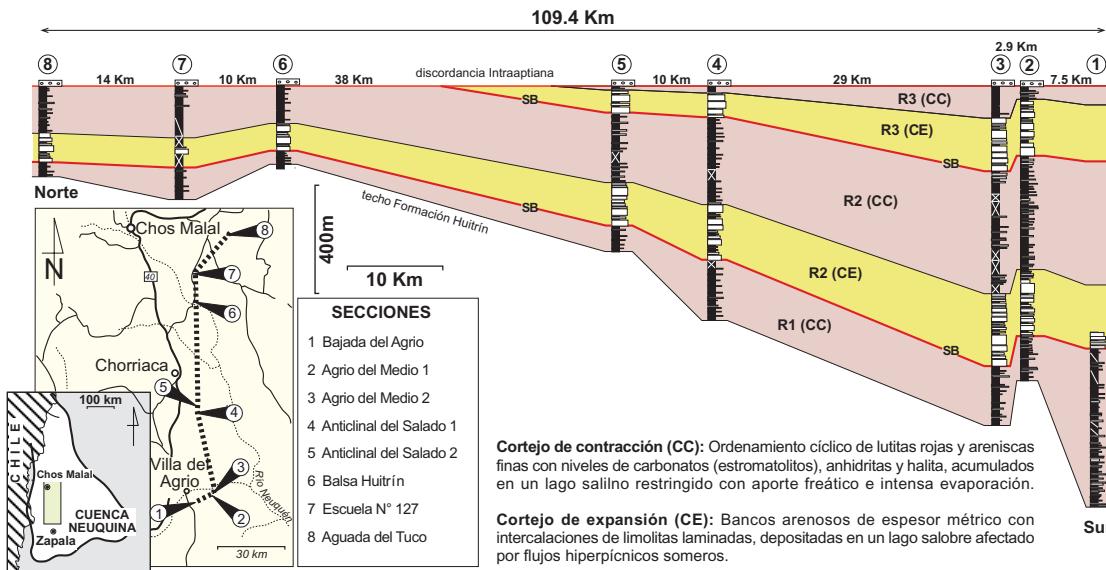


Figura 6: Correlación regional de las ocho secciones estratigráficas de detalle medidas en la Fm. Rayoso, niveladas a la base de la discordancia Intraaptiana. Nótese la truncación progresiva hacia el norte de parte de la secuencia 2 y la totalidad de la secuencia 3. SB: límite de secuencia. Modificado de Zavala *et al.*, 2006.

zados con estratificación cruzada a menudo asociados con materiales finos con grietas de desecación. Más recientemente, el origen de estos depósitos ha sido relacionado a un sistema lacustre perenne de salinidad variable, afectado por descargas hiperpícnicas (Zavala *et al.* 2001, 2006; Ponce *et al.* 2002). Esta última interpretación se basa en la presencia de a) cuerpos de areniscas finas de buena selección, con dominancia y recurrencia de estructuras de tracción-decantación (diagnósticas de flujos turbulentos casi-estacionales), b) espesos intervalos de lutitas rojas y verdes con niveles de carbonatos, calizas estromatolíticas y anhidritas (indicativos de cuerpos de agua perennes localizados en zona fótica), c) contenido de microfósiles como carófitos, ostrácodos, foraminíferos hipohalinos y palinomorfos (indicativos de un cuerpo lacustre perenne de salinidad variable) y d) depósitos eólicos, barras de desembocadura litorales y grietas de desecación en zonas marginales (lo que sugiere un cuerpo de agua somero de extensión variable).

Como se expresara precedentemente, este último modelo propone que los niveles de areniscas finas tabulares a lenticulares desarrollados en el centro de cuenca se habrían acumulado a partir de flujos hiperpícnicos en un cuerpo lacustre somero. Un flujo hiperpícnico es una corriente de densidad generada por una descarga fluvial (Bates, 1953; Mulder & Syvitski, 1995), la cual se hunde por debajo de un cuerpo de agua lacustre o marino conformando un delta subacuático o sistema hiperpícnico (Mulder & Alexande 2001; Mulder *et al.* 2003; Zavala *et al.* 2006, Zavala 2008; Ponce *et al.* 2007, 2008; Ponce & Carmona, en prensa; Zavala *et al.* en prensa). Dependiendo del clima y de la fisiografía de la cuenca de drenaje que lo alimenta, un flujo hiperpícnico sostenido puede persistir durante semanas con variaciones cíclicas en la magnitud de la descarga (flujo casi estacional), transfiriendo enormes volúmenes de arenas a lo largo de centenares de kilómetros. El carácter pulsante de las descargas hiperpícnicas sostenidas genera importantes fluctuaciones de velocidad y concentración de flujo. Estas fluctuaciones de veloci-

dad permiten explicar adecuadamente el pasaje transicional y recurrente (espacial y temporal) de estructuras sedimentarias, sin límites físicos definidos, que caracterizan a los depósitos de flujos hiperpícnicos sostenidos (Zavala *et al.* 2006; Ponce *et al.* 2007; 2008; Zavala 2008; Ponce & Carmona, en prensa; Zavala *et al.* en prensa).

FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES SEDIMENTARIAS

La excelente calidad que presentan los afloramientos de la Fm. Rayoso, así como su elevada continuidad lateral permitieron realizar ocho secciones estratigráficas de detalle, las que fueron correlacionadas utilizando técnicas convencionales de correlación física y de fotointerpretación (Fig. 6). Estas secciones muestran la existencia de tres secuencias estratigráficas (R1, R2 y R3) las que son progresivamente truncadas hacia el norte.

La descripción detallada de los afloramientos permitió reconocer 16 facies sedimentarias, cuyas principales características se resumen en la Fig. 7. De acuerdo al agrupamiento natural de las facies sedimentarias identificadas se reconocieron dos tipos de intervalos (Fig. 4), denominados como Cortejo de Contracción (CC) y Cortejo de Expansión (CE), los cuales a su vez se componen internamente por distintas asociaciones de facies.

Los cortejos de expansión y contracción corresponden en realidad a eventos litogenéticos alocíclicos de escala regional, los cuales se vinculan a situaciones particulares dentro de la evolución interna del cuerpo lacustre.

Cortejo de Contracción (lago salino restringido)

El Cortejo de Contracción (Fig. 8) se caracteriza por el desarrollo de depósitos clásticos y evaporíticos acumulados dentro y en la periferia de un cuerpo lacustre salino y restringido de tipo perenne. Se reconocen dentro de este cortejo tres tipos de asociaciones de facies principales,

facies	litología	estructuras sedimentarias	geometría	origen	espesor (metros)	cortejos	
						CE	CC
B1s	conglomerado de clay chips con abundante matriz arenosa	masivos a con laminación irregular difusa	cuerpos irregulares	carga de lecho a la base de flujos turbulentos sostenidos	0.3 - 1		
B2s	areniscas finas a medianas, con clay chips	estratificación diagonal asintótica	cuerpos tabulares y lenticulares	migración de formas de lecho a la base de flujos turbulentos sostenidos	0.5 - 2		
B3s	areniscas finas a medianas, con clay chips alineados	laminación irregular y difusa, imbricación	cuerpos tabulares	carga de lecho a la base de flujos turbulentos sostenidos	0.5 - 2		
S1	areniscas finas a medianas ocasionalmente con pequeños clay chips	masivas	cuerpos tabulares a lenticulares	tracción decantación desde flujos turbulentos casi estacionarios	0.6 - 4		
S2h	areniscas finas a medianas	estratificación entrecruzada de tipo hummocky isotrópico	cuerpos tabulares y lenticulares	corrientes unidireccionales con un flujo oscilatorio asociado	0.3 - 1		
S2	areniscas finas a medianas	lámina paralela con lineación parting	cuerpos tabulares y relleno de canales	alto régimen de flujo a partir de procesos de tracción-decantación	0.4 - 0.8		
S3	areniscas finas a medianas	ondulitas escalonadas, críticas a supercríticas (climbing ripples)	cuerpos tabulares y rellenos de canales	tracción-decantación a partir de flujos turbulentos unidireccionales	0.3 - 1.5		
S4	pelitas	masivas	cuerpos tabulares	decantación en aguas calmas	0.1 - 4		
Sei	areniscas finas a medianas bien seleccionadas	laminación traslacente subcrítica	cuerpos tabulares	tracción en interduna seca	0.7 - 1		
Sed	areniscas finas a medianas bien seleccionadas	laminación cruzada de gran escala	cuerpos tabulares	migración de dunas eólicas	0.6 - 1		
Sem	areniscas finas	masivas	cuerpos tabulares	lluvia de granos durante tormentas eólicas	0.8 - 1		
Pl	pelitas y limolitas	láminas de poco espesor (mm)	cuerpos tabulares	decantación a partir de plumas de prodelta	0.6 - 1		
Cm	calizas mudstone (micríticas)	masivas	cuerpos tabulares	decantación de fango calcáreo	< 0.3		
Ce	carbonatos	láminas rítmicas, subhorizontales a irregulares.	cuerpos tabulares	estromatolítos, actividad metabólica de algas	< 0.6		
Eh	depósitos evaporíticos (halita)	- pseudomorfos - cristales esqueléticos	- cuerpos tabulares - agregados individuales	precipitación por saturación	0.6 - 1.2		
Ea	depósitos evaporíticos (anhidrita)	- laminar - nodular	cuerpos tabulares	precipitación por saturación	< 0.3		

común

rara

ausente

CE: Cortejo de Expansión; CC: Cortejo de Contracción

Figura 7: Tabla resumen indicando las principales características e interpretación de las facies sedimentarias reconocidas en este trabajo. Las columnas de la derecha muestran la abundancia relativa de las distintas facies en los cortejos de Expansión y Contracción.

correspondientes a 1) lago salino interior y 2) lago salino marginal.

1. Asociación de facies de lago salino interior

Esta asociación de facies se integra por facies evaporíticas (facies Eh y Ea), carbonáticas (facies Cm y Ce) y clásticas (facies S2, S3 y S4) de espesor decimétrico y gran continuidad lateral (Fig. 9). Estas facies componen arreglos cílicos de entre 3 a 7 m compuestos por una alternancia recurrente entre facies clásticas (areniscas muy finas y lutitas verdes y rojas), carbonáticas (calizas mudstone y estromatolíticas) y evaporitas (halita y anhidrita) (Fig. 10). Estos ciclos representan períodos de precipitación química (carbonatos biogénicos y saturación de sales) en un ambiente lacustre mayormente hipersalino, limitados por períodos de dilución por aportes esporádicos de agua dulce. Dichos cambios resultan en variaciones cílicas entre condiciones diluidas, meromícticas y oligomícticas del lago (Lowenstein & Hardie 1985). Estas condiciones generan secuencias con patrones de apilamiento cílicos, producidas por la recurrencia entre etapas de saturación y dilución del lago (Figs. 10 y 11), constituyendo además estos

cambios verdaderos umbrales de control en la proliferación y evolución de las formas de vida presentes.

Durante el desarrollo de la etapa de saturación, el principal aporte de sales al cuerpo de agua habría sido a través del nivel freático (Fig. 8), mediante la removilización por solución de sales provenientes de niveles evaporíticos infrayacentes (Mb. Troncoso Superior de la Fm. Huitrín y otros). La zona de recarga y solución de sales se habría ubicado hacia el sector oeste, donde evidencias de campo (deltas litorales provenientes del oeste) indican el inicio de un levantamiento regional (etapas iniciales del *foreland* andino?). En este contexto, la secuencia de facies correspondiente a la etapa de saturación se inicia con depósitos de carbonatos micríticos masivos (facies Cm, Fig. 9b) generados por precipitación química debido a fluctuaciones estacionales en la temperatura del cuerpo de agua dentro de un lago meromíctico de salinidad creciente (Figs. 10 y 11A).

Estas facies han sido observadas en las zonas más internas y profundas del sistema lacustre. En zonas más someras caracterizadas por una buena luminosidad y ausencia de aporte clástico, se reconocen facies de carbonatos laminados, correspondientes a niveles estromatolíticos.

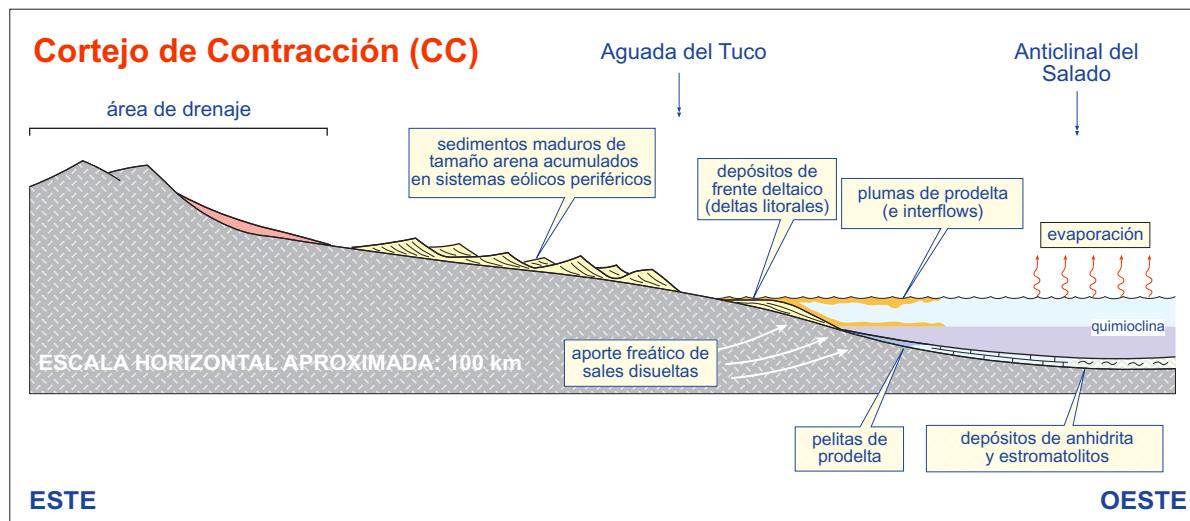


Figura 8: Esquema deposicional para el Cortejo de Contracción en la Fm. Rayoso. Este cortejo se caracteriza por depósitos clásticos y evaporíticos desarrollados dentro y en la periferia de un cuerpo lacustre somero y restringido, de tipo perenne. Modificado de Zavala *et al.* (2001).

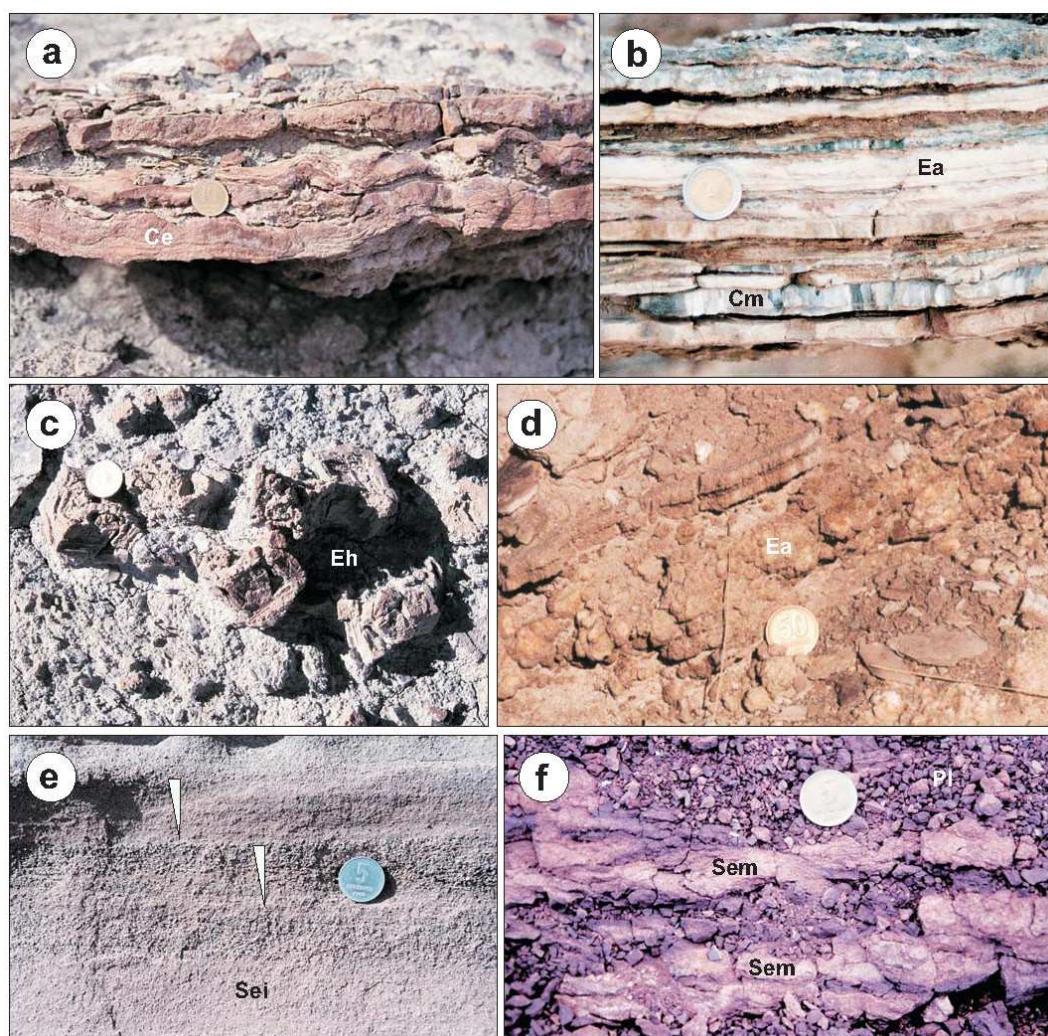


Figura 9: Ejemplos de los principales tipos de facies reconocidos en el Cortejo de Contracción. a) Calizas estromatolíticas (facies Ce); b) intercalaciones de niveles de carbonatos masivos (facies Cm) y anhidritas (facies Ea); c) Cristales esqueléticos de halita (facies Eh); Anhidritas de tipo chicken-wire (facies Ea); e) Areniscas eólicas con laminación trasluciente subcrítica (facies Sei). Note la gradación inversa de las laminas; f) Niveles de areniscas masivas, de base y techo transicional sobre pelitas (facies Sem), interpretadas como acumuladas por lluvia subacuática de granos en un lago marginal a sistemas eólicos.

Facies	Pe	ssf	ev	Interpretación	Etapas
S4					
S3				Lóbulos hiperpícnicos distales asociados a descargas excepcionales en deltas litorales asociados	DILUCIÓN
S4					
Eh				Precipitación de yeso y halita en un cuerpo lacustre salino saturado. Cristales esqueléticos, nódulos de anhidrita, carbonatos micríticos, anhidritas laminadas y cristales de halita	oligomíctica
Ea					
Cm/ Ce				Acumulación de carbonatos micríticos y estromatolíticos en un lago restringido de salinidad creciente. Ostrácodos, carótitos y foraminíferos	meromíctica
S4					
S3				Lóbulos hiperpícnicos distales asociados a descargas excepcionales en deltas litorales asociados	DILUCIÓN

Figura 10: Principales facies y ciclicidad característica de la asociación de facies de lago salino interior. La escala vertical es aproximada.

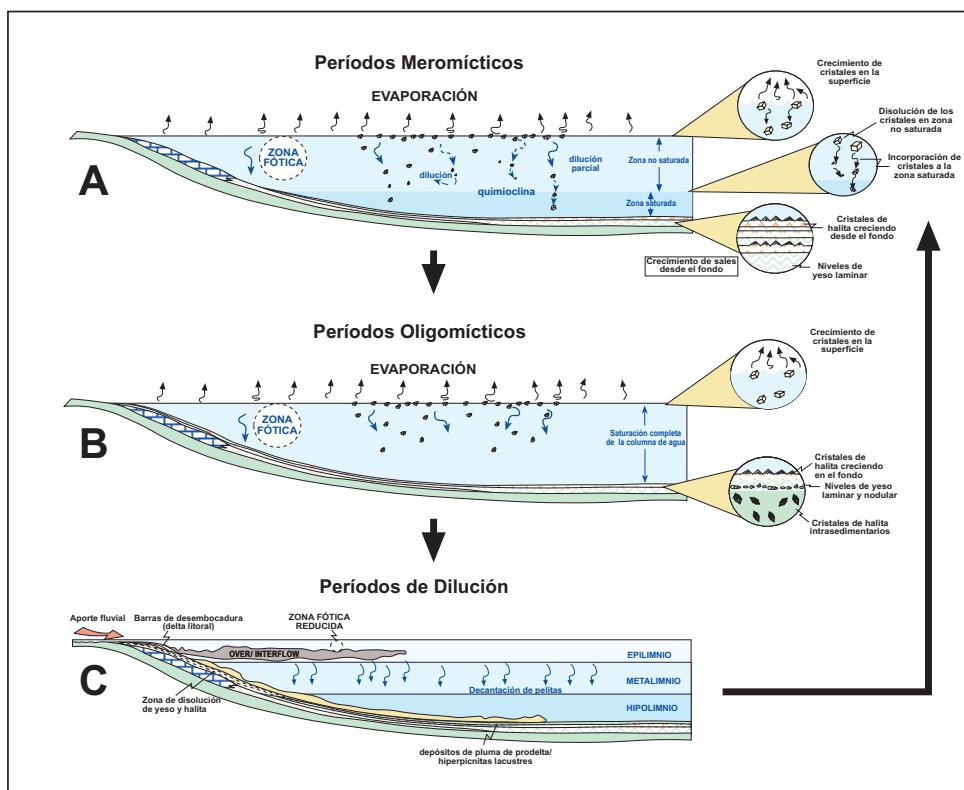


Figura 11: Esquema mostrando los cambios cíclicos entre etapas de dilución y concentración, responsables de la acumulación de las secuencias clástico-evaporíticas de centro de lago.

cos (facies Cem, Fig. 9a), los cuales podrían indicar profundidades de agua de hasta 60 m como ocurre en el lago Tanganika (Cohen & Thouin 1987) y en el lago Van en Turquía (Kempe *et al.* 1991). Esta secuencia de facies prosigue con la precipitación de niveles de anhidrita (facies Ea, Fig. 9d), tanto de tipo laminar como de tipo *chicken-wire*. La acumulación de anhidrita a menudo ocurre en asociación con las facies de carbonatos, y evidencian una restricción

creciente y el pasaje a condiciones de lago meromítico-oligomítico (Figs. 10 y 11B). La acumulación de estos niveles de anhidrita tendría lugar por el crecimiento de cristales en la superficie del lago (concentración superficial por evaporación) y posterior precipitación y nucleación en el fondo del lago (Fig. 11B). Coronando la secuencia de facies evaporítica se produce la precipitación de halita (facies Eh, Fig. 9c), tanto como cristales esqueléticos de creci-

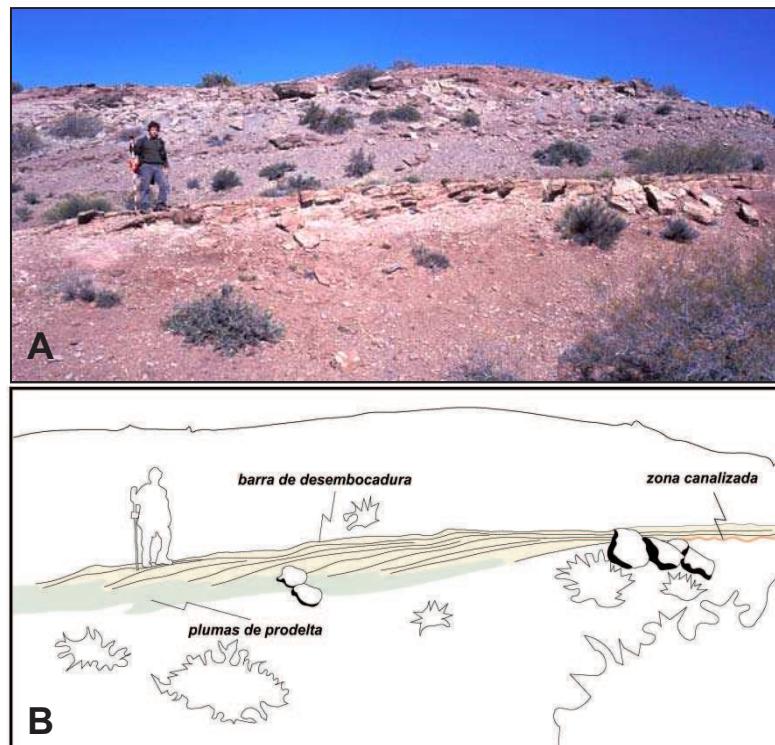


Figura 12: Barras de desembocadura correspondientes a pequeños sistemas de deltas litorales, reconocidos en la localidad de Cerro Rayoso. Las paleocorrientes indican una proveniencia desde el oeste, lo cual sugiere la existencia de zonas elevadas en dicho sector, posiblemente relacionadas al inicio del foreland andino.

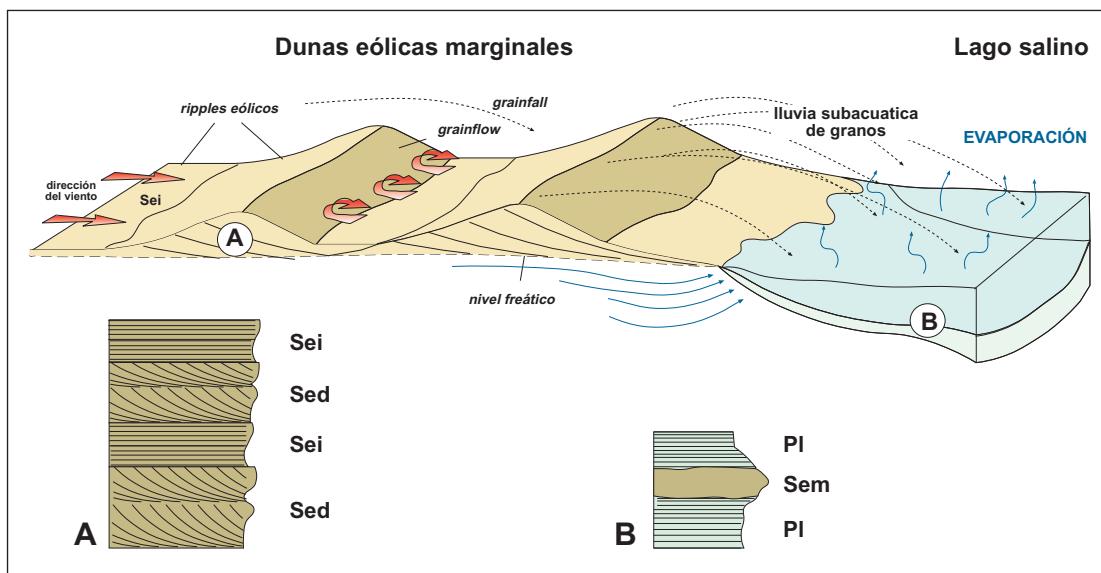


Figura 13: Los sistemas eólicos marginales se componen por facies de duna (Sed) interduna seca (Sei) y lluvia subacuática de granos (Sem).

miento en medio de lutitas, como cristales individuales precipitados desde la superficie del lago (Fig. 11B).

Durante la etapa de dilución tiene lugar la incorporación de agua dulce y sedimentos finos desde el continente a través de pequeños sistemas fluviales y sus deltas litorales asociados (Figs. 10 y 11C). El aporte de agua dulce tiene como consecuencia la dilución del lago salino por lo cual la precipitación de evaporitas se ve interrumpida. Adicionalmente, los materiales finos aportados por las descargas fluviales y su recirculación mediante corrientes lacustres inducidas por vientos habría producido un

incremento en los materiales en suspensión, con importantes consecuencias en la disminución de la zona fótica e inhibición de la depositación de carbonatos. Consecuentemente, los depósitos de la etapa de dilución se componen por intercalaciones de arcilitas y limolitas rojas y verdes (facies S4), las cuales alternan con cuerpos tabulares de areniscas finas con laminación paralela (facies S2) y *climbing ripples* (facies S3). Se interpreta que estas lutitas y areniscas finas podrían corresponder a lóbulos hiperpícnicos lacustres relacionados a picos de descarga en los deltas litorales asociados.

2. Asociación de facies de lago salino marginal

Componen esta asociación de facies depósitos mayormente clásticos, integrados por sistemas deltaicos litorales y sistemas eólicos marginales.

Los depósitos asociados a sistemas de deltas litorales se caracterizan por cuerpos constructivos grano y estrato crecientes, de hasta 4 m de espesor, y presentan de modo característico superficies de progradación en el frente deltaico (Fig. 12). El mismo se integra por depósitos de areniscas finas, laminadas (facies S2) y *climbing ripples* (Facies S3). Los materiales más finos, por su parte, son transportados junto con el agua dulce como plumas de prodelta, resultando en depósitos de pelitas laminadas (facies PI) con intercalaciones de limos. Estas fracciones finas se mueven como una nube de suspensión de sedimentos (*overflows*) que se desplaza a lo largo de la termoclina (Sturm & Matter 1978), pudiendo viajar distancias que van de los centenares de metros hasta kilómetros.

Hacia la parte superior de las barras de desembocadura son comunes las grietas de desecación, evidenciando una exposición subaérea a nivel de la planicie deltaica.

Los sistemas deltaicos litorales se habrían originado a partir de aportes fluviales originados durante períodos climáticos de mayor precipitación dentro de un marco general de aridez, conformando sistemas de pequeña magnitud.

Los sistemas eólicos marginales, por otra parte, presentan escasa continuidad lateral y espesores individuales no superiores a los dos metros. Esta asociación de facies se habría generado en zonas marginales de la cuenca durante períodos climáticos de extrema aridez (máxima restricción del sistema) y estarían vinculados lateralmente a depósitos evaporíticos desarrollados en interior de cuenca. El cortejo de facies de sistemas eólicos se caracteriza por facies de dunas (Sed), interduna seca (Sei, Fig. 9e) y lluvia subacuática de granos (Sem) (Figs. 7, 9f y 13). Las facies de dunas eólicas presentan estratificación diagonal asintótica de gran escala, con estructuras indicativas

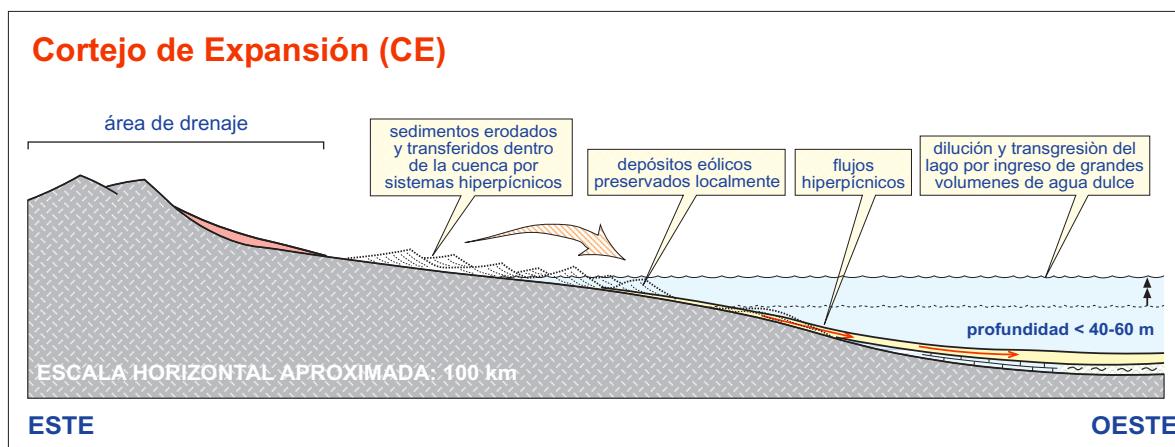


Figura 14: Esquema deposicional para el Cortejo de Expansión en la Fm. Rayoso. Este cortejo se caracteriza por depósitos clásticos acumulados principalmente por flujos hiperpícnicos (cañales y lóbulos) dentro de un lago salobre de tipo perenne. Modificado de Zavala *et al.* (2001), Ponce *et al.* (2002) y Zavala *et al.* (2006).

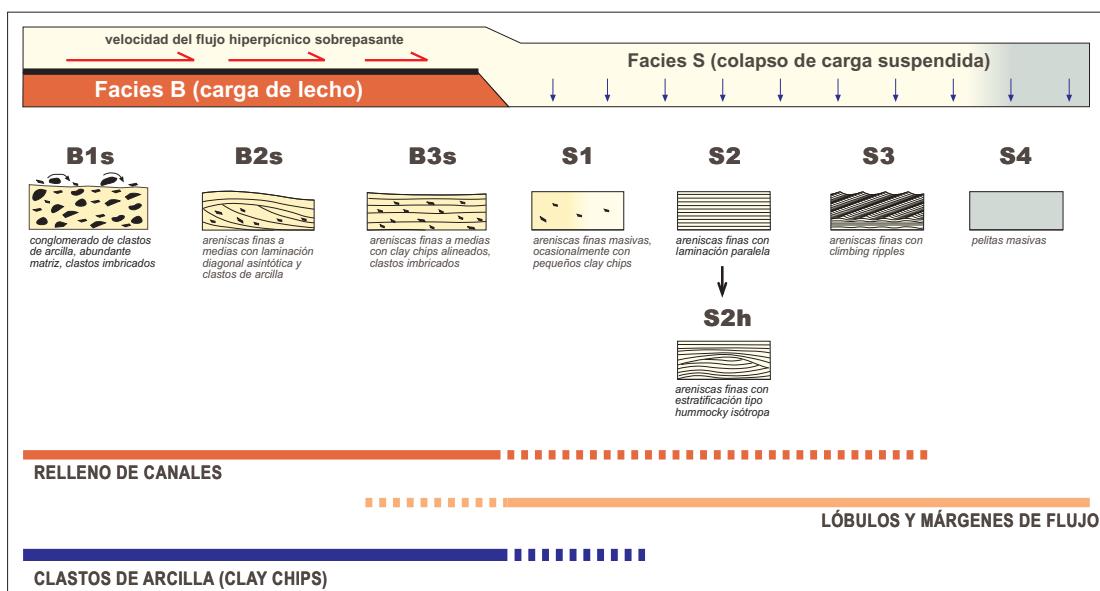


Figura 15: Esquema conceptual para la explicación del origen y significado de las facies clásticas presentes en el Cortejo de Expansión de la Fm. Rayoso. Modificado de Zavala *et al.* (2006).



de procesos gravitativos (*sandflow*), y lluvia de granos (*rainfall*). Las facies de interduna seca muestran laminación traslacente subcrítica (Hunter 1977) caracterizada por una gradación inversa reconocida en las láminas individuales (Fig. 9e). El progresivo descenso del nivel de base local durante el Cortejo de Contracción y la baja pendiente regional de la cuenca, favorecen la exposición aérea de extensas zonas costeras. Estas zonas permitirían el avance temporal de los sistemas eólicos ubicados en posiciones marginales hacia el interior de cuenca, fundamentalmente durante períodos de máxima aridez caracterizados en zonas internas por la acumulación de evaporitas en lagos oligomictos saturados.

Cortejo de Expansión (lago salobre)

El Cortejo de Expansión (Fig. 14) se caracteriza por el desarrollo de depósitos clásticos (fundamentalmente arenas finas y lutitas) acumulados en un cuerpo lacustre de tipo perenne por flujos hiperpícnicos. Los flujos hiperpícnicos (Bates 1953) se originan cuando descargas fluviales con alta carga en suspensión (flujos turbulentos) entran en un cuerpo de agua estacionario. A consecuencia de su mayor densidad, esta descarga fluvial no forma deltas litorales, sino que se hunde por debajo del cuerpo de agua, continuando su viaje como un flujo de fondo. Dado que las descargas hiperpícnicas aportan un volumen considerable de agua dulce, el lago salino (característico del Cortejo de Contracción) resulta sustancialmente diluido, por lo que las facies evaporíticas no se desarrollan en este cortejo. Asimismo, el elevado contenido de materiales en suspensión durante este cortejo habría inhibido el desarrollo de niveles de carbonatos. Consecuentemente, el Cortejo de Expansión se compone fundamentalmente por depósitos clásticos (Fig. 7) integrados fundamentalmente por arenas finas a medias con *clay chips*, arenas finas y lutitas. Dado que las arenas son transportadas por turbulencia, el grado de selección resultante es muy bueno. Los principales tipos de facies reconocidos en este cortejo se muestran en la Fig. 15.

Estas facies integran un cortejo, donde los constituyentes responden a los distintos procesos reconocidos dentro de un flujo hiperpícnico. Se trata fundamentalmente de un flujo fluido viscoso (Newtoniano) relativamente denso, que se mueve por debajo de otro fluido viscoso menos denso (agua). Consecuentemente, las estrategias de transporte de un flujo hiperpícnico tienen una gran analogía con aquellas reconocidas en los sistemas fluviales subaéreos, donde un flujo fluido viscoso (agua) se mueve por debajo de un fluido menos denso (aire). Un flujo hiperpícnico transporta los sedimentos principalmente por dos mecanismos: carga de lecho y carga suspendida. Estos mecanismos de transporte definen las características principales de dos familias de facies, correspondientes a carga de lecho y carga suspendida.

Facies de carga de lecho (Facies B)

Integran esta familia depósitos fundamentalmente arenosos, a menudo caracterizados por la presencia de clastos de arcilla (Fig. 15). En las facies de carga de lecho, los materiales más gruesos son transportados por arrastre, rolido y saltación a la base de un flujo turbulento sobreponiente, por lo que comúnmente presentan imbricación (estructura diagnóstica de rolido). Asimismo, parte de las arenas transportadas en turbulencia son atrapadas dentro del depósito, por lo que estos cuerpos gruesos tienen a menudo una matriz de arenas finas a medias bien seleccionadas. Las facies de carga de lecho reconocidas en la Fm. Rayoso son B1s, B2s y B3s.

La facies B1s se compone por conglomerados clasto y matriz sostén, donde los clastos están compuestos por materiales polícticos, a menudo aparecen imbricados, y se encuentran inmersos en una matriz de arenas finas a medias. Se interpreta que esta facies se originaría por la erosión y arrastre de clastos de arcilla a la base de un flujo turbulento de larga duración y alta energía, principalmente hacia la base de cuerpos canalizados.

La facies B2s se compone por areniscas finas a medias con laminación diagonal asintótica de gran escala (Fig. 16a). Normalmente incluyen abundantes *clay chips*, los cuales se disponen en las láminas frontales del *foreset*. Se interpreta que se habría originado por la migración de formas de lecho de crestas restas y sinuosas (dunas de expansión de flujo) a la base de un flujo turbulento sostenido localizado dentro de cuerpos canalizados.

Finalmente, la facies B3s se compone por areniscas finas a medias con niveles alineados de clastos de arcilla que a menudo se encuentran imbricados, indicando un transporte por rolido (Fig. 16a y 16b). Se interpreta que esta facies se habría acumulado por arrastre a la base de un flujo turbulento sostenido y fluctuante poco confinado, dentro de cuerpos canalizados o en lóbulos proximales.

Facies de carga suspendida (Facies S)

Componen esta familia depósitos de areniscas finas bien seleccionadas y lutitas, acumulados por el colapso de materiales transportados por suspensión turbulenta dentro del flujo hiperpícnico. Las facies de carga suspendida reconocidas dentro de la Fm. Rayoso son S1, S2, S2h, S3 y S4 (Fig. 15).

La facies S1 constituye una de las más abundantes, y se integra por arenas finas masivas (Fig. 16c). Se interpreta que se habría acumulado por el colapso progresivo de materiales arenosos transportados a la base de un flujo turbulento sostenido (Kneller & Branney 1995). La ausencia de estructuras sedimentarias se vincularía a una alta tasa de acumulación, superior a 0.44 mm/s (Arnott & Hand 1989; Sumner *et al.* 2008), la cual inhibe la formación de estructuras sedimentarias.

La facies S2 se compone por areniscas finas con abundantes micas y minerales pesados, con laminación paralela y lineación *parting*. Se encuentra a menudo asociada con areniscas masivas (facies S1) y areniscas con *climbing ripples* (facies S3), con las que muestra un pasaje transicional (Figs. 16c, 16e y 16f). Se interpreta que se originaría por el colapso de materiales en suspensión turbulenta dentro del flujo hiperpícnico, en condiciones de velocidad similares a las requeridas para la acumulación de arenas masivas, pero con tasas de acumulación inferiores a 0,44 mm/s (Arnott & Hand 1989; Sumner *et al.* 2008). Una variedad de la facies S2 la constituye la S2h, la cual se compone por areniscas finas laminadas con laminación de tipo *hummocky* (Fig. 16d). Se interpreta que se habría originado de modo similar a la facies S2, aunque bajo condiciones de flujo combinado originado por perturbaciones induci-

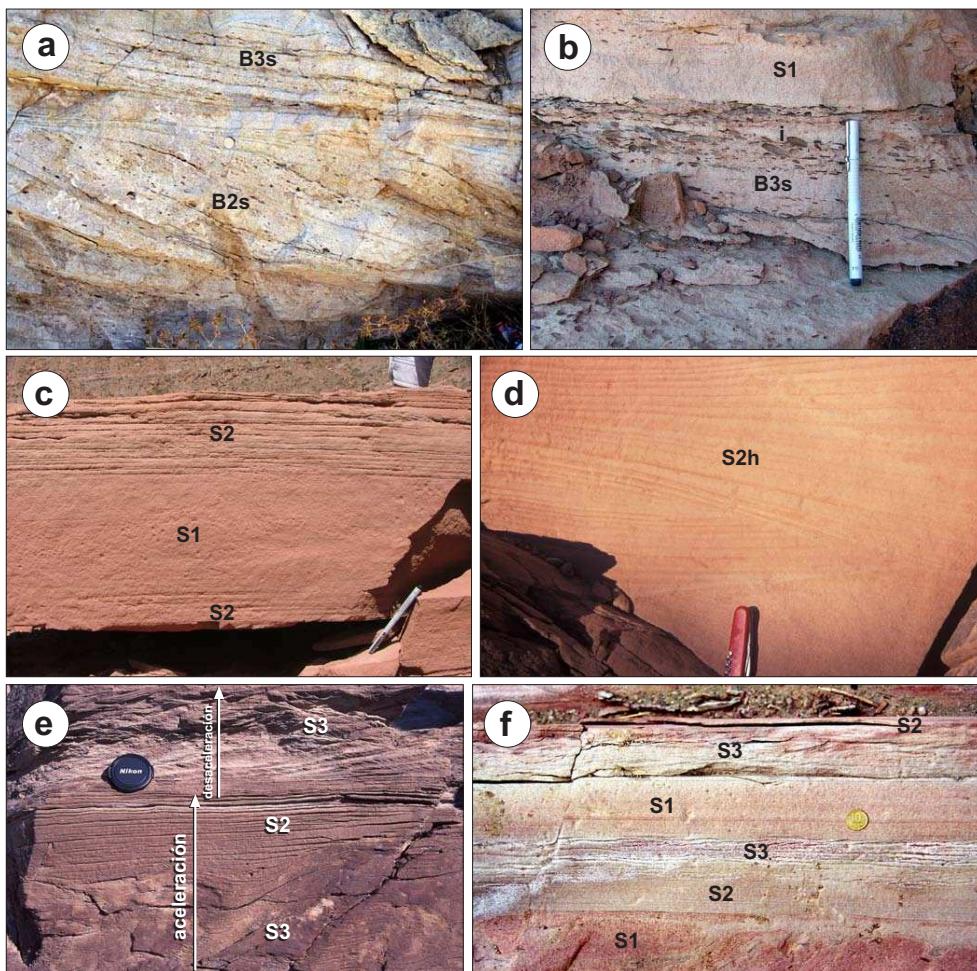


Figura 16: Ejemplos de los principales tipos de facies reconocidos en el Cortejo de Expansión. a) areniscas finas a medianas con estratificación diagonal asintótica y abundantes *clay chips* (facies B2s); b) Areniscas finas a medianas con niveles de *clay chips* alineados (facies B3s). Note la imbricación de los clastos (i); c) Areniscas finas masivas (facies S1) y laminadas (facies S2) mostrando recurrencia de facies; d) Areniscas finas con estratificación tipo hummocky (facies S2h); e y f) Areniscas finas con lamina paralela (facies S2) alternando transicionalmente con areniscas con *climbing ripples* (facies S3) y masivas (facies S1). Esta alternancia evidencia fluctuaciones en la velocidad y concentración del flujo hiperpícnico sobreponiendo de larga duración.

das por el flujo hiperpícnico en un cuerpo de agua somero (Mutti *et al.* 1994).

La facies S3 es asimismo una de las más comunes dentro de la Fm. Rayoso, y se compone por areniscas finas a muy finas con ondulitas escalonadas (*climbing ripples*) y abundantes micas (Fig. 16e y 16f). Se interpreta que se habría acumulado por el colapso progresivo de materiales arenosos transportados en turbulencia dentro de un flujo hiperpícnico sostenido. Las estructuras de *climbing ripples* son actualmente consideradas como diagnósticas de procesos de tracción decantación a partir de flujos turbulentos (Jopling & Walker 1968; Mulder & Alexander 2001; Sumner *et al.* 2008).

La facies S4 se compone por pelitas masivas. Se interpretan como relacionadas a la decantación en aguas calmas de materiales muy finos transportados por turbulencia dentro del flujo hiperpícnico.

Elementos deposicionales: canales y lóbulos en sistemas hiperpícnicos

Los sistemas hiperpícnicos tienen la capacidad de transferir enormes volúmenes de sedimentos por grandes

distancias. La transferencia de estos sedimentos al interior de cuenca (principalmente de tamaño arena fina en el caso de la Fm. Rayoso) tiene lugar mediante canales de elevada continuidad longitudinal (decenas a centenares de kilómetros) extendidos por debajo del cuerpo del lago. El origen es estos canales se vincula a la anisotropía horizontal de velocidades heredada de la descarga fluvial. La Fig. 17 ilustra la evolución progresiva de la canalización a medida que el flujo avanza hacia zonas internas de la cuenca. En A-A' se muestra un corte en el cual observamos como un depósito de lóbulo frontal acumulado en 1, es parcialmente erosionado en 2, a consecuencia del avance de las zonas de mayor velocidad de flujo durante la máxima eficiencia. Una vez que el sistema comienza a disminuir su descarga (en 3), estas zonas canalizadas son progresivamente llenadas por los materiales transportados por el flujo.

Los canales hiperpícnicos en la Fm. Rayoso a menudo muestran patrones de incisión y relleno más complejos, resultando en canales meandriformes subácueos con marcadas superficies de acreción lateral (*point bars*). Este hecho ha motivado que estos canales hayan sido confundidos en trabajos anteriores con canales fluviales

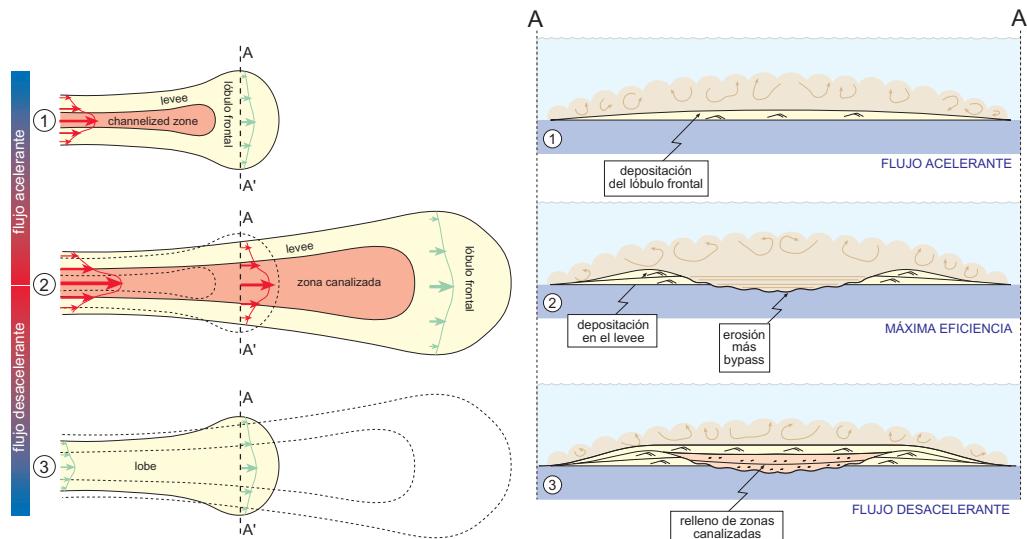


Figura 17: Esquema mostrando la configuración y relleno de canales hiperpícnicos como consecuencia de la aceleración y desaceleración progresiva de un flujo hiperpícnico sostenido. Modificado de Zavala *et al.* (2006).

(subaéreos) inmersos en llanuras de inundación. No obstante, estas superficies de acreción lateral difieren sustancialmente de aquellas reconocidas en canales fluviales, tanto en lo concerniente al relleno como a las características internas de las mismas. Algunas de estas diferencias son: 1) dominancia de facies de arenas masivas (facies S1, indicativas de flujos turbulentos con alta carga en suspensión); 2) superficies de acreción lateral con un componente agradacional, lo que hace que se produzcan «escalones» («e» en Fig. 18) durante la migración del *point bar* subacuático y 3) estos canales aparecen inmersos en facies de lutitas lacustres y lóbulos.

Ánálisis de afloramientos indican que los canales hiperpícnicos de la Fm. Rayoso muestran espesores individuales de entre 4 a 8 m, y se extienden lateralmente por distancias de entre 800 a 1600 metros. Consecuentemente, los canales presentan a gran escala un aspecto tabular, con relaciones ancho/profundidad de entre 100:1 y 200:1. Los lóbulos distales presentan espesores más modestos, de entre 0,5 a 3 m, aunque su extensión lateral varía de entre 2 a 4 kilómetros. De este modo, los lóbulos indivi-

duales muestran una geometría tabular con relaciones ancho/profundidad de entre 400:1 y 800:1.

PATRÓN DE APILAMIENTO DE LAS SECUENCIAS DEPOSITACIONALES: ORIGEN DE LA CICLICIDAD

El desarrollo de secuencias depositacionales con patrones de apilamiento cíclicos de diferente orden en cuencas lacustres han sido atribuidos tanto a causas tectónicas como a cambios climáticos (Olsen, 1990; Legarreta *et al.* 1993; Soreghan & Cohen 1996; Bohacs *et al.* 2000; Steenbrink *et al.* 2000; Carroll & Bohacs 2001; Van Vugt *et al.* 2001). En el caso de cuencas lacustres hidrológicamente cerradas y no afectadas tectónicamente, las variaciones de nivel de base se relacionan principalmente con cambios climáticos de diferente duración (períodos áridos y húmedos), principalmente vinculados a ciclos astronómicos de Milankovitch (Olsen 1994). Durante los ciclos áridos, se produciría un marcado descenso del nivel de base con precipitación de evaporitas (e.g. yeso y anhidrita) y acumu-



Figura 18: Linedrawing mostrando el arreglo interno de canales lacustres hiperpícnicos de alta sinuosidad en la Fm. Rayoso. Note como la acreción lateral asociada a flujos de turbulentos con alta carga en suspensión (flujos hiperpícnicos) resulta en una componente agradante (flecha) con «escalones» durante la acreción, lo cual la diferencia de la acreción lateral de canales fluviales. Note asimismo la dominancia de arenas masivas en el relleno de estos canales (facies S1), siguiendo superficies diagonales correspondientes a la migración de una barra de punta (*point bar*). La paleocorriente es hacia el afloramiento (norte).

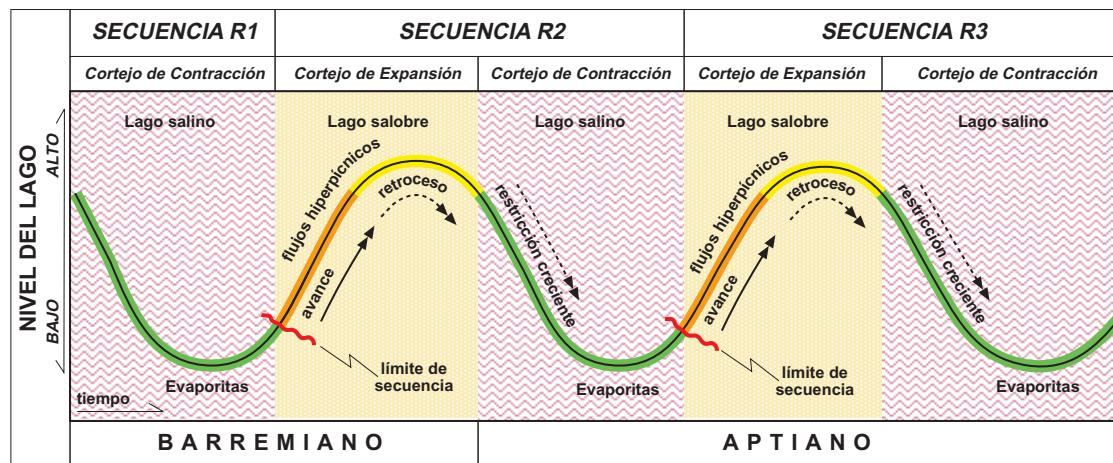


Figura 19: Curva idealizada mostrando las variaciones relativas en el nivel del lago y su relación con la estratigrafía secuencial de la Fm. Rayoso. Note que la deposición de los cuerpos arenosos mediante flujos hiperpícnicos tendría lugar fundamentalmente durante la transgresión del lago. Sin escalas.

lación de fracciones clásticas finas, mientras que los ciclos climáticos húmedos originarían un marcado ascenso del nivel de base y la acumulación de las fracciones clásticas más gruesas aportadas principalmente durante descargas fluviales (Bohacs *et al.* 2000). La alternancia entre ciclos climáticos áridos y húmedos resulta en la acumulación de secuencias depositacionales de diferente espesor, caracterizadas por presentar patrones de apilamiento cíclico de diferente orden.

Las evidencias de campo surgidas a partir del análisis de facies y sus asociaciones de facies indican que la ciclicidad observada dentro de los depósitos de la Fm. Rayoso se relacionaría a cambios climáticos de distinta duración. Estos cambios climáticos habrían controlado la deposición en distintas escalas, dando lugar a patrones de apilamiento cíclico de diferente orden. En un principio, los ciclos astronómicos de Milankovich (excentricidad, oblicuidad y precesión) brindan un marco teórico para explicar satisfactoriamente ciclos climáticos en el rango del 4to a 6to orden. No obstante, se han sugerido ciclos astronómicos de hasta 2 Ma, relacionados a variaciones regulares de la excentricidad sobreimpuestas (Berger 1978a, 1978b) los que han sido reconocidos únicamente en sucesiones fósiles (Anderson 1984; Cottle 1989; Van Tassell 1994).

Con el fin de no generar confusiones con el análisis estratigráfico secuencial clásico, los depósitos de ésta unidad han sido analizados en su ordenamiento interno mediante la discriminación de dos cortejos de orden mayor (parcialmente equivalentes a *systems tracts*), denominadas como Cortejo de Expansión (relacionado con un alto nivel del lago) y Cortejo de Contracción (vinculado con un bajo nivel del lago). Dichos cortejos, reconocidos a partir de sus asociaciones de facies características, se relacionarían a cambios climáticos de distinto orden con consecuencias directas en el control del nivel del lago. La Fig. 19, muestra una curva idealizada que relaciona las diferentes posiciones del nivel del lago y los depósitos vinculados a cada uno de estos niveles, dentro de una ciclicidad de tercer orden (1-10 Ma).

Los depósitos clásticos acumulados durante el Cortejo de Expansión presentan registro solamente en los sectores basales de las secuencias R2 y R3. Sus máximos espesores han sido medidos en el área del Anticlinal del

Salado (299 m para el cortejo basal de la secuencia R2), disminuyendo progresivamente hacia el norte (83,70 m en Balsa Huitrín y 93,60 m en Aguada del Tuco, para los cortejos basales de la secuencia R2).

El análisis de campo sugiere que el cortejo de expansión se iniciaría como consecuencia de un significativo cambio climático (pasaje a períodos más húmedos), donde importantes volúmenes de agua y sedimentos (estos últimos previamente madurados en sistemas eólicos marginales) comienzan a ser transferidos a la cuenca mediante sistemas fluviales. Este incremento en el aporte clástico marcaría el límite basal de las secuencias de tercer orden. Durante las primeras etapas de evolución, los aportes clásticos darían lugar a depósitos de barras de desembocadura lacustre, los cuales serían sucedidos por espesos cuerpos arenosos con base erosiva y estructuras internas de tracción-decantación, vinculados a flujos hiperpícnicos. La eficiencia creciente de estos flujos daría lugar a un avance generalizado del sistema, caracterizado por una progresiva migración (avance) de los cuerpos clásticos hacia zonas internas de la cuenca, con erosión y canibalización creciente (Figs. 19 y 20). De esta manera, la máxima eficiencia del cortejo de expansión está marcada por superficies erosivas, las que canibalizan parcialmente los depósitos acumulados durante la primera etapa del avance. Comúnmente, estas superficies erosivas llegan a obliterar totalmente los depósitos acumulados en zonas marginales durante la primera etapa, reconociéndose en estos casos superficies erosivas basales seguidas abruptamente por capas arenosas espesas, con un marcado contraste de facies. En estos casos, la primera de estas superficies erosivas marca el límite de secuencia basal en posiciones marginales (A en Fig. 20).

En zonas internas de la cuenca, el límite de secuencia basal no constituye una superficie neta-erosiva, sino que está caracterizado por un rápido avance cuenca adentro de los sistemas clásticos, a menudo con geometrías tabulares (depósitos de lóbulo) con base neta y gran extensión regional (Fig. 20 B). El ingreso de estos importantes volúmenes de sedimentos más agua a la cuenca provocaría como consecuencia un ascenso gradual del nivel del lago, por lo que los mismos se ubican dentro de un contexto general transgresivo (Fig. 19). Una vez alcanzada

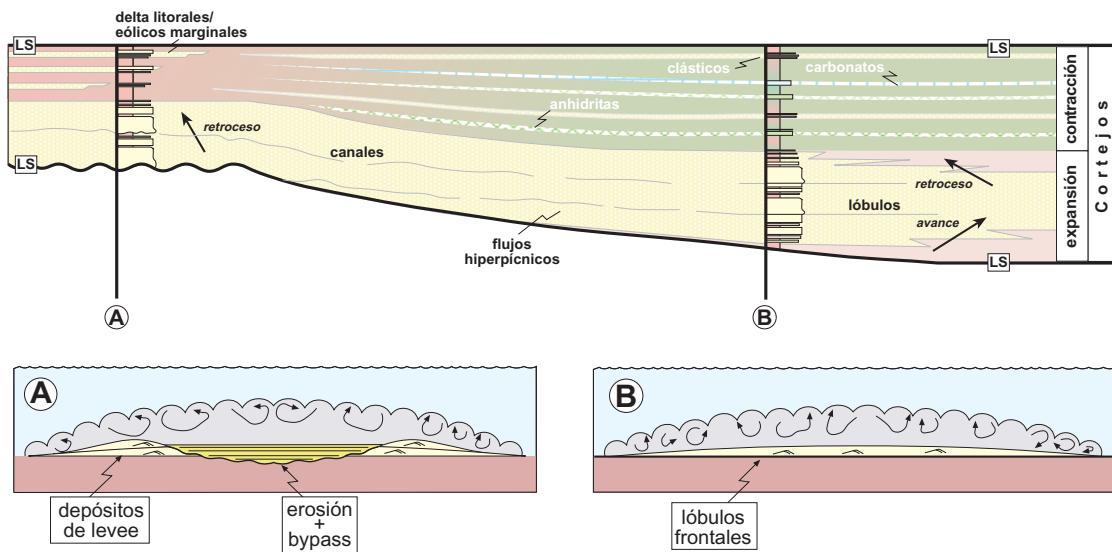


Figura 20: Esquema mostrando ciclos de avance-retroceso durante la deposición del Cortejo de Expansión. Note en A, como el límite de secuencia se desarrolla sobre una superficie erosiva con un marcado contraste de facies (zona marginal), mientras que en B (zona interna) el cambio es más transicional y está caracterizado por un avance gradual de los lóbulos lacustres.

la máxima extensión del sistema comenzaría la desactivación gradual (retroceso) del mismo (Figs. 19 y 20). Durante esta etapa, las zonas proximales, afectadas en un principio por una erosión creciente, comienzan a ser objeto de acumulación con depósitos de cuerpos arenosos que rellenan cicatrices erosivas de canales. La eficiencia decreciente de los flujos individuales hace que estos cuerpos canalizados presenten en general un arreglo estrato y grano decreciente. De modo característico, los canales presentan en la vertical geometrías progresivamente menos canalizadas, finalizando con delgadas capas tabulares de lóbulos distales. En zonas internas, la etapa de retroceso está caracterizada por una tendencia grano y estrato decreciente en las capas tabulares, culminando con una deposición predominantemente pelítica que marca la transición hacia el Cortejo de Contracción. En este sentido, el Cortejo de Contracción marcaría la restricción progresiva del sistema, a consecuencia de una marcada disminución de las precipitaciones y una aridez creciente. El Cortejo de Contracción no solo es importante para la acumulación de lutitas, carbonatos y evaporitas en el centro del lago, sino que durante este período se produciría la máxima expansión de los sistemas eólicos marginales. Estos sistemas eólicos serían los responsables de la maduración textural de enormes volúmenes de arenas finas, los que serán posteriormente transferidos a la cuenca durante el subsiguiente Cortejo de Expansión. A pesar de que las evidencias de campo sugieren una importante concentración de sales por evaporación, el lago nunca llegó a desecarse, por lo que posiblemente el aporte de aguas freáticas ocupó un rol fundamental en el mantenimiento de un cuerpo de agua perenne.

CONCLUSIONES

1. Los estudios de campo presentados en esta contribución indican que la Fm. Rayoso se habría acumulado en un lago somero perenne de

salinidad variable. Los cuerpos arenosos principales de la unidad habrían sido transferidos hacia el interior de cuenca por flujos hiperpícnicos de larga duración, originados por descargas fluviales extraordinarias.

2. La existencia de ciclos climáticos de larga duración (en el rango del tercer orden) habría controlado significativamente la sedimentación, resultando en el desarrollo de intervalos evaporíticos y clásticos, cada uno de ellos con espesores de centenares de metros. Estos intervalos se caracterizan no solo por sus asociaciones de facies, sino que además se relacionan a períodos transgresivos y regresivos del lago, por lo que se asignan respectivamente a cortejos de expansión y cortejos de contracción. De esta manera, se propone una subdivisión interna de la Fm. Rayoso en tres secuencias deposicionales, R1, R2 y R3, cada una de ellas (excepto la secuencia basal) integrada por cortejos de expansión y contracción.
3. El Cortejo de Expansión se compone por depósitos de naturaleza eminentemente clástica, y se corresponde con los principales potenciales reservorios de la unidad. Este cortejo se habría desarrollado a consecuencia de condiciones climáticas relativamente más húmedas. A consecuencia de esto, importantes volúmenes de arena reelaborados previamente en sistemas eólicos maduros son transferidos a la cuenca lacustre mediante flujos hiperpícnicos. El aumento y reducción gradual de la eficiencia de estos sistemas resultaría en la configuración de un ciclo completo de avance-retroceso de gran escala. El aporte de agua dulce relacionado a la escorrentía fluvial habría producido una dilución y transgresión relativa del lago.
4. El Cortejo de Contracción comprende a una espesa sucesión de depósitos pelíticos, carbonáti-

cos y evaporíticos acumulados en el interior de un lago salino caracterizado por una creciente aridez y alta evaporación. Hacia sectores marginales del cuerpo de agua se reconocen depósitos de barras de desembocadura de pequeña magnitud y acumulaciones eólicas, estas últimas con limitado potencial de preservación. Se interpreta que durante el Cortejo de Contracción se habría producido la maduración de importantes volúmenes de arenas finas en sistemas eólicos marginales, las que serían posteriormente trasferidas a la cuenca durante los cortejos de expansión. La naturaleza eminentemente pelítica de estos cortejos hace que los mismos se comporten en general como sellos regionales para la migración de hidrocarburos.

5. Tanto los cortejos de expansión como de contracción muestran internamente una evidente ritmidad, la que se relacionaría al desarrollo cíclico de secuencias elementales de espesor métrico. Dentro de los cortejos de expansión, las secuencias elementales responden a una variabilidad en el tiempo de la concentración y volumen de las descargas hiperpícnicas, controladas principalmente por factores climáticos. Consecuentemente y en virtud del aumento y disminución de dicha descarga, se generan ciclos elementales de avance-retroceso. Dentro de los cortejos de contracción, por su parte, se reconocen secuencias elementales controladas por ciclos climáticos donde alternan etapas de máxima aridez con otras de dilución del cuerpo de agua.

Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo recibido por Pecom (Petrobras), responsables del financiamiento de gran parte de las tareas de campo. Se agradece asimismo al CONICET y al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur por el apoyo brindado. Este trabajo no hubiera sido posible sin la generosa colaboración de Daniel Drittanti, Marcelo Marteau, Gustavo Azúa y Mariano Arcuri, quienes contribuyeron en el trabajo de campo y brindaron su aporte a través de largas y enriquecedoras discusiones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, R.Y. 1984. Orbital Forcing of Evaporite Sedimentation. En: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Saltzman, B (Eds.): Milankovitch and Climat, Part 1. Reidel Publ. Co., Dordrecht, pp. 147-162.
- Arnott, R.W.C. & Hand, B.M. 1989. Bedforms, Primary Structures and Grain Fabric in the Presence of Suspended Sediment Rain: Journal of Sedimentary Petrology 69:1062-1069.
- Bates, C. 1953. Rational Theory of Delta Formation. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 37: 2119-2162.
- Berger, A. 1978a. Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. Journal of Atmospheric Sciences, 35: 2362-2367.
- Berger, A. 1978b. Long-Term Variations of Caloric Insolation Resulting from the Earth's Orbital Elements. Quaternary Research, 9: 139-167.
- Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E. & Mankiewicz, P.J. 2000. Lake-Basin Type, Source Potential, and Hydrocarbon Character: An Integrated Sequencestratigraphic- Geochemical Framework. En Gierlowski-Kordesch, E. & Kelts, K. (Eds.): Lake Basins Through Space and Time: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 46: 3-37.
- Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits, 168 P. Amsterdam: Elsevier.
- Carroll, A.R. & Bohacs, K.M. 2001. Lake-Type Controls on Petroleum Source Rock Potential in Nonmarine Basins: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 85: 1033-1053.
- Cohen, A.S. & Thouin, C. 1987. Nearshore Carbonate Deposits in Lake Tanganyika. Geology, 15: 414-418.
- Cottle, R.A. 1989. Orbitally Mediated Cycles from the Turonian of Southern England: Their Potential for High Resolution Stratigraphic Correlation. Terra Nova 1: 426-431.
- Di Meglio, M., Zavala, C. & Arcuri, M. 2006. Depósitos eólicos cretácicos en la Dorsal de Huincul (Cuenca Neuquina). Significado estratigráfico. 15º Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 11º Reunión Argentina de Sedimentología. San Carlos de Bariloche.
- Franzese, J.R. & Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic Continental Extension in Southwestern Gondwana: Tectonic Segmentation and Pre-Break-Up Rifting. Journal of South American Earth Sciences 14: 257-270.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1(3): 177-208.
- Groeber, P. 1953. Andico. En: Groeber, P. (Ed.): Mesozoico. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 349-541.
- Gulisano, C. 1981. El Ciclo Cuyano en el Norte de Neuquén y Sur de Mendoza: 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 553-577.
- Gulisano, C.A. & Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin: Mendoza Province. Guía de Campo. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial 159: 103.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. & Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la Secuencia Jurásica del Oeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259, San Carlos de Bariloche.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén Extraandino. Boletín de Informaciones Petroleras, 266: 245-280.
- Herrero Ducloux, A. 1947. Los Depósitos terrestres del Cretácico Medio y Superior del Neuquén y Sur de Mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras 171-178.
- Hunter, R.E. 1977. Basic Types of Stratification in Small Eolian Dunes. Sedimentology 24:361-387.
- Jopling, A.V. & Walker, R.G. 1968. Morphology and Origin of Ripple-Drift Cross Lamination, with examples of Pleistocene of Massachusetts. J. Sediment. Petrol. 38: 971-984.
- Kempe, S., Kazmierczak, J., Landmann, G., Konuk, T., Reimer, A. & Lipp, A. 1991. Largest Known Microbialites Discovered in Lake Van, Turkey. Nature, 349: 605-608. 4.7.1.
- Kneller, B. & Branney, M. 1995. Sustained High-Density Turbidity Currents and the Deposition of Thick Massive Sands. Sedimentology 42: 607-616.
- Leanza, H.A. 2003. Las Sedimentitas Huintrianas y Rayosianas (Cretácico Inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neu-



- quina, Argentina. Servicio geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2: 1-31. Buenos Aires.
- Legarreta L. 1985. Análisis estratigráfico se la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), provincia de Mendoza Tesis Doctoral (Inédita), Universidad de Buenos Aires, 247 págs.
- Legarreta, L. & Boll, A. 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe inédito). Buenos Aires.
- Legarreta, L. & Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior - Terciario Inferior), Argentina. En: Chebli, G. & Spalletti, L.A. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, 6: 221-245. Tucumán.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., Larotonda, C.A. & Meconi, G.R. 1993. Approaches to Nonmarine Sequence Stratigraphy – Theoretical Models and examples from Argentine Basins. En: Eschard, R. & Doligez, B. (Eds.): Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations. Proceedings of the 7th Exploration and Production Research Conference: 125-143, Scarborough.
- Lowenstein, T.K. & Hardie, L.A. 1985. Criteria for the recognition of Salt Pan Evaporites. *Sedimentology* 32: 627-644.
- Méndez, V., Zappettini, E. & Zanettini, J.C. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Secretaría de Minería, *Anales* 23: 1-190. Buenos Aires.
- Mulder, T. & Alexander J. 2001. The Physical Character of Subaqueous Sedimentary Density Flows and their Deposits. International Association of Sedimentologists, *Sedimentology* 48: 269-299.
- Mulder, T. & Syvitski, J.P.M. 1995. Turbidity Currents Generated at River Mouths During Exceptional Discharges to the World Oceans. *Journal of Geology* 103: 285-299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.C. & Savoye, B. 2003. Marine Hyperpycnal Flows: Initiation, Behavior and Related Deposits. A Review: *Marine and Petroleum Geology* 20: 861-882.
- Musacchio, E. & Vallati, P. 2000. La regresión del Barremiano-Aptiano en Bajada del Agrio, Neuquén (Argentina). 9º Congreso Geológico Chileno, *Actas* 2: 230-234. Puerto Varas.
- Mutti, E., Davoli, G. & Tinterri, R. 1994. Flood-Related Gravity-Flow Deposits in Fluvial and Fluvio-Deltaic Depositional Systems and their Sequence-Stratigraphic Implications. En: Posamentier, H.W. & Mutti, E. (Eds.): Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference, Tremp, Abstract Book: 137-143.
- Olsen, H. 1994. Orbital Forcing on Continental Depositional Systems- Lacustrine and Fluvial Cyclicity in the Devonian of East Greenland. En: De Boer, P.L. & Smith, D.G. (Eds.): Orbital Forcing and Cyclic Sequences. International Association of Sedimentologists, *Sedimentology* 19: 429-438.
- Ponce, J.J & Carmona, N.B. (en prensa). Miocene Deep-Marine Hyperpycnal Channel-Levee Complexes, Tierra del Fuego, Argentina: Facies Associations and Architectural Elements. En: Slatt, R.M. & Zavala, C. (Eds.): Sediment Transfer from Shelf to Deep Water - Revisiting the Delivery System: American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology* 61.
- Ponce, J.J., Zavala, C., Marteau, M., & Drittanti D. 2002. Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. En: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López De Luchi, M.G., Osterá, H.A. & Panarello, H.O. (Eds.): 15º Congreso Geológico Argentino, *Actas CD-ROM*, Artículo 235, 6 págs. El Calafate.
- Ponce, J.J., Olivero, E.B., Martinioni, D.R. & López-Cabrera, M.I. 2007. Sustained and Episodic Gravity Flow Deposits and Related Bioturbation Patterns in Paleogene Turbidites (Tierra Del Fuego, Argentina). En: Bromley, R.G., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Genise, J.F. & Melchor, R.N. (Eds.): *Organism-Sediment Interactions: A Multifaceted Ichnology*, SEPM Special Publication 88: 253-266.
- Ponce, J.J., Olivero, E.B. & Martinioni, D.R. 2008. Hyperpycnal-Flow Deposits in Oligocene-Miocene Clinothems of the Austral Basin, Tierra del Fuego, Argentina. En: Ponce, J.J. & Olivero, E.B. (Eds.): *Sediment Transfer from Shelf to Deepwater - Revisiting the Delivery Mechanisms* American Association of Petroleum Geologists, Hedberg Research Conference, Ushuaia, Argentina, *Fielguide Book*: 25-48.
- Ramos V.A. & Folguera, A. 2005. Tectonic Evolution of the Andes of Neuquén: Constraints Derived from the Magmatic Arc and Foreland Deformation. En: Veiga, G. et al. (Eds.): *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35.
- Ramos, V.A., Pimentel, M. & Tunik, M. 2008. Late Cretaceous Synorogenic Deposits of the Neuquén Basin (36-39°S): Age Constraints from U-Pb Dating in Detrital Zircons: 7º International Symposium On Andean Geodynamics (Isag 2008, Nice), Extended Abstracts: 423-426.
- Steenbrink J., Van Vugt N., Kloosterboer-Van Hoeve M.L. & Hilgen F.J. 2000. Refinement of the Messinian Apts from Sedimentary Cycle Patterns in the Lacustrine Lava Section (Servia Basin, Nw Greece). *Earth and Planetary Science Letters* 181: 161-173.
- Soreghan, M. & Cohen, A.S. 1996. Textural and Compositional Variability Across Littoral Segments of Lake Tanganyika: The effect of Asymmetric Basin Structure on Sedimentation in Large Rift Lakes. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 80(3): 382-409.
- Sturm, M. & Matter, A. 1978. Turbidites and Varves in Lake Brienz (Switzerland): Deposition of Clastic Detritus by Density Currents. En: Matter, A. & Tucker, M.E. (Eds.): *Modern and Ancient Lake Sediments*. Special Publications International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford 147-168.
- Sumner, E.J., Amy, L.A. & Talling, P.J. 2008. Deposit Structure and Processes of Sand Deposition From Decelerating Sediment Suspensions: *Journal of Sedimentary Research* 78: 529-547.
- Uliana, M., Dellapé, D. & Pando, G. 1975a. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosanas (Cretácico Inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina). 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, *Actas* 1: 151-176. Buenos Aires.
- Uliana, M., Dellapé, D. & Pando, G. 1975b. Estratigrafía de las sedimentitas rayosanas (Cretácico Inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina). 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, *Actas* 1: 177-196. Buenos Aires.
- Van Tassell, J. 1994. Cyclic Deposition of the Devonian Catskill Delta of the Appalachians, USA. International Association of Sedimentologists, *Special Publications*, 19: 395-411.
- Van Vugt, N., Langereis, C.G. & Hilgen, F.J. 2001. Orbital Forcing in Pliocene-Pleistocene Mediterranean Lacustrine Deposits: Dominant Expression of Eccentricity Versus Precession. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172: 193-205.

- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodríguez, F. & Bernardo, L.M. 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1): 192 – 203.
- Zavala, C. 2008. Towards a Genetic Facies Tract for the analysis of Hyperpycnal Deposits: Keynote Address. American Association of Petroleum Geologists Hedberg Conference «Sediment Transfer From Shelf To Deepwater – Revisiting The Delivery Mechanisms», Ushuaia.
- Zavala C. & González R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico Inferior-Medio) en la sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época*, 17(65): 52-64.
- Zavala, C., Ponce, J. & Marteau, M. 2001. Origin, Sequence Stratigraphy and Hydrocarbon Potential of the Rayoso Formation (Aptian-Albian) in the Central Neuquén Basin (Argentina). American Association of Petroleum Geologists Hedberg Conference «New Technologies and New Play Concepts in Latin America», Abstracts: 35-36. Mendoza.
- Zavala, C., Ponce, J., Drittanti, D., Arcuri, M., Freije, H. & Asensio, M. 2006. Ancient Lacustrine Hyperpycnites: a Depositional Model from a Case Study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-Central Argentina: *Journal of Sedimentary Research*, 76: 41-59.
- Zavala, C., Arcuri, M., Gamero Díaz, H. & Contreras, C. 2007. The Composite Bed: a new distinctive feature of Hyperpycnal Deposition: 2007 American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention and Exhibition. Long Beach, California.
- Zavala, C., Arcuri, M., Gamero, H., Contreras, C., & Di Meglio, M. (en prensa). A Genetic Facies Tract for the Analysis of Sustained Hyperpycnal Flow Deposits. En: Slatt, R.M. & Zavala, C. (Eds.): *Sediment Transfer from Shelf to Deep Water - Revisiting the Delivery System: Aapg Studies in Geology* 61.
- Zöllner, W. & Amos, A.J. 1973. Descripción de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero, Boletín 143:1-91. Buenos Aires.