

Modelo de depósito de la Formación Cerro Lisandro: lóbulos de desembocadura y deltas de tipo Gilbert. Cretácico superior, región central de cuenca Neuquina, Argentina

María Lidia Sánchez^{1,*} y Estefanía Asurmendi^{1,2}

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Enlace Ruta 8 y 36, Km. 603, Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

*msanchez@exa.unrc.edu.ar

RESUMEN

La geometría de una cuenca de antepaís es principalmente el producto del complejo balance dinámico entre la carga orogénica, la erosión y la sedimentación y la respuesta a la flexura litosférica. Para mejorar nuestra comprensión de las relaciones entre estos procesos y la estratigrafía de la cuenca de antepaís andino, en este trabajo se presenta un estudio estratigráfico y sedimentológico detallado de la Formación Cerro Lisandro en superficie y subsuelo en el oeste de cuenca Neuquina. La Formación Cerro Lisandro muestra una alternancia cíclica de depósitos lacustres y de deltas de tipo Gilbert, con intervalos de hasta 152 m de espesor dominados por depósitos lacustres. Los deltas de tipo Gilbert dominados por inundaciones representan un componente volumétricamente significativo de la Formación Cerro Lisandro, en un margen de cuenca de antepaís que se desarrolló durante el Cenomaniano tardío-Turoniano temprano en el centro-oeste de la cuenca Neuquina (Argentina). Las excelentes exposiciones muestran las relaciones verticales y laterales entre los arreglos de facies que identifican un conjunto de ambientes de depósito lacustres y deltaicos que ocupan una artesa elongada, altamente subsidente (cuenca profunda) que se desarrolló en el frente de avance de corrimiento andino. La sucesión completa tiene aproximadamente 370 m y consiste de arcillitas y limolitas lacustres y areniscas de clinofomas deltaicas y lóbulos de desembocadura. Los deltas de tipo Gilbert están organizados en numerosas sucesiones apiladas que presentan *foresets* tangenciales bien desarrollados, *topsets* pobremente preservados, *toesets* y *bottomsets*. Las arquitecturas de depósito internas consisten de geometrías progradacional, agradacional-progradacional y retrogradacional alternantes que fueron controladas por eventos climáticos de alta frecuencia relativa en una cuenca altamente subsidente. El elemento común que caracteriza todas las arquitecturas de depósito reconocidas en las principales secciones estudiadas es la influencia constante de las altas tasas de subsidencia y el suministro de sedimento, asociadas con el levantamiento y carga orogénica en los sistemas deltaicos durante la acumulación del sedimento. El control tectónico del margen de la cuenca a partir del cual tuvieron origen los deltas dio lugar a un arreglo escalonado (hacia el centro de la cuenca) de deltas de tipo Gilbert, y estos generaron clinofomas que se vuelven más jóvenes progresivamente hacia el depocentro de la misma. Ha sido utilizado el concepto de nivel de base estratigráfico, o la relación entre

acomodación y suministro de sedimento (relación A/S) para analizar la Formación Cerro Lisandro. Se ha interpretado la ciclicidad lacustre/delta de tipo Gilbert como el registro del repetido levantamiento de la faja plegada y corrida del Agrio en el oeste y la influencia subordinada del paleoclima. La Formación Cerro Lisandro fue depositada en condiciones de cuenca subalimentada; durante el periodo temprano de subrelleno la geometría de la cuenca fue principalmente controlada por la carga orogénica y la formación de una zona prominente de abultamiento periférico con una ubicación aproximadamente fija. Se propone un modelo cualitativo para la migración y estratigrafía del relleno de la cuenca de antepaís Andino subalimentada. Este modelo provee un patrón cualitativo de la migración hacia el cratón de la zona de abultamiento periférico dentro de un ciclo de varios millones de años controlado tectónicamente. Se demuestra que durante el Cenomaniano-Turoniano temprano ocurrió la migración hacia el cratón de la zona de levantamiento del abultamiento periférico.

Palabras clave: delta de tipo Gilbert; lóbulos de desembocadura; Formación Lisandro; Cretácico; cuenca Neuquina; Argentina.

ABSTRACT

The geometry of a foreland basin is mainly a product of a complex dynamic balance between orogenic loading, erosion and sedimentation, and lithospheric flexural response. To improve our understanding of the relationships between these processes and the Andean foreland basin stratigraphy, a detailed stratigraphic and sedimentologic study of the Late Cenomanian - Early Turonian Cerro Lisandro Formation in the surface and subsurface of western Neuquen basin is presented in this paper. The Cerro Lisandro Formation shows a cyclic alternation of lacustrine and Gilbert-type delta deposits, with lacustrine-dominated intervals up to 152 m thick. Flood-dominated Gilbert-type deltas represent a volumetrically significant component of the Cerro Lisandro Formation, on a foreland basin margin that developed during the Late Cenomanian - Early Turonian in central-western Neuquen basin (Argentina). Excellent exposures of the vertical and lateral relationships among facies assemblages reveal a suite of deltaic and lacustrine depositional environments within elongate, highly subsiding troughs (foredeeps) that developed in front of the advancing Andean thrust

systems. The entire succession is around 370 m thick and consists mainly of lacustrine clay and siltstone, and deltaic clinostratified and mouth bar lobe sandstone. The Gilbert-type deltas are organized into numerous vertically-stacked successions that display well-developed tangential foresets, poorly-preserved topsets, toesets and bottomset. The internal depositional architectures consisting of alternating progradational, aggradational-progradational and retrogradational geometries were controlled by high-frequency, climatic events in a relatively rapidly subsiding basin. The common element that characterizes all the depositional architectures detected within the main studied sections is the constant influence of high rates of subsidence and sediment supply, associated with orogenic uplift and loading on the deltaic systems during sediment accumulation. The tectonic control of the basin margin from which the deltas were sourced forced a forward-stepping (basinward) arrangement of stacked Gilbert-type deltas, and these produced clinoforms that become progressively younger toward the basin depocentre. The concept of stratigraphic base level, or the ratio between accommodation and sediment supply (A/S ratio), has been used to analyse the Cerro Lisandro Formation. The lacustrine/Gilbert-type deltas cyclicity is interpreted as recording repeated uplift of the Agrio fold and thrust belt to the west, and a subordinate influence of paleoclimate. Cerro Lisandro Formation was deposited in underfilled conditions; during the early underfilled basin period, the basin geometry is mainly controlled by the orogenic loading, and a forebulge zone with an approximately fixed location is formed. A qualitative model for the migration and stratigraphic fill of an underfilled Andean foreland basin is proposed. This model provides a qualitative pattern of the cratonward migration of the forebulge zone within a several-million-year tectonically-driven cycle. It is demonstrated that the uplifting forebulge zones migrated toward the craton during the Cenomanian - early Turonian.

Key words: Gilbert type delta; mouth lobes; Lisandro Formation; Cretaceous; Neuquén basin; Argentina.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina (Figura 1) es una depresión ensiálica localizada en posiciones de intra-arco (Chile) y retro-arco (Argentina). La historia tectónica de la cuenca involucra distintas etapas, tales como el desarrollo de cuencas de rift durante el Triásico tardío-Jurásico (Legarreta y Gulisano, 1989; Ramos y Folguera, 2005). Durante el Cretácico, como resultado del crecimiento del arco volcánico, se produjo el aislamiento completo de la cuenca del mar, relacionado con modificaciones en la dinámica del margen continental en el borde occidental de Sudamérica. Los cambios en la tasa de expansión del Atlántico Sur, la reorganización de las placas del Pacífico y el decrecimiento en el ángulo de subducción, dieron lugar al desarrollo de una tectónica compresiva que generó un cinturón de pliegues y cabalgaduras, la inversión de las estructuras extensionales y una cuenca flexural en la región de cuenca Neuquina (Cobbold y Rosello, 2003). Esta cuenca de antepaís de retroarco estuvo controlada por la tectónica compresiva, la inversión tectónica y el levantamiento de los terrenos ubicados al oeste. El desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio (Figura 1), así como su posición, controló la distribución de los principales depocentros dentro de la cuenca Neuquina, los cuales están representados por los depósitos de los Grupos Neuquén y Malargüe, los cuales migraron progresivamente hacia el este de manera conforme a la migración del frente orogénico (Howell *et al.*, 2005; Ramos y Folguera, 2005). Hacia fines del Cretácico, la transgresión marina atlántica, relacionada con el alto nivel del mar a escala global, afectó a la cuenca Neuquina y

permitió el depósito de sedimentos marinos someros en amplias áreas (Cobbold y Rosello, 2003).

El Subgrupo Río Limay (De Ferrariis, 1968), el cual constituye la unidad basal del Grupo Neuquén (Figura 1), consiste de depósitos fluviales, eólicos, lacustres y deltaicos acumulados en el antepaís de la cuenca Neuquina. Este subgrupo incluye a las formaciones Candeleros, Huincul y Cerro Lisandro, tiene un espesor mínimo de 350 m, abarca desde el Albiano al Turoniano temprano y aflora en el sudoeste de Mendoza, este y sudeste de Neuquén y el noroeste de Río Negro (Hugo y Leanza, 2001).

Es notable la ausencia de trabajos a nivel regional que planteen un modelo evolutivo a nivel de cuenca, aunque existen estudios, en determinadas localidades, referidos a la arquitectura de depósito y los mecanismos auto y alocíclicos que controlaron la sedimentación (Sánchez, 2006; Sánchez, 2010; Sánchez *et al.*, 2008)

En este trabajo se pretende caracterizar e interpretar la arquitectura a diferentes escalas (local y regional) de los sistemas de depósito lacustres y deltaicos por medio de la identificación y correlación de disconformidades estratigráficas para aportar a la elaboración de la secuencia estratigráfica del Subgrupo Río Limay. Esto constituirá un aporte para la evolución tectono-sedimentaria del subgrupo en la zona central de cuenca Neuquina.

La importancia de definir por primera vez estos sistemas deltaicos y su relación con procesos auto y alocíclicos durante su conformación, radica en que algunas unidades arenosas constituyen remanentes de depósitos de acomodación (Martinsen, 2003) que preservan la arquitectura original y representan reservorios exhumados. Los litosomas de origen deltaico presentan baja conexión lateral entre las unidades individuales y están aislados dentro de la sucesión lacustre en la Formación Cerro Lisandro. Esta formación es considerada como un sello de carácter regional. Si bien existen estudios de detalle sobre estratigrafía secuencial del Subgrupo Río Limay (Sánchez, 2006; Sánchez *et al.*, 2008; Sánchez, 2010; Sánchez y Asurmendi, 2011) el estudio de la sucesión lacustre-deltaica aporta información para la estratigrafía de alta resolución, caracterización geomórfica, distribución, y propiedades relevantes de unidades reservorios equivalentes en subsuelo, que dadas sus dimensiones geométricas pueden ser difíciles de identificar. Con esta finalidad se seleccionaron exposiciones continuas de hasta 16 km de extensión en el sector del pie de la faja plegada y corrida del Agrio en la región de Sierra de Reyes y Cara Cura y se elaboró el primer mapa donde las formaciones que integran el Subgrupo Río Limay son identificadas y mapeadas por primera vez (Figura 1).

MARCO TECTÓNICO

El Grupo Neuquén constituye parte de los depósitos sinorogénicos de la cuenca de Antepaís Andina (Cretácico-Terciario) y ha sido afectado desde el Cenomaniano por una compleja historia de deformación que alcanzó un pico de tasa de deformación durante el Campaniano tardío (Silvestro y Zubiri, 2008).

Existe consenso general respecto al inicio de la tectónica compresiva durante el Jurásico tardío (Vergani *et al.*, 1995; Pángaro y Bruveris, 1999; Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2007; Silvestro y Zubiri, 2008), la cual controló fuertemente a los sistemas de depósito de la cuenca. El estadio de cuenca de antepaís (120–75 Ma; Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005) se asocia con la inversión al régimen compresional del margen Andino que controló el tamaño, la forma y migración hacia el este de los depocentros y dió lugar al depósito de los Grupos Rayoso, Neuquén y Malargüe (Cobbold y Rosello, 2003; Howell *et al.*, 2005; Aguirre-Urreta *et al.*, 2011). Los episodios orogénicos en el oeste de Gondwana coincidieron con el inicio de la apertura del océano

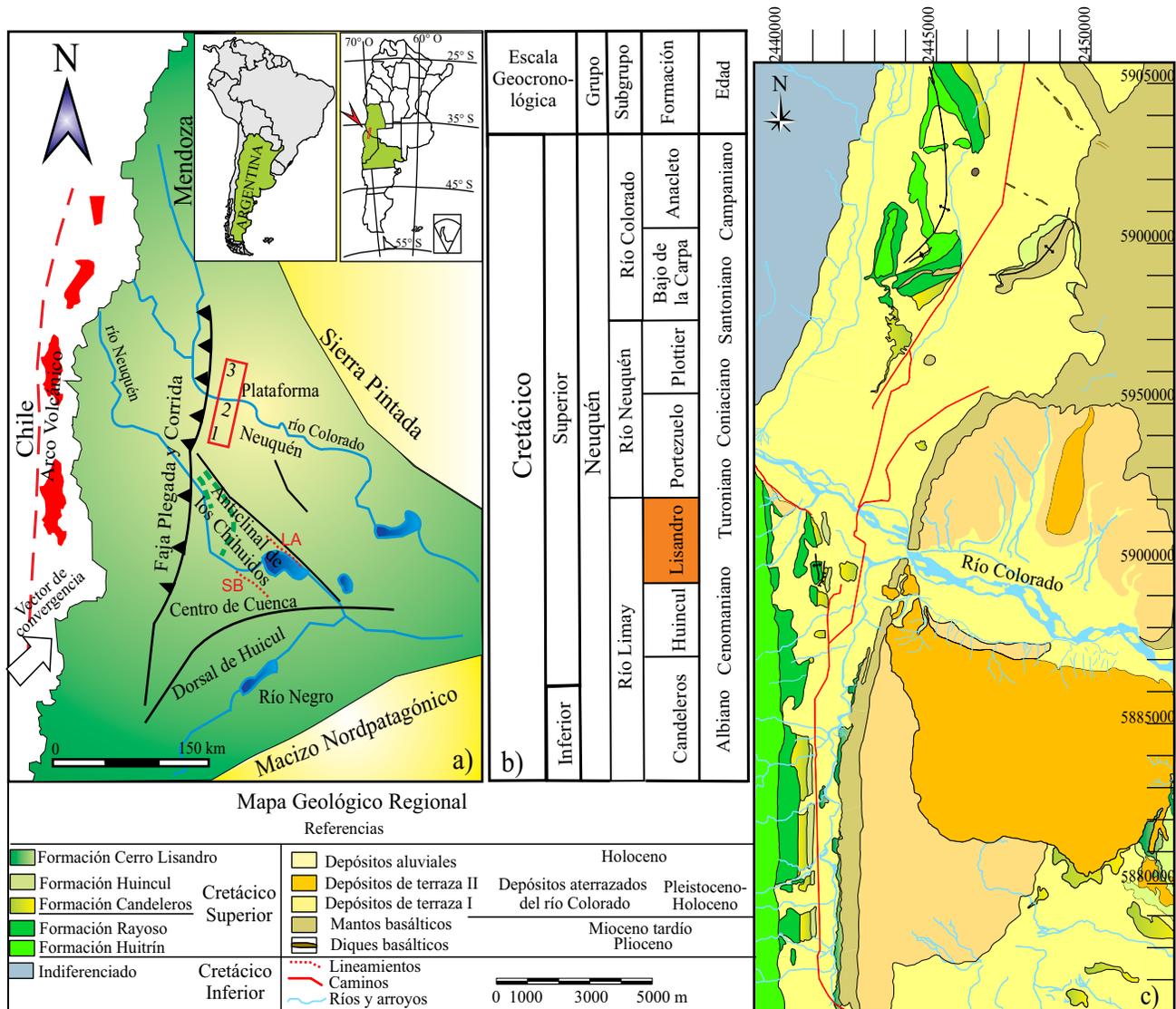


Figura 1. a) Mapa de cuenca Neuquina (modificado de Cobbold y Rosello, 2003; Manacorda *et al.*, 2004; Ramos y Folguera, 2005), con los rasgos estructurales más importantes. Al oeste, el arco volcánico y la Faja Plegada y Corrida con vergencia al NE para el Cretácico y al sur, la dorsal de Huincul. SB: Sierra Barrosa; LA: Lindero Atravesado. El área de estudio está indicada por el rectángulo rojo en la parte central de la figura y las zonas relevadas por números arábigos (1-3). b) Cuadro cronoestratigráfico del Grupo Neuquén; se presenta en un cuadro relleno en rojo la unidad estratigráfica estudiada. c) Mapa geológico del área de estudio.

Atlántico y el movimiento absoluto de la placa Sudamericana hacia el oeste. El vector principal del esfuerzo orientado NNO a NO durante el Jurásico, rotó a una orientación más ortogonal durante el Cretácico temprano a tardío; esto controló el desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio, constituyendo el frente orogénico del Cretácico tardío.

La dorsal de Huincul (Figura 1a) es otro rasgo morfoestructural de primer orden en la cuenca Neuquina. Con una orientación general este-oeste, se extiende por más de 270 km y constituye una barrera estructural que ejerció un fuerte control de la sedimentación durante el Jurásico y Cretácico en la cuenca Neuquina. La complejidad geométrica y evolución de las estructuras relacionadas a escala regional es explicada por la convergencia oblicua entre dos zonas de comportamiento mecánico diferente (Silvestro y Zubiri, 2008; Pángaro *et al.*, 2009; Naipauer *et al.*, 2012).

Las evidencias del inicio de la tectónica compresiva y configuración de una cuenca andina se encuentran también en la dorsal de

Huincul. Durante el Albiano fue poco activa, aunque persistió hasta el Terciario, y a lo largo de lineamientos E-O, NO y NE asociados. En el sector central de la cuenca, según el esquema regional, las principales estructuras anticlinales y fallas se relacionan con la inversión oblicua de los depocentros más importantes de los hemigrábenes de la tectónica extensional previa, invirtiendo sólo en tramos las fallas extensionales. Los sistemas de esfuerzos relacionados con la actividad de la dorsal de Huincul son determinantes en los rasgos estructurales identificados en los depósitos del Grupo Neuquén (Silvestro y Zubiri, 2008).

Entre los lineamientos más significativos se encuentran Lindero Atravesado y Sierra Barrosa (Figura 1a) de orientación NNO-SSE (Silvestro y Zubiri, 2008). Estos lineamientos controlan el gradiente hacia la actual altiplanicie basáltica de la región de Auca Mahuida, en el sector noreste de Neuquén.

El régimen compresivo afectó también a la dorsal de los Chihuidos (Figura 1a) que es una estructura anticlinal con una extensión de más

de 70 km, elongada en sentido norte-sur. La información de subsuelo muestra que esta estructura es de poca complejidad estructural, y su origen estaría vinculado con la tectónica compresiva relacionada con la subducción oblicua entre el Jurásico temprano y el Valanginiano (Mosquera y Ramos, 2006). Los eventos deformacionales asociados a esta estructura, los cuales ejercieron un rol tectónico importante en la cuenca, tuvieron lugar desde el Jurásico al Mioceno Superior (Zamora-Valcarce *et al.*, 2009). La dorsal de los Chihuidos ya ha sido considerado por algunos autores (Cobbold y Rosello, 2003) como un alto topográfico que pudo haber actuado como el dorso periférico a partir del Aptiano, condicionando la distribución de los diferentes depocentros durante la evolución de la cuenca de antepaís.

El Grupo Neuquén incluye tres ciclos completos de cuenca de antepaís (Sánchez y Asurmendi, 2011) sobrealimentada-subalimentada, que se corresponden con su subdivisión litoestratigráfica en los subgrupos Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado, limitados por disconformidades que se asocian a la actividad del frente orogénico y las subsecuentes etapas de subsidencia flexural (Yang y Miall, 2010). Las disconformidades que limitan las secuencias corresponderían al Albiano-Cenomaniano y estarían vinculadas a la fase Patagónica e inicio de la tectónica compresiva durante el periodo Turoniano y Santoniano (Cobbold y Rosello, 2003; Tunik *et al.*, 2010).

Durante el Campaniano tardío el frente orogénico migró hacia el este, alcanzando el área del presente río Neuquén (Figura 1a; Aguirre-Urreta *et al.*, 2011) y tuvo lugar la expansión y migración del arco volcánico hacia el antepaís (Ramos y Folguera, 2005). El estadio compresional y subsecuente carga flexural controló el basculamiento general de la cuenca hacia el este y la primera transgresión atlántica. Ésta tuvo amplia distribución en la parte central de Neuquén y noreste de Río Negro, y la edad y paleogeografía de la misma está representada por rocas del Campaniano-Maastrichtiano del Subgrupo Río Colorado y Maastrichtiano-Daniano del Grupo Malargüe (Uliana y Dellapé, 1981; Sánchez *et al.*, 2006c; Sánchez y Armas, 2008; Sánchez *et al.*, 2008, 2009; Aguirre Urreta *et al.*, 2011).

ESTRATIGRAFÍA

Los depósitos sinorogénicos del Grupo Neuquén (Albiano-Campaniano; Figura 1b) yacen en discordancia angular, de carácter regional, sobre la Formación Rayoso. Esta unidad litoestratigráfica comprende a los subgrupos Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado y alcanza un espesor máximo de 1500 metros en la parte centro-norte de la provincia de Neuquén (Legarreta y Gulisano, 1989).

La Formación Candeleros representa la base estratigráfica del Subgrupo Río Limay (Figura 1c), y es conformada por depósitos de abanicos terminales que representan el inicio del relleno de la cuenca de antepaís durante el Albiano. La identificación de los subambientes de abanico terminal permite inferir bajos gradientes topográficos regionales durante el inicio del depósito del Subgrupo Río Limay (Sánchez y Cardozo, 2002). Los depósitos de la Formación Candeleros registran un periodo de elevado suministro desde el cinturón montañoso y el Macizo Nordpatagónico con alta eficiencia en la distribución de sedimentos (Sánchez, 2010). El modelo de depósito realizado para la Formación Candeleros es homologable al registro de una cuenca con evidencias discretas del abultamiento periférico, desarrollada en condiciones de sobrealimentación, con posterioridad al evento de levantamiento del frente orogénico.

Sobre una disconformidad de carácter regional se depositó la Formación Huincul, en general caracterizada por sistema fluviales de alta sinuosidad agradantes, cuyos canales son de aproximadamente 3 m de profundidad y el ancho promedio es de 85 m (Sánchez, 2010).

La actividad volcánica contemporánea a la sedimentación está evidenciada por la alta participación de rocas volcanoclásticas en los depósitos de canal e intracanal y el desarrollo de una planicie de inundación volcanoclástica en algunos tramos. Los cambios en la acomodación indican una actividad tectónica en el frente orogénico. Es posible que la carga del arco y un lento avance de la faja plegada y corrida del Agrio controlaran la subsidencia flexural y dinámica en pequeña escala. Una evidencia de actividad tectónica es la disconformidad en la base de la Formación Huincul. En este estadio, la zona del abultamiento periférico habría estado localmente ascendida, hubo erosión de los sedimentos depositados en el flanco elevado y una amplia distribución de depósitos fluviales en la cuenca profunda (*foredeep*) y periférica (*backbulge*). Altos rangos de suministro permiten la acumulación y *onlap* progresivo de la zona del abultamiento en condiciones de cuenca rellena.

Sobre una abrupta disconformidad, erosiva y de carácter regional en el techo de la Formación Huincul, yace la Formación Cerro Lisandro. Está representada por depósitos lacustres con intercalación de deltas de tipo Gilbert que son descritos e interpretados en este trabajo. Existen evidencias de un nuevo emplazamiento de láminas de corrimiento y como resultado el avance y levantamiento del frente orogénico. Como consecuencia de la actividad tectónica en la cuenca, a nivel regional, se observa 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 Formación Huincul infrayacente. Esto implica que la configuración de la cuenca cambió sustancialmente, con una clara diferenciación de las depozonas y mayor definición del abultamiento periférico. Durante las fases orogénicas el espacio de acomodación migra de la región distal de la cuenca al sector proximal de la faja plegada y corrida del Agrio 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, alargada en sentido ENE-OSO. En el borde este de la cuenca la Formación Cerro Lisandro presenta un cambio radical en el estilo de depósito. Un sistema eólico con desarrollo de campos de dunas e interdunas seca, húmeda e inundada dominó la arquitectura de depósito. Periódicamente los corredores de interduna fueron invadidos por corrientes fluviales efímeras durante eventos de inundación.

La Formación Portezuelo (Subgrupo Río Neuquén; Figura 1b) yace sobre una disconformidad regional y se caracteriza por la existencia de discordancias progresivas que afectan también a la suprayacente Formación Plottier (Figura 1b). Comprende depósitos fluviales caracterizados por una tendencia general al dominio de los depósitos de avulsión por abanicos de desbordes, 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 Uličný, 2005) sugiriendo un incremento en la relación Acomodación/Suministro (A/S; Martinsen *et al.*, 1999). La Formación Portezuelo muestra un aumento sustancial en la proporción de clásticos gruesos con respecto a las unidades infra y suprayacentes, elevada proporción de conglomerados y alta eficiencia de transporte de los sistemas fluviales, así como cambios en el área de suministro (Sánchez *et al.*, 2005; Sánchez *et al.*, 2006a), concentrada fundamentalmente al sector de arco volcánico y del abultamiento periférico (Sánchez *et al.*, 2014). Incluye además dunas eólicas constituidas en parte por material volcanoclástico (Sánchez y Heredia, 2006). Se le interpreta como una cuña tiempo-transgresiva y puede estar relacionada con estructuras de crecimiento 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 el subsecuente depósito de sedimentos en la cuenca periférica. Así, sería el producto del depósito

en baja pero continúa subsidencia dentro la cuenca dinámica con un suministro y descarga elevados relacionados con la erosión del relieve previamente establecido, que en sus últimos estadios habría aumentado como consecuencia de la migración de carga dinámica originada hacia el oeste, en cuenca profunda.

Una disconformidad mayor y un cambio en el sistema de depósito señalan el inicio de la Formación Plottier (Subgrupo Río Neuquén; Figura 1b). Esta unidad está representada por un sistema arenoso de baja sinuosidad que a gran escala muestra un estilo de agradación vertical (Rajchl y Uliční, 2005). Durante su depósito, la cuenca estuvo en condiciones de sobrerrelleno y el espacio de acomodación migró hacia el abultamiento periférico del periodo anterior de cuenca subalimentada. Se desarrolló, entonces, una amplia cuenca de *sag* periférica donde los estratos en la cuenca distal yacen en *onlap* sobre el cratón.

El Subgrupo Río Colorado (Figura 1b), 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 y marinos someros; y disconformidades 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 disconformidad marcada próxima al abultamiento periférico y hacia la región próxima al cratón (Sánchez y Gómez, 2005; Sánchez *et al.*, 2006b). La misma ha sido asignada a un cambio en el nivel de base debido a una renovada actividad del frente orogénico (Sánchez *et al.*, 2008, 2011).

La Formación Bajo de la Carpa (Figura 1b) representa un estadio de cuenca subalimentada; consiste de depósitos fluviales de alta y baja sinuosidad, una importante participación de depósitos eólicos y fluvio-eólicos. Incluye niveles de sismitas (Sánchez *et al.*, 2013) que han sido asociados a la actividad de la faja plegada y corrida del Agrio y estructuras asociadas a la dorsal de Huinul.

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

METODOLOGÍA

Los métodos usados para la colección y análisis de datos de la Formación Cerro Lisandro en el centro-oeste de cuenca Neuquina son propios del enfoque sedimentológico y estratigráfico: relevamiento de tres secciones de más de 15 km con identificación de las diferentes unidades sedimentarias que la integran (Figuras 1b y 1c). En las mismas se procedió a la identificación de la litología, estructuras sedimentarias, geometría de los depósitos y adquisición de datos de paleocorrientes que fueron luego analizados estadísticamente. También fueron fotografiados extensos afloramientos con el objetivo de identificar y documentar los eventuales elementos arquitecturales presentes de acuerdo con la metodología propuesta por Miall (1985). Además, se llevó a cabo la elaboración de un perfil integrado en escala aproximada 1:20 (Figura 2), con el objeto de brindar una documentación detallada de las facies. La identificación e interpretación de las mismas, conjuntamente con el análisis de las asociaciones y elementos arquitecturales de meso y macroescala permitió la identificación de procesos involucrados en la conformación de las unidades lacustre-deltaicas y su evolución.

ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS

Descripción e interpretación de facies

Las facies sedimentarias dentro de la sucesión estudiada (Formación Cerro Lisandro) se distinguen por: (1) la litología, tamaño de grano dominante y estructuras sedimentarias, (2) organización estratigráfica y geometrías de los litosomas. En la nomenclatura (Tabla 1) se utilizan criterios de diversos autores (Miall; 1996; Lowe, 1982; Mutti *et al.*, 1996, 2000; y McPhie *et al.* 1993) según las características de los flujos que las generaron y se adiciona una letra mayúscula para indicar el ambiente de depósito (F: fluvial; D: deltaico y L: lacustre). Las mismas son descritas e interpretadas en la Tabla 1. A continuación se presenta la descripción e interpretación de asociaciones de facies.

Asociaciones de facies lacustres

Estas asociaciones están integradas por depósitos de línea de costa y depósitos de lago profundo.

Asociación de facies de línea de costa

Se encuentra integrada por facies de areniscas con tamaño de grano muy fino, limolitas y arcillitas con rizaduras simétricas y escalantes de oscilación (FhL y SrL; Allen, 1981) asociadas a flujos oscilatorios. Esta asociación conforma cuerpos con geometría tabular o ligeramente acuñados y base plana. Las litofacies muestran una organización en típicas microsecuencias. La forma más común de microsecuencia vertical es: (1) laminación horizontal paralela de bajo régimen de flujo, sobreyacida por (2) rizaduras escalantes unidireccionales y oscilatorias, a su vez sobreyacida, en contacto erosivo por (3) laminación cruzada y (4) rizaduras de oscilación, conformando bancos con geometría tabular, desde 0.10 m hasta 0.50 m de espesor, con contactos netos y planos u ondulados. Su extensión lateral es de hasta 100 m (Figura 3a).

Interpretación. Este tipo de asociación de rizaduras y laminación cruzada de pequeña escala y rizaduras escalantes unidireccionales y bidireccionales, es muy común en sedimentos lacustres (Allen, 1981). La mayoría de las rizaduras tienen una forma simétrica o casi simétrica y están orientadas, en general, con sus crestas paralelas a la costa del lago. A medida que las olas se acercan a la línea de costa las rizaduras se hacen más asimétricas, generando una variación mayor del azimut de la línea de la cresta y están localmente asociadas con corrientes que generan rizaduras escalantes (Allen, 1981). Los cuerpos tabulares, con bases no erosivas y estructuras sedimentarias mencionadas, surgen de procesos de sedimentación en ambientes someros lacustres (Umazano *et al.*, 2008). Las características de la asociación de facies (Figura 3a y 3b) indica una eficiente acción de olas durante el depósito, el cual es asignado a ambientes marginales o de línea de costa lacustre (Allen, 1981; Martel y Gibling, 1991).

Asociación de facies de lago profundo

Está representada por facies volcanoclásticas (TLl_pL y TLeL) de hasta 0.50 m, arcillitas masivas o con laminación paralela (FmL y FIL) que intercalan con areniscas con laminación paralela y rizaduras y pelita (T_{b-c}D), areniscas con laminación paralela y pelita (T_{d-c}D); ambas asociadas a flujos de turbidez de baja densidad (Lowe, 1982). También se reconocen niveles de arcillitas con laminación tipo *wispy* (FwL; Glover y O'Beirne, 1994), que conforman cuerpos de más de 0.30 m de espesor continuos lateralmente. La asociación de facies presenta una geometría tabular, con un espesor que va desde los 1.50 m a los 6 metros (Figura 3a y b).

Interpretación. La presencia de litofacies FmL y FIL indican un depósito a partir de la suspensión en condiciones subácuas, por debajo del nivel de acción de olas. La presencia de delgados niveles de turbitas y FwL implican fases de inundación del drenaje que aporta

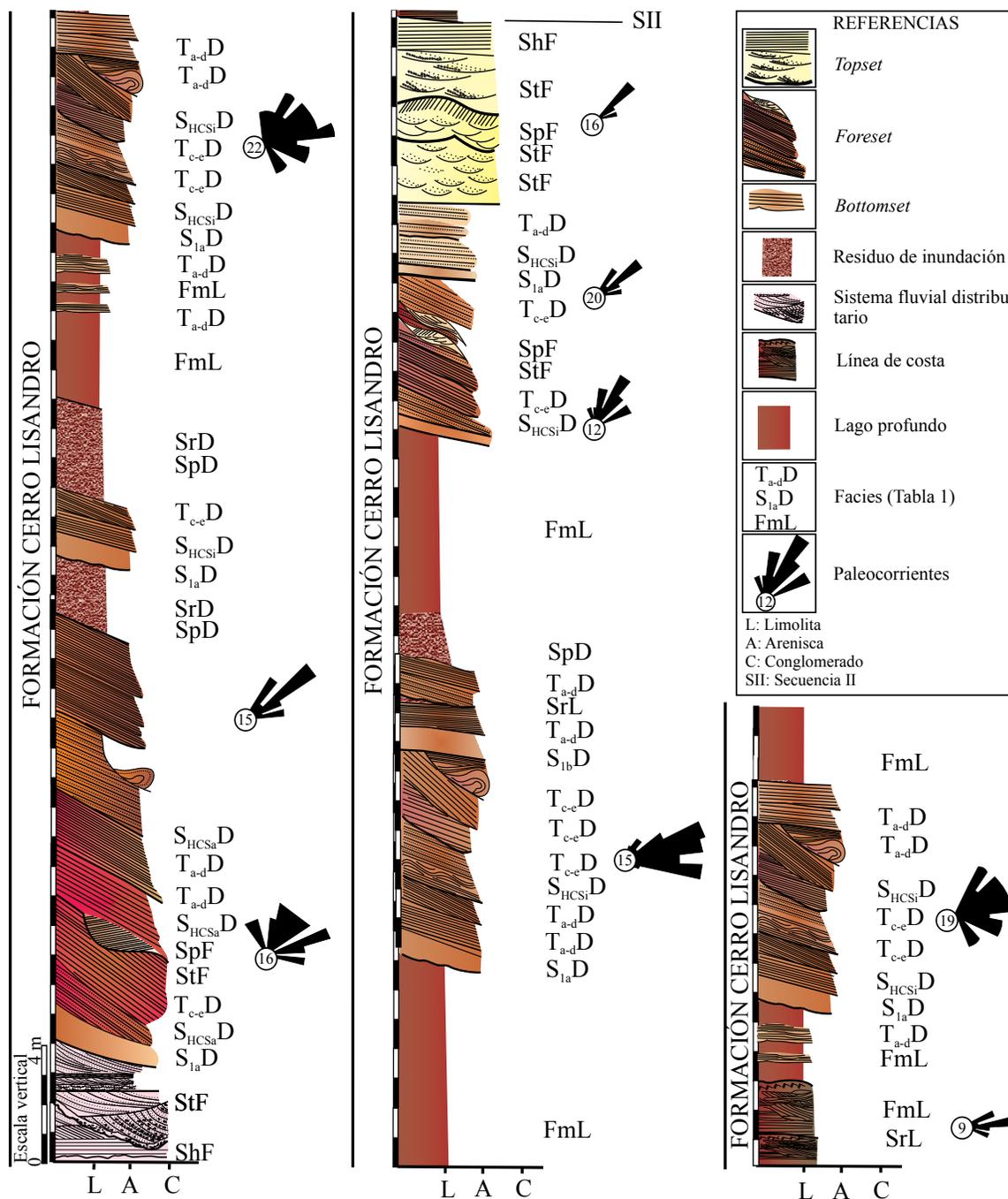


Figura 2. Perfil sedimentológico sintético. Modelo general simplificado de superficie mostrando las sucesiones de deltas con depósitos deltaicos profundos intercalados. Los números arábigos en las paleocorrientes corresponden al número de mediciones tomadas.

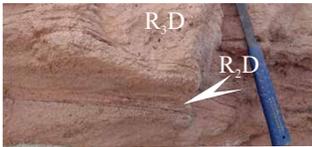
sedimentos dentro del lago que generaron facies diluidas a partir de flujos hiperpícnicos que penetraron hasta los sectores profundos del lago. La expansión de los flujos altamente concentrados en sedimentos generó corrientes de turbidez en sectores distales del cuerpo de agua (Lowe, 1982; Mutti *et al.*, 1996). En estas condiciones, la laminación tipo *wispy* (FWL) se interpreta como producto de flujos pulsatorios dentro del sistema lacustre, donde los flujos de inundación hiperconcentrados se convierten rápidamente en diluidos (Glover y O’Beirne, 1994). De esta manera, los flujos hiperpícnicos son el producto de eventos

de inundación con alta descarga y de baja frecuencia en el ambiente subaéreo, y son capaces de llevar arenas hasta distancias considerables (Mutti *et al.*, 2003). La presencia de las facies volcanoclásticas indicaría la removilización y depósito de productos de la actividad del arco volcánico cretácico (Ramos y Folguera, 2005).

Asociaciones de facies de delta de tipo Gilbert

En la definición e interpretación de los deltas de tipo Gilbert se reconocen complejos de asociaciones de facies (*topset* y *foreset*) y lóbu-

Tabla 1. Descripción e interpretación de facies.

Facies	Descripción	Interpretación	
Fluviales	ShF Areniscas de grano medio con selección moderada, con estratificación paralela o entrecruzada de bajo ángulo, con un espesor de 0,30 m y extensión lateral de hasta 3 m. Lineación parting. Geometría tabular y techo suavemente ondulado.	Depósito producido en condiciones de alto régimen de flujo en condiciones de alta descarga de agua y sedimentos.	
	SpF Areniscas de grano medio con selección moderada, con estratificación entrecruzada planar de alto ángulo (10°-40°), algunas tangenciales a la base. Cuerpos lenticulares de base neta planar o erosiva. Espesor: 0,75m y una extensión lateral de 5 m.	Migración de formas de lecho asociados a dunas de mediana a gran escala que migran corriente abajo o lateralmente sobre superficies extensas no canalizadas.	
	StF Areniscas medias a gruesas con estratificación en artesa o asintótica a la base. Espesor: 0,50 m a 0,80 m y 6 m de extensión lateral. Geometría tabular con base cóncava erosiva.	Migración de formas de lecho 3D.	
	FIF Arcilitas y limolitas con laminación paralela o cruzada planar y niveles de cenizas volcánicas discontinuas. El espesor es de hasta 2 m. Geometría tabular con base neta planar.	Se atribuye a episodios de depositación en forma selectiva directamente a partir de la suspensión y de la migración de pequeñas formas de lecho.	
Deltaicas	R ₂ D Conglomerados finos a areniscas sabulíticas con estratificación paralela fina, discontinua. Espesor: 0,10 m a 0,20 m y 6 m de extensión lateral. Geometría tabular, y base neta.	Depósitos a partir de la evolución de flujos de granos cohesivos desorganizados cargados de sedimentos a flujos de granos con gradación inversa o normal, generación de carpetas de tracción que evoluciona a flujos turbulentos asociados a corrientes de inundación.	
	R ₃ D Conglomerados finos a areniscas guijarrosas masivas con estructuras de escape de agua. Espesor: 0,50 m a 0,80 m y 6 m de extensión lateral. Geometría tabular, a veces, con base cóncava erosiva.		
	R ₃ /S ₃ D Areniscas muy gruesas a guijarrosas, con clastos fuera de tamaño dispersos concentrados en la base. Espesor: 0,10 m a 0,40 m y más de 6 m de extensión lateral. Geometría tabular a ligeramente irregular, base erosionada. En el tope puede exhibir niveles cóncavos con relleno de areniscas laminadas.	Producto de un flujo bipartito con un comportamiento de flujo granular (hiperconcentrado) que deposita por oleadas. El incremento en la carga de sedimentos en la base es debido al colapso gravitacional de la carga en suspensión, al sedimento expelido desde el flujo granular debido a la pérdida de presión de fluidos en los poros y erosión del lecho. En el techo se desarrolla un flujo turbulento que deposita la carga más fina en sectores distales de la cuenca.	

los de desembocadura y, asociaciones de facies para *bottomset* y *toeset*. Estos elementos mayores se caracterizan por su geometría externa y arquitectura interna, distribución espacial y un arreglo de asociaciones que permite la reconstrucción de la dinámica del sistema deltaico.

Complejo de asociaciones de facies de topset

El complejo de *topset* a gran escala constituye una proporción menor de la arquitectura del delta objeto de este trabajo, y está inte-

grado por depósitos de manto de crecida (*sheetflood deposits*; Figura 3c y 3d), canales distributarios, descritos más adelante (Figura 4a), y estructuras de corte y relleno. El complejo de asociaciones de facies de *topset* incluye depósitos canalizados y mantiformes de arenisca media a gruesa, moderadamente seleccionada, organizada en cuerpos apilados horizontalmente a sub-horizontalmente. Estos cuerpos localmente son truncados por pequeños canales de 2 m de espesor y un ancho de 25 m. Los rellenos de canal presentan una superficie basal cóncava hacia

Tabla 1 (continuación). Descripción e interpretación de facies.

Facies	Descripción	Interpretación		
Deltáicas	Flujos de alta densidad	<p>S_{1a}D Areniscas medias a gruesas, gradadas o macizas tabulares. Base neta. Espesor de hasta 0,30 m y una extensión superior a los 7 m.</p> <p>S_{1b}D Areniscas medias a gruesas, masivas tabulares o lenticulares con estratificación entrecruzada de bajo ángulo y planar. Base cóncava hacia arriba y planar o suavemente convexa. Espesor de hasta 0,50 m y una extensión de más de 3 m.</p> <p>S₃D Areniscas macizas finas a medias con laminación paralela deformada y laminación entrecruzada de bajo ángulo. Espesor de hasta 0,20 m y extensión lateral de hasta 3 m. Geometría tabular y techo ondulado.</p>	<p>Depósitos generados a partir de flujos hiperpícnicos relacionados a la transformación de flujo durante la fase de corriente más diluida a partir de corrientes de turbidez de alta densidad.</p> <p>Depósitos a partir de flujos residuales con alta concentración de carga en suspensión que varían desde flujos de baja densidad a altamente concentrados de sedimentos en suspensión. Se mueven pendiente abajo como corrientes de turbidez discretas manteniendo cierta proporción de sedimentos gruesos en suspensión.</p>	  
	Flujos transicionales	<p>S_{HCS}D Areniscas gruesas a medias con estratificación entrecruzada tipo hummocky anisotrópica e isotrópica (HCSa, HCSi) de gran escala que hacia arriba es gradualmente reemplazada por hummocky isotrópica de pequeña escala. Espesor: 0,25 m a 3 m, con una extensión lateral de hasta 10 m.</p>	<p>Depósitos que registran una transformación desde flujos hiperpícnicos a corrientes altamente turbulentas. El desarrollo de flujos hiperconcentrados asociados a decantación pueden generar una estratificación interna y progresivamente depositar areniscas por procesos de tracción- decantación asociados con la condición de flujos combinados. El resultado es el desarrollo de diferentes tipos de HCS durante la fase de flujo diluido durante la expansión y rápida desaceleración luego del evento de inundación. Representan la transición a partir de flujos combinados y unidireccionales (HSCi)</p>	 
	Flujos de baja densidad	<p>T_{1a-d}D Areniscas de grano medio, masivas o gradadas cubiertas por pelitas areniscas con laminación entrecruzada y pelitas. Espesor de hasta 0,70 m, con base neta y geometría tabular.</p> <p>T_{1c-c}D Areniscas de grano medio a fino con laminación entrecruzada y pelitas. Espesor: 0,30 m, base neta y geometría tabular.</p> <p>T_{1e-d}D Areniscas de grano fino con laminación paralela. Espesor: 0,20 m y 1 m de extensión lateral.</p> <p>T_{1e-D} Areniscas medias con estratificación paralela. Espesor: 0,20 m a 0,37 m y extensión lateral de 3 m.</p>	<p>Depósitos por colapso gravitacional de carga en suspensión turbulenta del cuerpo principal del flujo hiperpícnico, que involucra corrientes de turbidez de baja densidad.</p> <p>Depósitos a partir de corrientes turbidíticas arenosas residualde alta densidad que ingresaron al fondo del lago.</p> <p>Corrientes de turbidez de baja densidad lacustres. Transporte y depositación de flujos turbulentos.</p>	   

arriba y el techo planar a convexo, con base erosiva. La base de este complejo puede ser de depósito y/o erosiva. Donde se observa el límite superior del *topset*, la paleotopografía es plana a ligeramente convexa (Figuras 4b, 4c, 5a). El espesor total de los cuerpos oscila entre los 2 y 5 m. Estos depósitos constituyen el registro de la compleja transición entre el sistema fluvial propiamente dicho y un sistema lacustre, y se reconocen fácilmente por su posición estratigráfica y sobreyacen a

los estratos buzantes del conjunto de *foreset*, con una inclinación de depósito de hasta 5°. El contacto entre los depósitos del *topset* y el *foreset* (Figura 5b) es comúnmente erosivo, pero se puede observar localmente una transición entre los depósitos (Figura 5c).

Asociaciones de facies de canales distributarios. Esta asociación (Figura 4a) consiste principalmente de areniscas con estratificación paralela o cruzada de bajo ángulo (ShF), cruzada en artesa (StF)

Tabla 1 (continuación). Descripción e interpretación de facies.

Facies	Descripción	Interpretación	
Deltaicas	<p>SpD Areniscas finas a medias con estratificación entrecruzada planar o macizas con participación de pelitas, conforma unidades amalgamadas con clastos de fangos dispersos. Geometría tabular con un espesor de hasta 0,60 m y más de 8 m de extensión lateral.</p>	Depósitos residuales que representan el colapso del flujo de inundación.	
	<p>SrD Areniscas finas con óndulas, bien seleccionadas con espesor de 0,35 m y de 1 m de extensión lateral.</p>	Producto de procesos ocurridos durante flujos de corrientes normales en el periodo final de una inundación.	
Lacustres	<p>FwL Arcillitas con inclusión en niveles discontinuos limo o arenisca de grano muy fino con laminación paralela, entrecruzada y óndulas (laminación tipo "wispy"). Espesor: 0,37 ma 0,50 m, con una extensión lateral de hasta 2 m.</p>	Flujos pulsatorios, a partir de flujos de inundación hiperconcentrados que evolucionaron rápidamente a diluidos	
	<p>SrL Arcillitas, limolitas y areniscas muy finas, con laminación paralela, ondulítica, óndulas simétricas, de oscilación y escalantes. Geometría tabular, desde 0,10 m a 0,50 m de espesor, contactos netos y planos u ondulados.</p>	La abundancia de óndulas simétricas y de oscilación, es el resultado de la acción de olas (flujos bidireccionales), sugiriendo condiciones subácuas. Los cuerpos tabulares, con bases no erosivas, surgen de procesos de sedimentación en ambientes lacustres someros, atribuidas a flujos oscilatorios.	
	<p>FmL Arcillitas y limolitas macizas. Geometría tabular, contactos netos y planos. Espesor: 0,15 m y 6 m.</p>	Deposición de carga en suspensión por decantación en aguas profundas.	
	<p>FIL Arcillitas y limolitas laminación paralela. Geometría tabular, contactos netos y p lanos. Espesor: 0,10 m y 6 m.</p>		
Volcaniclasticas	<p>TLlpL Tufa lapillítica de color verde grisácea con laminación plano paralela. Geometría tabular y contactos netos y 0,20 m de espesor.</p>	Depósitos de caída subácuca.	
	<p>TleL Tufa de color verde grisácea con laminación entrecruzada y escalante. Geometría tabular y contactos netos y 0,20 m de espesor.</p>	Depósitos de cenizas volcánicas re TRABAJADAS.	

cruzada planar (SpF) y pelitas laminadas o macizas (FIF). Los estratos muestran una tendencia grano y estratodecreciente, presentan una geometría lenticular y superficie basal erosiva planar o cóncava de bajo relieve. El apilamiento de las unidades individuales conforma depósitos tabulares de hasta 5 m de espesor, con extensión lateral de 200 m. Presentan nódulos carbonáticos con elevada concentración de bitumen. Las superficies de erosión comúnmente interrumpen la continuidad entre el *topset* y el *foreset* resultando en una alternancia de la geometría *offlap* sigmoidal y oblicua. Los depósitos canalizados se observan en la porción superior del delta; presentan un espesor máximo de 5 m y aparecen verticalmente apilados. Los *sets* de estratificación cruzada en artesa desarrollan gradación normal (Figura 4a). Estos depósitos de canal distributivo presentan impregnaciones de hidrocarburos.

Interpretación: esta asociación se interpreta como un relleno de canales multiepisódicos en sistemas de baja sinuosidad (Meadows y Beach, 1993). Las bases erosivas indican que el evento inicial durante el periodo de inundación, que genera la superficie de corte, es capaz de erosionar y provocar el colapso de las terrazas fluviales (Khadkikar, 1999). Esto explica la incorporación de nódulos carbonáticos que pueden tener origen en las oscilaciones de nivel freático o en horizontes de paleosuelos Bk. Las litofacies StF/SpF representan la migración de macroformas tridimensionales y barras transversales o linguoides, y ShF/SpF sugiere un episodio inicial de relleno bajo condiciones de alta descarga de agua y sedimentos, seguido de un estadio de flujo normal con migración de barras transversales en el canal (DeCelles *et al.*, 1991, Ghosh *et al.*, 2006). El carácter multiepisódico de los canales puede

ser el resultado de una repetida recurrencia y coalescencia lateral de múltiples canales (Tewari, 1995) que representan la agradación vertical de los cinturones de canal (Farrell, 2001). La litofacies FIF representan los depósitos de intercanal o planicie de inundación (Figura 9c). El contacto erosivo con los depósitos subyacentes del *foreset* observados en los depósitos canalizados en la porción superior de la unidad, sugiere pequeñas fluctuaciones relativas del nivel de base (Massari y Parea, 1990).

Asociación de facies de mantos estratificados. En esta asociación se reconocen depósitos asociados a flujos turbulentos, integrados por areniscas finas con estratificación paralela de alto régimen de flujo (ShF; Tabla 1) o cruzada de bajo ángulo en los que intercalan unidades tabulares o canalizadas de hasta 0.30 m de espesor (Figura 4b y 4c). Los depósitos tabulares estratificados en general son granodecrecientes y se observan asociados a los depósitos de canales distributarios, en contacto transicional. El espesor de los estratos oscila entre los 0.30 y 1.5 m.

Interpretación: esta asociación representa flujos no canalizados (*sheetflood deposits*) generados durante episodios de baja frecuencia y gran magnitud de descarga de agua y sedimentos. (Massari y Parea, 1990; Breda *et al.*, 2009). El conjunto de facies agradacionales del *topset* puede ser interpretado como el resultado de la sedimentación en una extensa planicie, donde el suministro pulsatorio repetitivo y el depósito de carga de lecho arenosa del río produjo acreción vertical

(Bridge, 2003). La asociación estrecha con la asociación de canales distributarios sugiere la expansión del flujo hacia las zonas de intercanal durante los picos de inundación (Figura 3c y 3d). Durante la disminución progresiva de la fase de inundación y depósito del *foreset* corriente arriba se generan estructuras de corte y relleno (Figura 4c; Siegenthaler y Huggenberger, 1993), que se presentan como pequeñas unidades de canal subhorizontales o intersecciones de canales menores (Ashmore, 1982). La estructura interna de los depósitos del *topset*, en general, sugiere el desarrollo de una sistema fluvial con una dinámica inestable y canales con patrones de baja sinuosidad (Breda *et al.*, 2009), rellenos durante periodos de alta descarga de agua y sedimentos (Figura 3c y 3d) donde el flujo, cuando se supera el valor crítico del gradiente del piso del canal, se extiende sobre la planicie y genera depósitos no canalizados en condiciones de alta energía.

Complejo de asociaciones de facies de *foreset*

El complejo de *foreset* incluye las asociaciones de facies de eventos de crecida y de corte y relleno. Está constituido mayormente por areniscas de guijarros dispersos y de grano grueso a fino, moderadamente seleccionadas y pelitas subordinadas. Los clinoestratos individuales presentan un espesor de 1.2 m a 8 m, muchos de ellos están amalgamados, y definen una arquitectura general tabular o sigmoidal característica (Figura 5d y 5e). Los sedimentos han sido transportados pendiente abajo a través de procesos gravitatorios, incluyendo flujos

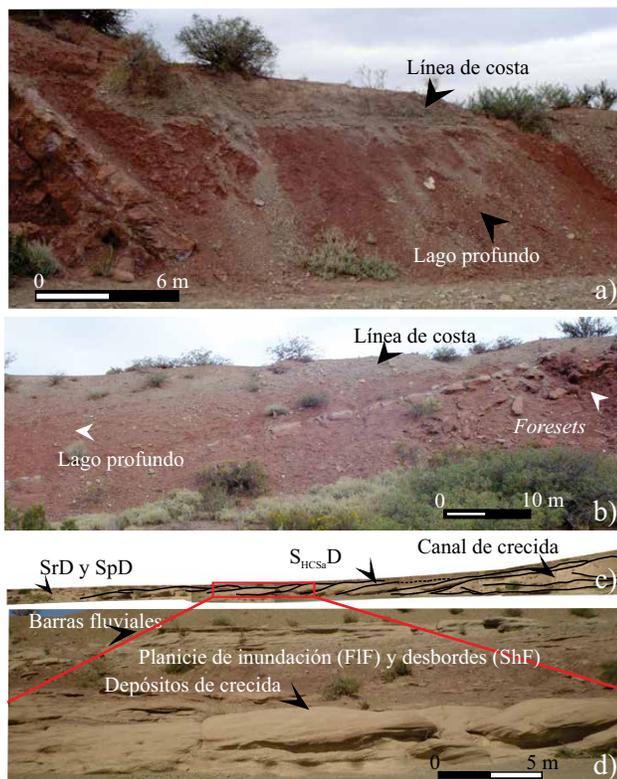


Figura 3. a-b) Depósitos de línea de costa y de lago profundo. c) Depósitos en el *topset* representados por un relleno de canal fluvial, que progresa durante sucesivas crecidas ($S_{HCSA}D$). Del lado izquierdo de la foto se observan los depósitos residuales de crecidas (SrD y SpD). d) Imagen de detalle de la figura anterior, correspondiente al recuadro en rojo. Se observan los depósitos correspondientes a los eventos de crecida, y por encima se ubican los depósitos de planicie de inundación y de barras fluviales (señalados con la flecha).

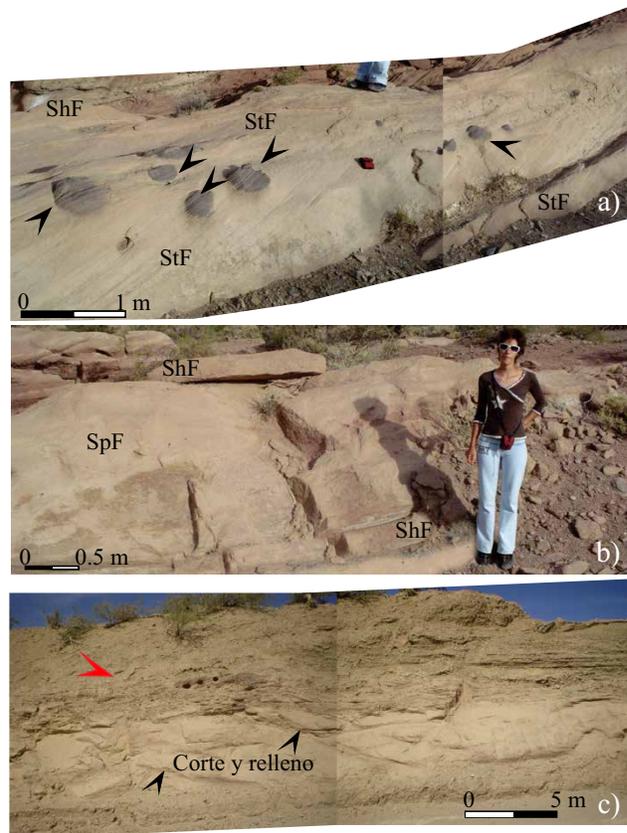


Figura 4. a) Depósito de canal distributivo con sus facies correspondientes. Nótese la presencia de bitumen señalada con las flechas. b) Depósitos de mantos estratificados con gran persistencia lateral. c) Depósito de corte y relleno, asociado con la secuencia de *topset*. Se señala con una flecha roja un relleno posterior a la etapa erosiva, de estructuras curvas durante el depósito del *foreset* corriente arriba y acreción lateral a lo largo de los flancos de las estructuras de corte y relleno (flechas negras).

de alta densidad que evolucionaron, a partir de flujos hiperpícnicos, hasta turbiditas. Los canales frecuentemente están incididos por canales relacionados con flujos turbulentos, en algunos casos asociados con procesos de dilución de flujos densos o producto de la progradación repentina de canales distributarios durante eventos de crecida excepcionales. La transición del *foreset* al *toeset* es comúnmente tangencial (Figura 5f).

Asociaciones de facies de clinoestratos. Se encuentran constituidas por areniscas gruesas a medias, con litofacies que son producto de flujos transicionales (S_{1aD} , S_{1bD} , S_{HSCD}), flujos de alta densidad (S_3D); flujos de baja densidad (T_{a-dD} , T_{c-eD}) y flujos turbulentos diluidos (SpD , SrD). Estos depósitos son dominantes en el registro estratigráfico; los cuerpos individuales en general presentan estratificación, alta persistencia lateral (Figuras 5 d-e y 6a), el buzamiento de la sucesión que oscila entre los 18° y 20° y en algunos casos puedes llegar a los 25° . Localmente puede visualizarse el pasaje de los estratos correspondientes del *topset* hacia el *foreset* (Figura 5a y 5b).

Interpretación: esta asociación de facies está integrada por depósitos relacionados con flujos de alta y baja densidad o diluidos de alta energía, sugiriendo que los flujos hiperpícnicos sufrieron transformación del tipo de flujo y sus productos corriente abajo. Los flujos inerciales de alta densidad (R_3/S_3D , S_3D) originaron una gran variedad de depósitos y el transporte por flujos turbulentos con

carga en suspensión generaron la acumulación gradual de arenas (S_{1aD} , S_{1bD}). Las corrientes turbidíticas de baja densidad (T_{a-dD} , T_{c-eD}) y flujos combinados y unidireccionales, derivados de corrientes con alta concentración de sedimentos, dieron origen a la sedimentación en condiciones de transición durante la expansión y rápida desaceleración del flujo (S_{HSCD}). El conjunto de facies, sus relaciones estratigráficas y su geometría sugiere que los clinoestratos fueron originados por descargas a partir de ríos durante grandes inundaciones, proceso fundamental para la construcción de deltas en cuencas activas tectónicamente (Mutti *et al.*, 1996; Tinterri, 2007; Ponciano y Della Fávera, 2009; Olariu *et al.*, 2012). Por lo tanto, la alta variabilidad en los procesos que dieron lugar a los estratos y la recurrencia gradual de facies, relacionadas con el depósito a partir de flujos altamente fluctuantes, así como la abundancia de superficies erosivas y la complejidad del registro sugieren la construcción de los clinoestratos a partir de flujos hiperpícnicos (Lamb y Mohring, 2009). Este tipo de asociación se origina cuando un río, durante grandes inundaciones, ingresa al cuerpo como una extensión subácuca del sistema fluvial constituyendo una mezcla densa turbulenta de agua dulce y sedimentos, con una densidad volumétrica que excede relativamente a la del cuerpo de agua receptor (Mulder y Alexander, 2001). La complejidad de facies a la que puede dar origen tiene relación directa con los procesos de transformación del flujo a lo largo de su recorrido dentro de la cuenca. Los depósitos de



Figura 5. a) Depósitos potentes de mantos estratificados en una sección de *topset*. Nótese la paleotopografía plano-convexa del *topset*. b) Contacto erosivo entre los estratos del *topset* y *foreset*. c) En la fotografía se observa el pasaje transicional-agradacional de los depósitos del *topset* al *foreset*. d y e) Vista general de las geometrías sigmoidal y tabular del complejo de *foreset*. La línea I de la figura d es una superficie de discontinuidad mayor que señala un evento de retrogradación de mediana escala. f) Pasaje lateral tangencial del *foreset* al *toeset*.

clinoestratos corresponden a un registro parcial de flujos de alta a baja densidad (Figura 6b y 6c). La sucesión de estratos de inundación más completa procede esencialmente de flujos de sedimentos compuestos, transicionales entre flujos hiperconcentrados (R_3/S_3D ; Figura 6d) y flujos de corrientes saturadas en sedimentos (Figura 6a). El cortejo de facies se inicia con el depósito a partir del colapso gravitacional de la carga en suspensión ($S_{1a}D$, $S_{1b}D$; Figuras 6 a-c), en condiciones de elevada concentración de carga de lecho. La progresiva dilución en la parte superior del flujo da lugar al desarrollo de procesos de tracción-decantación asociados con condiciones de flujo combinado, con una fuerte componente oscilatoria, que originan cuerpos con varios tipos de estratificación tipo *hummocky* ($S_{HCS/a}D$; Mutti *et al.*, 1996; Figura 6b, 6d y 6e). La presencia de abundantes estratos con estratificación tipo *hummocky* sugiere que las condiciones de flujos combinados

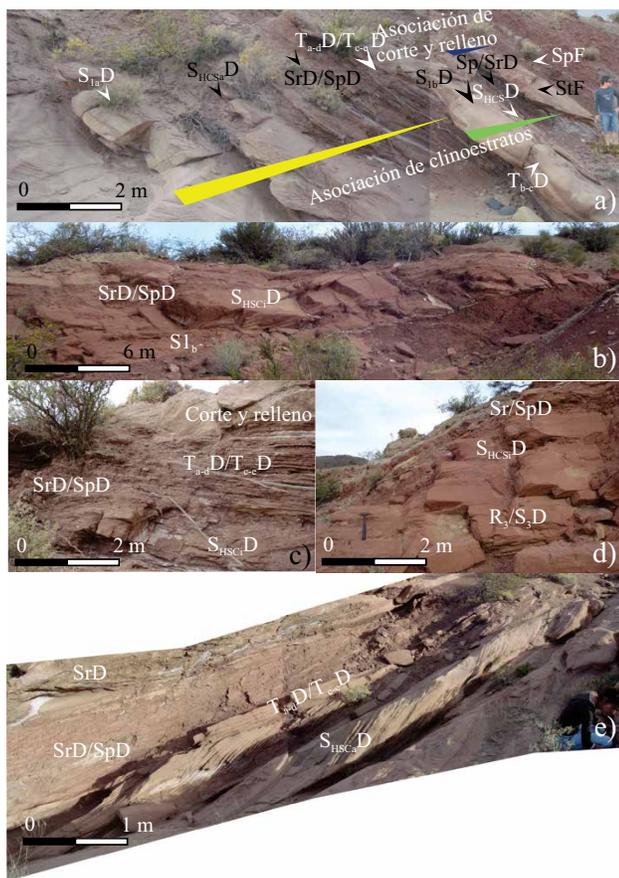


Figura 6. Asociación de clinoestratos que integran el complejo de asociaciones de facies del *foreset*. a) Se indican con triángulos los ciclos granodecrecientes de eventos de inundación (el más completo se señala con el triángulo amarillo). En el extremo superior derecho pueden observarse canales erosivos correspondientes a la asociación de facies de corte y relleno que disectan a las unidades de la secuencia de *foreset*. b) Evento de inundación da a lugar al depósito de solo las facies $S_{1a}D$, $S_{HCSa}D$ y SrD/SpD ; se destaca la geometría de gran escala de las estructuras tipo *hummocky*. c) Expansión y desaceleración del evento de inundación que da lugar al depósito de las facies $S_{HCSa}D$, cubierto por depósitos de flujo residual de inundación representado por las facies SrD/SpD , sobreyace un flujo de baja densidad ($T_{a-d}D/T_{c-e}D$). d) La figura muestra, un ciclo incompleto de evolución de flujos de alta densidad a flujos turbulentos (R_3/S_3D). e) Ciclo comienza con flujos transicionales $S_{HCSa}D$ seguido de flujos turbidíticos ($T_{a-d}D/T_{c-e}D$), la facies de colapso de inundación SrD/SpD y geoforma preservada de megaóndulas y óndulas generadas por procesos relacionados con flujos de corriente en el tope de la unidad de inundación.

eran frecuentes. Comúnmente se reconoce la presencia de depósitos residuales (SrD/SpD) desorganizados a crudamente estratificados, pobremente seleccionados (Figuras 6a, 6d y 6e), producto del *bypass* de la corriente con alta concentración de sedimentos durante la misma fase de inundación. La porción del flujo remanente da lugar al depósito de estratos de turbiditas, gradadas y tabulares ($T_{a-d}D$, $T_{c-e}D$; Figuras 6a y 6c). Muchas corrientes de turbidez de cuencas tectónicamente activas parecen estar relacionadas directamente o indirectamente a flujos hiperpícnicos, así el periodo inundación registrado corresponde al máximo flujo de sedimento alcanzado en el lago (Mutti *et al.*, 1996).

El completo desarrollo del cortejo de facies se asocia con una probabilidad de mayor preservación de sucesiones en las partes laterales del complejo de *foresets*, debido a que el sector axial está sujeto a erosión o una tasa de depósito menor durante la inundación (Mutti *et al.*, 1996).

Asociaciones de facies de corte y relleno. está representada por arenisca de tamaño de grano medio a fino que integra depósitos relacionados con flujos turbulentos (SpF , StF). Las unidades de *foreset* son disectadas por canales (Figura 6a), orientados pendiente abajo. Estas unidades presentan un espesor de hasta 1.30 m con una extensión lateral que puede llegar los 2.50 m. Las superficies erosivas de los mismos presentan una geometría cóncava hacia arriba rellenas con estratos de *backset*. Los depósitos de *backset* presentan un tamaño de grano más fino que los estratos que componen a los *foresets* y se organizan en *sets* de *backsets* (Figura 7b). Los ángulos de buzamiento van desde los 10° a 35° en relación con el estrato principal.

Interpretación: las depresiones erosivas (Figura 7a) son interpretadas como bajos topográficos creados por la fuerte turbulencia y capacidad erosiva de los saltos hidráulicos dentro de los flujos gravitacionales (Uličný, 2001). Los saltos hidráulicos se desarrollan a lo largo de la pendiente debido a la dilución y reducción de la competencia y de la velocidad del flujo relacionadas a obstrucciones y/o quiebre de la pendiente. Las estructuras de corte sufren rápido depósito de arenas después de la excavación y preservan las orillas escarpadas. Los estratos agradacionales y subparalelos que tapizan los estratos de *backset* resultan del estadio final de relleno de las estructuras de corte y del completo restablecimiento del flujo supercrítico (Massari, 1996; Uličný, 2001).

Asociación de facies de *toeset*

Esta asociación consiste de facies de areniscas guijarrosas o tamaño de grano muy grueso a medio, producto de procesos relacionados con flujos de alta densidad (R_2D , R_3D , R_3/S_3D y S_3D) que conforman estratos con base cóncava netas o erosivas (Figura 7a). Presenta un espesor de 0.70 m y una extensión lateral de 3 m. Esta asociación puede identificarse ya que constituye la transición gradual de buzamiento de los estratos del *foreset* hacia los estratos con una inclinación de depósito de hasta 7° del *bottomset* (Figura 5f). Incluye numerosas estructuras de deformación como las de escape de agua (Figura 7c), de carga (Figura 7 d-e), flamas, laminación convoluta, pseudonódulos (Figura 8a) y deformación sinsedimentaria como *slumps* de mediana escala (Figura 8b).

Interpretación: esta asociación de facies se interpreta como el producto del salto hidráulico debido a la expansión y fuerte reducción de la velocidad y competencia del flujo al llegar a la base de la pendiente del *foreset*, en el pie del escarpe del frente deltaico. El principal mecanismo de formación para estos depósitos es la sedimentación a partir de flujos gravitatorios de sedimentos, esencialmente de alta densidad (Lowe, 1982) a los que se asocian procesos de fluidización y deformación pseudoplástica. El alto gradiente de la pendiente del *foreset* junto con la energía de las corrientes gravitatorias puede localmente producir canales incididos (*chutes*; Figura 8c). En algunos casos la acumulación de estratos deformados arenosos en el *foreset/toeset* representan una categoría de flujos caracterizados por un comportamiento cohesivo



Figura 7. a) Canales erosivos (señalados con flechas blancas) que cortan a los depósitos del *foreset*. b) Depósitos de corte y relleno (señalados con flechas negras), en los mismos pueden observarse los estratos de *backset*. Con una flecha blanca se indica un depósito de *slump*. c) Asociación de facies de *toeset*, relacionados con la evolución de flujos de alta densidad. Éstos representan la transición hacia las unidades del *bottomset*. En los mismos puede observarse estructuras de escape de agua. d) Estratos asociados con flujos de alta densidad que presentan calcos de carga. e) Se observa una sucesión de depósitos de flujos cohesivos en el *bottomset*. Puede verse en la foto que contienen bitumen.

durante su propagación por inestabilidad gravitacional (Figura 8d). La truncación del *foreset*, en algunos casos, es interpretada como el resultado de deslizamientos sinsedimentarios internos (cicatrices de *slump*; Figura 8b) que remueven al material como una masa coherente (Nemec, 1990).

Asociación de facies de *bottomset*

Esta asociación de facies está representada por estratos de areniscas de grano medio a fino y pelitas relacionadas con flujos de baja densidad (T_{b-c}D y T_{d-e}D), con estructuras de deformación por carga. Está integra-

da por cuerpos de geometría tabular, horizontales, en contacto neto con las facies de lago profundo. Presentan un espesor que varía entre 0.30 y 0.15 m y una extensión lateral de unos 5 m. Las facies de grano más grueso no se extienden más allá del *toeset*; éstas son reemplazadas por areniscas con tamaño de grano fino con un rápido decrecimiento de la proporción arenisca/pelita (Figura 9a y 9b). Los depósitos de *bottomset* representan la parte más distal del delta de tipo Gilbert en el ambiente lacustre con una inclinación de depósito que no excede los 2°.

Interpretación: esta asociación se interpreta como depósitos producidos por corrientes de turbidez de baja densidad asociadas a

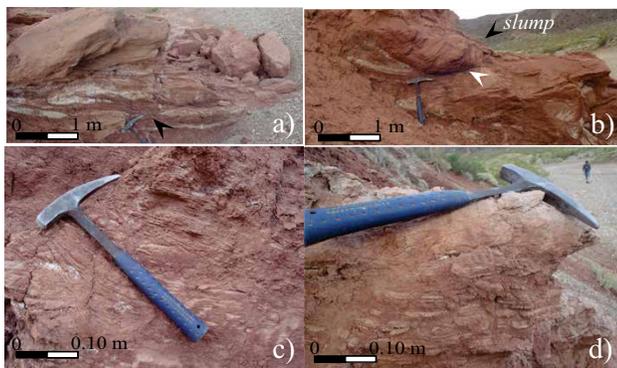


Figura 8. a) Depósitos de *toeset* altamente deformados. Se observan pseudonódulos (señalados con flecha negra). b) En la figura se muestra deformación pseudoplástica (*slumps* – flecha negra) en el *toeset*. Se señala con una flecha blanca la cicatriz del *slump*. c) Estratos de *toeset* producidos por erosión (chutes) con un relleno complejo, flujos cohesivos y de corriente. d) Estratos asociados con pequeñas avalanchas (caída de detritos a flujos cohesivos subácueos), que causan la acumulación de clastos gruesos sin deformar en el pie del delta.

la dilución y transformación de flujos hiperpícnicos durante eventos de inundación. El colapso de la parte delantera de las corrientes de turbidez de baja densidad (Lowe, 1982) se genera probablemente por la ruptura de la pendiente del delta acompañada por cambios menores en las velocidades de flujo, que dan lugar a acumulaciones sucesivas de turbiditas incompletas. (Nemec, 1990). El espesor de los estratos del *bottomset* puede variar lateralmente debido a la erosión de los subsiguientes episodios de depósito.

Asociación de facies de lóbulos de desembocadura

Está caracterizada por cuerpos aislados en la sucesión de lago profundo, con geometría elongada (Figura 9c). Integra sucesiones granodecrescentes de areniscas, que gradan desde espesos estratos de areniscas gruesas a medias ($S_{1a}D/S_{HCS}D$) interestratificadas con turbiditas ($T_{a-d}D$; Figuras 9d y 9e) y megadunas y rizaduras de areniscas medias a finas (SrD ; Figuras 9f y 9g). El espesor de los mismos es de 5 a 8 m, las superficies de los estratos tienen una inclinación de 4° a 6°, excepcionalmente superan los 14° (Figura 9c), hacia el depocentro de la cuenca, con un patrón de paleocorrientes radial y con una orientación general hacia el NE, ENE y ESE. El contacto con los depósitos lacustres es abrupto con respecto al distintivo tamaño de grano de los lóbulos, los cuales cortan la laminación de las pelitas masivas o laminadas que, eventualmente, están interestratificadas con areniscas con tamaño de grano muy fino. Se observa que el límite inferior de la asociación varía desde erosivo en las partes frontales (Figura 9c y 9g) a depositacional hacia los laterales (Figura 9f).

Interpretación: estos cuerpos elongados y convexos hacia arriba, con interdigitación vertical y lateral con depósitos lacustres y evidencias de episodios de formación de cuerpo convexos a lo largo del rumbo y con buzamientos hacia la cuenca, separados por fangolitas lacustres, sugiere depósitos de lóbulos de desembocaduras (Wellner *et al.*, 2006; Schomacker *et al.*, 2010). La alta proporción de areniscas con megarizaduras y rizaduras han sido descritas en sistemas de deltas antiguos e interpretadas como depósitos de lóbulos de desembocaduras que reflejan retrabajo de olas o corrientes lacustres (Schomacker *et al.*, 2010).

La presencia de elementos de depósito terminales muy distintivos tales como areniscas tabulares y gradadas de base neta que comúnmente contienen estructuras en estratificación cruzada tipo *hummocky* ($S_{HCSa}D$), una remarcable continuidad lateral y un patrón

de apilamiento, confirma la presencia de lóbulos de areniscas de frente de delta. Los mismos están asociados con la evolución de flujos hiperpícnicos generados durante eventos de inundación (Mutti *et al.*, 1996, 2000). Los depósitos se caracterizan por una persistente ocurrencia de unidades sedimentarias con un arreglo vertical y longitudinal, producto de eventos de inundación discretos. Estas unidades difieren considerablemente una de otra en el arreglo y preservación de facies, debido a factores locales como volumen, concentración de sedimentos y duración de los eventos individuales de inundación. Como resultado, las unidades individuales de inundación varían debido a la repentina desaceleración del flujo, concentración relativa de carga de sedimentos transportada y/o duración de la inundación (Mutti *et al.*, 2000).

Los caracteres generales, dominio de unidades depositadas por flujos de alta y baja densidad, estratificación tipo *hummocky*, generados durante episodios extraordinarios de inundación sugieren que el desarrollo de los lóbulos de desembocadura estuvieron controlados por variaciones rítmicas del nivel del lago, cambios en el influjo de sedimentos, variaciones en la profundidad del lago y una fuerte estacionalidad climática (Mutti *et al.*, 2000; Schomacker *et al.*, 2010).

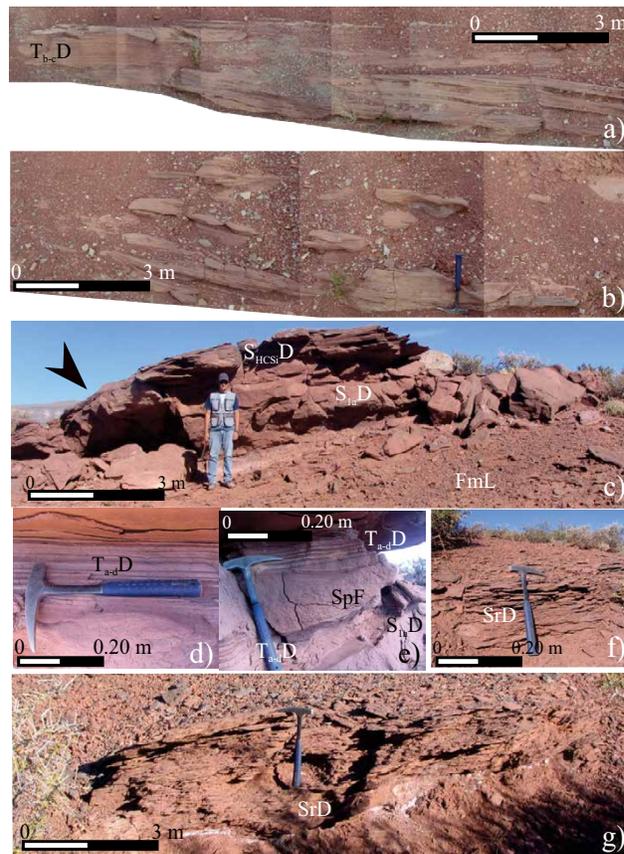


Figura 9. a) Relleno de *scour* con base erosiva en el *bottomset*; las unidades sucesivas de flujos turbidíticos desarrollan un patrón tabular. b) Varias unidades de *bottomset* intercaladas en depósitos de lago profundo. c) Asociación de lóbulos de desembocadura en contacto neto con depósitos lacustres profundos. La geometría convexa y la inclinación de la superficie estratal hacia la cuenca (señalada por una flecha negra) es característica de estos lóbulos. Se indican las facies que lo integran. d y e) Imágenes de detalle de algunas facies de la asociación; se observa que los flujos turbidíticos pueden tener bases netas o erosivas, conformado cuerpos tabulares o canalizados respectivamente. f) Depósito lateral de lóbulo con base de depósito. g) Depósito frontal de facies de megáondulas y óndulas en barra de desembocadura distal con base neta erosiva.

ARQUITECTURA DE DEPÓSITO

El análisis de facies de la Formación Cerro Lisandro en afloramientos y subsuelo revela características de depósito que indican la asociación de un sistema lacustre con sistemas deltaicos de tipo Gilbert (Figura 10) en la región próxima al pie de la faja plegada y corrida del Agrio. El sistema lacustre fue perenne y profundo, en respuesta a la subsidencia de la cuenca y ascensos relacionados con condiciones variables en la descarga de agua y sedimentos (Figuras 11 y 12). Hasta el momento no se han reportado hallazgos fósiles y la bioturbación es escasa en los depósitos de lago somero o profundo.

Los depósitos de desembocadura de río en un cuerpo lacustre comúnmente desarrollan una típica geometría sigmoidal, en diferentes escalas físicas como una función de la magnitud y duración de los flujos individuales de inundación (Mutti *et al.*, 2000). La Formación Cerro Lisandro (Figura 10 a-c) constituye un ejemplo del desarrollo de un sistema fluvio-deltaico, con unidades de depósito de deltas y lóbulos de desembocadura dominados por inundaciones fluviales de gran magnitud (Figura 9c). Las facies y asociaciones de facies de estos sistemas fluvio-deltaicos comprenden un amplio espectro de sedimentos arenosos poco conocidos y pobremente descritos, los que varían desde estratos de areniscas sabulíticas hasta pelitas finamente laminadas.

Este tipo de delta exhibe un arreglo de facies y arquitectura de depósito asignables a eventos de inundación de gran magnitud (Mutti *et al.*, 2000, 2003), con desarrollo de *topset*, *foreset*, *toeset* y *bottomset* (Figuras 3c, 5d, 5e, 6a, 8b y 9a; Gawthorpe y Colella, 1990; Longhitano, 2008) y unidades de lóbulos de desembocadura (Figura 9c; Schomacker *et al.*, 2010; Bhattacharsha, 2006). Los cliniformes inclinan con una orientación NE, ENE y ESE (Figuras 2, 11 y 13) en el borde occidental de la cuenca lacustre y se extienden por más de 600 m, con una geometría de *foreset* que indica una batimetría de 9 a 17 m (McConnico y Bassett, 2007). La frecuencia de la gradación normal en los estratos que representan eventos de inundación individuales es consecuencia de la agradación de flujos que sufrieron segregación granulométrica longitudinal y transformaciones de los flujos (McConnico y Bassett, 2007). Una característica de los complejos de delta de tipo Gilbert es la intercalación de depósitos pelíticos de lago masivos o finamente laminados, los cuales se interpretan como productos de sedimentación normal, entre los eventos pulsatorios de inundaciones de gran magnitud, a la que debió sumarse parte de la carga en suspensión de la fase final de inundaciones que sufrió lentamente procesos de decantación (Figuras 10a y 10b).

SISTEMA DE DEPÓSITO Y ACOMODACIÓN

La Formación Cerro Lisandro yace sobre una discontinuidad de carácter regional y está integrada por depósitos lacustres o sistemas fluviales distributarios que alimentaron pequeños sistemas de deltas en el borde occidental de la cuenca en el depocentro profundo del antepaís, y potentes depósitos de campos de dunas eólicas que se intercalan con unidades de sistemas fluviales efímeros en el área de cuenca periférica, bajo condiciones climáticas áridas a semiáridas (Sánchez *et al.*, 2008).

Los deltas de tipo Gilbert fueron alimentados por un sistema de canales fluviales distributarios (Nichols y Fisher, 2007), cuya área de captación, de acuerdo con las direcciones de paleocorrientes, se habría ubicado hacia el oeste, cubriendo una paleotopografía de alto relieve, y se extendieron dentro del lago durante periodos de inundación excepcional como deltas de magnitud intermedia (Sánchez, 2010; Sánchez y Asurmendi, 2011), reconocidos en afloramientos y subsuelo (Figuras 12 y 14; Sánchez, 2006; Sánchez *et al.*, 2007a, 2007b, 2008). Se ha su-

gerido que al momento de su formación se requiere un buzamiento de la pendiente de depósito mínima de 3° (Postma, 1990; Ritchie *et al.*, 2004), aunque otros autores han marcado que un escalón en la pendiente subárea puede facilitar el depósito de los *foresets*. Otros autores enfatizan que existe un periodo de resiliencia entre el inicio de la subsidencia, que da origen a la batimetría inicial, y el suministro de sedimentos (Uličný *et al.*, 2002) o contrariamente que el comienzo de la subsidencia inicial creada por la actividad del frente orogénico es coetánea con la generación del delta debido a un incremento abrupto en la batimetría (Gawthorpe y Colella, 1988; Ori *et al.*, 1991).

La existencia de canales amalgamados, con relleno complejo y márgenes bien definidos, que preservan escasos relictos de planicie de inundación y, además, relacionados con cuerpos de desborde (Sánchez y Asurmendi, 2011), sugieren que los mismos transportaban grandes volúmenes de sedimentos a través de una planicie de alto gradiente en una cuenca rápidamente subsidente en condiciones inusuales de descarga de agua y sedimentos.

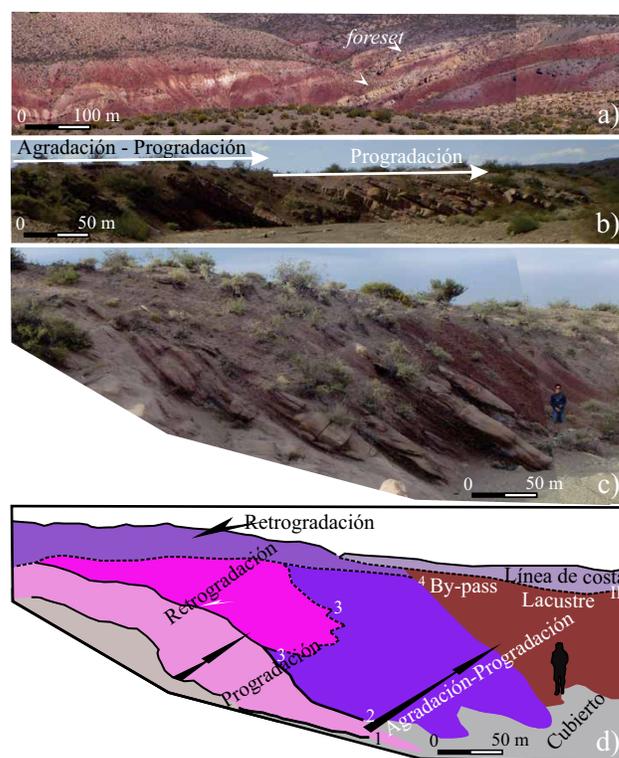


Figura 10. a) Vista panorámica de la Formación Cerro Lisandro; se destacan algunos de los espesos estratos de *foresets* (señalados por flechas blancas), intercalados en la sucesión lacustre en el NE del área de estudio (Punto 1-Figura 1a). b) Sucesión de delta de delta tipo Gilbert en la localidad indicada con 2 en el mapa de la Figura 1a. Se observa localmente la preservación parcial de *topsets* y *toesets*; las unidades de *foresets* dominan la sucesión. Las geometrías individuales de éstos últimos son predominantemente tabulares. c) Registro sedimentario de un delta tipo Gilbert en la localidad 3 del mapa de ubicación. En la misma se identifican pasajes transicionales entre las unidades de *topset* y *foresets*, en los que domina la geometría sigmoidal. También se reconocen algunos *toesets*. d) Mapeo de la figura c. Se indican las unidades de progradación, agradación-progradación y retrogradación de un complejo de delta tipo Gilbert. Los triángulos negros corresponden a ciclos granodecrecientes individuales relacionados a eventos de inundación discretos. Los números arábigos indican el orden de las superficies de discontinuidad entre diferentes eventos de inundación. La línea II es una superficie de discontinuidad mayor que señala un evento de retrogradación de mediana escala.

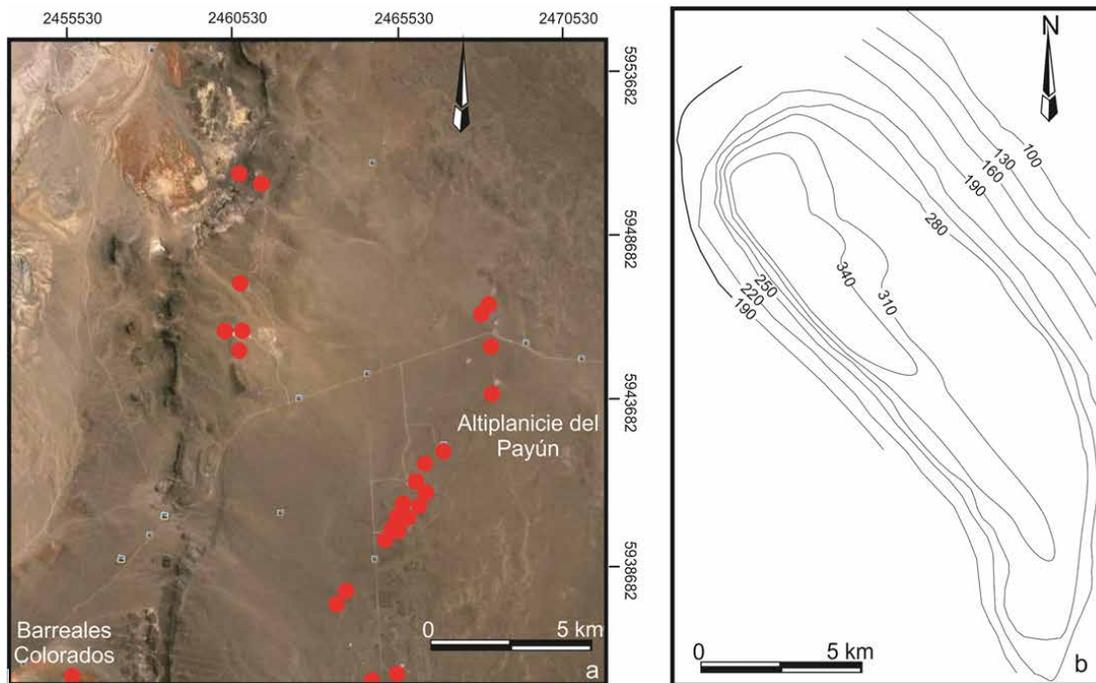


Figura 11. a) Imagen satelital que muestra la ubicación de las perforaciones a partir de las cuales se elaboró el mapa isópaco de la Formación Cerro Lisandro (b).



Figura 12. a) Vista general en los afloramientos de la sucesión lacustre-deltaica cubierta en discordancia por basaltos terciarios. Las flechas señalan algunos de los depósitos deltaicos. b) Frente de exposición donde se observa una profusa erosión en los depósitos lacustres profundos (flecha roja), cubierta por depósitos más someros (flecha amarilla) y al tope depósitos de delta (flecha verde). c) Depósitos de lago profundo con una gran continuidad vertical y lateral. d) Facies de marginales lacustres que corresponde a los últimos afloramientos de lago al norte del Río Colorado al sur de Mendoza, cubierto por depósitos fluviales.

Los *foresets* con una alta inclinación de buzamiento (18° – 25°) identificados en las sucesiones de deltas se deben a que los procesos de sedimentación se iniciaron, normalmente, con el transporte gravitacional pendiente abajo y procesos tales como flujo de granos en el frente del delta (Nemec, 1990; Kleinhans, 2005), acompañados de la generación de una delgada cuña (*topset*) influenciada por procesos fluviales. En sus modelos numéricos, Uličný *et al.* (2002) proponen que un gran volumen de sedimentos es acumulado en las áreas de captación durante un cierto periodo, durante el cual la cuenca lacustre permanece en un régimen hambriento. Después del inicio de la subsidencia en la cuenca profunda del antepaís se produce un rápido desarrollo de relieve topográfico que generalmente implica un valor bajo de acortamiento en comparación con la componente vertical de levantamiento del frente orogénico. Éste es reflejado por el desarrollo de pendientes con altos gradientes y favorecen el mecanismo de suministro hacia la cuenca. Los ríos cargados de sedimentos y agua podrán derivar el sedimento al cuerpo de agua que sirve de nivel de base local.

Durante la progradación del delta se desarrollaron los *foresets* con fuerte inclinación, en equilibrio con la pendiente aluvial y con un ángulo de la cara de deslizamiento próxima al ángulo de reposo. La altura de los *foresets* varía entre 7 m y 9 m, ligeramente menor a la profundidad del agua (Kleinhans, 2005). Según la dirección de paleoflujos, generalmente presentan una geometría lobulada, con un ángulo de dispersión de 15° a 35° y marcada asimetría (Figura 13), con una dirección de migración hacia el noreste en general, coincidente con la pendiente regional de la cuenca.

La construcción de los deltas de tipo Gilbert estuvo dominada por inundaciones fluviales de gran magnitud (Mutti *et al.*, 1996, 2003), por lo tanto sus características y arreglo estratigráfico no dependen solamente del contexto fisiográfico, en el cual el tectonismo aumenta la disponibilidad de sedimentos para generar los enormes volúmenes de arenas y lodo, necesarios para las llanuras de inundación de las cuencas adyacentes. Las condiciones climáticas debieron constituir un control de primer orden en la contribución de grandes volúmenes de agua y sedimento que derivaron en la generación de flujos hiperpícnicos en la desembocadura de los ríos en el cuerpo de agua lacustre.

En el modelo general de asociaciones de facies de delta de tipo Gilbert (Figura 2), utilizando el concepto de preservación de *topset*, *foreset*, *toeset* y *bottomset* (Longhitano, 2008) pueden definirse patrones de progradación, agradación-progradación y retrogradación.

1) El patrón de progradación se caracteriza por la pérdida por erosión de estratos de *topset* (Figuras 10c y 10d) y, en algunos casos, la presencia de una superficie de bypass (Figura 5b). Las asociaciones de *foresets* y *bottomset* han sido preservadas, acompañadas generalmente por el desarrollo de lóbulos de desembocadura. La superficie basal en el área del *topset* es erosiva y pasa lateralmente hacia una superficie de *downlap* hacia el *bottomset* (Figura 5f; Longhitano, 2008). El agrupamiento de asociaciones de clinoestratos muestra una típica geometría de *toplap* (Figuras 10b y 10c).

2) El patrón de agradación-progradación exhibe un apilamiento de asociaciones de facies de *topset* (agradante) que lateralmente pasan a asociaciones de clinoestratos que progradan (Figura 10b). Las unidades de *toeset* se encuentran bien desarrolladas y eventualmente es difícil la identificación de los *bottomsets*, debido a que los mismos están poco desarrollados. La superficie basal de los *topsets* es comúnmente neta planar o erosiva y el pasaje hacia los *foreset* es una superficie de *downlap* (Figuras 10 b-c).

Las variaciones en escala y en los agrupamientos de estratos de inundación en los lóbulos de desembocadura (Figuras 9c-g) constituyen una expresión de cambios temporales en la descarga y suministro de los distributarios. Éstos erosionaron el frente del delta controlados por la periodicidad, intensidad y variaciones regulares de corto tiempo de las inundaciones. Así, se estima que los canales distributarios, verticalmente apilados y lateralmente amalgamados (Figuras 9c y 9g) fueron depositadas durante varios ciclos de inundación representando significativas fases de migración de los canales. Los lóbulos de desembocadura agradaron siguiendo eventos de inundación mayor. La presencia de los mismos, aislados en la asociación de lago profundo, refleja distributarios con gran espaciamiento entre ellos, alto grado de bifurcación y rápida migración y abandono. Los episodios de alta descarga de agua y sedimentos pudieron desplazar el agua del lago hacia el depocentro de la cuenca. Sin embargo, la migración y relocalización

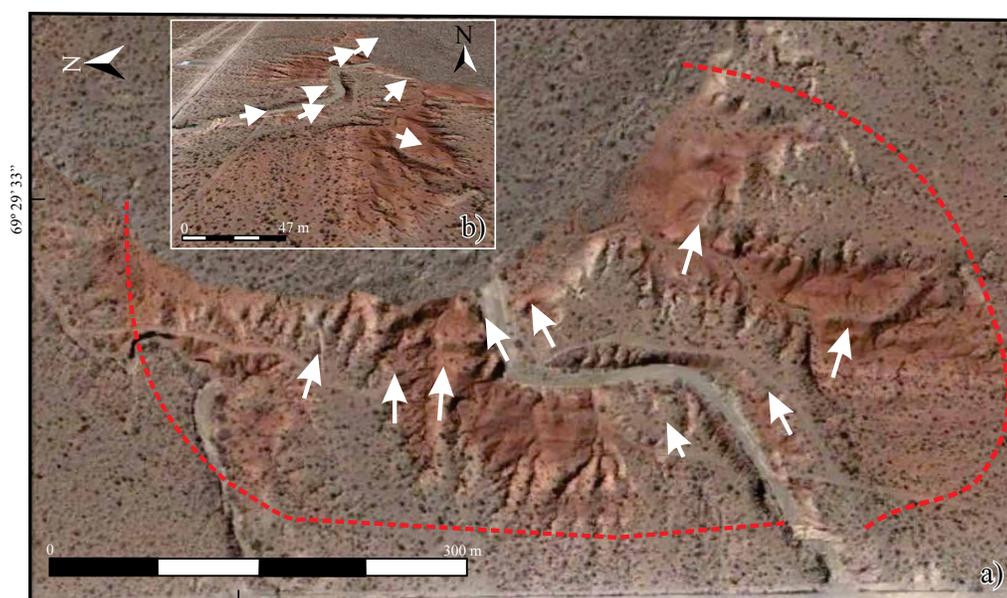


Figura 13. a) Vista general en una imagen satelital de los afloramientos de la sucesión lacustre-deltaica cubierta. Las flechas señalan la inclinación de las clinoformas y la línea cortada la delimitación de las geoformas. b) Vista oblicua de los depósitos de delta de tipo Gilbert.

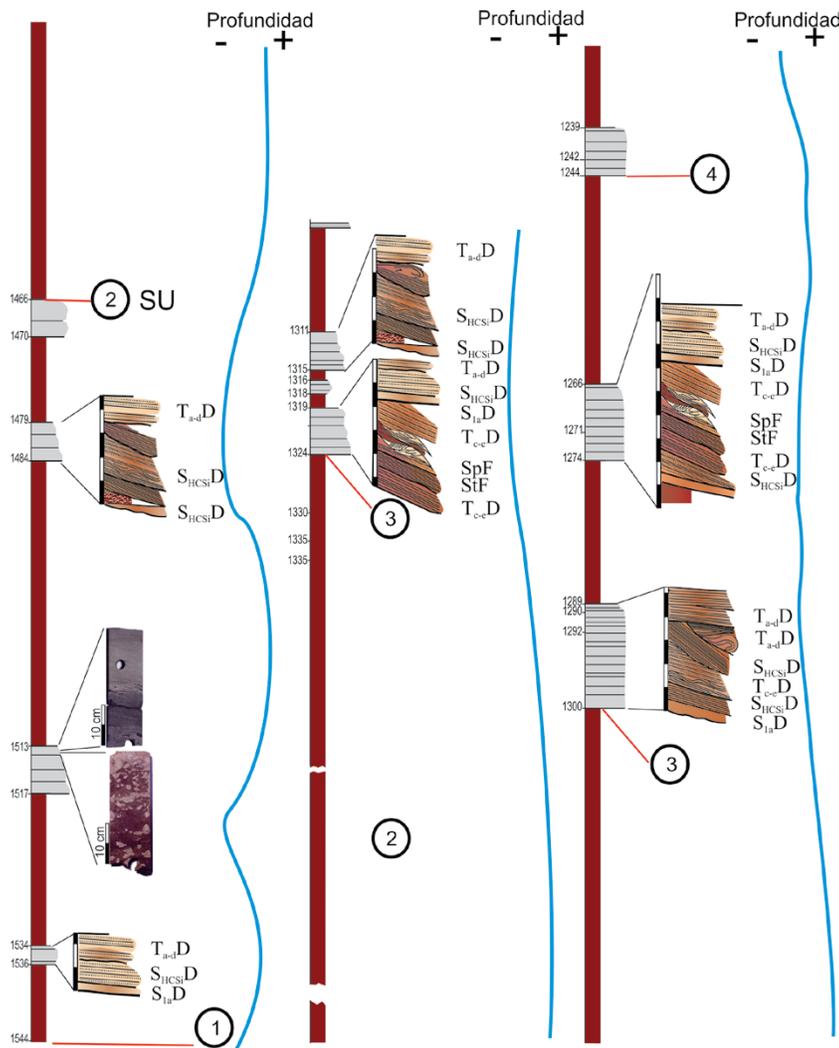


Figura 14. Perfil síntesis homologable a los datos de superficie a partir de curvas de resistividad, potencial espontáneo, rayos Gama y tramos de testigos de subsuelo de la Formación Cerro Lisandro en la altiplanicie del Payún. Los metros en el perfil son bajo boca de pozo, las rastras y denominaciones se corresponden con los de la Figura 2 y se incluyen dos tramos de testigo. Incluye la totalidad de las unidades de depósito de delta. Las líneas en color azul señalan de manera esquemática las variaciones en la profundidad del lago; los números encerrados en círculos son interpretados en la Figura 15. Obsérvese que entre los 1466 m y 1324 m la acumulación de pelitas alcanza un espesor continuo de 144 m, que en el centro de cuenca superan los 152 m. SU es la superficie de inundación.

de los canales fue seguida por el depósito de delgados estratos lacustres una vez producida la rápida desaceleración de los flujos y finalizado el evento de inundación principal. El patrón de apilamiento y el agrupamiento de lentes amalgamadas sugieren un control autocíclico de la geometría de depósito de los lóbulos (Figura 9c), dominado por la migración del canal que hubiera efectuado una erosión acentuada, y la posterior decantación de los sedimentos finos por la abrupta cesación de la descarga seguida del abandono y depósito de pelitas a partir de la suspensión. Esto puede haber aumentado la proporción de materiales finos en el lago por un incremento en el *input* de la selección de sedimentos que fueron acarreados entre inundaciones mayores. Los lóbulos de desembocadura pueden haber sido depositados durante un periodo estable pero lento de desarrollo de los deltas durante la progradación rápida de los mismos, por flujos de inundación anormalmente altos de gran magnitud o por la caída del nivel del lago e incisión del frente deltaico por canales distributarios.

3) Durante el periodo de retrogradación del sistema (Figuras 10d y 14), se observan delgadas unidades de *topsets* apiladas y se identifican escasos *foresets* equivalentes o de pequeña escala. La superficie basal de transición del *toplap* a los *foresets* previamente depositados es erosiva (Figuras 10 b-c) y se observa un pasaje en *onlap*.

Para definir un modelo integral de alta resolución del sistema es necesario incorporar los estudios de subsuelo donde la sucesión de la

Formación Cerro Lisandro está preservada en su totalidad (Sánchez *et al.*, 2007a, 2007b). En la Figura 14 se muestra un perfil síntesis a partir del análisis de perforaciones empleando perfiles de resistividad, rayos Gama y testigos con homologación con las sucesiones de superficie (Strecker *et al.*, 1999; Keighley, 2000).

El modelo conceptual sugiere que durante el desarrollo de la cuenca lacustre controlada tectónicamente, la subsidencia produce un gran volumen de acomodación en una tasa más alta que el suministro de sedimentos que puede rellenar la cuenca (Figura 15, estadios 1 y 2).

Se desarrolla entonces una ciclicidad de menor escala que puede observarse en los afloramientos, representada por un número variable de unidades de delta, con un patrón general grano-estrato decreciente (Figuras 5d, 5e, 10c y 12), que se asigna a un régimen de rápida progradación ($A/S \approx 0$; Martinsen *et al.*, 1999), el cual es seguido por agradación-progradación ($1 > A/S > 0$; Martinsen *et al.*, 1999) y retrogradación ($A/S > 1$) durante una etapa de alto nivel del lago. Una superficie neta erosiva de *downlap* de los agrupamientos de facies deltaicas (I y II; Figuras 5d; 10c y 10d) es cubierta por depósitos lacustres de línea de costa, indicando la retracción del lago. Esto se interpreta como una etapa de subsidencia lenta pero continua acompañada de la migración de la línea de costa generando una expansión del sistema lacustre de menor escala (Figura 15, estadios 1 y 3).

En los afloramientos estudiados las limitaciones en la accesibilidad

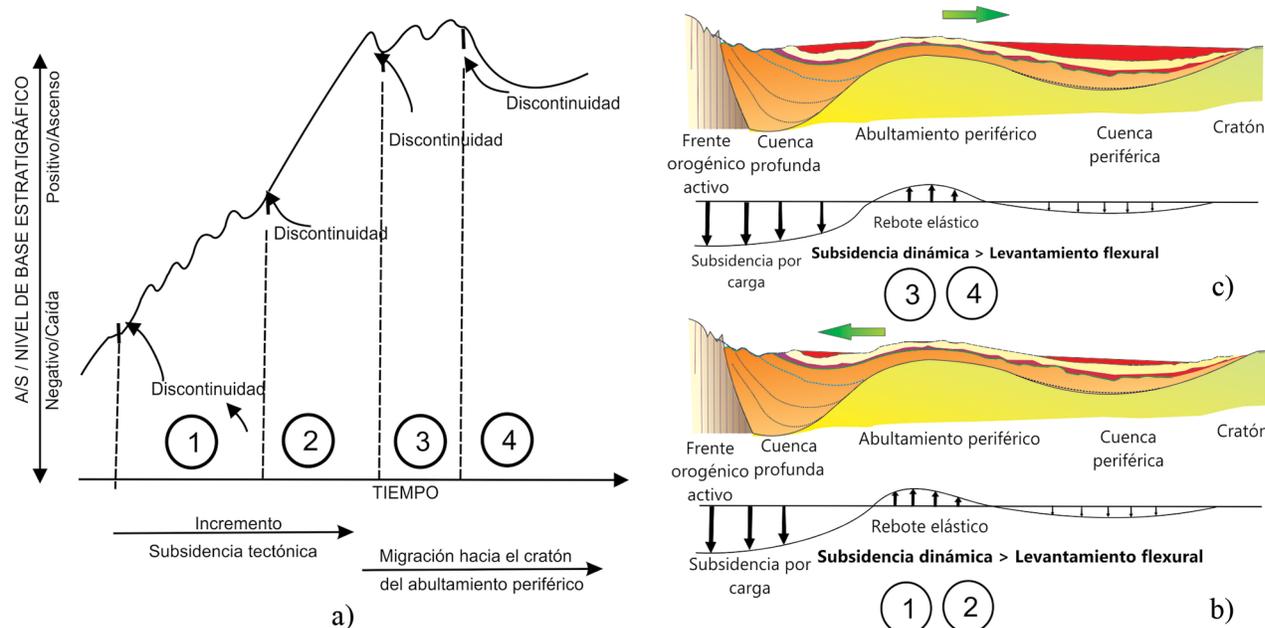


Figura 15. a) Gráfico esquemático propuesto para la evolución de los sistemas en función de la relación A/S y el tiempo. b) modelo de evolución de la cuenca en el estadio de subalimentada (modificado de Yang y Miall, 2010). Los números encerrados en círculos corresponden a las distintas etapas descritas en este trabajo y se corresponden con las figuras de la Figura 14. El estadio 1 representa el inicio de la subsidencia que se corresponden con la primera etapa de cinturón orogénico activo. La cuenca está hambrienta y pequeños ciclos de expansión del lago limitan los complejos de deltas generados por inundaciones catastróficas controladas por el clima. El estadio 2 corresponde al pico de subsidencia en la cuenca profunda y la definición de clara del abultamiento periférico (en este trabajo la dorsal de los Chihuidos) y la máxima expansión del lago. El estadio 3 corresponde al inicio de la migración del abultamiento periférico hacia el cratón y del depocentro de la cuenca profunda. Solo ocasionalmente se reconocen *foresets* en las secciones; hay una marcada retrogradación de los deltas de tipo Gilbert. La migración del depocentro de cuenca profunda acompaña al abultamiento periférico y el sistema de antepaís migra hacia el cratón; el control climático adquiere influencia en el control de la ciclicidad de los deltas de tipo Gilbert, los deltas que se desarrollan con la progresiva migración del borde de la cuenca lacustre. En el estadio 4 la cuenca empieza a ingresar en el estadio de cuenca subalimentada tardía y inicia la lenta retracción del sistema lacustre y la progradación de los sistemas de deltas.

y falta de continuidad, por erosión, impide tener el registro completo de la Formación Cerro Lisandro y no se ha podido definir la ciclicidad de mayor escala, entonces, estos ciclos son modelados a partir de la información de subsuperficie.

Se observan tres ciclos de profundización del lago (Figura 15, estadios 1 al 3). El borde del lago cambia su configuración y posición puesto que acompaña la migración progresiva del depocentro desde el sector interno de la cuenca profunda al externo (Figuras 15, estadios 1 al 4), más próximo al abultamiento periférico, próximo a iniciarse el estadio de cuenca subalimentada tardía (Yang y Miall, 2010). A nivel de cuenca constituye el relleno del sistema de antepaís (DeCelles y Gilles, 1996) en condiciones de cuenca subalimentada y representa un cortejo de alta acomodación (Sánchez y Asurmendi, 2011).

En el subsuelo se han identificado 11 complejos de delta de tipo Gilbert de mediana escala, incluidos en la sucesión lacustre, que pueden superar los 12 m de espesor individualmente (Sánchez, 2006). En la primera etapa (Figura 15, estadio 1) el frente de corrimiento activo genera acomodación en la zona próxima a la faja plegada y corrida del Agrio, las redes de drenaje cambian su nivel de base y se desarrollan sistemas distributarios alimentan al lago. Bajo condiciones climáticas semiáridas, alto régimen de descarga concentrada estacionalmente genera inundaciones de gran magnitud que deriva un gran volumen de sedimentos al lago. El desarrollo de flujos hiperpícnicos alimenta deltas de tipo Gilbert de mediana escala y progresivamente aumenta la profundidad del lago. Los complejos de delta exhiben un patrón general progradante-agradante y agradante-retrogradante mostrando la lenta expansión del lago. La etapa 2 corresponde a la mayor expansión del sistema lacustre; se genera una superficie de inundación (SU, Figura

14 y Figura 15, estadio 2) y se depositan más de 152 m de pelita en la parte profunda del lago. Los periodos tectónicos de levantamiento y relajación (subsidencia) resultan en ciclos de variaciones del nivel de base y unidades limitadas por discontinuidades que se extienden en toda la cuenca (Mutti *et al.* 1996). El modelado numérico demuestra que, bajo altas condiciones de subsidencia, la mayoría de las superficies se correlacionan con superficies de máxima inundación (Hardy y Gawthorpe, 1998). Durante la etapa 3 se produce una retracción del sistema lacustre de hasta 10 km (Sánchez, 2006) hacia el este (Figura 15, estadio 3), bajo condiciones de migración del depocentro desde la zona más interna de la cuenca profunda hacia el sector externo, acompañada por el abultamiento periférico. Este evento se asocia con los cambios progresivos en la ubicación de la cuenca profunda y la migración del abultamiento periférico hacia el cratón en la fase subalimentada tardía del relleno de la cuenca de antepaís. La acción pulsatoria de eventos de grandes inundaciones controla los ciclos de alta descarga de los tributarios a la cuenca lacustre y el desarrollo de complejos de delta de tipo Gilbert con un patrón general retrogradante. La etapa 4 (Figura 15, estadio 4) corresponde al estadio final del desarrollo de la cuenca lacustre coincidente con una disminución del espacio de acumulación y con el periodo de la etapa tectónica activa.

CONCLUSIONES

En la Formación Cerro Lisandro, en el borde centro-occidental de cuenca Neuquina, las evidencias sedimentológicas sugieren que:

- El clima estuvo caracterizado por eventos inusuales de alta preci-

pitación y escorrentía consistente con periodos de alta descarga fluvial en la cuenca lacustre, relacionados con inundaciones estacionales. Este pudo ser un factor determinante en la cantidad de carga transportada por los sistemas de alimentación, inhibiendo el transporte de granos por suspensión turbulenta en los ríos. Esto, junto con la existencia de un relieve significativo que generó una zona de transferencia de alto gradiente, pudieron ser factores significativos en el control de los episodios de inundación, durante los cuales el suministro ingresó al sistema lacustre generando flujos hiperpícnicos. La naturaleza dominante de flujos hiperconcentrados, turbidíticos de alta y baja densidad y transicionales en los complejos de delta de tipo Gilbert generaron una alta complejidad en las asociaciones de facies que reflejan la construcción de los sistemas relacionados a procesos de inundación que son intrínsecamente catastróficos.

- El patrón de apilamiento general indica que la evolución temporal de los sistemas fluvio-deltaicos fue controlada por el levantamiento inicial de la red de drenaje, la tasa de denudación, el gradiente de cada sistema y el volumen y concentración de los flujos individuales.

- Las geometrías estratales, el patrón de apilamiento y la ciclicidad de los depósitos a diferentes escalas sugieren que el espacio de acomodación fue casi siempre creado, aunque en tasas diferentes.

- La ciclicidad desarrollada en los diferentes órdenes jerárquicos dentro de las sucesiones en la cuenca de antepaís andino está aparentemente controlada por dos factores principales: tectonismo y cambios cíclicos del clima.

- El análisis arquitectural/acomodación permite reconocer los distintos estadios de evolución de los sistemas de depósito en la cuenca durante un ciclo completo de alta acomodación. Durante la etapa de subalimentación temprana, con la definición del abultamiento periférico, la cuenca permaneció en condiciones hambrientas y se reconoce una etapa dominada por el tectonismo como control y otra en la que se combina con las condiciones climáticas para desarrollar la ciclicidad en la secuencia. Una superficie de inundación sugiere el pico de subsidencia durante el depósito de la Formación Cerro Lisandro. Las dos etapas de evolución de los sistemas sugieren el estadio de avance del frente orogénico acompañado del abultamiento periférico hacia el cratón. Se produce entonces una migración del sistema lacustre de hasta 10 km cuenca adentro, acompañando la migración del depocentro desde el sector interno hacia el sector externo de la cuenca profunda. Todo lo expresado anteriormente sugiere que la configuración de la extensión areal del lago en la cuenca profunda del antepaís varió considerablemente a través del tiempo, y sufrió episodios de contracción y expansión excepcionales que pueden correlacionarse con periodos de fuerte actividad tectónica de la faja de corrimiento y plegamiento y las condiciones climáticas.

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 desean expresar su reconocimiento a los árbitros del trabajo, a los Drs. Matthias Bernet y Thierry Calmus por sus valiosos aportes y sus sugerencias para el mejoramiento del texto y sus contenidos.

REFERENCIAS

- Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M., Ramos, V., 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.
- Allen, P., 1981, Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions: *Sedimentology*, 28, 369-379.
- Armas, P., Sánchez, M., 2011, Análisis estratigráfico secuencial (Cretácico Superior) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina: *Andean Geology*, 38 (1) 119-155.
- Ashmore, P., 1982, Laboratory modelling of gravel braided stream morphology: *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 201-225.
- Bhattacharya, J.P., 2006, Deltas, in Posamentier H.W., Walker, R.G. (eds.), *Facies Models Revisited: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 84, 237-292.
- Breda, A., Mellere, D., Massari, F., Asioli, A., 2009, Vertically stacked Gilbert-type deltas of Ventimiglia (NW Italy): The Pliocene record of an overfilled Messinian incised valley: *Sedimentary Geology*, 219, 58-76.
- Bridge, J.S., 2003, *Rivers and Floodplains*: Oxford, Blackwell Publishing, 491 pp.
- Cobbold, P., Rossello, E., 2003, Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina: *Marine and Petroleum Geology*, 20, 429-443.
- Dart, C., Collier, R., Gawthorpe, R., Keller, J., Nichols, G., 1994, Sequence stratigraphy of Pliocene-Quaternary synrift Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece: *Marine Petroleum Geologists*, 11, 607-614.
- DeCelles, P., Giles, K., 1996, Foreland basin systems: *Basin Research*, 8, 105-123.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N., Srivastava, P., 1991, Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana: *Sedimentology*, 38, 567-590.
- De Ferrariis, C., 1968, El Cretácico del norte de la Patagonia: Buenos Aires, *en 3as Jornadas Geológicas Argentinas*, 1, 121-144.
- Farrell, K., 2001, Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, nonmarine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland Marshes, Saskatchewan: *Sedimentary Geology*, 139, 93-150.
- Gawthorpe, R., Colella, A., 1990, Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins, *en Colella, A., Prior, D.B. (eds.), Coarse-grained Deltas*: Oxford, UK, Blackwell Scientific, International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, 113-127.
- Ghosh, P., Sarkar, S., Maulik, P., 2006, Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India: *Sedimentary Geology*, 191, 3-36.
- Glover, B., O'Beirne, A., 1994, Anatomy, hydrodynamics and depositional setting of a Westphalian C lacustrine delta complex, West Midlands, England: *Sedimentology*, 41, 115-132.
- Hardy, S., Gawthorpe, R., 1998, Effects of variations in fault slip rate in sequence stratigraphy of fan deltas: insights from numerical modelling: *Geology*, 26, 911-914.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L., Veiga, G., 2005, The Neuquén Basin: an overview, *en Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J., Schwarz, E. (eds.), The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*: Geological Society, London, Special Publications 252, 1-14.
- Hugo, C., Leanza, H., 2001, Hoja Geológica 3969-IV, General Roca, provincias del Neuquén y Río Negro: Instituto de Geología y Recursos Naturales, SEGEMAR, Boletín 308, 1-71.
- Kleinmans, M., 2005, Autogenic cyclicity of foreset sorting in experimental Gilbert-type deltas: *Sedimentary Geology*, 181, 215-224.
- Khadkikar, A.S., 1999, Trough cross bedded conglomerate facies: *Sedimentary Geology*, 128, 39-49.
- Keighley, D., 2000, A preliminary sequence stratigraphy of the Horton Group, southeast Moncton Basin, southeast New Brunswick: interpretation of the Dawson Settlement Member of the Carboniferous Albert Formation, Shell Albert Mines #4 well: New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Minerals and Energy Division, Mineral Resource Report, 4, 17-29.
- Lamb, M.P., Mohrig, D., 2009, Do hyperpycnal-flow deposits record river-flood dynamics?: *Geology*, 37, 1067-1070.
- Legarreta, L., Gulisano, C., 1989, Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina, *en Chebli, G., Spalletti, L. (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas*: Universidad

- Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica, 6, 221-243.
- Longhitano, S., 2008, Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilbert-type deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy): *Sedimentary Geology*, 210, 87-110.
- Lowe, D., 1982, Sediment gravity flows II: Depositional models with special referente to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297.
- Manacorda, L., Cafferata, A., Boggetti, D., Pacheco, M., Barrionuevo, L., Reinante, M., Meisingern, V., 2004, Modelo paleoambiental del Grupo Neuquén en la zona norte de la Cuenca Neuquina: San Luis, X Reunión de Sedimentología-Simposio Límite K/T de Argentina, 88-90.
- Martel, A., Gibling, M., 1991, Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canada: *International Association of Sedimentologists, Special Publication 13*, 223-243.
- Martinsen, R.S., 2003, Depositional remnants, part 1. Common components of the stratigraphic record with important implications for hydrocarbon exploration and production: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87, 1869-1882.
- Martinsen, O.J., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkildsen, G., Idil, S., 1999, Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA: *Sedimentology*, 46, 235-259.
- Massari, F., 1996, Upper-flow-regime stratification types on steep-face, coarse-grained, Gilbert-type progradational wedges (Pleistocene, Southern Italy): *Journal of Sedimentary Research*, 66, 364-375.
- Massari, F., Parea, G., 1990, Wave-dominated Gilbert-type gravel deltas in the hinterland of the Gulf of Taranto (Pleistocene, southern Italy), *en* Colella, A., Prior, D.B. (eds.), *Coarse-grained Deltas*: Oxford, UK, Blackwell Scientific, International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, 311-331.
- McConnico, T., Bassett, K., 2007, Gravelly Gilbert-type fan delta on the Conway Coast, New Zealand: foreset depositional processes and clast imbrications: *Sedimentary Geology*, 198, 147-166.
- Mc Phie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993, Volcanic textures: A guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks: University of Tasmania, Center for Ore Deposit and Exploration Studies, 198 pp.
- Meadows, N., Beach, A., 1993, Structural and climatic controls on facies distribution in a mixed fluvial and aeolian reservoir: the Triassic Sherwood Sandstone in the Irish Sea, *en* North, C., Prosser, D. (eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*: Geological Society, Special Publication 73, 247-264.
- Miall, A.D., 1985, Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth Science Review*, 22, 261-308.
- Miall, A.D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits*: Springer-Verlag, New York.
- Mosquera, A., Ramos V.A., 2006, Intraplate foreland deformation in the Neuquen embayment, *en* Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*: Geological Society of America Special Paper, 407, 97-123.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001, The physical carácter of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., Zavalá, C., 1996, The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins: *Memorie di Scienze Geologiche*, 48, 233-291.
- Mutti, E., Tinterri, R., di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S., Calabrese, L., 2000, Delta-front facies associations of ancient flood dominated fluvio-deltaic systems: *Revista de la Sociedad Geológica Española*, 13(2), 165-190.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., Cavanna, G., 2003, Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins: *Marine and Petroleum Geology*, 20, 733-755.
- Naipauer, M., Morabito, E., Marques, J., Tunik, M., Rojas Vera, E., Vujovich, G., Pimentel, M., Ramos, V., 2012, Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages: *Tectonophysics*, 524-525, 59-75.
- Nemec, W., 1990, Aspects of sediment movement on steep delta slope, *en* Colella, A., Prior, D. (eds.), *Coarse-grained Deltas*: Oxford, UK, Blackwell Scientific, International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, 29-73.
- Nichols, G., Fisher, J., 2007, Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits: *Sedimentary Geology*, 195, 75-90.
- Olariu, C., Bhattacharya, J., Leybourne, M., Boss, S., Stern, R., 2012, Interplay between river discharge and topography of the basin floor in a hyperpycnal lacustrine delta: *Sedimentology*, 59, 704-728.
- Ori, G., Roveri, M., Nichols, G., 1991, Architectural patterns in large-scale Gilbert-type delta complexes, Pleistocene, Gulf of Corinth, Greece, *en* Miall, A., Tyler, N., (eds.), *The Three-Dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*: Tulsa, SEPM, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 3, 207-216.
- Pángaro, F., Bruveris, P., 1999, Reactivación tectónica multiepisódica de sistemas extensionales, Cuenca Neuquina, Argentina: Salta, Argentina, 4º Congreso Geológico Argentino, Actas 1, 231-234.
- Pángaro, F., Pereira D., Micucci, E., 2009, El sinrift de la dorsal de huincul, cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2), 265-277.
- Ponciano, L.C., Della Fávera, J.C., 2009, Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model for the Devonian Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(4), 769-780.
- Postma, G., 1990, Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis, *en* Colella, A., Prior, D.B. (eds.), *Coarse-grained Deltas*: Oxford, UK, Blackwell Scientific, International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, 13-27.
- Rajchl, M., Uličný, D., 2005, Depositional record of an avulsive fluvial system controlled by peat compaction (Neogene, Most Basin, Czech Republic): *Sedimentology* 52: 601-625.
- Ramos, V., Folguera, A., 2005, Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constrains derived from the magmatic arc and foreland deformation, *en* Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J., Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*: Geological Society, London, Special Publications, 252, 15-35.
- Ritchie, B., Gawthorpe, R., Hardy, S., 2004, Three-dimensional numerical modelling of deltaic depositional sequences 1: influence of the rate and magnitude of sea level change: *Journal of Sedimentary Research*, 74, 203-200.
- Sánchez, M., 2004, Paleoambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico Superior, sudeste del Neuquén: 4º Congreso Uruguayo de Geología y 2ª Reunión de Geología Ambiental y Ordenamiento Territorial del MERCOSUR, 24 pp.
- Sánchez, M., 2006, Geología y estratigrafía de superficie y de subsuelo del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén-Cretácico) en la Sierra de Cara Cura, Cuenca Neuquina, prov. de Mendoza, Argentina: Aplicado al desarrollo de reservorios: Informe Confidencial Repsol-YPF.
- Sánchez, M., 2010, Geología y estratigrafía de superficie del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén-Cretácico), Bloque Cañadón Amarillo, Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina, Aplicado al desarrollo de reservorios: Informe Confidencial, YPF.
- Sánchez, M., Armas, P., 2008, Paleoambientes sedimentarios del Cretácico Superior en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Formación Anacleto y Miembro Inferior de la Formación Allen: VII Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos.
- Sánchez, M., Asurmendi, E., 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: Neuquén, Argentina, 18º congreso Geológico Argentino, 44 pp.
- Sánchez, M., Cardozo, J., 2002, Sedimentología y paleoambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico superior, sudeste del Neuquén (en CD): 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, 36 pp.
- Sánchez, M., Gómez, J., 2005, Análisis estratigráfico del Subgrupo Río Colorado en el sector este del departamento Confluencia Neuquén, Argentina (en CD): Mar del Plata, VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 20 pp.
- Sánchez, M., Heredia, S., 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., Heredia, S., Calvo, J., 2004, Paleoambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico Superior, en el Cañadón El Escondido, sudeste del Neuquén. (Resumen): 10ª Reunión Argentina de Sedimentología, 54 pp.
- Sánchez, M., Calvo, J., Heredia, S., 2005, 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., Heredia, S., Calvo, J., 2006a, Paleoambientes sedimentarios del Cretácico superior de la Formación Plottier (Grupo Neuquén), departamento Confluencia, Neuquén, Argentina: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61(1), 3-18.
- Sánchez, M., Gómez, J., Heredia, S., 2006b, 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: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61(2), 236-255.
- Sánchez, M., Armas, P., Morra, S., 2006c, La transición entre los Grupos Neuquén y Malargüe del Cretácico Superior, en el borde noreste de la Cuenca Neuquina (provincias de Río Negro y Neuquén), Argentina: 4º Congreso Latinoamericano de Sedimentología – 11º Reunión Argentina de Sedimentología, 207 pp.
- Sánchez, M.L., Rossi, J., Morra, S., Armas P., 2007a, Integration of outcrop and borehole data for the interpretation of Upper Cretaceous lacustrine deposits in the Lisandro Formation (Neuquén Group), Neuquina Basin, Argentina: Barcelona, España, 4th International Limnogeology Congress.
- Sánchez M., Rossi, J., Armas, P., Morra, S., 2007b, Lacustrine sequences and processes in the Upper Cretaceous Lisandro Formation (Neuquén Group), southern Mendoza province, Argentina: Barcelona, España, 4th International Limnogeology Congress.
- Sánchez, M., Rossi, J., Morra, S., Armas, P., 2008, Análisis estratigráfico secuencial de las Formaciones Huincul y 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., Morra, S., Armas, P., Rossi, J., 2009, El Grupo Neuquén (Cretácico) en el borde oriental de la Cuenca Neuquina (provincias de Neuquén y Río Negro), Argentina, en V Congreso Latinoamericano de Sedimentología - Primer Congreso Venezolano de Geocientíficos del Petróleo, p. 72.
- Sánchez, M.L., Armas, P., Asurmendi, E., 2011, El Subgrupo Río Colorado (Cretácico Superior): distribución regional, sedimentológica y evolución estratigráfica, provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro, en Actas del XVIII Congreso Geológico Argentino (en CD), 2-6 mayo de 2011, Neuquén: Asociación Geológica Argentina, p. 56.
- Sánchez, M.L., Asurmendi, E., Armas, P., 2013, Subgrupo Río Colorado (Grupo Neuquén): registros de paleosismicidad en la cuenca de antepaís andina, Cuenca Neuquina, Provincias de Neuquén y Río Negro, Argentina: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 70(1), 96-114.
- Sánchez, M.L., Asurmendi, E., Armas, P., 2014, Sedimentología y estratigrafía de alta resolución del subgrupo Río Neuquén (Cretácico superior) Departamento Confluencia, provincia de Neuquén, Argentina: Andean Geology, 41(1), 106-141. doi: 10.5027/andgeoV41n1-a05.
- Silvestro, J., Zubiri, M., 2008, Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) – Neuquén: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63(1), 49-64.
- Schomacker, E., Kjemperud, A., Nystuen, P., Jahren, J., 2010, Recognition and significance of sharp-based mouth-bar deposits in the Eocene Green River Formation, Uinta Basin, Utah: Sedimentology, 57, 1069-1087.
- Siegenthaler, C., Huggenberger, P., 1993, Pleistocene Rhine gravel: deposits of a braided river system with dominant pool preservation, en Best, J.L., Bristow, C.S. (eds.), Braided Rivers: Geological Society, London, Special Publication 75, 147-162.
- Strecker, J.R., Steidtmann, J.R., Smithson, S.B., 1999, A conceptual tectonostratigraphic model for seismic facies migrations in a fluvio-lacustrine extensional basin: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 83, 43-61.
- Tewari, R., 1995, Tewari, Tectono-sedimentary evolution of Bijori (Late Permian), and Pachmarhi (Early Triassic) Formations of Satpura basin, Central India: Journal Petroleum Geology, 42, 75-86.
- Tinterri, R., 2007, The Lower Eocene Roda sandstone (south-central Pyrenees): An example of a flood-dominated river-delta system in a tectonically controlled basin: Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 113(2), 223-255.
- Tunik, M., Folguera, M., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V., 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.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A., 1981, Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiana-eoterciaria del engolfamiento Neuquino (Patagonia Septentrional): San Luis, 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 673-711.
- Ulicný, D., 2001, Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic: Sedimentology, 48, 599-628.
- Ulicný, D., Nichols, G., Waltham, D., 2002, Role of initial depth at basin margins in sequence architecture: field examples and computer models: Basin Research, 14, 347-360.
- Umazano, A., Belloso, E., Visconti, G., Melchor, R., 2008, Mechanisms of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: An example from the Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina: Sedimentary Geology, 203, 213-228.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H., Welsink, H., 1995, Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina, en Tankard, A., Suárez, R., Welsink, H. (eds.), Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 383-402.
- Wellner, R., Beaubouef, R., Van Wagoner, J., Roberts, H., Sun, T., 2006, Jet-plume depositional bodies - the primary building blocks of Wax Lake Delta: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 55, 867-909.
- Yang, Y., Miall, A., 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.
- Zamora Valcarce, G., Rapalini, A., Spagnuolo, C., 2007, Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, Faja plegada del Agrio, Neuquén: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62(2), 299-307.
- Zamora-Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V., Rodríguez, F., Bernardo, L., 2009, Evolución tectónica del frente andino en Neuquén: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65, 192-203.
- Zapata, T., Folguera, A., 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, 37-56.

Manuscrito recibido: Abril 24, 2013

Manuscrito corregido recibido: Junio 6, 2013

Manuscrito aceptado: Agosto 6, 2013