

REMANENTES DEPOSITACIONALES DEL GRUPO NEUQUÉN (CRETÁCICO SUPERIOR) EN CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA: SU IMPORTANCIA EN LA CARACTERIZACIÓN DEL RESERVORIO

Estefanía Asurmendi^{1,2}, María Lidia Sánchez²

1: CONICET. easurmendi@exa.unrc.edu.ar

2: Universidad Nacional de Río Cuarto, enlace Ruta 8 y 36 Km 603, Río Cuarto. msanchez@exa.unrc.edu.ar

Palabras clave: Remanentes depositacionales, Grupo Neuquén, Cretácico

ABSTRACT

Neuquén Group (Upper Cretaceous) residual deposits in Neuquén Basin, Argentina: importance in reservoir characterization

In this paper features of small and medium scale contributing to the identification of geometries and relations in subsurface reservoirs are illustrated considering the relevance in the exploration and production of hydrocarbons. This type of depositional remnants of lithostratigraphic units of the Neuquén Group containing strata exhumed reservoirs or migration (carrier beds) are characterized. During the late stages of underfilled basin, low accommodation and under high pulsed supply, there is a tendency to the preservation of the depositional geometry. This is common in Candeleros and Huincul Formations (Río Limay Subgroup) and Bajo de la Carpa Formation (Río Colorado Subgroup). During the early stages of underfilled basin in Cerro Lisandro Formation (Río Limay Subgroup), of deltaic medium-scale accommodation remnants, lacustrine deposits isolated on acting as seals in the deep basin (foredeep) were generated. While in the area of peripheral basin, under high accommodation space favored the preservation of aeolian dunes and generation erosional valleys that affect the overlain Huincul Formation erosional remnants forming.

The erosional remnants are common as medium-scale remnants in Portezuelo Formation as a result of deposition under low accommodation, during the period of underfilled basin. Under similar conditions the Bajo de la Carpa Formation generates erosional aeolian remnants and excavation of small-scale fluvial valleys in Plottier Formation.

INTRODUCCIÓN

El término remanente depositacional hace referencia a un sistema depositacional parcialmente preservado después de la erosión subsecuente o penecontemporánea (Martinsen, 2003). En ocasiones, algunos cuerpos sedimentarios han sido denominados remanentes erosivos considerando que su preservación ocurrió por encima de la superficie aún después del proceso de erosión del relieve circundante, esto implica la aplicación de la terminología en un sentido geomorfológico válido para todo tipo de rocas y puede ocurrir inclusive después del enterramiento y, en el caso

de las rocas sedimentarias, la litificación. El término remanentes depositacionales en el sentido de Martinsen (2003), en cambio, enfatiza la preservación parcial de los sistemas, en lugar de sus perfiles topográficos y pueden formarse mientras los depósitos no están aún consolidados y, por lo tanto, pueden asociarse con superficies limitantes de diferentes órdenes, relacionados con relieves topográficos positivos. También pueden preservarse los contactos basales continuos que se extienden por debajo del nivel de base y topes erosivos, debido a incrementos en el espacio de acomodación. En estos casos, el término remanentes de acomodación se puede utilizar para describir las geometrías remanentes que son una función de las variaciones espaciales en la profundidad de erosión, indicando que los mismos se desarrollan en áreas con incrementos en la acomodación, locales o más regionales, que resultan con posterioridad a la depositación y son previas a un evento erosivo. Se entiende que el término remanente depositacional incluye a los remanentes erosivos y de acomodación, como así también a aquellos que resultan de la combinación de los factores que condicionan a ambos (Martinsen 2003).

Si bien hasta el momento el empleo conceptual más extendido sirve para delinear reservorios de origen marino en ambientes someros (Jones y Blakey 1993) y, en particular, para los remanentes depositacionales de gran escala de la cuenca de antepaís, se considera posible su utilización para el Grupo Neuquén esto se debe por un lado, a la calidad de los afloramientos que exponen rasgos a mediana y gran escala, a nivel regional, y que permiten establecer correlaciones sobre la base del reconocimiento de las discontinuidades mayores y su seguimiento desde la cuenca profunda (*foredeep*) a la cuenca periférica (*backbulge*) en la región central de Cuenca Neuquina. Otro de los motivos, es la excelente preservación de la geometría de algunos litosomas y la identificación de paleovalles labrados en el techo de algunas de las formaciones que lo integran, a diferente escala. Esto último, toma relevancia cuando se analiza la importancia de modelos de analogía de superficie y subsuelo.

En la exploración de hidrocarburos, las técnicas de relevamiento de detalle brindan observaciones que pueden ser significativas para reducir los riesgos exploratorios. En depósitos continentales, los cambios abruptos de facies y arquitecturas, conjuntamente con la existencia de discontinuidades de bajo orden relacionados con períodos de pequeñas modificaciones en el nivel de base o procesos activos de depositación, pueden ser identificados en los afloramientos y los resultados de este análisis son aplicables a los estudios de subsuelo para una mayor confiabilidad en la predicción.

En la Cuenca Neuquina se reconocen ejemplos de remanentes depositacionales en sistemas del Grupo Neuquén que pueden ser atribuidos a cambios locales en la acomodación, tectónica sinsedimentaria y topografía erosiva variando en tamaños, desde pequeños, a otros de magnitudes cuencales.

Los controles depositacionales, tales como la migración de los elementos geomórficos y las relaciones laterales dentro del ambiente depositacional producen un primer nivel de orga-

nización, mientras que el potencial de preservación estratigráfico reduce la complejidad de los posibles arreglos y distribuciones de los litosomas. La preservación potencial sigue los cambios en la relación Acomodación/Suministro (A/S) (Martinsen *et al.* 1999) y controla los elementos geomórficos originales que serán incorporados en el registro geológico. Los sistemas responden al proceso/respuesta estratigráfica y pueden ser bien entendidos a partir de la perspectiva del cambio de nivel de base y respuesta estratigráfica y sedimentológica para su movimiento a través del tiempo.

En este trabajo se ilustran rasgos de pequeña y mediana escala que aportan a la identificación de las geometrías y relaciones de los reservorios en subsuelo, considerando la relevancia que tienen en la exploración y producción de hidrocarburos. Para ello se caracterizan los tipos de remantes depositacionales de las unidades litoestratigráficas del Grupo Neuquén (Figura 1) que contienen reservorios exhumados o estratos de migración (*carrier beds*).

MARCO TECTÓNICO

La depositación del Grupo Neuquén coincide con el inicio de la cuenca de antepaís; recientemente, se ha propuesto sobre la base del análisis de los circones detríticos y proveniencia de muestras en el frente de corrimiento, una edad de 102 ± 2 Ma y 100 ± 8 Ma. (Tunik *et al.* 2010; Aguirre Urreta *et al.* 2011; Di Giulio *et al.* 2012).

La discordancia en el techo del Grupo Rayoso - base de la Formación Candeleros ha sido adjudicada a la Fase Peruánica (Howell *et al.* 2005; Mosquera y Ramos 2006; Rodríguez *et al.* 2007; Leanza 2009) y su edad sería Albiano-Cenomaniano.

En el limbo del anticlinal de los Chihuidos se observa la discordancia intersenoniana, con bajo ángulo entre el Grupo Rayoso y la Formación Candeleros, indicando un pulso de reactivación tectónica como resultado de importantes cambios en la dirección de los vectores de convergencia en el borde oeste de Gondwana (Mosquera y Ramos 2006).

Los autores mencionados hacen referencia a un fuerte adelgazamiento, erosión y geometría en cuña de los estratos del Grupo Rayoso en líneas sísmicas identificándose además una discordancia angular, diacrónica y de extensión regional (Howell *et al.* 2005; Mosquera y Ramos 2006; Rodríguez *et al.* 2007; Leanza 2009; Tunik *et al.* 2010). Estos rasgos se relacionan con los Movimientos Patagónicos, y constituyen una evidencia de la ubicación del abultamiento periférico (Cobbold y Rosello 2003), el cual puede ser un rasgo morfológico/estratigráfico sutil, de unos pocos metros de altura, comparado con la cuenca profunda (Yu y Chou 2001; Yang y Miall 2010).

La discordancia en la base de la Formación Candeleros asociada con los Movimientos Patagónicos se relaciona, con el ascenso del frente orogénico y el inicio de la tectónica flexural en respuesta a la carga orogénica.

ESTRATIGRAFÍA

Los depósitos sinorogénicos del Grupo Neuquén (Albiano-Campaniano) (Figura 1c) comprenden a los Subgrupos Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado y alcanzan un espesor máximo de 1500 metros en la parte centro-norte de la provincia de Neuquén (Legarreta y Gulisano 1989).

La Formación Candeleros está representada por una sucesión de depósitos de mega abanicos terminales que representan el inicio del relleno de la cuenca de antepaís durante el Albiano (Figura 2). La identificación de los subambientes de abanico terminal, permite inferir bajos gradientes topográficos regionales durante el inicio de la depositación del Subgrupo Río Limay. Los depósitos de la Formación Candeleros registran un período de alto suministro desde el cinturón montañoso y del Macizo Nordpatagónico con alta eficiencia en la distribución de sedimentos. El modelo depositacional es homologable al registro de depocentros en las cuencas profundas y periféricas, con evidencias discretas del abultamiento periférico, desarrolladas en condiciones de sobrealimentación, con posterioridad del evento de levantamiento del frente orogénico.

Sobre una discontinuidad de carácter regional se depositó la Formación Huincul caracterizada por sistemas fluviales de alta sinuosidad agradantes, cuyos canales alcanzan aproximadamente 3 m de profundidad y un ancho promedio de 85 m. La actividad volcánica contemporánea está evidenciada por la alta participación de volcaniclasticos en los depósitos de canal e intracanal y el desarrollo de una planicie de inundación volcaniclastica en algunos tramos. Los cambios en la acomodación indican una actividad tectónica en el frente de corrimiento. Es posible, que la carga del arco y un lento avance del frente de corrimiento controlaran la subsidencia flexural y dinámica en pequeña escala; una evidencia de la actividad tectónica es la discontinuidad en la base de la Formación Huincul.

En este estadio la zona del abultamiento periférico habría estado localmente ascendida, con erosión de los sedimentos depositados en el flanco elevado y una amplia distribución de depósitos fluviales en las cuencas profunda y periférica. La generación de altos rangos de suministro permitió la acumulación y *onlap* progresivo de la zona del abultamiento en condiciones de cuenca rellena (Figura 2).

Sobre una abrupta discontinuidad erosiva y de carácter regional en el techo de la Formación Huincul, yace la Formación Cerro Lisandro (Figura 2). Está representada por depósitos lacustres en los que intercalan deltas de tipo Gilbert controlados por inundaciones de gran magnitud dominadas por flujos hiperconcentrados a turbiditas (Sánchez y Asurmendi, 2014 en prensa). Existen evidencias de un nuevo emplazamiento de láminas de corrimiento como resultado del avance y levantamiento del frente orogénico. A la discontinuidad basal regional de la Formación Cerro Lisandro debe sumarse la diferenciación de un ámbito próximo al frente orogénico activo ocupado por un sistema lacustre y un sector cercano al cratón con el desarrollo de un sistema eólico húmedo que, en sus últimos estadios, sufrió una abrupta expansión e incidió profundamente en la infrayacente Formación Huincul. Esto implica que la configuración de la cuenca cambió sus-

tancialmente, con una clara diferenciación de las depozonas y mayor definición del abultamiento periférico. Durante las fases orogénicas el espacio de acomodación migró de la región distal de la cuenca al sector proximal del frente de deformación y esto condujo a condiciones de cuenca subalimentada. El abrupto incremento de la subsidencia, dio lugar a un aumento del espacio de acomodación y se generó una cuenca de captación lacustre a nivel regional, con geometría alargada en sentido ENE-OSO. En el borde este de la cuenca, la Formación Cerro Lisandro presenta un cambio radical en el estilo de depositación.

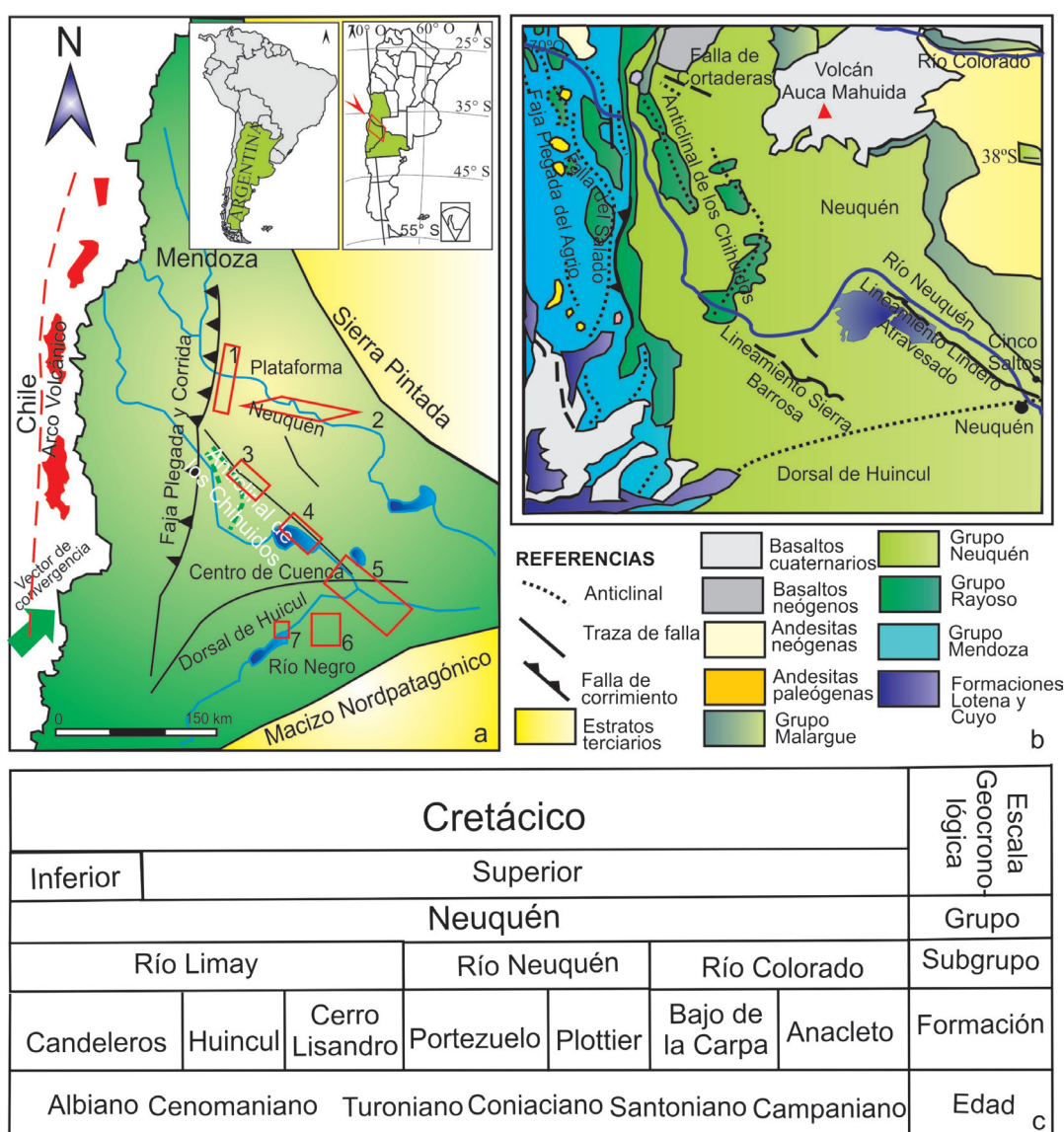


Figura 1. a) Mapa de ubicación del área de trabajo (Modificado de Manacorda *et al.* 2004; Ramos y Folguera 2005). Los recuadros en rojo y números arábigos representan las distintas secciones de estudio, 1: área de estudio ubicada al pie de la faja plegada y corrida, sur de la provincia de Mendoza y norte de Neuquén. 2: área controlada a lo largo del río Colorado. 3: área de estudio ubicada en el Anfiteatro las Cárceles. 4: área de estudio ubicada en el lago Los Barreales. 5: área de estudio ubicada próxima al lago Pellegrini, y a las localidades de Cinco Saltos y Centenario. 6: área de estudio próxima a Senillosa y 7: área de estudio próxima al embalse Ezequiel Ramos Mejía. b) Mapa Geológico (modificado de Cobbold y Rossello 2003). c) Cuadro estratigráfico del Grupo Neuquén.

La arquitectura depositacional está representada por el dominio de un sistema eólico con depósitos de campos de dunas e interdunas seca, húmeda e inundada. Periódicamente los corredores de interduna fueron invadidos por corrientes fluviales efímeras durante eventos de inundación (Sánchez *et al.* 2008b).

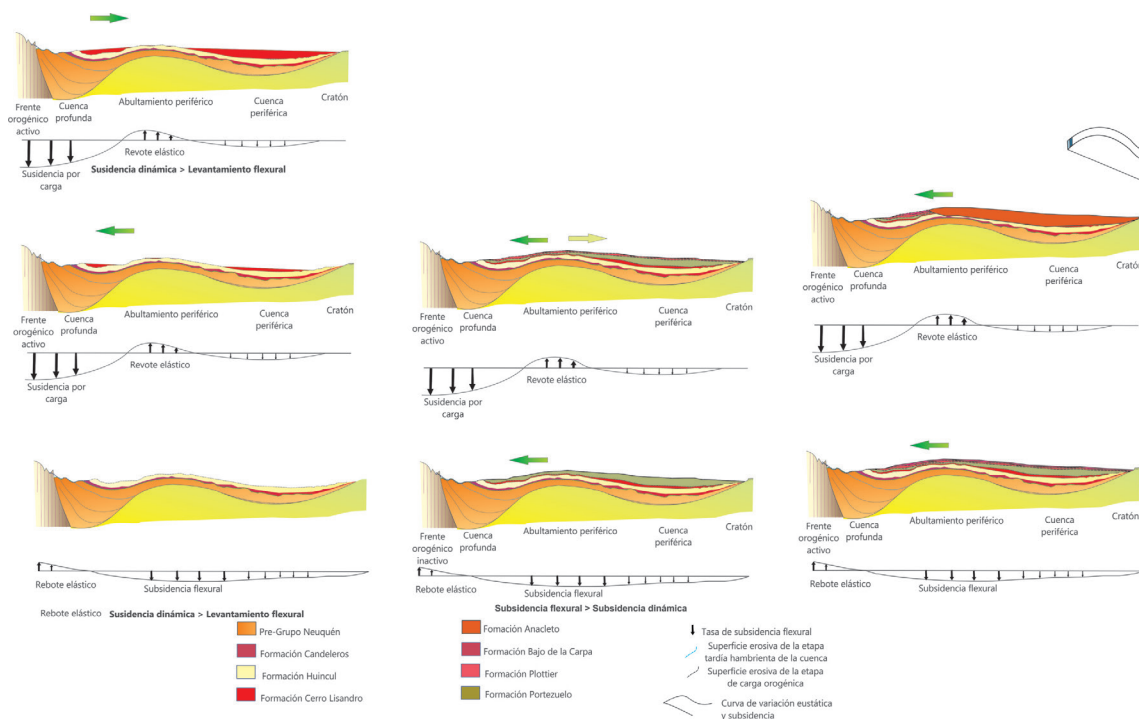


Figura 2. Modelo tecto-sedimentario del Grupo Neuquén (Sánchez y Asurmendi, 2011).

La Formación Portezuelo se caracteriza por la existencia de discordancias progresivas que afectan también a la suprayacente Formación Plottier. Comprende depósitos fluviales caracterizados por una tendencia general al dominio de los depósitos de avulsión, alta complejidad de los cinturones de canal de alta y baja sinuosidad, con cambios notorios en el estilo de agradación, desde lateral a oblicua (Rajchl y Uliční 2005) que implican un incremento en la relación A/S. Los depósitos muestran un aumento sustancial en la proporción de clásticos gruesos con respecto a las unidades infra y suprayacentes, alta proporción de conglomerados, alta eficiencia de transporte de los sistemas fluviales y cambios en el área de suministro (Sánchez *et al.* 2005; Sánchez *et al.* 2006). La Formación Portezuelo incluye además dunas eólicas constituidas en parte por material volcánico-clástico (Sánchez y Heredia 2006) y se la interpreta como una cuña tiempo-transgresiva que puede estar relacionada con el crecimiento de estructuras dentro de la cuenca.

La superficie de erosión que limita la base de la Formación Portezuelo, se extiende en el ámbito de la cuenca y el desarrollo de la unidad sería el resultado de la migración del abultamiento periférico y la subsecuente depositación de sedimentos en la cuenca dinámica. Por lo tanto constituye el resultado del decaimiento del ritmo de sedimentación pero continua subsidencia dentro la cuenca

dinámica (Figura 2), con un suministro y descarga elevados de sedimentos relacionados con la erosión del relieve previamente establecido, que en sus últimos estadios habría aumentado como consecuencia de la migración de la carga orogénica originada hacia el oeste, en cuenca profunda.

Una discontinuidad mayor y un cambio en el sistema depositacional señalan el inicio de la Formación Plottier. Esta unidad está representada por un sistema arenoso de baja sinuosidad que a gran escala muestra un estilo de agradación vertical (Rajchl y Uličný 2005). Durante su deposición la cuenca estuvo en condiciones de sobrealimentación y el espacio de acomodación migró hacia el abultamiento periférico. Se desarrolló, entonces, una amplia cuenca de *sag* periférica donde los estratos en la cuenca distal hacen *onlap* sobre el cratón (Figura 2).

El Subgrupo Río Colorado, integrado por las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto, refleja la complejidad de los eventos del Campaniano-Maastrichtiano con una gran variabilidad de ambientes sedimentarios, que abarcan desde depósitos de abanicos aluviales, sistemas fluviales, eólicos, lacustres, barras de desembocadura a marinos someros; y discontinuidades regionales que reflejan la actividad tectónica y eustasia según los sectores de la cuenca de antepaís. En la base del Subgrupo Río Colorado se reconoce una discontinuidad marcada próxima al abultamiento periférico y hacia la región próxima al cratón. La misma ha sido asignada a un cambio en el nivel de base debido a una renovada actividad del frente orogénico (Sánchez *et al.* 2008a; Sánchez *et al.* 2011).

La Formación Bajo de la Carpa representa un estadio de cuenca subalimentada, y consiste en depósitos fluviales de alta y baja sinuosidad, con una importante participación de depósitos eólicos y fluvio-eólicos (Sánchez y Gómez 2005; Sánchez *et al.* 2006). Incluye niveles de sismitas que han sido asociados a la actividad de la faja plegada y corrida del Agrio y estructuras asociadas a la dorsal de Huincul (Sánchez *et al.* 2013).

La Formación Anacleto está dominada por depósitos fluviales de baja y alta sinuosidad hacia la región del abultamiento periférico y un sistema estuárico registra depósitos de lagunas costeras y cara de playa hacia el cratón, relacionados con la Ingresión Atlántica (Sánchez y Armas 2008; Armas y Sánchez 2011; Armas *et al.* 2012). También refleja la actividad tectónica en niveles de sismitas y ha sido interpretada como parte de la etapa de cuenca subalimentada tardía (Figura 2 - Sánchez *et al.* 2013).

REMANENTES DE PEQUEÑA ESCALA

Los remanentes de pequeña escala son importantes en la predicción de la geometría de los reservorios y abarcan unos desde unos pocos kilómetros cuadrados a decenas de ellos en superficie; el espesor es algunas decenas de metros (Martinsen 2003). Su importancia radica en la definición de las geometrías, distribución y definición de heterogeneidades de pequeña escala.

Remanentes depositacionales fluviales

En la Formación Candeleros (Figuras 3a-c) en el borde centro-occidental de la Cuenca Neuquina (Figura 1a) los canales distributarios de abanico terminal preservan su morfología y relaciones laterales con sus depósitos de desborde. En el cortejo de baja acomodación (Sánchez y Asurmendi 2011) los complejos de canales amalgamados aislados (Figura 3a) muestran un diseño de baja sinuosidad, extensos desbordes que conectan lateralmente en la planicie con otros canales distributarios y la planicie interdistributaria presenta niveles de paleosuelos poco desarrollados. En cada uno de los distributarios se reconoce un punto nodal a partir del cual tiene lugar la avulsión limitada por los márgenes de la planicie de inundación. A gran escala, a medida que disminuye la acomodación se observa un cambio desde la agradación oblicua a la agradación simple (Rajchl y Ulicný 2005). La tinción de los canales por bitumen ocurre en sistemas de canales complejos apilados, separados por depósitos de planicie de inundación, donde la estratificación entrecruzada en artesa es dominante y, de manera subordinada, también se encuentra presente la estratificación entrecruzada planar. Los extensos depósitos de canal de hasta 4 m de potencia presentan en algunos casos tinción completa (Figura 3a-c), conformando verdaderos bolsones de entrapamiento por depósitos de planicie interdistributaria, estos depósitos funcionan como barrera de permeabilidad para el flujo de fluidos generando cuerpos de canal como reservorios estratigráficamente aislados, en el área norte de la provincia de Neuquén. Sin embargo en el sudoeste de la provincia de Mendoza la planicie de inundación es areno-limosa, por lo que no constituye una barrera de permeabilidad en este sector de la cuenca (Figura 1a).

Los remanentes depositacionales también son comunes en los sistemas fluviales agradantes de alta sinuosidad en la Formación Huincul (Figura 3d-g). Éstos se caracterizan por cinturones de meandros que muestran en la mayoría de los casos secuencias completas de relleno en los que se preservan los registros de migración de grandes dunas (Figura 4a) y las barras en espolón conservan sus topes ondulados (Figura 4b), rasgos que son comunes en un sistema con rápida agradación en las formas de lecho por corrientes con alta carga en suspensión (Sánchez *et al.* 2008). La preservación de los cinturones de meandros permite observar en planta las geometrías generadas durante su migración (Figura 4b). Los cinturones de canal se encuentran apilados con una relación multilateral persistente, con mecanismos de avulsión dominada por la migración lateral mediante el estrangulamiento y corte abrupto de meandros. En forma adicional es escasa la preservación de los depósitos de planicie de inundación (Figura 5a) y sólo se reconocen paleosuelos poco desarrollados (Kraus, 1999) en los rellenos de canal abandonado (Figura 5b).

Bajo el efecto de condiciones fluctuantes en el suministro con periodos concentrados de alta descarga de agua y sedimentos, las modificaciones en el gradiente del piso del canal pudieron ser responsables de los fenómenos de avulsión que generaron sucesiones completas de abanicos de desborde desde sus tramos proximales a distales. Los canales con mayor tinción, por el contenido de bitumen, corresponden a aquellos limitados en el tope por depósitos de cenizas volcánicas

sugiriendo su carácter de barrera de permeabilidad. Los fondos de relleno de canal dominados por estratificación en artesa son los que muestran mayor impregnación (Figura 3e) y la estratificación entrecruzada planar muestra una disminución hacia el tope de los *cosets* relacionada con cambios en los caracteres texturales, como la disminución de tamaño de grano (Figura 3d).

En los rellenos de canal abandonado, producto del corte abrupto de meandros, existe una disminución gradual en las propiedades del litosoma como unidad de flujo (Figuras 5c y d). Los depósitos que constituyen reservorios exhumados corresponden al cortejo de baja acomodación durante un período de lento incremento en la acomodación bajo condiciones de alto suministro (Sánchez *et al.* 2006).

En la planicie de inundación distal puede reconocerse depósitos arenosos canalizados o en láminas con una intercalación frecuente de niveles de desbordes que sugieren abruptas fluctuaciones en la descarga. Estos depósitos podrían relacionarse con una marcada estacionalidad climática y contribuyeron a la rápida agradación en el ambiente. No se observan rasgos de tinción de hidrocarburos, esto podría deberse a que se encuentran inmersos en la planicie de inundación, la que actuó eficientemente como barrera de permeabilidad, ya que la misma es limosa.



Figura 3. Presencia de bitumen en distintas unidades del Grupo Neuquén. Formación Candeleros: a) relleno de canales con tinción total por hidrocarburos; b y c) detalle de los depósitos de canal en el sur de Mendoza. Formación Huincul: d) estratificación entrecruzada planar y e) en artesas remarcadas por la presencia de bitumen en rellenos de canal en el oeste de la provincia de Río Negro; f) caras de avalancha en barras transversales y g) depósitos de llanura de inundación con óndulas preservadas con tinción por bitumen demostrando que la planicie de inundación no siempre constituye una barrera de permeabilidad en este caso por ser de textura areno-limosa, suroeste de Mendoza.

La Formación Bajo de la Carpa en su tramo inferior se caracteriza por constituir un cortejo de baja acomodación dominado por canales de alta sinuosidad, anidados, cuyo relleno varía desde conglomerados finos a areniscas con importantes niveles de volcaniclásticos (Figuras 6a y b) y un escaso desarrollo de planicie de inundación. Los sistemas son altamente agradantes, con migración activa de los cinturones de canal y desarrollo de canales asociados al corte abrupto de meandros (Figura 6a) e importantes niveles de abanicos de desborde (Sánchez *et al.* 2011). Las unidades preservan generalmente los rellenos de canal con estratificación entrecruzada en artesa y planar, constituyendo a menudo secuencias incompletas por erosión (Figura 6b). Las facies que representan la migración de dunas tridimensionales son las que presentan mayor tinción de bitumen. Sin embargo, también se la ha reconocido en los depósitos de relleno de canal con estratificación paralela (Figura 6c).



Figura 4. Formación Huincul. a) Duna fluvial de gran escala preservada, Rentería, Río Negro. b) Registro de la migración de meandros en el borde convexo de un canal en Anfiteatro, Río Negro. Nótese en los canales del fondo el color negro intenso



Figura 5. Formación Huincul en Anfiteatro, Río Negro. a) Vista general del cinturón de meandros con el tope preservado, se señalan con flechas algunas superficies de acreción. b) Vista aproximadamente a 150 m hacia el NO de la imagen, la línea blanca y negra indica el fondo de canal. c y d) Imagen de detalle del relleno del canal abandonado, intensamente bioturbado resaltado por la presencia de bitumen.

Remanentes depositacionales eólicos

En la Formación Cerro Lisandro se reconocen varios campos de dunas representados por depósitos de cara de avalancha y depósitos de interduna (Figura 7). La distribución espacial de estos

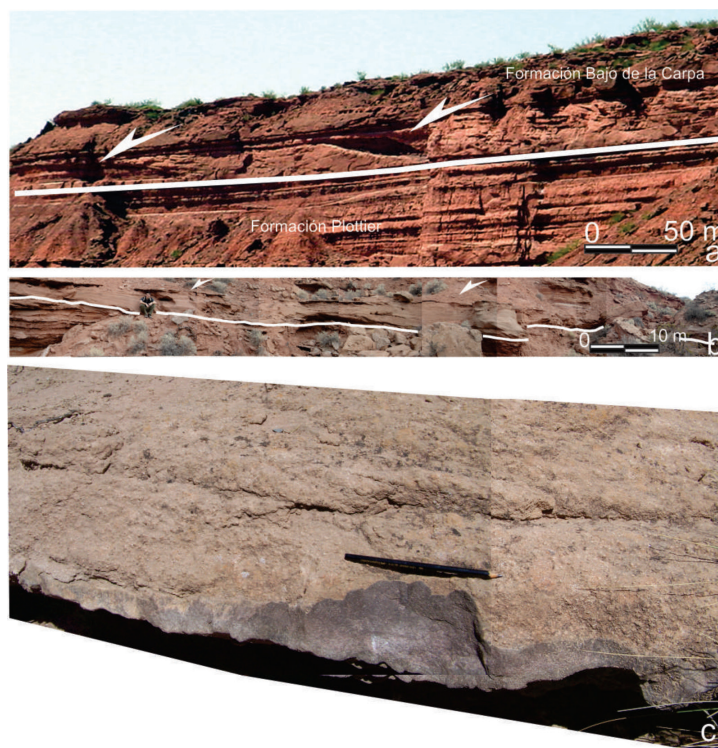


Figura 6. a) Contacto entre las Formaciones Plottier y Bajo de la Carpa, en esta última unidad se observan señalados por una flecha los rellenos de canal abandonados generados por corte abrupto de meandros. b) Un relleno de canal preservado en el sector basal de la Formación Bajo de la Carpa que contiene c) niveles con intensa tinción por la presencia de bitumen.

litosomas, con geometrías irregulares o elipsoidales en planta y marcado alineamiento, señalan el desarrollo de geoformas eólicas transversales. Este campo de dunas presenta una alta dispersión en los datos de paleocorrientes, con una moda principal en los depósitos de avalancha y las múltiples superficies de estabilización que sugieren el desarrollo de un campo de médanos barjanoides (Sánchez *et al.* 2008). La combinación de médanos de pequeño tamaño, abundancia de depósitos de interduna y bioturbación permite inferir una posición marginal de este sistema dentro de un campo de médanos mayor magnitud (Langford y Chan 1993). El desarrollo de campos de médanos barjanoides asociadas con ambientes de interduna seca, húmeda e inundada indica un progresivo ascenso en el nivel freático, el cual eventualmente quedó por encima de la superficie depositacional generando lagunas someras (Jo 2003). Los cambios climáticos de corto término relacionados con un incremento en las precipitaciones y la posición relativa del nivel freático, controlaron el desarrollo de las superficies de estabilización y del crecimiento y migración de las formas eólicas (Kocurek, 1996). Estos tipos de sistemas se desarrollaron en condiciones topográficas de bajo gra-

diente donde no existían barreras efectivas para la acción de los vientos prevalecientes. Además, la presencia de un sustrato fuente rico en arenas y el nivel freático próximo a la superficie, especialmente en las áreas de interduna, controlaron la acumulación y preservación de los depósitos eólicos (Sánchez *et al.* 2008).

La preservación alternante de diferentes porciones de los depósitos de médanos, indica variaciones en la tasa de acumulación vertical vs. migración viento abajo. Así, en algunos tramos la preservación selectiva de las porciones más bajas de los médanos y ausencia de depósitos de interduna, sugieren que la tasa de acumulación vertical fue muy baja con respecto a la tasa de migración viento abajo (Kocurek 1996). Mientras que, la superposición de depósitos de médanos sucesivos sugiere lapsos durante los cuales el campo fue muy activo y estuvo caracterizado por largos periodos de migración bajo condiciones de alta disponibilidad y suministro de arenas, condicionados climáticamente (Sánchez *et al.* 2008), que controlaron la preservación de las geoformas originales (Figura 7a-e).



Figura 7. a) Vista general de una duna parabólica preservada cubierta por depósitos de interduna seca, húmeda e inundada. Referencias: ED-Dunas eólicas; ID-Interduna seca; WD-Interduna húmeda; FD-Interduna inundada (Rentería-Anfiteatro). b) Imagen que muestra detalles de la imagen anterior. c) Vista lateral en A de la estratificación entrecruzada planar. d) Detalle del cuerno de la duna. e) Detalle lateral de la interduna en B con bitumen. f) Detalle de la estratificación entrecruzada planar resaltada por el bitumen.

Los depósitos de las caras frontales de dunas y depósitos de interduna seca exhiben (Figura 7f) una notoria tinción de color negro, indicio de flujo de hidrocarburos. Las interdunas húmedas reflejan procesos pedogenéticos y las interdunas inundadas presentan un alto contenido de arcillas que funcionaron como barreras de permeabilidad.

Remanentes erosivos eólicos

En la Formación Bajo de la Carpa se reconoce un sistema eólico representado por depósitos de borde de un gran campo de dunas (Figura 8), del cual quedan registros de macroformas transversales compuestas con dunas sobreimpuestas. Estas dunas se encuentran afectadas por la acción de corrientes fluviales efímeras, que invadieron los ambientes de interduna (Sánchez y Gómez 2005; Sánchez *et al.* 2006).

El sistema eólico fue seco (Kocurek 1996) y las formas de lecho crecieron y migraron rápidamente a través de las áreas de interduna seca dejando insuficiente tiempo para su desarrollo (Herries 1993). El campo de dunas permaneció estacionario, sus márgenes se expandieron y contrajeron en respuesta a variaciones climáticas de corto término y al suministro de sedimentos o

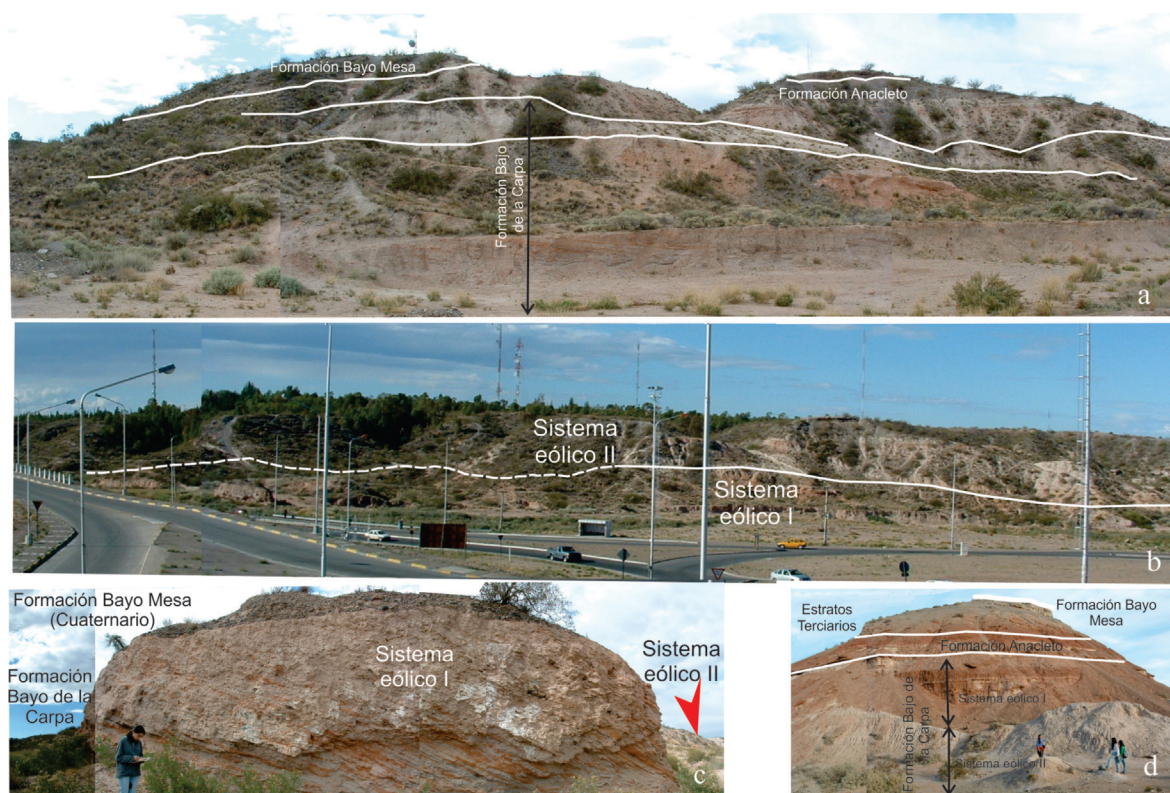


Figura 8. a) Vista general de los sistemas eólicos de la Formación Bajo de la Carpa en Neuquén. La flecha negra indica la extensión vertical de la Formación. b) Detalle de las relaciones estratigráficas, se marca el tope del Sistema eólico I. c) Remanente erosivo del Sistema eólico I, se señala con una flecha en una posición topográfica más baja el Sistema eólico II formado a expensas del subyacente campo de médanos. d) Se muestra como causa una aparente inversión en la posición estratigráfica la canibalización del Sistema eólico I y la removilización e instalación del Sistema eólico II.

por interferencia del sistema fluvial. Los datos sugieren que los depósitos de dunas han estado caracterizados por largos periodos de migración.

El espesor preservado de los depósitos del Sistema eólico I (Figura 8b) es superior a los 10 m y ha sido profundamente erosionado (Sánchez *et al.* 2008), pueden citarse como factores responsables, la baja tasa de subsidencia y una posición relativamente baja del nivel freático que favorecieron los procesos de deflación (Kocurek 1996). Una tasa de subsidencia baja o neutra controló la canibalización del sistema con la consecuente generación de una marcada superficie de erosión que ha sido interpretada como una supersuperficie limitante de carácter regional (Sánchez y Gómez 2005; Sánchez *et al.* 2006) que trunca este campo de dunas (Figura 8b), que está caracterizado por dunas parabólicas aisladas (Sánchez y Gómez 2005; Sánchez *et al.* 2006). El desarrollo preferencial de dunas pequeñas fue favorecido por la combinación de: un nivel freático elevado, un sustrato cementado tempranamente, erosión fluvial y continua de depósitos eólicos y por un escaso suministro o disponibilidad de arena (Kocurek y Nielson 1986; Herries, 1993).

La presencia de unidades de interduna húmeda puede asociarse con un nivel freático elevado relacionado con cambios de corto término en las condiciones climáticas o variaciones estacionales en el régimen de precipitaciones. Estas últimas controlaron la invasión del campo de dunas por corrientes fluviales efímeras y el desarrollo de paleosuelos en los depósitos de interduna húmeda durante la estación lluviosa. También, favoreció el desarrollo de abundantes costras calcáreas y evaporíticas que controlaron los niveles de erosión en la estación seca. Por definición, estas acumulaciones eólicas corresponderían a un sistema eólico húmedo (Crabough y Kocurek 1993; Kocurek 1996).

La combinación de dunas simples dispersas, de pequeño tamaño, abundancia de áreas de interduna, conspicua bioturbación y presencia de depósitos fluviales permite inferir una posición marginal de este sistema dentro de un campo de dunas de mayor magnitud (Langford y Chan 1993). Este campo de dunas suprayace a una discontinuidad erosiva (Figura 7a y b) y es el producto de la removilización del sistema eólico infrayacente (Sánchez y Gómez 2005; Sánchez *et al.* 2006). Como evidencias puede mencionarse una extensión reducida y limitada de los bordes de los depósitos eólicos del Sistema eólico I y la presencia de una granulometría sustancialmente más fina. Como remanente erosivo alcanza potencias variables entre 6 y 19 m. La preservación de este sistema, cubierto por una discontinuidad mayor que constituye el contacto entre las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto, se ha adjudicado a un periodo de baja disponibilidad de espacio de acomodación y vientos subsaturados en arenas que indujeron la canibalización del sistema eólico infrayacente y contribuyeron mayoritariamente con el sedimento que construyó las geoformas suprayacentes.

La removilización de las grandes dunas y la instalación de otro sistema eólico infrayacente topográficamente, que produce en amplios sectores una inversión topográfica de la estratigrafía que puede observarse en varias localidades (Figura 8d) y variaciones laterales en los litosomas super-

puestos. La observación de este tipo de relaciones tiene importancia en la definición de reservorios eólicos para la Formación Bajo de la Carpa. El Sistema eólico II tiene propiedades texturales (p. ej. granulometría marcadamente menor que el Sistema eólico I) menos propicias para el flujo de fluidos.

REMANENTES DE MEDIANA ESCALA

Estos remanentes pueden contener varios reservorios, que pueden estar o no relacionados genéticamente y son litológicamente más heterogéneos, la extensión de los mismos puede variar de unas pocas decenas a cientos de kilómetros cuadrados en área y son de varias decenas de metros de espesor. Los ejemplos presentados aquí están asociados con discontinuidades estratigráficas significativas que separan cortejos de alta y baja acomodación (Sánchez *et al.* 2011).

Remanentes depositacionales deltaicos

La Formación Cerro Lisandro en el sector occidental del área está representada por depósitos lacustres que alcanzan más de 400 m de potencia en subsuelo. Asociadas a estos depósitos lacustres, se han identificado unidades de delta de tipo Gilbert relacionadas con eventos de inundaciones excepcionales, algunas de las cuales preservan la geometría original (Figura 9), integradas por depósitos de flujos gravitatorios de detritos y turbiditas (Sánchez y Asurmendi 2014 en prensa).

Los litosomas con bitumen corresponden a flujos hiperconcentrados y supersaturados de sedimentos originados en la parte más baja de los *foresets* y de los depósitos de *bottomset* (Sánchez y Asurmendi 2014 en prensa). La intercalación de estos sistemas deltaicos de tipo Gilbert en los depósitos lacustres que sirven como sellos locales es importante, aun cuando las unidades se encuentran aisladas y son de dimensiones intermedias la identificación de los mismos en subsuelo y su probabilidad de actuar como reservorios en la Formación Cerro Lisandro es significativa.



Figura 9. Sucesión de delta tipo Gilbert cubierto por depósitos lacustres de línea de costa en la Formación Cerro Lisandro.

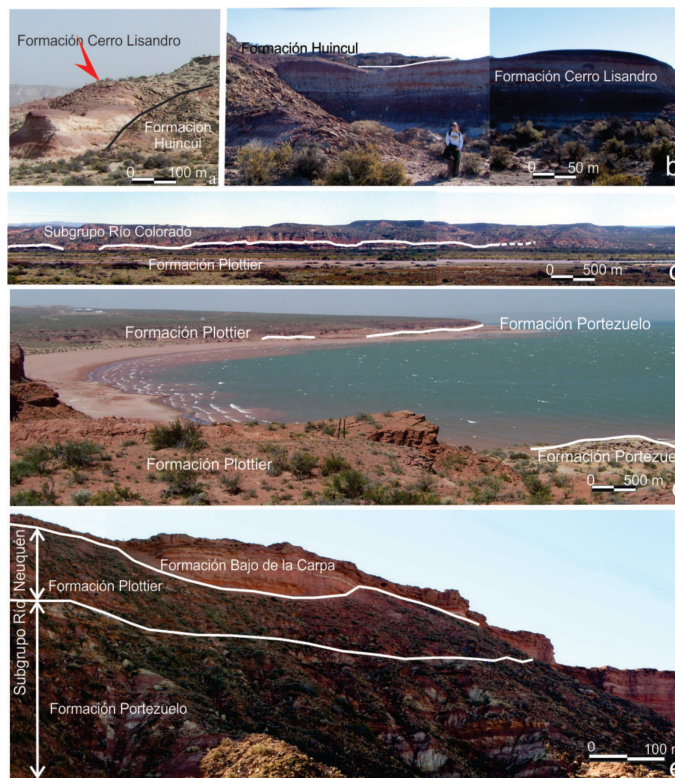


Figura 10. a) Vista general del contacto erosivo entre las Formaciones Huincul y Cerro Lisandro en Rentería, Río Negro, señalado por una línea llena. b) Vista de detalle donde se observa la posición concordante de los estratos de ambas unidades. c) Vista panorámica en el sector occidental del área de estudio, del Subgrupo Río Colorado donde se observa la superficie de erosión en algunos sectores de alto relieve en el tope de la Formación Portezuelo sobre la que yace la Formación Plottier. d) Vista general del contacto erosivo entre las Formaciones Portezuelo y Plottier en el lago Los Barreales, Neuquén, señalado por una línea llena. e) Contacto marcadamente erosivo en el tope de la Formación Plottier en posición estructural concordante (área de Senillosa).

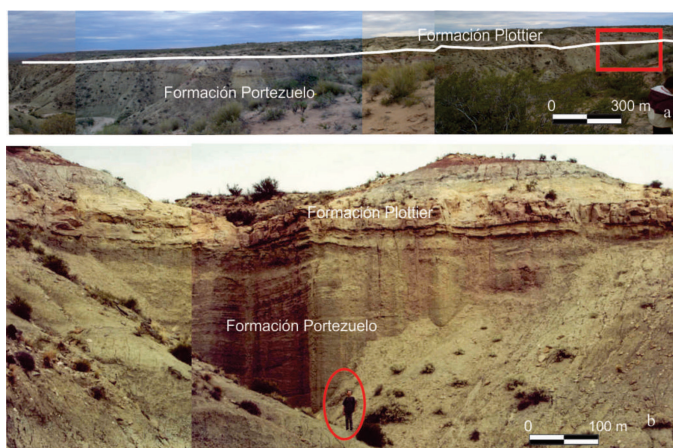


Figura 11. a) Imagen panorámica del contacto entre las Formaciones Portezuelo y Plottier, (Senillosa, Neuquén) se observan los cambios desde depósitos de relleno de canal, planicie de inundación y hasta ambientes pantanosos. A nivel regional se reconoce el contacto como una superficie de erosión de gran escala. La línea continua señala el pase formacional. b) Vista de detalle del contacto erosivo entre las Formaciones Portezuelo y Plottier, señalada por una línea continua.

Remanentes erosivos de valle

A mediana escala las Formaciones Huincul y Plottier muestran remanentes erosivos (Figura

10). Localmente, el remanente en la Formación Huincul (Figura 10a y b) es el resultado de la expansión del campo de dunas del tramo superior de la Formación Cerro Lisandro que labró un paleovalle en los depósitos fluviales infrayacentes (Sánchez *et al.* 2008). La posición estructural de los estratos de ambas unidades es concordante, sin embargo, es notorio el contacto lateral entre ambas constituido por una superficie erosiva (Figura 10b).

El techo de la Formación Portezuelo en contacto con la Formación Plottier presenta también superficies erosivas de alto relieve en diversas localidades al este de la Cuenca Neuquina (Figuras 10c y d). Dentro del Subgrupo Río Neuquén la unidad superior, la Formación Plottier, muestra numerosos valles de pequeña envergadura que han sido rellenados por la Formación Bajo de la Carpa (Figura 10e), que permite asignarlos como remanentes erosivos.

La Formación Plottier al este de la cuenca, presenta en la base una discontinuidad planar que se extiende por varios kilómetros en diversas localidades y afecta a la Formación Portezuelo (Figura 11). Se caracteriza por cambios laterales notorios en los ambientes depositacionales, desarrollo de canales fluviales, depósitos de planicie de inundación y pantanos alimentados episódicamente por desbordes del canal principal (Sánchez *et al.* 2005a; Sánchez *et al.* 2005b; Sánchez y Heredia 2006). La geometría de las discontinuidades y su extensión regional (Figura 11) sugieren un periodo de rápida reducción en el espacio de acomodación señalando un abrupto cambio en el nivel de base que generó, en algunos sectores de la cuenca, un paleorelieve con pronunciados resaltos topográficos (Sánchez *et al.* 2014).

Estos caracteres identificados en superficie son significativos para las áreas donde el Subgrupo Río Neuquén es productor, puesto que la Formación Portezuelo puede reducirse hasta espesores de 4 m donde se identifican valles incisos.

DISCUSIÓN

En el análisis estratigráfico secuencial, basado en los cambios en la arquitectura fluvial se definen cortejos (*systems tracts*) de baja y alta acomodación (Martinsen *et al.* 1999), que guardan relación directa con los cambios en el nivel de base estratigráfico (Shanley y McCabe 1994) y se expresan en términos de la relación Acomodación/Suministro. Las variables fundamentales de acomodación y suministro, expresadas por la arquitectura a gran escala de los sistemas (DeCelles *et al.* 1991; Schumm 1993; Dreyer 1993; Sønderholm y Tirsgaard 1998; Martinsen *et al.* 1999) están controladas por el levantamiento tectónico, la subsidencia, el clima y los cambios eustáticos del nivel de base (Lawton *et al.* 2003). Por lo tanto, el concepto de A/S permite una aproximación sistemática a la estratigrafía secuencial continental (Jervey 1988; Ramon y Cross 1997).

El Grupo Neuquén representa los depósitos sinorogénicos de la cuenca de antepaís del Cretácico superior en la Cuenca Neuquina. La configuración y dinámica depositacional de este

Grupo, es la respuesta a sucesivos ciclos de carga y descarga tectónica como así también al efecto de la actividad del arco volcánico y a condiciones climáticas cálidas subhúmedas relativamente continuas durante el lapso de su depositación (Sellwood y Valdes 2006). La unidad representa tres ciclos de cuencas subalimentadas y sobrealimentadas (Sánchez y Asurmendi 2011), acompañando los cambios en la actividad tectónica del frente plegado y corrido del Agrio (Figura 1b) (Cobbold y Rossello 2003; Sánchez *et al.* 2004; Howell *et al.* 2005; Zapata y Folguera 2005; Ramos y Folguera 2005; Ramos *et al.* 2008; Aguirre Urreta *et al.* 2011), en respuesta a los cambios en la acomodación (Figura 2).

La actividad tectónica sinsedimentaria (fallamiento y subsidencia/levantamiento) generó una alta asimetría en el relleno de la cuenca pero con una dinámica de relleno controlada por eventos de alto rango de sedimentación relacionados con la marcada estacionalidad climática. La tectónica controla los límites regionales de secuencia de 3er orden o más alto (Christie-Blick *et al.* 1990; Fillon y Lawless 2000), y produce a nivel local discontinuidades de alta frecuencia en las proximidades de las áreas de corrimiento (Liu *et al.* 2012). Los altos rangos de erosión y espesos depósitos sedimentarios están relacionados con la actividad mayor de los sistemas de corrimiento, morfología de las áreas deprimidas y la extensión y los cambios en el patrón de la red de drenaje. Sin embargo, los cambios en las condiciones climáticas controlan también los patrones de distribución de los elementos arquitecturales y el apilamiento de los depósitos, a través de la definición de periodos de inundaciones en la cuenca (Jiang y Wang 2005). En este contexto los controles autocíclicos, quedan reflejados por cambios en los procesos sedimentarios ocurriendo como una parte integral del ambiente depositacional, como lo son la migración de meandros, modificaciones en el gradiente del piso de canal, fenómenos de avulsión y desbordes, inundaciones estacionales y agradación continua dentro de un campo de dunas eólicas.

La combinación de la actividad tectónica y el clima proporcionó condiciones altamente favorables para la generación de remanentes depositacionales en los diferentes depocentros de la cuenca. La importancia de estos remanentes depositacionales radica en la posición estratigráfica de los mismos y su carácter como reservorios exhumados y estratos de migración para una unidad productora de hidrocarburos como lo es el Grupo Neuquén.

Los remanentes de pequeña escala son una función de variables en la acomodación a nivel de cortejo como lo constituyen el dominio de la agradación fluvial y el estilo de avulsión estratigráfica gradual de los sistemas presentes en las unidades litoestratigráficas que se analizan en este estudio. Las unidades depositadas en cortejos de baja acomodación bajo condiciones de alto suministro pulsatorio y afectadas por las condiciones climáticas, tienden a preservar la geometría depositacional original. Las Formaciones Huincul y Bajo de la Carpa en condiciones de baja acomodación durante las etapas de cuenca subalimentada tardía y sobrealimentada respectivamente, son las más propensas a desarrollar remanentes de acomodación con desarrollo de sistemas de alta sinuosidad con mecanismos de avulsión, dominados por la migración lateral mediante es-

trangulamiento y corte abrupto de los meandros. El techo de los canales y los rellenos de canales abandonados preservados son comunes en todas las áreas de trabajo.

En la zona de cuenca profunda (*foredeep*) los remanentes de acomodación de la Formación Cerro Lisandro consisten en depósitos deltaicos generados durante un estadio de alta acomodación en condiciones de cuenca subalimentada, por eventos catastróficos de inundación a partir de flujos hiperpícnicos. Las facies más propicias se asocian con flujos hiperconcentrados arenosos de los depósitos de *foresets* y *bottomsets*. Estas unidades de mediana escala pueden ser consideradas como reservorios de moderada extensión y potencia dentro de la sucesión del Subgrupo Río Limay, lo que permite también identificarlas en subsuelo.

En el borde oriental de la Cuenca Neuquina, ámbito de cuenca periférica, un alto rango de suministro y movilidad del campo de dunas en condiciones de alto espacio de acomodación condicionó la preservación de las dunas que representan a la Formación Cerro Lisandro. La preservación de este campo de dunas y la generación de los remanentes erosivos se encuentran estrechamente asociados con incremento abrupto de la subsidencia y el cambio en el nivel de base que controló la expansión de las mismas.

Durante la fase de disminución progresiva de la acomodación (en la región centro-oriental de la Cuenca Neuquina) y bajo suministro de sedimentos, un campo de dunas fue canibalizado para generar nuevos depósitos eólicos de la Formación Bajo de la Carpa, dando lugar a remanentes erosivos. El retrabajo de las acumulaciones infrayacentes dio lugar a una disminución abrupta en la granulometría. Esto implica fuerte cambio en las propiedades de probables reservorios identificados en el registro de subsuelo.

La incisión fluvial de los sistemas de deposición de la Formación Bajo de la Carpa, en condiciones de bajo espacio de acomodación durante el periodo de cuenca sobrealimentada, afecta a la Formación Plottier y genera valles de mediana escala. Esto debe ser considerado como una modificación importante en la continuidad vertical y lateral de las unidades reservorios, puesto que el cambio es abrupto desde canales anidados apilados (Sánchez *et al.* 2014) con amplios sectores ocupados por depósitos de planicie de inundación de la Formación Plottier a extensas fajas de canales arenosos de alta sinuosidad con un estilo acrecional oblicuo (Rajchl y Ulicný 2005).

Los estudios estratigráficos realizados con anterioridad (Armas y Sánchez 2011; Armas y Sánchez 2013; Armas *et al.* 2012; Sánchez y Cardozo 2002; Sánchez 2004; Sánchez y Gómez 2005; Sánchez *et al.* 2005a; Sánchez *et al.* 2005b; Sánchez y Heredia 2006; Sánchez *et al.* 2006; Sánchez y Armas 2008; Sánchez *et al.* 2008; Sánchez *et al.* 2011; Sánchez *et al.* 2013; Sánchez *et al.* 2014; Sánchez y Asurmendi 2014 en prensa) son una ventaja a la hora de estudiar los elementos geomórficos y la trayectoria de los fluidos en reservorios exhumados que conviene tener presentes al desarrollar modelos de subsuelo para las unidades productivas. Las variaciones en la tinción proporcionan una aproximación cualitativa a las propiedades petrofísicas y a la migración de fluido observables directamente en afloramiento. Esto, sumado al conocimiento estratigráfico adiciona valiosa infor-

mación sobre la relación entre la trayectoria posible de los fluidos y las facies sedimentarias y las propiedades petrofísicas de las sedimentitas del Grupo Neuquén.

CONCLUSIONES

- El conocimiento de la existencia de reservorios exhumados y estratos de migración en los afloramientos del Grupo Neuquén, en los diferentes depocentros de la cuenca de antepaís cretácica, representa una ventaja a la hora de definir los elementos geomórficos y las trayectorias de los fluidos en los reservorios de las unidades productoras para el modelado de subsuelo. Constituyen por lo tanto, una excelente guía para definiciones de escalas, geometría y distribución de tales unidades.

- Durante los estadios de cuenca sobrealimentada tardía, en cortejos de baja acomodación y bajo condiciones de alto suministro pulsatorio, asociadas con las condiciones climáticas, existe una tendencia a la preservación de la geometría depositacional. Esto es común en las Formaciones Candeleros, Huincul (Subgrupo Río Limay) y Bajo de la Carpa (Subgrupo Río Colorado).

- Durante los estadios de cuenca subalimentada temprana en la Formación Cerro Lisandro (Subgrupo Río Limay) pueden reconocerse remanentes de acomodación deltaicos de mediana escala, aislados en depósitos lacustres que actúan como sellos, en la cuenca profunda (*foredeep*). Mientras que en el ámbito de cuenca periférica, la condición de alto espacio de acomodación favoreció la preservación de las dunas eólicas y la generación de valles erosivos que inciden en la infrayacente Formación Huincul, es decir, remanentes erosivos.

- Los remanentes erosivos de mediana escala son comunes en la Formación Portezuelo (Subgrupo Río Neuquén) como consecuencia de la depositación en condiciones de baja acomodación durante la etapa de cuenca subalimentada. En condiciones similares la Formación Bajo de la Carpa (Subgrupo Río Colorado) genera remanentes erosivos eólicos de pequeña escala y la excavación de valles fluviales en la Formación Plottier (Subgrupo Río Neuquén).

AGRADECIMIENTOS

Las autoras desean agradecer a SeCyT de la Universidad Nacional de Río Cuarto que subsidia el Proyecto de Investigación, a CONICET por el apoyo económico y a YPF S.A. que brindó su apoyo en distintas etapas del trabajo. También de manera muy especial Paul Condat y a los árbitros anónimos del trabajo por las acertadas sugerencias para la mejoría del manuscrito.

REFERENCIAS CITADAS

- Aguirre Urreta, B., M. Tunik, M., M. Naipauer, M., P. Pazos, P., E. Ottone, M. Fanning, y V. Ramos, 2011. Malargüe Group (Maastrichtian–Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research* 19 (2), 482-494.
- Armas, P. y M.L. Sánchez, 2011. Análisis estratigráfico secuencial (Cretácico Superior) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology*. 38 (1) 119-155.
- Armas, P., Moreno, C. y Sánchez, M., 2012. Areniscas eólicas y mareales del Cretácico superior de la Cuenca Neuquina (Argentina). análisis petrográfico y de procedencia, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica de España*. 25 (3-4): 193-207.
- Christie-Blick, N., G. S. Mountain, K. G. Miller, 1990. Seismic stratigraphic record of sealevel change. In *Sea-Level Change*, pp. 116-140. *Natl. Acad. Sci. Stud. Geophys.* 234 pp.
- Cobbold, P. y Rossello, E. 2003. Aptian to recent compresional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina, *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Crabaugh, M. and Kocurek, G. 1993. Entrada Sandstone: An example of a wet eolian system. In: *The Dynamics and Environmental Context of Eolian Sedimentary Systems* (Ed. K. Pye), Geological Society of London Special Publication 72: 103-126.
- DeCelles P. G., M. B. Gray, K. D. Ridgway, R. B. Cole, D. A. Pivnik, N. Pequera y P. Srivastava. 1991. Control on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38: 567-590.
- Di Giulio, A., A. Ronchi, A. Sanfilippo, M. Tiepolo, M. Pimentel, y V. Ramos, 2012. Detrital zircon provenance in the Neuquén basin (south-central Andes): Sedimentary response to the Cretaceous geodynamic evolution of a retroarc-foreland basin. *Geology* 40(6): 559-562.
- Fillon, R., y P. Lawless, 2000. Lower Miocene-Early Pliocene Deposystems in the Gulf of Mexico: Regional Sequence Relationships. *Gulf Coast Association of Geological Societies* 50: 411-428.
- Herries, R., 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. In: North, C. y Prosser, D. (Eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society Special Publication, 73: 199-218.
- Howell, J., E. Schwarz, L. Spalletti, y G. Veiga, 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G., L. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (Eds.). *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, London, Special Publications 252: 1-14.
- Jervey, M. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. C.K Wilgus, B.S. Hastings, C.A Ross, H.W. Posamentier, J. van Wagoner and C.G. St. C. Kendall (eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 47-70.
- Jiang, S. y H. Wang, 2005. Method and Practice Of Subtle Reservoir Exploration- By taking Biyang Depression For Example [J]. *Journal Of Oil And Gas Technology*. 27(3): 273-277.

- Jo, H. 2003. Depositional environments, architecture, and controls of Early Cretaceous non-marine successions in the northwestern part of Kyongsang Basin, Korea. *Sedimentary Geology* 161:269-294.
- Jones, L y R. Blakey, 1993. Erosional remnants and adjacent unconformities along an eolian-marine boundary of the Page Sandstone and Carmel Formation, Middle Jurassic, south-central Utah: *Journal of Sedimentary Petrology* 62: 852-859.
- Kocurek, G., 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 125-153.
- Kocurek, G. y J. Nielson, 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33: 751-772.
- Kraus, M., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47: 41-70.
- Langford, R. y M. Chan, 1993. Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah. In: Pye, K. y Lancaster, N. (Eds): *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*, 167 pp. Special Publication International Association of Sedimentologists, 16: 109-126.
- Lawton, S, T. Pollock, y R. Robinson, 2003. Integrating sandstone petrology and nonmarine sequence stratigraphy: application to the Late Cretaceous fluvial systems of Southwestern Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 389-406.
- Leanza, H. y C. Hugo, 2001. Cretaceous beds from southern Neuquen Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. *Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 7. VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*; 117-122. Buenos Aires.
- Leanza, H. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo de Ciencias Naturales* 11(2): 145-184.
- Legarreta, L. y C. Gulisano, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas: Serie Correlación Geológica* 6, p. 221-243.
- Leggit, S. M., R. G. Walker, y C. H. Eyles, 1990. Control of reservoir geometry and stratigraphic trapping by erosion surface E5 in the Pembina-Carrot Creek area, Upper Cretaceous Cardium Formation, Alberta, Canada: *AAPG Bulletin* 74: 1165-1182.
- Liu, J., R. Steel, C. Lin, H. Yang, Y. Yang, L. Peng, Y. Gong, y C. Chu, 2012. Geomorphology control on the development of reservoir depositional systems, Devonian Donghetang Formation in the Tabei Uplift of the Tarim Basin, China. *Marine and Petroleum Geology* 38: 177-194.
- Manacorda, L., A. Cafferata, D. Boggetti, M. Pacheco, L. Barrionuevo, M. Reinante y V. Meisingern, 2004. Modelo paleoambiental del Grupo Neuquén en la zona norte de la Cuenca Neuquina: X Reunión de Sedimentología-Simposio Límite K/T de Argentina, 88-90. San Luis.
- Martinsen, R. 2003. Depositional remnants, part 1: Common components of the stratigraphic record with important implications for hydrocarbon exploration and production. *AAPG Bulletin* 87(12): 1869-1882.
- Martinsen, O., A. Ryseth, W. Helland-Hansen, H. Flesche, G. Torkildsen, S. Idil, 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46: 235-259.

- Mosquera, A. y V. Ramos, 2006. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. En: S. M. Kay y V.A. Ramos (Eds.). Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquén basin (36-39°S). Geological Society of America, Special Paper.
- Rajchl, M y D. Uličný, 2005. Depositional record of an avulsive fluvial system controlled by peat compaction (Neogene, Most Basin, Czech Republic). *Sedimentology* 52: 601-625.
- Ramon, J. y T. Cross, 1997, Characterization and prediction of reservoir architecture and petrophysical properties in fluvial channel sandstones, Middle Magdalena Basin, Columbia: Ciencia, Tecnología y Futuro, v. 1, N° 3, pp. 19-46.
- Ramos, V., M. Pimentel y M. Tunik, 2008. Late Cretaceous synorogenic deposits of the Neuquén Basin (36-39°S): Age constraints from U-Pb dating in detrital zircons. *Actas del Séptimo Simposio Internacional de Geodinámica Andina*.
- Ramos, V. y A. Folguera, 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G., L. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (Eds.). *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, London, Special Publications 252: 15-35.
- Rodríguez, M., H. Leanza y M. Salvarredy Aranguren, 2007. Hoja Geológica 3969-II, Neuquén, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 370. 165 pp. Buenos Aires.
- Sánchez, M. L., 2004. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico Superior, sudeste del Neuquén. IV Congreso Uruguayo de Geología y II Reunión de Geología Ambiental y Ordenamiento Territorial del MERCOSUR los días 8, 9 y 10 de setiembre de 2004. 20 pp. En CD.
- Sánchez, M. y Gómez, J. 2005. Análisis estratigráfico del Subgrupo Río Colorado en el sector este del departamento Confluencia (Neuquén, Argentina). VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. En CD, 021: 20 pp. Mar del Plata.
- Sánchez, M. L. y J. Cardozo, 2002. Sedimentología y paleoambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico superior, sudeste del Neuquén. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. En *Trabajos Técnicos*. 20 pp. en CD.
- Sánchez, M. L. y S. Heredia, 2006. Sedimentología y paleoambientes sedimentarios del Subgrupo Río Neuquén (Cretácico superior), en la quebrada de Las Chivas, Dpto. Confluencia, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (1): 39-56.
- Sánchez, M. y P. Armas, 2008. Paleoambientes sedimentarios del Cretácico Superior en el borde nororiental de Cuenca Neuquina - Formación Anacleto y Miembro Inferior de la Formación Allen. *Trabajos Técnicos*. Mario Shiuma. (Ed.). IAPG. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Octubre de 2008. Mar del Plata. 543-565.
- Sánchez M. L. y E. Asurmendi, 2011, Distribución y evolución del Subgrupo Río Limay (Cretácico Superior) en el sector central de Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén, Mendoza y Río Negro, Argentina: 18° congreso Geológico Argentino, Neuquén, 44 pp.

- Sánchez, M. L. y E. Asurmendi, 2014 en prensa. Modelo depositacional de la Formación Cerro Lisandro: lóbulos de desembocadura y deltas de tipo Gilbert. Cretácico Superior, región central de Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Mexicana de las Ciencias Geológicas*.
- Sánchez, M. L., S. Heredia, y J. Calvo, 2005a. Análisis sedimentológico de los depósitos continentales del Subgrupo Río Neuquén (Cretácico), norte del lago Los Barreales, Neuquén. En : Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G, Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.) XV Congreso Geológico Argentino CD.ROM. Tomo II: 181-188. La Plata.
- Sánchez, M. L., J. Calvo y S. Heredia, 2005b. Paleoambientes de sedimentación de la Formación Portezuelo (Subgrupo Río Neuquén), Grupo Neuquén, Los Barreales, Prov. del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 60 (1): 142-158.
- Sánchez, M. L., J. Gómez y S. Heredia, 2006. Sedimentología y paleoambientes sedimentarios de los tramos medio y superior del Subgrupo Río Colorado (Cretácico superior), Grupo Neuquén, en las bardas de la ciudad de Neuquén y alrededores, Argentina. *RAGA* 61 (2): 236-255.
- Sánchez, M., J. Rossi, S. Morra, y P. Armas, 2008. Análisis estratigráfico secuencial de las Formaciones Huincul y Cerro Lisandro del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén- Cretácico Superior) en el departamento El Cuy, Río Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. 15 (1): 1-26.
- Sánchez, M. L., P. Armas, y E. Asurmendi, 2011. El Subgrupo Río Colorado (Cretácico Superior): distribución regional, sedimentológica y evolución estratigráfica, provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro. XVIII congreso Geológico Argentino. Neuquén. 2 al 6 de mayo del 2011. En CD.
- Sánchez M. L., E. Asurmendi y P. Armas, 2013. Subgrupo Río Colorado, Grupo Neuquén: un registro tectonosedimentario de la cuenca de antepaís, Cuenca Neuquina, Provincias de Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 70 (1): 96 - 114.
- Schumm, S., 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 101: 279-294.
- Sellwood, B. y P. Valdes, 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology* 190:269-287.
- Shanley K. y P. McCabe, 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy on continental strata. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 78: 544-568.
- Sønderholm, M. y H., Tirsgaard. 1998. Proterozoic fluvial styles: response to changes in accommodation space (Rivieradal sandstones, eastern North Greenland). *Sedimentary Geology* 120: 257-274.
- Tunik, M., M. Folguera, M. Naipauer, M. Pimentel, V. Ramos, 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.
- Vergani, G., 2003, Control estructural de la sedimentación jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina, *Modelado de falla lítrica, invertida*, Repsol-YPF paper.
- Yang, Y. y A. Miall, 2010. Migration and stratigraphic fill of an underfilled foreland basin: Middle-Late Cenomanian Belle Fourche Formation in southern Alberta, Canada. *Sedimentary Geology* 227: 51-64.

- Yu, H. y Y. Chou, 2001. Characteristics and development of the flexural forebulge and basal unconformity of the western Taiwan foreland basin. *Tectonophysics* 333: 277-291.
- Zapata, T. y A. Folguera, 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*: Geological Society, London, Special Publication, 252, pp. 37-56.