

CONEXIÓN CRETÁCICA ENTRE LAS CUENCAS DEL GOLFO SAN JORGE Y CAÑADÓN ASFALTO (PATAGONIA): PALEO GEOGRAFÍA, IMPLICANCIAS TECTONOESTRATIGRÁFICAS Y SU POTENCIAL EN LA EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS

José O. ALLARD¹, José M. PAREDES¹, Nicolás FOIX^{1,2} y Raúl E. GIACOSA³

¹ Dpto. de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia, Chubut. E-mail: joseoallard@yahoo.com.ar

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

³ SEGEMAR - Delegación Regional Comahue, General Roca, Río Negro.

RESUMEN

El Grupo Chubut (Cretácico) en la Cuenca del Golfo San Jorge se inicia con el sistema depositacional fluvial-lacustre de las Formaciones Matasiete-Pozo D-129 (Barremiano?-Aptiano). Esta contribución evalúa la correlación entre la Formación Matasiete y sus equivalentes laterales de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Se caracterizó a la Formación Los Adobes en cañadón Puelman y cerro Punta Toro Hosco, sector noroccidental de la cuenca; los canales presentan espesor máximo promedio (T) de 7 m, relación ancho real/potencia máxima (W/t) promedio de 10 y dirección de paleoflujo hacia 168°. La Formación Cerro Fortín se analizó próxima al cerro Ferrarotti; los canales presentan una geometría promedio definida por T: 4,6 m, W/t: 16, y dirección de paleoflujo hacia 162°. Aguas abajo de ambas localidades aflora la Formación Matasiete, con canales fluviales con valores promedio de T: 7,3 m, W/t: 14 y dirección de paleotransporte al S-SE. La similitud litológica, consistencia entre las direcciones de paleoflujo y la geometría comparable de sus paleocanales sustentan la correlación física entre las unidades litoestratigráficas mencionadas. Utilizando análogos modernos se definió una zona de cabeceras mínima para el lago de la Formación Pozo D-129 de ~160.000 km², con cabeceras fluviales individuales de ~4.000 km². Los resultados obtenidos definen un escenario paleogeográfico con redes de drenaje que fluyen desde el norte-noroeste utilizando corredores sedimentarios de origen tectónico. La caracterización de un sistema depositacional continental conectando áreas de la Cuenca de Cañadón Asfalto y del Golfo San Jorge define potenciales guías de prospección de hidrocarburos en áreas de frontera.

Palabras clave: Cuenca Golfo San Jorge, Cuenca Cañadón Asfalto, Grupo Chubut, Aptiano, corredores sedimentarios

ABSTRACT

Cretaceous connexion between the Golfo San Jorge and Cañadón Asfalto Basin (Patagonia): paleogeography, tectonostratigraphic implications and their potential in the hydrocarbon exploration

The Chubut Group (Cretaceous) of the Golfo San Jorge Basin begins with a fluvial-lacustrine depositional system associated with the Matasiete-Pozo D-129 Formations (Barremian?-Aptian). This contribution evaluates the correlation among the Matasiete Formation and its temporally-equivalent units in the Cañadón Asfalto Basin. The fluvial succession of the Los Adobes Formation was characterized in cañadón Puelman and cerro Punta Toro Hosco, in the northwestern margin of the basin.

The fluvial sandbodies have a mean maximum thickness (T) of 7 m, a mean real width/maximum thickness ratio (W/t) of 10 and paleoflow direction toward 168°. The Cerro Fortín Formation was analyzed near cerro Ferrarotti; the fluvial channels have mean values of T: 4,6 m, W/t: 16, and a mean paleoflow direction toward 162°. The Matasiete Formation outcrops downstream of both localities and its fluvial channels show a mean T: 7,3 m, W/t: 14 and a paleotransport direction toward S-SE. A similar lithological appearance, uniform paleoflow directions and comparable geometries of the paleochannels support the physical correlation among the above-mentioned lithostratigraphical units. By using modern analogues, a minimum drainage area of ~160000 km² was estimated for the Pozo D-129 Formation, with individual watersheds of ~4000 km². The results support a paleogeographic scenario with regional fluvial systems that flow from the north-northwest using tectonically-driven sedimentary corridors. The characterization of a continental depositional system connecting areas of the Cañadón Asfalto and Golfo San Jorge basins defines potential guidelines for prospecting hydrocarbon reservoirs in frontier areas.

Keywords: Golfo San Jorge Basin, Cañadón Asfalto Basin, Chubut Group, Aptian, sedimentary corridors

INTRODUCCIÓN

Los estudios de cuencas sedimentarias están enfocados en la caracterización y análisis del registro estratigráfico vinculado a los depocentros, e intentan definir y comprender factores de control externos e internos que condicionan su arquitectura estratigráfica. Determinar los límites paleogeográficos es una tarea subordinada, ya que suele ser dificultoso debido a la discontinuidad de los afloramientos, o por la superposición de eventos de deformación tectónica. En cuencas continentales, la definición de altos relativos respecto a depocentros de cuencas adyacentes puede utilizarse para definir estos límites (Galloway 1989, Howard *et al.* 2006, Davidson y North 2009, Davidson y Hartley, 2010, Leeder 2011, Lowe *et al.* 2011, Sømme *et al.* 2009). Estas zonas incluyen las cabeceras de las cuencas de drenaje (Morisawa 1968, Miall 1996, Bridge, 2003, Schumm 1977, 2005) y se caracterizan por la falta de registro sedimentario dado que constituyen las áreas fuente de las sucesiones evaluadas. El análisis espacial de la distribución de estas zonas positivas respecto a las direcciones de paleoflujo permite reconstruir las divisorias de drenaje a escala de cuenca sedimentaria, y de esta forma establecer las zonas limítrofes (Bridge 2003, Lowe *et al.* 2011). Sin embargo, los afloramientos del basamento sedimentario no siempre se pueden utilizar para ubicar los límites de las cuencas, ya que es común que éstas presenten altos intracuencales que las particionen. Esta situación ocurre independientemente del dominio estructural en el que se desarrolle la cuenca, es decir que puede ocurrir en ambientes tectónicos extensionales (Buck y Minter 1985, Mack y James 1993, Zeng *et al.* 2007, Leeder 2011), transcurrentes (Howard *et al.* 2006), compresionales (Lawton 1986, Bentham *et al.* 1992, Leeder 1993, Burbank *et al.* 1999) o cuencas asociadas a inversión tectónica (Bayona y Lawton 2003). Adicionalmente, la determinación de los límites de las cuencas se complica aún más si éstas son alimentadas por sistemas fluviales de grandes dimensiones que drenen a través de distin-

tas cuencas (Dickinson 1988, Miall 2006, Leeder 2011).

La Cuenca del Golfo San Jorge ha sido intensamente estudiada debido a su potencial hidrocarburífero, por lo cual se dispone de la información de subsuelo y afloramientos necesaria para evaluar, ajustar y definir sus límites paleogeográficos. Esta contribución tiene como objetivo general caracterizar las zonas de cabeceras vinculadas a las formaciones Matasiete y Pozo D-129, y de esta forma ajustar la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca durante el Barremiano?-Aptiano. Los resultados obtenidos permiten reevaluar el límite cuencal a partir del vínculo entre las formaciones Matasiete, Los Adobes y Cerro Fortín. Comprender de forma integrada el sistema deposicional Los Adobes-Matasiete-Pozo D-129 tiene implicancias para prospeccionar elementos paleogeomorfológicos con potencial exploratorio en el subsuelo de la cuenca. Por otro lado, las relaciones estratigráficas reconocidas entre la Formación Cerro Fortín y su sustrato sedimentario evidencian una fase contraccional pre-aptiana. Identificar dicho evento es fundamental para comprender la evolución tectono-estratigráfica de la cuenca durante el Cretácico Inferior, así como la influencia de la morfología del basamento sedimentario en la macro-arquitectura estratigráfica.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca del Golfo San Jorge se ubica en la Patagonia central entre los 45° y 47° de latitud sur, y los 71° y 66° de longitud oeste. Al norte se encuentra limitada por la cuenca de Cañadón Asfalto, al sur por la región del Deseado, al este por la plataforma marina atlántica y al oeste por la Precordillera Patagónica (Fig. 1a). El relleno mesozoico de esta cuenca extensional intracratónica está vinculado al proceso de *rifting* iniciado en el Jurásico durante la apertura del océano Atlántico (Figari *et al.* 1999, Sylwan 2001, Sylwan *et al.* 2008). La abundante información vinculada a la exploración y explotación de hidrocarburos permite definir los intervalos es-

tratigráficos y los dominios estructurales de la cuenca (Fig. 1b y 1c). Sobre un basamento económico de edad neopaleozoica a jurásica tardía se apoyan potentes secuencias sedimentarias cretácicas (Fig. 1d). El registro cretácico comienza con el Grupo Las Heras definido a partir de información de subsuelo. Estos depósitos se vinculan a una megasecuencia marina a transicional de *synrift* (Figari *et al.* 1999). Suprayace en discordancia el Grupo Chubut (Fig. 1c) conformado por depósitos lacustres y fluviales con un grado variable de participación volcánicla y piroclástica. La distribución de espesores en el subsuelo evidencia un patrón de drenaje regional con diseño radial centrípeto durante toda su depositación (Barcat *et al.* 1989, Fitzgerald *et al.* 1990, Peroni *et al.* 1995, Figari *et al.* 1999, Hechem y Strelkov 2002). El Grupo Chubut se inicia con las Formaciones Matasiete y Pozo-D129, que representan el registro de un sistema deposicional fluvial-lacustre muy extendido en el subsuelo y en el ámbito de la sierra de San Bernardo. Fitzgerald *et al.* (1990) vinculan estas secuencias continentales a una fase de hundimiento termal, mientras que Figari *et al.* (1999) las asocian a una nueva fase de extensión-transtensión (Fig. 1d). El registro sedimentario continúa con la Formación Castillo (Albiano *sensu* Bridge *et al.* 2000, Suárez *et al.* 2014) asociada a sistemas aluviales-fluviales fuertemente influenciados por el aporte de ceniza volcánica (Paredes *et al.* 2015) con influencia variable del control tectónico extensional (Figari *et al.* 1999, Paredes *et al.* 2013b). Le suprayace la Formación Bajo Barreal de edad Cenomaniana (Bridge *et al.* 2000, Suárez *et al.* 2014) hasta Campaniana (Clyde *et al.* 2014), unidad también dominada por el registro de sistemas fluviales, pero con una gradual disminución en la proporción de material piroclástico distal y depositada en un contexto tectónico dominado por hundimiento térmico regional (Figari *et al.* 1999, Rodríguez y Littke 2001). El predominio de depósitos fluviales en las Formaciones Castillo y Bajo Barreal permite proponer que ambas unidades se depositaron en un esquema de cuenca endorreica del tipo *fluvial domi-*

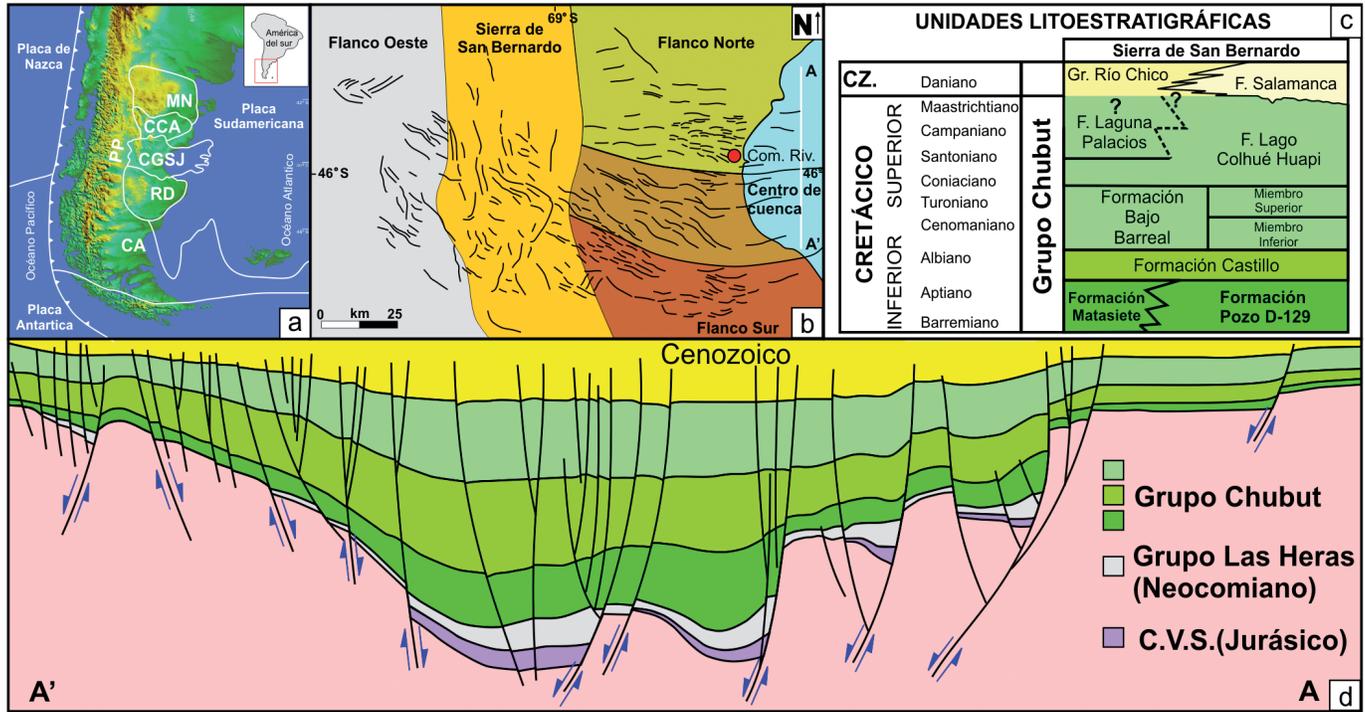


Figura 1: a) Ubicación de la Cuenca del Golfo San Jorge (CA: Cuenca Austral, RD: Región del Deseado, CGSJ: Cuenca del Golfo San Jorge, CCA: Cuenca de Cañadón Asfalto, MN: Macizo Nordpatagónico, PP: Precordillera Patagónica). b) Dominios Estructurales (Figari *et al.* 1999). c) Unidades litoestratigráficas del Grupo Chubut (Casal *et al.* 2015). d) Corte estructural regional en el que se destaca el carácter sin-tectónico del intervalo sedimentario de las formaciones Matasiete y Pozo D-129 (Figari *et al.* 1999).

ated basins (Nichols 2012). La Formación Laguna Palacios, equivalente lateral del Miembro Superior de la Formación Bajo Barreal, se restringe a una posición perimetral de la cuenca y constituye esencialmente un registro de paleosuelos (Belloso y Scituo 2002, Genise *et al.* 2002). Casal *et al.* (2015) proponen incorporar una nueva unidad al Grupo Chubut, a la que denominan Formación Lago Colhué Huapi (Coniaciano-Maastrichtiano), de génesis fluvial y en un contexto paleogeográfico con probable conexión lateral con la Formación Salamanca.

Todos los estudios del Grupo Chubut abarcan la zona 3 de los sistemas fluviales (*sensu* Schumm 1977), en los que los factores de control son *downstream* (Schumm 2005). A modo de ejemplo se pueden mencionar los estudios sobre la actividad tectónica sinsedimentaria (ej. Fitzgerald *et al.* 1990, Figari *et al.* 1999, Paredes *et al.* 2013b) y de la influencia del aporte piroclástico (Paredes *et al.* 2007, 2011, Umazano *et al.* 2008, 2012). Las cabeceras de las redes de drenaje (zona 1 *sensu* Schumm 1977) han quedado relegadas en el avance del cono-

cimiento del Grupo Chubut. Sin embargo, estas zonas definen importantes parámetros como las características litológicas de las áreas fuente y, en especial, permiten establecer los límites paleogeográficos con cuencas contiguas como la Cuenca de Cañadón Asfalto (Allard *et al.* 2013). Las secuencias fluviales del Cretácico Inferior fuera del ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge corresponden a la Formación Los Adobes en la sierra del Lonco Trapial y a la Formación Cerro Fortín en la sierra de Cerro Negro. La primera está compuesta por los depósitos conglomerádicos del Miembro Arroyo del Pajarito sobre los cuales se desarrollan las secuencias arenosas y pelíticas del Miembro Bardas Coloradas (Figari y García 1992). La Formación Cerro Fortín presenta un Miembro Inferior conglomerádico y se diferencia de la anterior por un Miembro Superior con depósitos tobáceos (Robbiano 1971).

METODOLOGÍA

El análisis sedimentológico de afloramiento se basó en los clásicos conceptos

de litofacies, asociaciones de litofacies y elementos arquitecturales (Miall 1996). Las direcciones de paleoflujo se obtuvieron de la estratificación entrecruzada tangencial o planar en los cuerpos canalizados de mayores dimensiones, en los que también se midió el tamaño máximo y promedio del *set*, valores que se utilizaron para estimaciones paleohidráulicas a partir de las ecuaciones propuestas por Allen (1968), Bridge y Mackey (1993) y Leclair y Bridge (2001). El esquema paleogeográfico del sistema deposicional se obtuvo vinculando la información de afloramiento y subsuelo con análogos modernos; los cálculos de paleocaudal se realizaron con las estimaciones de ancho y profundidad del paleocauce (Leclair y Bridge 2001) y se utilizaron para comparar sistemas fluviales modernos con una hidrología similar. Los valores de paleocaudal se utilizaron para estimar las dimensiones del área fuente aguas arriba del lugar de medición del tamaño de *set*. (Davidson y North 2009). Utilizando los parámetros hidrológicos de lagos africanos de origen tectónico se definió la

lación entre las superficies lacustres y las dimensiones de sus cabeceras (Burrough y Thomas 2009). Esta relación se utilizó con el área de subsuelo del sistema lacustre de la Formación Pozo D-129 para estimar las dimensiones de las cabeceras del paleolago.

UN GRAN LAGO EN UN CLIMA SEMI-ÁRIDO

El nivel de base de sistemas fluviales endorreicos es, en general, un sistema lacustre contemporáneo (Shanley y McCabe 1994, Miall 1996, Bridge 2003, entre otros). Aunque el registro estratigráfico de los lagos es relativamente simple, estudios de sistemas modernos han demostrado que el tamaño y la química de los mismos resultan del balance relativo entre las tasas de acomodación asociadas a los procesos tectónicos, y el suministro de agua y sedimentos que surgen del contexto climático (Carroll y Bohacs 1999, Yan *et al.* 2002). En la Cuenca del Golfo San Jorge el lago asociado a la Formación Pozo D-129 es de origen tectónico, profundo, de carácter meromítico, con intercalaciones de depósitos volcanoclásticos y sin desarrollo de evaporitas (Van Nieuwenhuise y Ormiston 1989, Figari *et al.* 1999, Paredes *et al.* 2007, Paredes *et al.* 2011). Estas evidencias sugieren un lago desarrollado bajo condiciones balanceadas entre la tasa de aporte de agua y sedimentos respecto de la tasa de acomodación (Carroll y Bohacs 1999, su figura 3). A pesar de este aparente balance, el registro de una secuencia lacustre que supera los 1.000 m de espesor se interpreta como un sistema de denudación-acumulación de larga duración (*long term denudation-accumulation system sensu* Einsele y Hinderer 1998), en el que los procesos de generación de espacio dominaban sobre los de relleno sedimentario. El análisis paleogeomorfológico de este sistema requiere la estimación de la paleosuperficie del lago, la cual está controlada por la amplitud en la variación de la línea de costa (Scholz *et al.* 1998). A pesar de ser un lago de grandes dimensiones, su paleolatitud intermedia (Mena 2010) no

permite clasificarlo como un lago de altas o bajas latitudes (*sensu* Scholz *et al.* 1998), y en consecuencia no se puede inferir la estabilidad relativa de la línea de paleocosta (Scholz *et al.* 1998). Teniendo en cuenta lo mencionado, se utilizaron los mapas paleogeográficos de subsuelo (Fitzgerald *et al.* 1990, Figari *et al.* 1999) para estimar un área máxima del sistema lacustre de ~50.000 km² y un área mínima de ~24.000 km². Por otro lado, se utilizaron los parámetros morfométricos de 23 lagos africanos (Fig. 2a) (Burrough y Thomas 2009) desarrollados en un contexto tectónico similar al de la Formación Pozo D-129 y se obtuvo una recta de regresión entre área de cabeceras vs. área máxima lacustre (Fig. 2b). En base a la ecuación obtenida y al área mínima del lago aptiano se define una dimensión de las cabeceras de ~ 160.000 km². Esta estimación es la más conservadora debido que utiliza el área mínima del lago, y al mismo tiempo, es una simplificación ya que no tiene en cuenta variables como el diacronismo de los distintos depósitos costaneros, la pendiente del sustrato sobre el que se emplaza el lago, las variaciones de la línea de costa, la morfología de la cuenca, el coeficiente de escurrimiento de las cabeceras, la precipitación y la evaporación potencial de las mismas (Burrough y Thomas 2009). Considerando estas limitaciones, la superficie estimada aún permite ajustar el esquema paleogeomorfológico y definir una región de paleodrenaje (cabeceras) que alimentaba al paleolago. La figura 2c representa una reconstrucción muy simplificada del área calculada, en la que el patrón radial responde a interpretaciones previas (ej. Figari *et al.* 1999) y el límite norte se infiere en base a la posición del depocentro de Paso de Indios de la Cuenca de Cañadón Asfalto. El área de cabeceras del paleolago de la Formación Pozo-D 129 abarca un anillo de ~150 km de ancho promedio. Los afloramientos cretácicos ubicados en el margen de cuenca occidental y noroccidental contienen sistemas fluviales que drenaban al lago de la Formación Pozo D-129, y permiten definir un corredor sedimentario occidental y otro noroccidental (ver abajo) (Fig. 2c).

CORREDOR SEDIMENTARIO NOROCCIDENTAL

Los depósitos fluviales del Grupo Chubut ubicados en el margen norte de la Cuenca del Golfo San Jorge forman parte de los sistemas de transferencia de borde de cuenca (Allard *et al.* 2012). La sierra de Lonco Trapial representa el límite occidental de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Cortiñas y Gonzales Naya 1999) y en este estudio se evaluaron afloramientos ubicados en su extremo austral (Fig. 2). Las localidades estudiadas se ubican en una faja de afloramientos N-S, con el cañadón Puelman ubicado al norte y el cerro Punta Toro Hosco al sur. La sucesión fluvial analizada se dispone por debajo de un estrato de tobas verdes que constituye un nivel de correlación regional que marca la base del Miembro Puesto La Paloma de la Formación Cerro Barcino (*sensu* Codignotto *et al.* 1978). Esta relación estratigráfica permite vincular las secuencias fluviales estudiadas con la Formación Los Adobes (Figari y García 1992).

La sucesión fluvial está dominada por litofacies areno-conglomerádicas finas a areniscosas vinculadas a depósitos tractivos generados por flujos acuosos diluidos, y por litofacies fangosas asociadas a procesos de decantación. Entre las litofacies gruesas dominan los depósitos con estratificación entrecruzada tangencial o planar, mientras que las fangolitas se caracterizan por su color rojizo, aspecto macizo o escaso desarrollo de estructuración interna en bloques, o laminación paralela. Las asociaciones de litofacies se agrupan en asociaciones canalizadas y no canalizadas (Fig. 3a y b). Las primeras están constituidas por depósitos de fondo de canal y barras, mientras que las últimas incluyen depósitos de planicie de inundación proximal, media y distal. La geometría de los cuerpos arenosos canalizados está definida por su base neta erosiva y techo plano, aunque se reconocieron geometrías complejas que surgen del amalgamamiento vertical (Fig. 3b, intervalo A) o lateral de cuerpos individuales (Fig. 3b, intervalo B). La distribución espacio-temporal de los cuerpos individuales es hete-

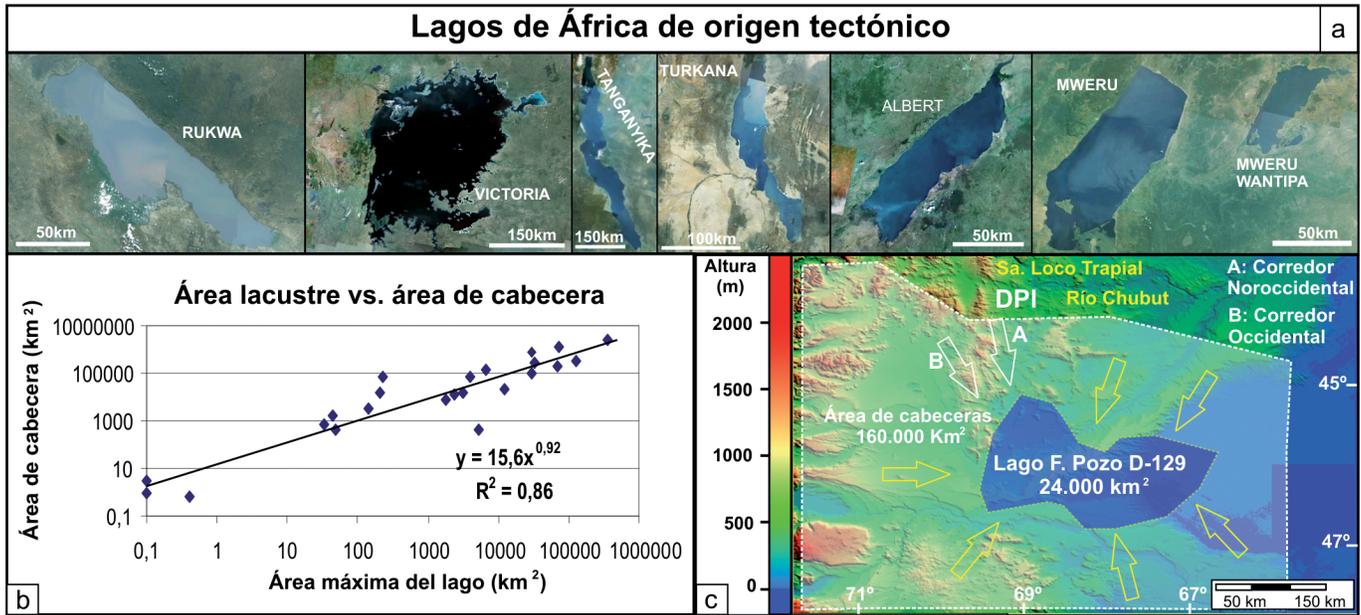


Figura 2: a) Ejemplos de lagos de África generados por tectónica extensional (fuente de imágenes *Google Earth*). b) Gráfico log-log que relaciona el área máxima de 23 lagos de África y el área de las cuencas de drenaje que los alimentan. Datos de Burrough y Thomas (2009). c) Imagen radar (SRTM) de la zona sur de Chubut y norte de Santa Cruz indicando el área mínima del lago vinculada a la Formación Pozo D-129 y su área de cabecera. Esta última surge del área del paleolago y de la ecuación de regresión de la figura (a). Las flechas representan las direcciones generales de paleoflujo de los sistemas de transferencia locales. En los afloramientos de la faja plegada de San Bernardo se define un corredor sedimentario noroccidental (A) y uno occidental (B).

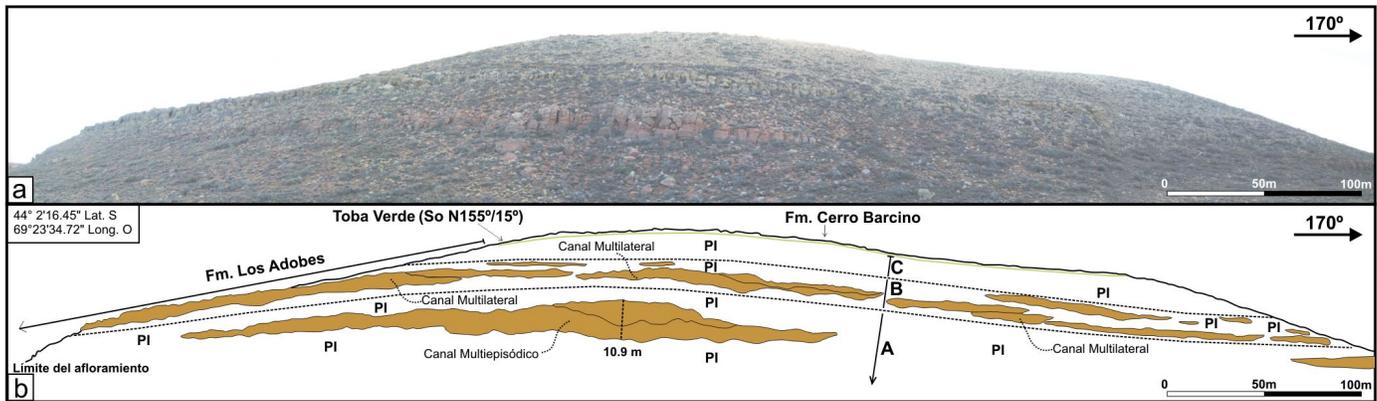


Figura 3: a) Fotomosaico de afloramiento en cañadón Puelman (44°02'16.45"S; 69°23'34.72"O). b) Digitalización de cuerpos canalizados principales a partir de superficies fluviales de 4to orden (*sensu* Miall 1996). La orientación del panel es subparalela a la dirección de paleoflujo regional. El nivel de correlación regional es un horizonte de toba verde ubicado en la base de la Formación Cerro Barcino. En la vertical se pasa de un intervalo con cuerpos multipisódicos (A) a uno dominado por cuerpos multilaterales (B) y luego a un dominio de depósitos de planicie de inundación (C). PI: Planicie de inundación.

rogénea, con sectores en los que afloran aislados en la planicie de inundación, y sectores con marcada yuxtaposición (Fig. 3b). Internamente, los cuerpos desarrollan superficies que inclinan aguas abajo con valores inferiores a 20° y guardan una relación angular inferior a 60° entre la dirección de inclinación y las paleocorrientes que limitan. Con baja proporción, se diferenciaron superficies plano-convexas, con geometrías que no superan 1,5 m de

altura máxima y 10-15 m de ancho aflorado, y superficies cóncavas, erosivas, con dimensiones de 1,8 - 2 m de alto y menos de 10 m de ancho. En base a las descripciones, los cuerpos de mayores dimensiones se interpretan como el registro del relleno de canales fluviales de baja sinuosidad, con o sin desarrollo de barras centrales, vinculados a una planicie de inundación bien drenada (Miall 1996).

Los canales fluviales aislados en depósitos de planicie de inundación sugieren un contexto fluvial de mediana a alta acomodación (Labourdette 2010), mientras que el amalgamamiento vertical o lateral de cuerpos principales (Fig. 3b) se interpreta como consecuencia de migración por avulsión (Gibling 2006). Las tareas de micro-arquitectura fluvial permitieron definir direcciones generales y locales de paleoflujo, y la geometría

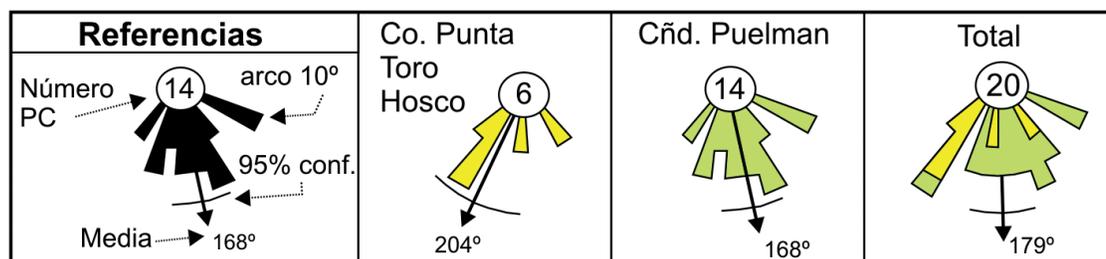


Figura 4: Distribución circular de vectores medios de las localidades ubicadas en el corredor noroccidental. La rosa total muestra la contribución relativa de cada localidad.

CUADRO 1: Estimaciones de paleocaudal a partir del tamaño del *set* entrecruzado (h). Paleoprofundidad d en base a Allen (1968) ($d_{(1)}$) y Leclair y Bridge (2001) ($d_{(2)}$). El caudal (Q) surge de las paleoprofundidades calculadas y de la propuesta de Bridge y Mackey (1993). El cálculo de paleocaudal promedio ($83.59 \text{ m}^3/\text{s}$) surge del promedio de h (0.38 m).

h (m)	$d_{(1)}$ (m)	$d_{(2)}$ (m)	$Q_{(1)}$ (m^3/s)	$Q_{(2)}$ (m^3/s)	Prom. Q
0,22	2,2	1,98	37,35	30,79	34,07
0,24	2,37	2,16	42,67	36,07	39,37
0,5	4,39	4,5	131,1	137,17	134,14
0,55	4,76	4,95	151,67	163,15	157,41
0,38	3,46	3,39	85,12	82,05	83,59

externa de los canales fluviales de mayores dimensiones. En la zona de estudio se obtuvieron 353 datos de paleoflujo (Fig. 4) con un promedio general de 177° (95% confianza: $\pm 3^\circ$), mientras que el promedio de los vectores medios de cada cuerpo ($n=20$) indica una dirección general de paleoflujo hacia 179° (95% de confianza: $\pm 15^\circ$). El promedio de los vectores medios de los cuerpos fluviales caracterizados en el cañadón Puelman ($n=14$) indica una dirección general de paleoflujo hacia 168° (95% de confianza: $\pm 13^\circ$). Allí la geometría de los cuerpos está definida por una potencia máxima promedio de 7 m (DStd= 3,7 m) y un ancho real promedio de 72 m (DStd= 71 m). En la localidad de cerro Punta Toro Hosco ($44^\circ 15' 0.17'' \text{ S}$, $69^\circ 25' 14.60'' \text{ O}$), ubicada 22 km al sur de la anterior, se caracterizaron 6 cuerpos fluviales con un espesor máximo promedio de 6,8 m (DStd= 3,8 m), un ancho máximo promedio de 51 m (DStd= 36 m) y se observó un canal fluvial multiépisódico con un espesor máximo de 18 metros. En esa región se obtuvieron 69 paleocorrientes (Fig. 4), con un promedio hacia 173° (95% confianza: $\pm 9^\circ$) y una distribución promedio de los vectores medios ($n=6$) hacia 204° (95% confianza: $\pm 21^\circ$).

En la localidad de cerro Punta Toro Hosco se midieron las potencias de los *set* de

la estratificación entrecruzada tangencial desarrollada en areniscas gruesas, los que presentan un valor máximo de 50-55 cm, con promedio de 20-22 cm (Fig. 5). Aunque las mediciones no fueron sistemáticas, el espesor del *set* se utilizó para definir la paleoprofundidad promedio a partir de la ecuación propuesta por Allen (1968):

$$h=0.086*(d)^{1.19}$$

donde "h" corresponde a la altura del *set* de la estratificación entrecruzada y "d" es la paleoprofundidad.

Una alternativa para definir la profundidad del paleoflujo es considerar que el espesor del *set* corresponde a un tercio de la paleoprofundidad (Leclair y Bridge 2001). De esta forma, se obtuvo un rango de paleoprofundidades que se utilizaron para estimar el ancho del paleocanal (Wc) utilizando la relación propuesta por Bridge y Mackey (1993):

$$Wc=8.88*d^{1.82}$$

Siguiendo los criterios de Bridge *et al.* (2000), Eriksson *et al.* (2006) e Ito *et al.* (2006), la velocidad del paleoflujo se consideró de $0,75 \text{ m/s}$. Estos parámetros permiten calcular la paleodescarga promedio a partir de la multiplicación del área transversal del paleocauce ($d*Wc$) por la velocidad del paleoflujo. El cuadro 1 resume los valores obtenidos, a partir de los cuales se

estima un rango de paleodescargas entre $\sim 40 \text{ m}^3/\text{s}$ y $\sim 160 \text{ m}^3/\text{s}$, mientras que el paleocaudal promedio se estima en $83,5 \text{ m}^3/\text{s}$.

Con el fin de valorar el área de las cabezeras que correspondería al paleocaudal estimado, se construyó una curva geomorfológica regional (ver metodología en Davidson y North 2009) a partir de hidrogramas de sistemas fluviales análogos. Para la selección de los ríos modernos se tuvo en cuenta un marcado desarrollo de la descarga estacional y su posición geográfica en un clima semiárido. La característica estacional surge del rango de paleodescargas obtenido (Cuadro 1) y de la alternancia de litofacies conglomerádicas y arenosas (Fig. 5), mientras que el contexto paleoclimático semiárido está basado en datos de Hechem *et al.* (1987) y Paredes *et al.* (2007).

A partir de la ecuación de regresión obtenida se estimó un área de la red de drenaje de $\sim 3900 \text{ km}^2$ aguas arriba de la localidad de estudio. La figura 5 representa las geometrías de dicha área basada en el comportamiento general de cuencas de drenaje simples (Allen 1965).

El área que incluye el cerro Fortín sugiere un sistema de paleodrenaje que incluye la dirección de paleoflujo hacia $N 224^\circ$ mencionada por Figari y García (1992) en dicha localidad. Una opción alternativa está representada por el polígono desplazado hacia el oeste (Fig. 6), escenario en el que el depocentro de Paso de Indios no habría funcionado como área fuente de los depósitos de cerro Punta Toro Hosco.

CORREDOR SEDIMENTARIO OCCIDENTAL

Los afloramientos fluviales estudiados en el margen occidental de la Cuenca del

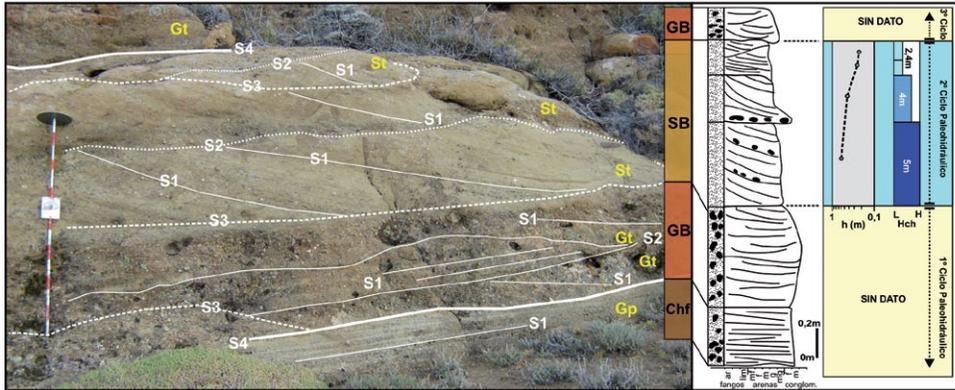


Figura 5: Arquitectura fluvial y paleohidráulica de un cuerpo canalizado en la localidad de cerro Punta Toro Hosco. Litofacies, asociaciones de litofacies y jerarquías de superficies internas según Miall (1996). La intercalación de barras arenosas (SB) con barras gravosas (GB) evidencia la superposición de flujos de distinta energía. Chf: depósitos de fondo de canal. El paleocaudal en las facies arenosas surge de las estimaciones de la paleopropundidad (Hch) que se realizaron en base al tamaño de *set* (h). Los depósitos gravosos se asocian a eventos de mayor energía. Los ciclos paleohidráulicos reconocidos evidencian la estacionalidad en la paleodescarga.

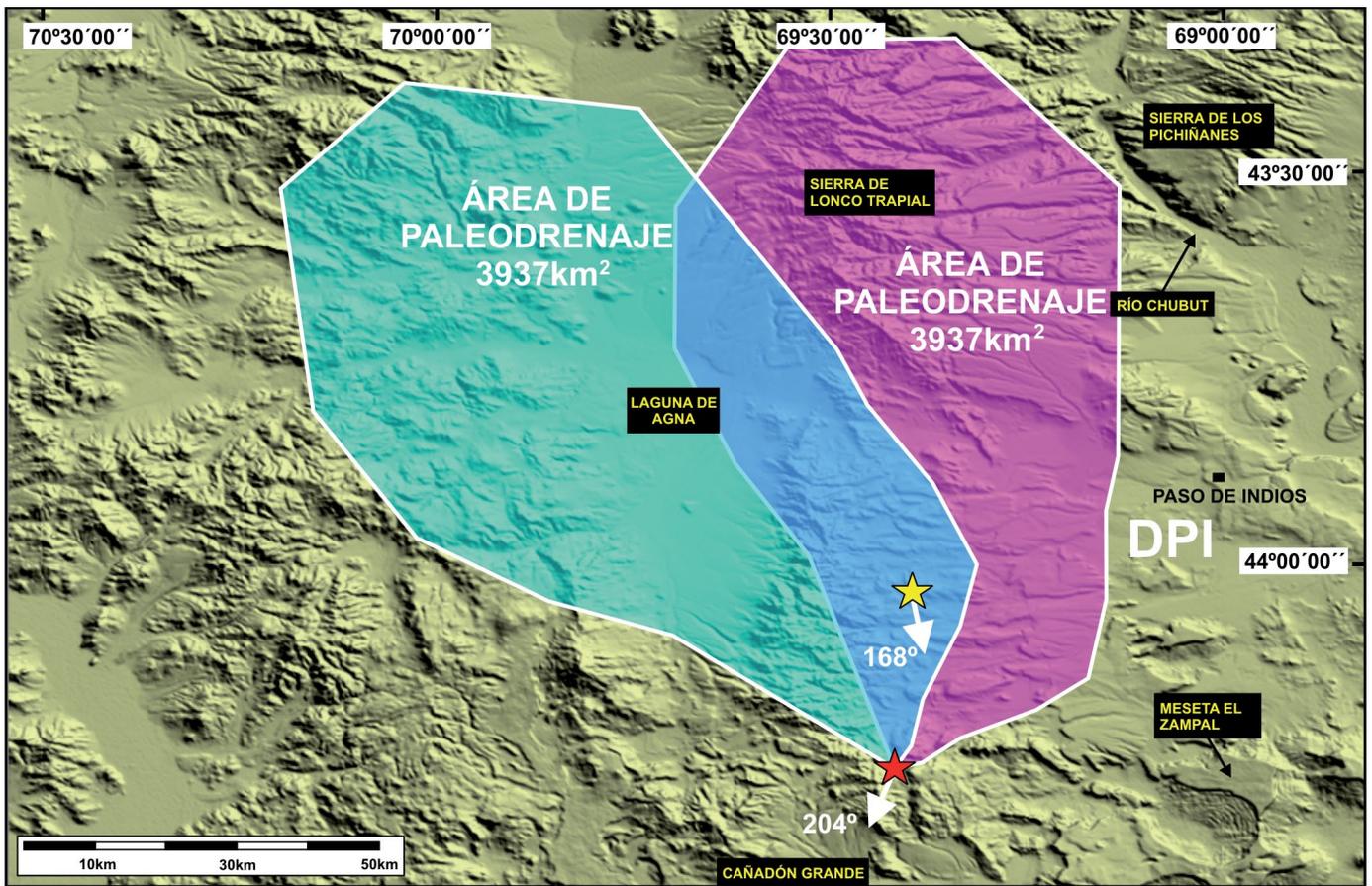


Figura 6: Polígonos esquemáticos representando un área de paleodrenaje de tamaño equivalente al área estimada a partir del paleocaudal y de la curva regional de clima. El área se representa aguas arriba de la localidad de medición del tamaño de *set* (cerro Punta Toro Hosco). Las flechas indican los vectores medios de paleoflujo de esa localidad y de cañadón Puelman. Aunque el depocentro de Paso de Indios (DPI) de la Cuenca de Cañadón Asfalto se ubica a menos de 30 km de las localidades de estudio, los sistemas drenan hacia el sur, hacia la Cuenca del Golfo San Jorge.

Golfo San Jorge se ubican entre el cerro Ferrarotti (44° 31' 20,43" S; 70° 2' 23,44" O) y la laguna del Mate (44° 27' 52,97" S; 69° 48' 49,07" O) y pertenecen al Miembro Inferior de la Formación Cerro Fortín (Robbiano 1971). Siguiendo el criterio litoestratigráfico de Figari y García (1992), los depósitos tobáceos del Miem-

bro Superior de la Formación Cerro Fortín se correlacionaron con los depósitos basales de la Formación Cerro Barcino. Estas secuencias se encuentran limitadas por rocas del basamento sedimentario de variada composición y edad. Las rocas más antiguas pertenecen al registro marino neopaleozoico (Formación Nueva

Lubecka); mientras que las rocas jurásicas están representadas por sedimentitas marinas (Formación Mulanguñeu), transicionales (Formación Ferrarotti), continentales (Formaciones Cerro Colorado, Manantial Pelado, El Cardenal), y por rocas volcánicas (Formación Maliqueo) y volcánicas (Formación Manantial

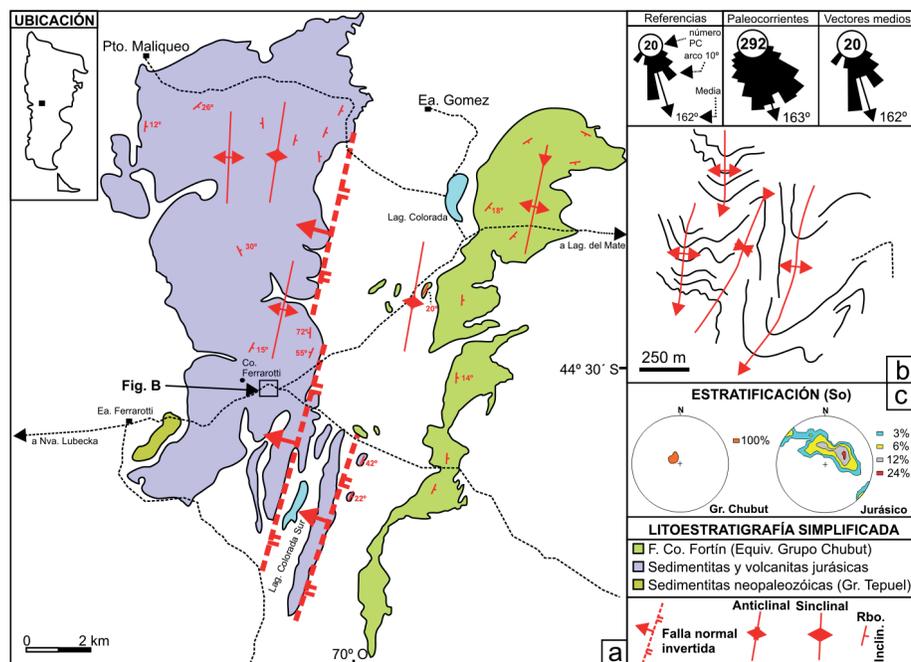


Figura 7: a) Esquema geológico simplificado del corredor sedimentario ubicado entre la estancia Ferrarotti y la laguna del Mate. Los lineamientos estructurales se asocian a una fase de inversión tectónica positiva post-liásica y pre-aptiana (ver discusión) (modificado de Fernández Garrasino 1977). b) Mapa estructural de detalle basado en la traza de la estratificación de las rocas jurásicas, en proximidades al cerro Ferrarotti. c) Diagrama de densidad de polos de la estratificación de las rocas jurásicas y de las unidades equivalentes al Grupo Chubut.

Pelado), modificado de Fernández Garrasino (1977).

La cartografía de la estratificación de la sucesión jurásica evidencia pliegues con rumbo general NNE-SSO (Fig. 7a), mientras que el estudio de detalle de estos niveles expone el desarrollo de pliegues mesoscópicos de rumbo similar, con longitud de onda de centenas a decenas de metros (Fig. 7b). La orientación promedio de las capas es N210°/27° (n=45), sin embargo la variabilidad es elevada y algunos niveles se encuentran subverticales (Fig. 7c). Con otro estilo estructural, el registro asignado al Grupo Chubut presenta pliegues suaves, con flancos que inclinan menos de 20° (Fig. 7c) y ejes doblemente buzantes con rumbo general NNE-SSO (Fig. 7a).

Las litofacies y asociaciones de litofacies diferenciadas en esta región coinciden, en términos generales, con las reconocidas en cañadón Puelman. Sin embargo, se agregan litofacies carbonáticas y tobáceas de forma muy subordinada, ambas vinculadas a la asociación de litofacies de planicie de inundación distal. Los cuer-

pos canalizados tienen rellenos simples o complejos y su arquitectura interna se caracteriza por barras laterales y/o centrales. La distribución de los canales fluviales de mayor potencia en la secuencia estratigráfica es asimétrica, con un intervalo basal caracterizado por canales aislados en la planicie de inundación, y una sección superior dominada por material de la planicie distal (Fig. 8).

La arquitectura fluvial de esta localidad es comparable con la reconocida en cañadón Puelman, sugiriendo un paleoambiente fluvial de similares características. La principal diferencia radica en la planicie de inundación, donde se habrían alcanzado, de manera cíclica, condiciones para la precipitación de carbonatos (Marriot y Wright 1993). Por otro lado el desarrollo de niveles tabulares ricos en material tobáceo se asoció a resedimentación de ceniza volcánica durante periodos de inundación (Smith 1991). Estos niveles volcánoclasticos evidencian áreas fuentes con disponibilidad de ceniza volcánica (Bell y House 2007) para ser retrabajada por los canales fluviales.

En esta región se describieron 20 cuerpos canalizados ubicados por debajo del nivel de tobas verdes de la base de la Formación Cerro Barcino. Se obtuvieron un total de 292 paleocorrientes, las que tienen un vector promedio de paleoflujo hacia 163° (95% confianza: ± 3°), mientras que el promedio de los vectores medios de cada cuerpo (n=20) indica una dirección de paleoflujo hacia 162° (95% confianza: ± 9°). La jerarquía de canal principal de los cuerpos fluviales estudiados está definida por sus dimensiones geométricas (Gibling 2006), las que se caracterizan por un espesor máximo (T) promedio de 4,6 m (DStd: 2,5 m), un ancho real (W) promedio de 69 m (DStd= 58 m) y una relación W/t con un valor promedio de 17 (DStd= 16). Los máximos valores de T alcanzan 7,2 m y 12,5 m, y ocurren en canales multipisódicos arenosos con barras centrales bien preservadas.

DISCUSIÓN

Corredores sedimentarios y sistemas fluviales extracuencales o exóticos

Las localidades de estudio de cañadón Puelman y cerro Punta Toro Hosco se ubican en la continuación austral de un sistema de fallas normales principales cretácicas del borde de la Cuenca de Cañadón Asfalto, representadas actualmente por la morfoestructura de la sierra de Lonco Trapial (Cortiñas y Gonzales Naya 1999, Figari 2005). Los sistemas de fallas de borde de cuenca (Schlische 1992) o fallas maestras (Morley 1995) controlan la subsidencia tectónica diferencial y la geometría de las cuencas extensionales, que se manifiesta en la distribución y tipos de sistemas deposicionales (Morley *et al.* 1990, Gawthorpe y Hurst 1993, Kusznir *et al.* 1995, Sharp *et al.* 2000). Una característica común de los bloques bajos de las estructuras principales es el desarrollo de abanicos aluviales individuales o coalescentes (Blair 1987, Allen y Densmore 2000, Allen 2008). Su tamaño y migración depende principalmente del tamaño del área de paleodrenaje, las paleoprecipitaciones, el ángulo de la falla, la tasa de actividad tectónica y la litología del área fuen-

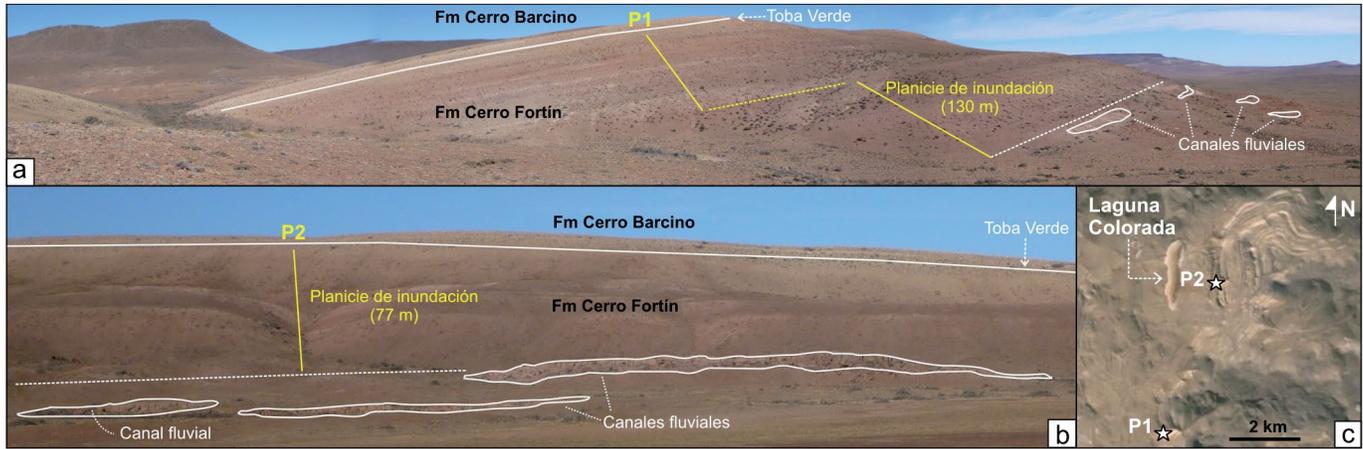


Figura 8: a-b) Paneles de afloramiento indicando la distribución asimétrica de depósitos fluviales en proximidades de la laguna Colorada. La sección basal de las secuencias concentra los cuerpos canalizados mientras que la sección superior está dominada por depósitos de la planicie de inundación. c) Ubicación de los afloramientos.

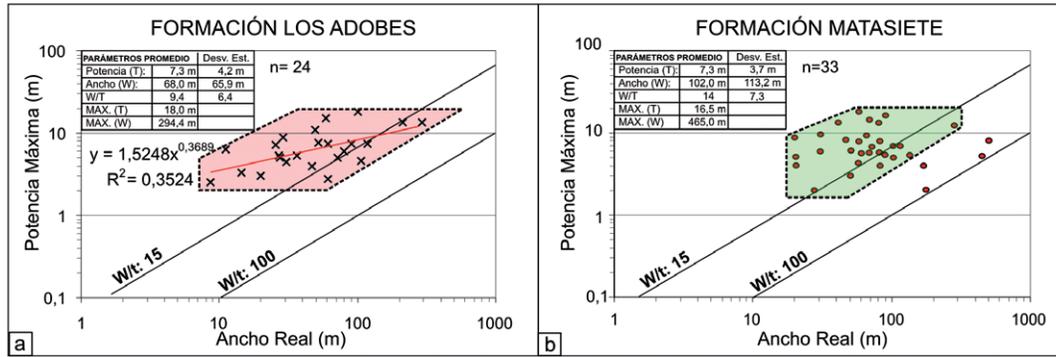


Figura 9: Geometría de cuerpos canalizados principales. Campos geométricos definidos por la relación W/t según Gibling (2006): $W/t < 15$ cintas, $15 < W/t < 100$ mantos angostos, $W/t < 100$ mantos anchos. a) Geometría de los cuerpos de la Formación Los Adobes en el corredor sedimentario noroccidental. b) Geometría de los cuerpos de la Formación Matasiete en el ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge (modificado de Paredes *et al.* 2007).

te (Blair y McPherson 1994, Leeder *et al.* 1998, Allen y Densmore 2000, Burbank y Anderson 2005, Allen 2008). En los afloramientos analizados no se reconocieron asociaciones de litofacies características de abanicos aluviales. Por el contrario, todos los depósitos se asociaron con sistemas fluviales con una planicie de inundación bien desarrollada y un paleoflujo general hacia el sur. Las secuencias fluviales en cerro Punta Toro Hosco y cañadón Puelman se ubican a una distancia de entre 8 y 14 km respecto a la traza de las fallas maestras o principales, estimación que surge de la distancia mínima entre la traza actual de la morfoestructura y la posición de los afloramientos. En este contexto, se puede utilizar el modelo de Allen y Densmore (2000) para plantear sistemas de abanico-área fuente individuales en los que la progradación de los sistemas definen una distancia máxima entre la falla y el frente del abanico (*downfan edge*), inferior

a 5 km. Así, las sucesiones sedimentarias de abanico aluvial, de estar preservadas, se encontrarían al oeste de las localidades estudiadas.

Aguas abajo de las localidades mencionadas afloran depósitos de la Formación Matasiete. Estudios previos de arquitectura fluvial (Paredes *et al.* 2007) identificaron cuerpos canalizados (n= 33) con T promedio: 7,3 m (DStd=3,7 m), W: 102 m (DStd=113,2 m), W/t= 14 (DStd= 7,3), T máximo= 16,5 m, y W máximo= 465 m (Fig. 9).

Las direcciones de paleotransporte, dimensiones geométricas y características sedimentológicas de la Formación Los Adobes en las zonas analizadas son comparables con los depósitos de la Formación Matasiete (Figs. 8, 9 y 10). Esta similitud sustenta el engranaje lateral entre ambas formaciones y permite proponer un esquema paleogeomorfológico en el que ambas unidades corresponden a redes

de paleodrenaje temporalmente equivalentes. En este escenario, el incremento del ancho real de los cuerpos canalizados en la dirección del paleoflujo se interpreta como una respuesta al incremento del paleocaudal aguas abajo debido al patrón tributario de la red (Schumm 2005, Gibling 2006).

Las sucesiones fluviales analizadas en el borde N de la cuenca del Golfo San Jorge se encuentran adosadas a rocas volcánicas jurásicas e inclusive éstas actúan como su sustrato sedimentario. En particular, los sistemas de transferencia del área de cañadón Puelman y del cerro Punta Toro Hosco representan redes de paleodrenaje que nacen en el ámbito de la Cuenca de Cañadón Asfalto y drenan hacia la Cuenca del Golfo San Jorge utilizando un corredor sedimentario con orientación NNO-SSE (Fig. 11). Este elemento paleogeomorfológico es sub-paralelo a las fallas principales y habría estado

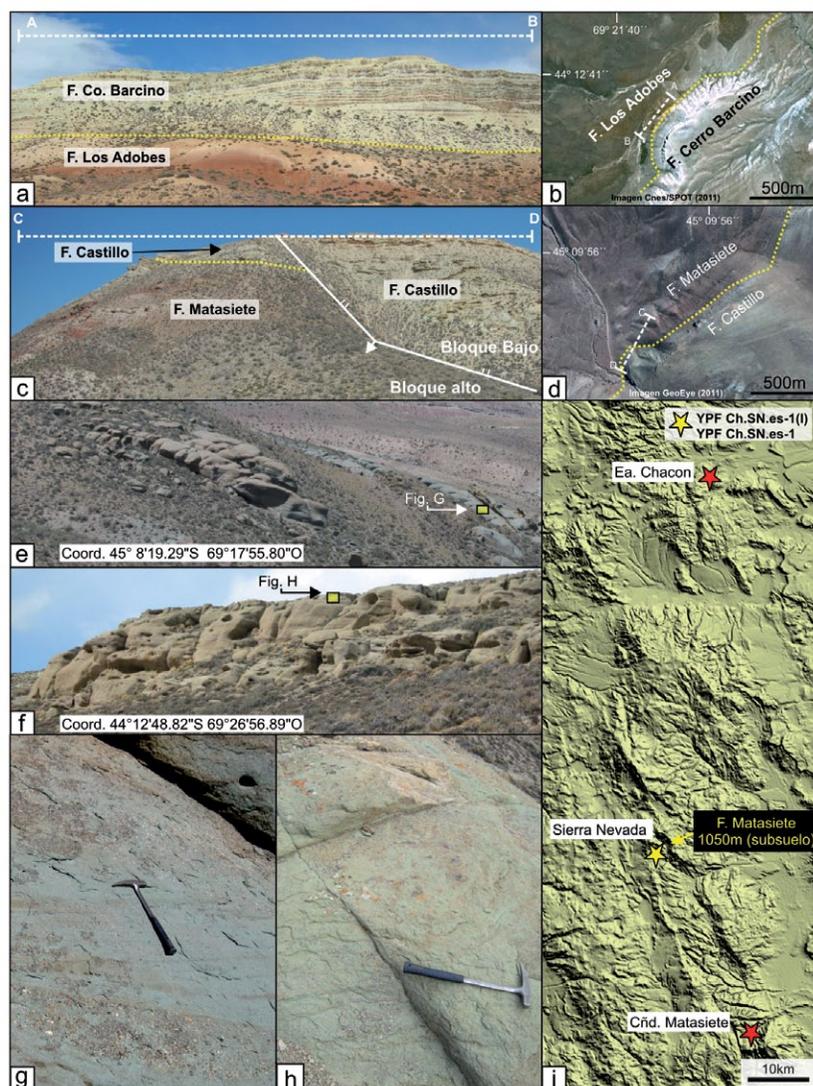


Figura 10: Mapa de paleoflujo de cuerpos fluviales de sedimentitas del Aptiano en el margen suroccidental de la Cuenca de Cañadón Asfalto (C.C.A) y sector noroccidental de la Cuenca del Golfo San Jorge (C.G.S.J.). Los colores de las rosas generales indican las subpoblaciones y se corresponden con las rosas de cada localidad. Las morfoestructuras definen lineamientos de orientación NNO-SSE que sugieren la presencia de fallas normales cretácicas invertidas durante el Cenozoico. Con esa orientación de las fallas normales las direcciones de paleoflujo indican corredores sedimentarios longitudinales a las mismas. Los datos correspondientes al ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge fueron modificados de Paredes *et al.* (2007).

labrado sobre rocas volcánicas jurásicas, de manera similar a lo reconocido por Figari y García (1992) y Figari (2005) en cercanías al cerro Fortín. No se descarta que pueda haber estado interrumpido por fallas de rumbo E-O que generaron escalones de basamento e incrementaron localmente el espesor sedimentario de la secuencia, de manera similar a lo reconocido por Lombard y Ferello (1965) en el Flanco Norte de la cuenca.

Fábrica estructural del basamento y corredores sedimentarios

En proximidades del cerro Ferrarotti, el basamento sedimentario pre-cretácico desarrolla un intenso plegamiento reconocido en imágenes satelitales y en estudios de afloramiento. La diferencia en el estilo de plegamiento entre las sucesiones jurásicas y cretácicas se interpreta como dos fases de deformación superpuestas. La más antigua se vincula al plegamiento del sustrato sedimentario pre-aptiano,

mientras que la más moderna afectaría a toda la secuencia sedimentaria mesozoica. Al mismo tiempo, el límite abrupto entre unidades jurásicas y cretácicas permite definir lineamientos de rumbo general NNE-SSO. Estos rasgos se interpretan como lineamientos estructurales que surgen de la erosión diferencial de las diferentes litologías (Ramsay y Huber 1987); su orientación transversal a la dirección de acortamiento definida por los ejes de los pliegues sugiere que los lineamientos podrían estar asociados a fallas normales invertidas y que los pliegues son consecuencia del efecto de contrafuerte vinculado a inversión tectónica positiva. Esta interpretación está acorde a observaciones regionales que identifican una fase contraccional pre-aptiana en la región del Deseado (Homovc y Constantini 2001, Giacosa *et al.* 2010, Ghigliione *et al.* 2014) y en la cuenca de Cañadón Asfalto (Allard *et al.* 2011, Bilmes *et al.* 2013). Una opción alternativa es vincular la contracción a transpresión generada por la rotación vertical de bloques (Nicholson *et al.* 1986). En este sentido la rotación durante el Cretácico Temprano en la Cuenca de Cañadón Asfalto está sustentada por datos paleomagnéticos (Geuna *et al.* 2000); sin embargo el carácter regional de la fase de contracción desestima un escenario local transpresivo. Teniendo en cuenta que la dirección del paleoflujo es oblicua a subparalela a los lineamientos, se interpreta que las sucesiones continentales analizadas habrían estado controladas, al menos parcialmente, por el relieve de estas morfoestructuras generadas por la fase de inversión tectónica positiva pre-aptiana. Al mismo tiempo, el desarrollo de secuencias fluviales de alta acomodación evidencia la subsidencia tectónica generada por fallas de borde de cuenca (Blair y Bilodeau 1988). En base al contexto extensional de la Cuenca del Golfo San Jorge durante el Cretácico Temprano (Figari *et al.* 1999, Sylwan 2001), se propone un corredor sedimentario de alta acomodación controlado por el fallamiento normal sin-sedimentario de borde de cuenca (Morley 2002) y por la fábrica estructural heredada del sustrato. A escala regional,

la zona de estudio demuestra que los altos relativos asociados a morfoestructuras heredadas tuvieron un control pasivo en las secuencias del Grupo Chubut. Este patrón de macro-arquitectura estratigráfica no es equivalente al desarrollo de secuencias sin-inversión como las inferidas por Gianni *et al.* (2014) y Navarrete *et al.* (2014) para el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge durante el Cretácico Temprano.

Aplicación en la exploración de hidrocarburos: prospectos paleogeomorfológicos

El avance de la tecnología ha permitido mejorar la adquisición y el procesamiento de la información que conforma los cubos sísmicos 3D, lo que impacta de forma directa en la búsqueda de geofomas en el subsuelo. Los elementos sísmicos identificados en una etapa temprana son denominados *funny looking things* (FLTIs) por Posamentier *et al.* (2007), rasgos que en general se corresponden con anomalías de amplitud, lineamientos o rasgos geológicos. Un nivel más avanzado de búsqueda de reservorios convencionales requiere de la identificación de un prospecto geomorfológico, el que estará definido por una simetría y orientación respecto al depocentro (Bulling y Breyer 1989). Por ende es fundamental lograr una comprensión integrada de los distintos elementos paleogeomorfológicos que constituyen los sistemas depositacionales (Iye 2004). En la Cuenca del Golfo San Jorge, el estudio del sistema depositacional fluvial-lacustre integrado por las Formaciones Pozo D-129 y Matasiete es de interés para la prospección de reservorios vinculados a deltas lacustres (Paredes *et al.* 2011, Aguiar *et al.* 2013, Atencio *et al.* 2013, Iovine *et al.* 2013); sin embargo el contexto paleogeomorfológico *upstream* se encuentra poco caracterizado (Allard *et al.* 2013). El sistema depositacional “Los Adobes-Matasiete-Pozo D-129” propuesto en esta contribución tiene al menos 3 elementos geomorfológicos de interés: la línea de costa, los deltas y los cuerpos fluviales (Fig. 12). La línea de costa es un elemento uniextendido orientado de forma paralela a levemente

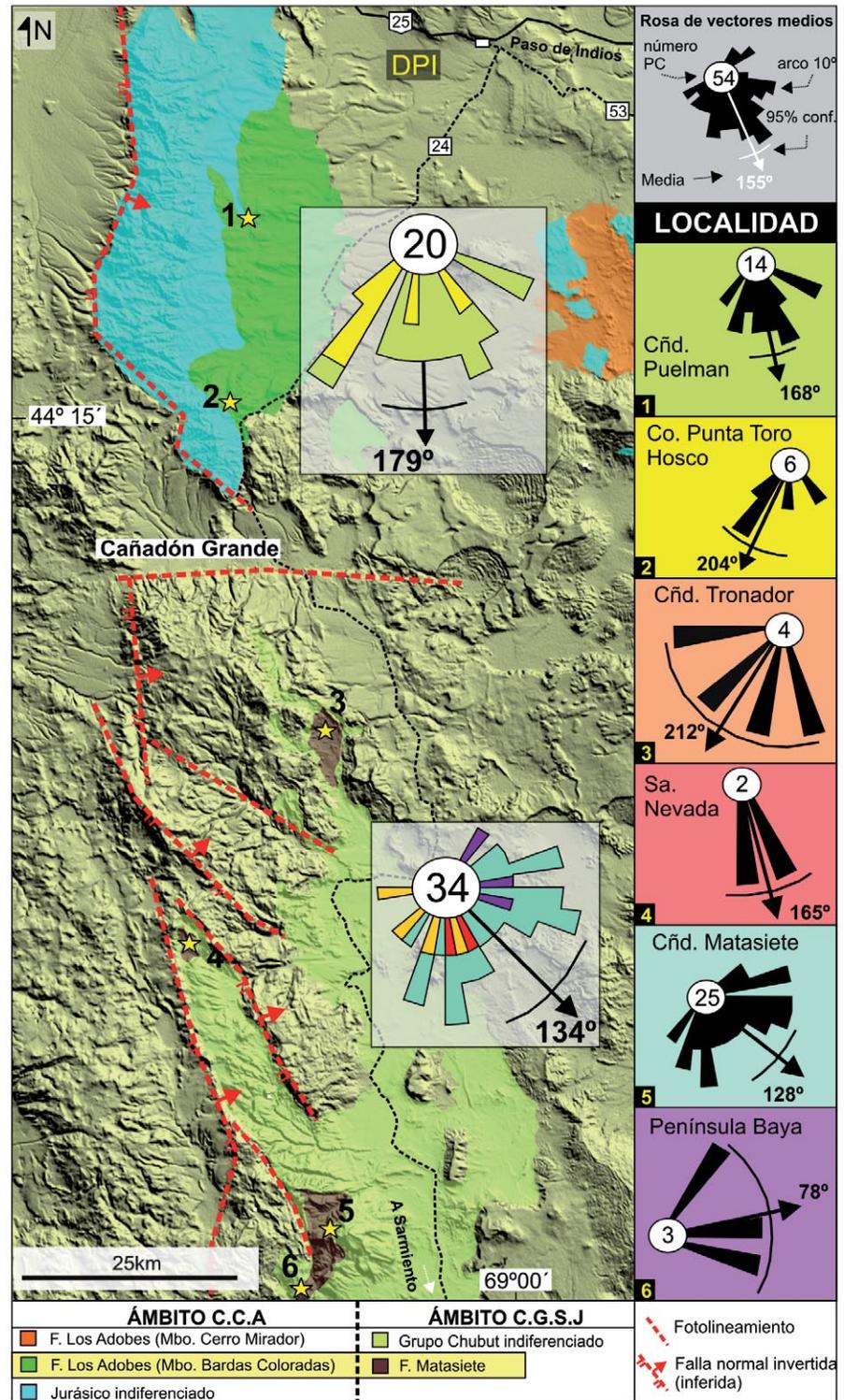


Figura 11: Comparación de afloramientos de las formaciones Los Adobes (a, b, f, h) y Matasiete (c, d, e, g). i) El corredor sedimentario se ubica en el borde de cuenca y sin embargo en el subsuelo los depósitos de la Formación Matasiete superan los 1000 m.

oblicuo al depocentro. Su reconocimiento mediante perfiles de pozo se basa en la tendencia vertical de electrosecuencias que permiten reconocer ciclos de expan-

sión y retracción del lago (Paredes *et al.* 2011). La confirmación de las interpretaciones basadas en perfiles de pozo se realiza mediante el análisis de coronas, en

las que se busca reconocer (i) ooides, que confirmen condiciones lacustres someras (Platt y Wright 1991), (ii) trazas fósiles vinculadas a la icnofacies *Mermia* que sustenten un sustrato subácueo permanente (Buatois y Mángano 1995, Minter *et al.* 2007), y (iii) asociaciones verticales de facies características. A una escala regional, la línea de costa se reconoce con la información sísmica evaluando el contraste de amplitud entre las sismofacies costaneras (arenosas o carbonáticas) y las sismofacies profundas (pélticas) (Iovine *et al.* 2013). En el caso hipotético que los depósitos costaneros se apilen y desarrollen geometría cordoniforme con resolución sísmica, también sería posible aplicar un análisis de curvatura sísmica para identificar dicho elemento (Hart y Sagan 2007). El potencial exploratorio de la línea de costa no es únicamente su espesor neto y características petrofísicas, sino que este elemento define el límite entre el contexto aluvial-fluvial y el cuerpo lacustre contemporáneo (Fig. 12).

En otro escenario paleogeomorfológico, los depósitos subaéreos se vinculan a las Formaciones Los Adobes, Cerro Fortín y Matasiete, en los que los canales fluviales constituyen el clásico análogo de reservorio fluvial de la Cuenca del Golfo San Jorge. En el subsuelo, el espesor de estos depósitos canalizados se define a partir de asociaciones de electrofacies vinculadas al registro de canales principales, como ser depósitos de fondo de canal o de barra (Miall 1996, Bridge y Tye 2000). La asociación de electrofacies de planicie de inundación debe corroborarse, de ser posible, con coronas que permitan reconocer su carácter subaéreo a partir de grietas de desecación (Allen 1987), rasgos edafológicos (Retallack 1988), lapilli acrecionario (Schumacher y Schmincke, 1995) o trazas fósiles de la icnofacies de *Scyenia* (Seilacher 1964, Melchor *et al.* 2006). Los cuerpos canalizados con espesores totales anómalos pueden tener dos orígenes: cuerpos simples verticalmente apilados (multiepisdóicos) o cuerpos simples de dimensiones anómalas (Gibling 2006). Los primeros responderían a sistemas de drenaje locales, mientras que los

segundos a sistemas regionales o exóticos (Fig. 12), similares al cuerpo de 18 m interpretado en la localidad Cerro Punta Toro Hosco (Fig. 11f y 11h). Identificar cuerpos fluviales extracuencales puede ser dificultoso, sin embargo el uso de la medición del tamaño *set* obtenido de coronas o imágenes de pozo (Bridge y Tye 2000) para evaluar el paleocaudal asociado, y con este parámetro estimar las dimensiones de las cabeceras, constituye un método útil. La cuantificación de las dimensiones geométricas de los paleocanales y su paleocaudal permitiría predecir el tamaño de los deltas desarrollados en la interface con el sistema lacustre. En este sentido, en ausencia de sísmica 3D o por una limitada resolución vertical de la misma, la búsqueda de cuerpos deltaicos de grandes dimensiones debería realizarse aguas abajo de los cuerpos canalizados exóticos, en la intersección con la línea de costa contemporánea (Fig. 12).

Todos los escenarios mencionados están condicionados por el contexto estructural sinsedimentario, ya que éste controla el espacio de acomodación disponible y las paleopendientes locales (Prosser 1993, Leeder 2011). La información de afloramiento analizada en el cañadón Puelman y el cerro Punta Toro Hosco indica que los sistemas fluviales exóticos son paralelos a las fallas principales. En el subsuelo la evaluación cinemática de las estructuras puede realizarse con información de pozo o sísmica mediante el índice de expansión o mapas de isodesplazamiento (Paredes *et al.* 2013a, b). Una vez identificadas las fallas principales sin-sedimentarias, los mapas isopáquicos individuales de las correlaciones capa a capa, o los mapas de fajas de canales con resolución sísmica necesaria permitirían identificar los sistemas axiales a dichas estructuras. Adicionalmente, la arquitectura de los sistemas de fallas sinsedimentarias condiciona la posición y tipo de zonas de transferencia, definiendo altos relativos (Morley *et al.* 1990). En este contexto estructural, los cambios de pendiente de los bordes activos son favorables a la depositación de los sistemas sedimentarios, mientras que las zonas de

reducido desplazamiento o los altos relativos favorecen el apilamiento vertical de cuerpos clásticos individuales debido a la disminución en el espacio de acomodación (Prosser 1993, Leeder 2011). A pesar de esta tendencia general, la arquitectura estratigráfica de los afloramientos estudiados demuestra que los corredores sedimentarios de borde de cuenca se asocian a condiciones de mediana a alta acomodación. En consecuencia, se interpreta que en regiones marginales de borde de cuenca se puede interrumpir el desarrollo de secuencias fluviales de baja acomodación debido a la generación de espacio inducido por fallas normales principales.

CONCLUSIONES

Comprender el vínculo entre el paleoclima, la morfología del sustrato sedimentario, y las dimensiones de los sistemas fluviales y lacustres fósiles es fundamental para evaluar la arquitectura del Grupo Chubut. El estudio realizado demuestra que el uso cuantitativo de análogos actuales es una poderosa herramienta para lograr interesantes avances en las reconstrucciones paleogeomorfológicas y paleogeográficas. Los resultados obtenidos sustentan que las áreas de cabecera de los sistemas de drenaje de la Cuenca del Golfo San Jorge no se restringen a una posición perimetral, sino que abarcarían un anillo de ~150 km de ancho promedio. La integración de información de afloramiento y subsuelo define un sistema depositacional fluvial/lacustre barremiano?-aptiano, en el cual las redes de drenaje de mayores dimensiones drenan desde el norte y están vinculados a sistemas de paleodrenaje exóticos.

Las sucesiones fluviales de la Formación Los Adobes ubicadas en las localidades de cañadón Puelman, cerro Punta Toro Hosco y de la Formación Cerro Fortín en proximidades de estancia Ferrarotti son temporalmente equivalentes a los depósitos de la Formación Matasiete en el ámbito de la sierra de San Bernardo. Las direcciones de paleoflujo y afloramientos del sustrato sedimentario jurásico permi-

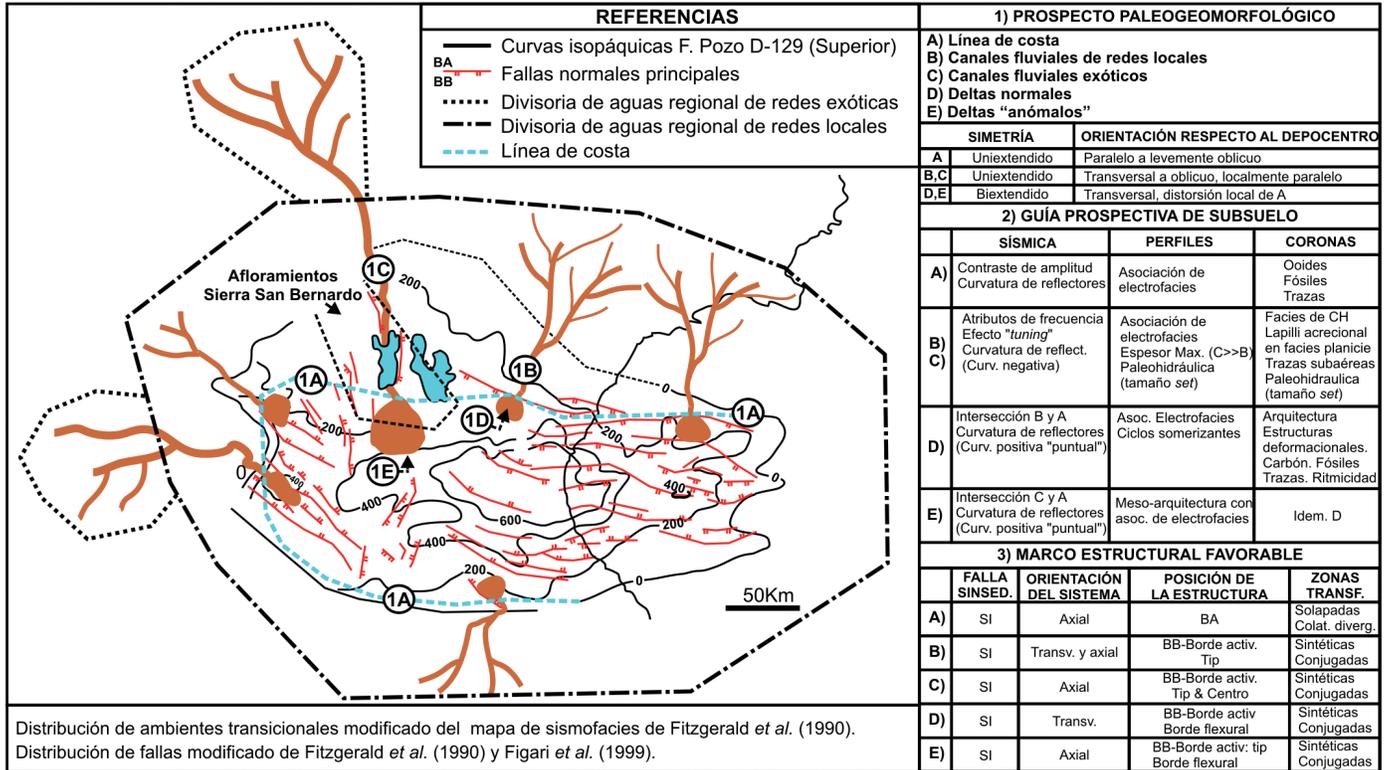


Figura 12: Modelo esquemático de prospectos exploratorios en el sistema depositacional fluvial-lacustre definido por las formaciones Los Adobes-Matasiete-Pozo D-129. El elemento paleogeomorfológico se caracteriza por una simetría en planta y una orientación respecto al depocentro. Las guías prospectivas se definen a distintas escalas: sísmica, perfiles de pozo y coronas. Los cuerpos de mayores dimensiones están vinculados a sistemas fluviales extracuencales. El marco estructural favorable se interpreta a partir de condiciones que localicen el prospecto y/o que favorezcan el apilamiento vertical.

ten definir al menos dos corredores sedimentarios: (i) el corredor noroccidental, con orientación general N-S está ubicado de forma paralela a la proyección sur de la morfoestructura de la sierra de Lonco Trapial, y (ii) el corredor occidental, con orientación general NNE-SSO, se ubica entre el cerro Ferrarotti y la laguna del Mate.

En el marco estructural extensional del Aptiano de la Cuenca del Golfo San Jorge, los corredores sedimentarios caracterizados se asocian al desarrollo y evolución de fallas normales principales de borde de cuenca, que han desarrollado sucesiones fluviales de mediana a alta acomodación.

El área del corredor occidental aporta importantes elementos para la reconstrucción tectono-estratigráfica de la Cuenca del Golfo San Jorge, ya que se reconoce una diferencia en el estilo de deformación entre el registro jurásico y el del Grupo Chubut, que permite reconocer una fase de deformación contraccional pre-aptiana

con dirección de acortamiento NO-SE. Los resultados obtenidos se pueden utilizar para definir estrategias exploratorias en la Cuenca del Golfo San Jorge. En este sentido, los prospectos no tradicionales de esta cuenca están constituidos por rasgos paleo-geomorfológicos del sistema depositacional Los Adobes-Matasiete-Pozo D-129. Delimitar corredores sedimentarios en los que se implanten sistemas fluviales exóticos propone interesantes perspectivas exploratorias en la interface con el sistema lacustre contemporáneo, ya que el volumen anómalo de agua y sedimentos de estos sistemas de transferencia favorecería el desarrollo de sistemas deltaicos de grandes dimensiones. Aunque el estudio realizado no abarca otras zonas de la cuenca, se considera probable el desarrollo de corredores similares en otras posiciones perimetrales de la cuenca, los cuales deberán ser confirmados con futuros estudios de subsuelo y/o afloramiento.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Departamento de Geología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco por su apoyo logístico para la realización de actividades de campo. Los árbitros de la revista, Jorge J. Hechem y Eduardo G. Figari aportaron pertinentes observaciones, que mejoraron sustancialmente la calidad del producto final. Esta contribución forma parte de los resultados del trabajo de tesis de doctorado de J.O.A., desarrollado en la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco mediante una beca Estensoro de la Fundación YPF. El trabajo ha recibido financiamiento parcial del PI CIUNPAT N° 868 (U.N.P.S.J.B.) y PICT 2012-1369 (ANPCyT-FONCyT).

TRABAJO CITADOS EN EL TEXTO

Aguiar, M., Ferreira, L., Pieroni, E. y Kamerbeek Y. 2013. Geología de la Formación Po-

- zo D-129 en Laguna Janarez: nuevos aportes al modelo paleoambiental de la línea de costa. Área el Guadal-Lomas del Cuy, Santa Cruz. Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Resúmenes: 13-14, Comodoro Rivadavia.
- Allard, J.O., Giacosa, R.E. y Paredes, J.M. 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación Los Adobes (Cretácico Inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas: 988-989, Neuquén.
- Allard, J.O., Paredes J.M., Foix, N. y Giacosa, R.E. 2012. Un test sedimentológico para establecer el límite entre las cuencas de Cañadón Asfalto y del Golfo San Jorge durante la depositación del Grupo Chubut (Cretácico): implicancias paleogeográficas de datos de paleoflujo. 13° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 241-242, Salta.
- Allard, J.O., Paredes J.M., Foix N. y Giacosa R.E. 2013. Utilización de análogos modernos para la reconstrucción paleogeográfica del sistema deposicional de las formaciones Los Adobes-Matasiete-Pozo D-129: potencial exploratorio de caracterizar las cabeceras fluviales. Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Resúmenes: 19-20, Comodoro Rivadavia.
- Allen, J.R.L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5: 89-191.
- Allen, J.R.L. 1968. Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion. NorthHolland Publishing Company: 422 p., Amsterdam.
- Allen, J.R.L. 1987. Desiccation of mud in the temperate intertidal zone: studies from the Severn Estuary and eastern England. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 315: 127-156.
- Allen, P.A. 2008. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. En: Gallagher, K., Jones, S.J. y Wainwright, J. (Eds.) *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Space Scales*. Geological Society Special Publication 296: 7-28, London.
- Allen, P.A. y Densmore, A.L. 2000. Sediment flux from an uplifting fault block. *Basin Research* 12: 367-380.
- Atencio, M., Junten, E., Basile Y., Utgé S. y Seoane N. 2013. Geomorfología sísmica indicativa de la evolución y discriminación de fallas para depósitos del Grupo Las Heras y Formación Pozo D-129, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Resúmenes: 21-22, Comodoro Rivadavia.
- Barcat, C., Cortiñas, J., Nevistic, V. y Zucchi, H. 1989. Cuenca del Golfo San Jorge. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica* 6: 319-345, Tucumán.
- Bayona, G. y Lawton, T.F. 2003. Fault-proximal stratigraphic record of episodic extension and oblique inversion, Bisbee basin, southwestern New Mexico, USA. *Basin Research* 15: 215-270.
- Bell, J.W. y House, P.K. 2007. Did Plinian eruptions in California lead to debris flows in Nevada? An intriguing stratigraphic connection. *Geology* 35: 219-222.
- Belosi, E.S. y Sciuotto, J.C. 2002. Laguna Palacios Formation (San Jorge Basin, Argentina): an Upper Cretaceous Loess-Paleosol Sequence from Central Patagonia. 9° Reunión Argentina de Sedimentología. Asociación Argentina de Sedimentología, Actas: 15, Córdoba.
- Bentham, P.A., Burbank, D.W. y Puigdefabregas C. 1992. Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla Formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain. *Basin Research* 4: 335-352.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J., Veiga, G. y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.
- Blair T.C. 1987. Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 845-862.
- Blair, T.C. y Bilodeau, W.L. 1988. Development of tectonic cyclothem in rift, pull apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology* 16: 517-520.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 64: 450-489.
- Bridge, J.S. 2003. *Rivers and floodplains: Forms, processes and sedimentary record*. Blackwell, 491 p., Massachusetts.
- Bridge, J.S. y Mackey, S.D. 1993. A theoretical study of fluvial sandstone body dimensions. En: Flint, S. y Bryant, I.D. (Eds.) *Quantitative Description and Modelling of Clastic Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 15: 213-236.
- Bridge, J.S. y Tye, R.S. 2000. Interpreting the dimensions of ancient fluvial channel bars, channels, and channel belts from wireline logs and cores. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 84: 1205-1228.
- Bridge, J.S., Jalfn, G. y Georgieff, S. 2000. Geometry, lithofacies and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstones bodies, San Jorge basin, Argentina: outcrop analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research* 70: 341-359.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 1995. The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine Mermia ichnofacies: an archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage. *Ichnos* 4: 151-161.
- Buck S.G. y Minter L.W.E. 1985. Placer formation by fluvial degradation of an alluvial fan sequence: - the Proterozoic Carbon Leader placer, Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Journal of the Geological Society of London* 142: 757-764.
- Bulling T.P. y Breyer J.A. 1989. Exploring for subtle traps with high-resolution paleogeographic maps: reklaw 1 interval (Eocene), South Texas. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 73: 24-39.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S. 2005. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell, 274 p., Oxford.
- Burbank, D.W., McLean, J.K., Bullen, M., Abdakhmatov, K.Y. y Miller, M.M. 1999. Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research* 11: 75-92.
- Burrough, S.L. y Thomas, D.S.G. 2009. Geomorphological contributions to palaeolimnology on the African continent. *Geomorphology* 103: 285-298.
- Carrol, A.R. y Bohacs K.M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology* 27: 99-102.
- Casal, G.A., Allard, J.O. y Foix, N. 2015. Análisis

- estratigráfico y paleontológico de afloramientos del Cretácico superior en la cuenca del Golfo San Jorge: propuesta de nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, en prensa.
- Clyde W.C., Wilf, P., Iglesias, A., Slingerland, R.L., Barnum, T., Bijl, P.K., Bralower T.J., Brinkhuis, H., Comer, E.E., Huber, B.T., Ibañez-Mejía, M., Jicha, B.R., Krause, J.M., Schueth, J.D., Singer, B.S., Raigemborn, M.S., Schmitz, M.D., Sluijs, A. y Zamaloa, M.C. 2014. New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: Implications for Cretaceous-Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *Geological Society of America Bulletin* 126: 289-306.
- Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J. y Proserpio, C. 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 471-480.
- Cortiñas J. y González Naya J. 1999. Informe Geológico-Geofísico Región Gorro Frigio-El Escorial, Área CGSJ-V. Informe interno división exploración YPF (inédito), 13 p., Buenos Aires.
- Davidson, S.K. y Hartley, A.J. 2010. Towards a Quantitative Method for Estimating Paleohydrology from Clast Size and Comparison with Modern Rivers. *Journal of Sedimentary Research* 80: 688-702.
- Davidson, S.K. y North, C.P. 2009. Geomorphological Regional Curves for Prediction of Drainage Area and Screening Modern Analogues for Rivers in the Rock Record. *Journal of Sedimentary Research* 79: 773-79.
- Dickinson, W.R. 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. En: Kleinspehn, K.L. y Paola, C. (Eds.) *New Perspectives in Basin Analysis*. Springer-Verlag: 1-25, New York.
- Einsele, G. y Hinderer, M. 1998. Quantifying denudation and sediment-accumulation systems (open and closed lakes): basic concepts and first results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140: 7-21.
- Eriksson, P. G., Bumby, A. J., Brümer, J.J. y Van der Neut, M. 2006. Precambrian fluvial deposits: Enigmatic palaeohydrological data from the c. 2-1.9 Ga Waterberg Group, South Africa. *Sedimentary Geology* 190: 25-46.
- Fernandez Garrasino, C.A. 1977. Contribución a la estratigrafía de la zona comprendida entre la Estancia Ferrarotti, Cerro Colorado y Cerrito Negro - Departamento de Tehuelches - Provincia de Chubut - Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 130-144.
- Figari, E.G. 2005. Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut). Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 198 p., Buenos Aires.
- Figari, E.G. y García, D.G. 1992. Depósitos continentales de Cerro Fortín. Análisis litofacial y arquitectónico de estos depósitos, aflorantes en la localidad citada, Chubut, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época*: 2-20. Buenos Aires.
- Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M.S., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H.J. 1999. Los sistemas petroleros de la cuenca del Golfo San Jorge. Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 1:197-237, Buenos Aires.
- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M., Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 74: 879-920.
- Galloway W. E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II: application to northwest Gulf of Mexico Cenozoic basin. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 73: 143-154.
- Gawthorpe, R. y Hurst, J.M. 1993. Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *Journal of the Geological Society* 150: 1137-1152.
- Genise, J.F., Sciuotto, J.C., Laza, J.H., González, M.G. y Bellosi, E.S. 2002. Fossil bee nests, coleopteral pupal chambers and tuffaceous paleosols from the Late Cretaceous Laguna Palacios Formation, Central Patagonia (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177: 215-235.
- Geuna, S.E., Somoza, R., Vizán H., Figari E.G. y Rinaldi, C.A. 2000. Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks in central Patagonia: a key to constrain the timing of rotations during the breakup of southwestern Gondwana? *Earth and Planetary Science Letters* 181: 145-160.
- Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Barberón, V., Ronda, G., Pereyra-Fernández, E., Aguirre-Urreta, B., Valencia, V. y Ramos V.A. 2014. Early Cretaceous (Aptian) uplift of Patagonia recorded on detrital zircons population from the Patagonian Andes. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1592-1593, Córdoba.
- Giacosa, R.E., Zubia, M., Sánchez, M. y Allard, J.O. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au-Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 30: 134-150.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., Giménez M., 2014. Cuenca de Chubut: su relación con el antepaís fragmentado y el impactógeno andino. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1598-1599, Córdoba.
- Gibling, M.R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research* 76: 731-770.
- Hart B.S. y Sagan J.A. 2007. Curve for visualization of seismic geomorphology. En: Davies, R.J., Posamentier H.W., Wood, L.J. y Carthwright, J.A. (Eds.) *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production*. Geological Society Special Publication 277: 139-149, London.
- Hechem, J.J. y Strelkov, E.E. 2002. Secuencia sedimentaria mesozoica del Golfo San Jorge. En: Haller, J.M. (Ed.) *Geología y recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino 1: 129-147, Buenos Aires.
- Hechem, J.J., Figari, E.G. y Musacchio, E.A. 1987. Hallazgo de la Formación Pozo D-129. *Petrotecnia* 28: 13-15.
- Homovc, J. y Constantini, L. 2001. Hydrocarbon exploration potencial within intraplate shear related depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 85: 1795-1816.
- Howard J.P., Cunningham W.D. y Davies S.J. 2006. Competing processes of clastic deposition and compartmentalized inversion in an actively evolving transpressional basin, wes-

- tern Mongolia. *Journal of the Geological Society of London* 163: 657-670.
- Iovine, G., Ferreira M.L., Foster M. y Santangelo A. 2013. Nuevas consideraciones paleoambientales de la Formación Pozo D-129, en el área de la provincia de Santa Cruz: integración de datos. *Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Resúmenes: 29-30*, Comodoro Rivadavia.
- Ito, M., Matsukawa, M., Saito, T. y Nichols, D.J. 2006. Facies architecture and paleohydrology of a synrift succession in the Early Cretaceous Choyr Basin, southeastern Mongolia. *Cretaceous Research* 27: 226-240.
- Kuszniir, N., Roberts, A. y Morley, C. 1995. Forward and reverse modeling of rift basin formation. En: Lambiase, J. (Ed.) *Hydrocarbon Habitat in Rift basins*. Geological Society Special Publication 80: 33-56.
- Labourdette, R. 2010. Stratigraphy and static connectivity of braided fluvial deposits of the lower Escanilla Formation, south central Pyrenees, Spain. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 95: 585-617.
- Lawton, T.F. 1986. Fluvial systems of the Upper Cretaceous Mesaverde Group and Paleocene North Horn Formation, central Utah: a record of transition from thin-skinned to thick-skinned in the foreland region. En: Peterson, J.A. (Ed.) *Paleotectonics and sedimentation in the Rocky Mountain region, United States*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 41: 423-442.
- Leclair, S.F. y Bridge J.S. 2001. Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research* 71: 713-716.
- Leeder, M.R. 1993. Tectonic control upon drainage basin development, river channel migration and alluvial architecture: implication for hydrocarbon reservoir development and characterization. En: North, C.P. y Prosser, D.J. (Eds.) *Characterization of fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society of London, *Special Publication* 73: 7-22.
- Leeder, M.R. 2011. Tectonic sedimentology: sediment systems deciphering global to local tectonics. *Sedimentology* 58: 2-56.
- Leeder, M.R., Tracey, H. y Kirkby, M. 1998. Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy. *Basin Research* 10: 7-8.
- Lombard, E.M. y Ferello, R. 1965. Evidencias de escalonamientos en el zócalo cristalino y su influencia sobre la cubierta sedimentaria al norte de Comodoro Rivadavia según sísmica de reflexión y refracción. *Acta Geológica Lilloana* 7: 271-284.
- Lowe, D.G., Sylvester, P.J. y Enachescu, M.E. 2011. Provenance and paleodrainage patterns of Upper Jurassic and Lower Cretaceous synrift sandstones in the Flemish Pass Basin, offshore Newfoundland, east coast of Canada. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 95: 1295-1320.
- Mack, G.H. y James, W.C. 1993. Control of basin symmetry on fluvial lithofacies, Camp Rice and Palomas Formations (Plio-Pleistocene), southern Rio Grande rift, USA. *International Associations of Sedimentologists, Special Publication* 17: 439-449.
- Marriot, S.B. y Wright, V.P. 1993. Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *Journal of the Geological Society of London* 150: 1109-1120.
- Mena M. 2010. Restricción paleomagnética para la edad de la Formación Matasiete. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 380-398.
- Melchor, R.N., Bedatou, E., de Valais S. y Genise, J.F. 2006. Lithofacies distribution of invertebrate and vertebrate trace-fossil assemblages in an Early Mesozoic ephemeral fluvio-lacustrine system from Argentina: implications for the Scoyenia ichnofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239: 253-285.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer: 582 p., Berlin.
- Miall A.D. 2006. How do we identify big rivers? And how big is big? *Sedimentary Geology* 186: 39-50.
- Minter N.J., Krainer K., Lucas S.G., Braddy S.J. y Hunt A.P. 2007. Palaeoecology of an Early Permian playa lake trace fossil assemblage from Castle Peak, Texas, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246: 390-423.
- Morisawa, M. 1968. *STREAMS: their dynamics and morphology*. McGraw-Hill, 175 p., New York.
- Morley, C.K. 1995. Developments in the structural geology of rifts over the last decade and their impact on hydrocarbon exploration. En: Lambiase, J.J. (Ed.) *Hydrocarbon Habitat in Rift Basins*. Geological Society of London, *Special Publication* 80: 1-32.
- Morley, C.K. 2002. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86: 961-978.
- Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L. y Munn, S.G. 1990. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 74: 1234-1253.
- Navarrete, C., Gianni, G., Homocv J. y Folguera A. 2014. Etapas compresivas mayores del borde occidental de la cuenca del Golfo San Jorge. *Modelos de migración de esfuerzos*. 19° Congreso Geológico Argentino, *Actas: 1634-1635*, Córdoba.
- Nichols, G. 2012. Endorheic basins. En: Busby C. y Azor A. (Eds.) *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Wiley-Blackwell, 621-632, Oxford.
- Nicholson, C., Seiber, L., Williams, P. y Sykes, L.R. 1986. Seismicity and fault kinematics through the eastern Transverse Ranges, California: block rotation, strike-slip faulting and shallow angle thrust. *Journal of Geophysical Research* 91: 4891-4908.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo, F., Nillni, A., Allard, J.O. y Marquillas, R. 2007. Volcanic and climatic control on fluvial style in a high energy system: the Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202: 96-123.
- Paredes, J.M., Foix, N. y Allard, J.O. 2011. Sedimentología de la Formación Pozo D-129 en el Yacimiento Estancia Cholita, Cuenca del Golfo San Jorge. *Informe interno YPF S.A. (Inédito)*, 55 p., Comodoro Rivadavia.
- Paredes J.M., Foix N. y Allard J.O. 2013a. Cinemática de fallas y evolución estructural cretácica de la cuenca del Golfo San Jorge. *Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Resúmenes: 68-69*, Comodoro Rivadavia.
- Paredes, J.M., Plazibat, S., Crovetto, C., Stein, J., Cayo, E. y Schiuma, A. 2013b. Fault kinematics and depocenter evolution of oil-bearing, continental successions of the Mina del Carmen Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 46: 63-79.
- Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., Colombo, F. y Tunik, M.A. 2015. Alluvial architecture of reworked pyroclastic deposits in peri-vol-

- canic basins: Castillo Formation (Albian) of the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, en prensa.
- Peroni, G., Hegedus, A., Cerdan, J., Legarreta, L., Uliana, M. y Laffite, G. 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia. En: Tankard, A., Suarez, R. y Welsink, H. (Eds.) *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 403-419, Tulsa.
- Platt, N.H. y Wright, V.P. 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: Anadon P., Cabrera L. y Kelts K. (Eds.) *Lacustrine Facies Analysis*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 13: 57-74, Cambridge.
- Posamentier, H.W., Davies, R.J., Cartwright, J.A. y Wood, L. 2007. Seismic Geomorphology - an overview. En: Davies, R.J., Posamentier, H.W., Wood, L. y Cartwright, J.A. (Eds.) *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production*. Geological Society of London, Special Publication 277: 1-14.
- Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. En: Williams, G.D. y Dobb, A. (Eds.) *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society of London, Special Publication 71: 35-66.
- Ramsay, J. y Huber, M. 1987. *The techniques of modern structural geology*. Volume 2: folds and fractures. Elsevier, 679 p., London.
- Retallack, G.J. 1988. Field recognition of paleosols. En: Reinhardt, J. y Sigleo, W.R. (Eds.) *Paleosols and Weathering through Geologic Time: Principles and Applications*. Geological Society of America, Special Paper 216: 1-20.
- Robbiano, J.A. 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agñia, Provincia de Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17: 41-56.
- Rodriguez, J.F.R. y Littke, R. 2001. Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge Basin, Argentina: a basin modeling study. *Marine and Petroleum Geology* 18: 995-1028.
- Schlichte, R.W. 1992. Structural and stratigraphic development of the Newark extensional basin, eastern North America: evidence for the growth of the basin and its bounding structures. *Geological Society of America, Bulletin* 104: 1246-1263.
- Scholz, C.A., Moore, T.C., Hutchinson, D.R., Golmshtok, A.J., Klitgord, K.D. y Kurotchkin, A.G. 1998. Comparative sequence stratigraphy of low-latitude versus high-latitude lacustrine rift basins: seismic data examples from the East African and Baikal rifts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140: 401-420.
- Schumacher, R. y Schmincke, H.U. 1995. Models for the origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology* 56: 626-639.
- Schumm, S.A. 1977. *The fluvial system*. John Wiley & Sons, p. 338, New York.
- Schumm, S.A. 2005. *River Variability and Complexity*. Cambridge University Press, 220 p., Cambridge.
- Seilacher, A. 1964. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology* 3: 253-256.
- Shanley, K.W. y McCabe, P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 78: 544-568.
- Sharp, I., Gawthorpe, R.L., Underhill, J.R. y Gupta S. 2000. Fault-propagation folding in extensional settings: Examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt. *Geological Society of America, Bulletin* 112: 1877-1899.
- Smith, G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En: Fisher, R.V. y Smith, G.A. (Eds.) *Sedimentation in Volcanic Settings*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 45: 109-121, Tulsa.
- Somme, T.O., Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J. y Thurmond, J.B. 2009. Relationships between morphological and sedimentological parameters in source to-sink systems: a basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. *Basin Research* 21: 361-387.
- Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R., Navarrete, C. y Fanning, M. 2014. Cenomanian-? early Turonian minimum age of the Chubut Group, Argentina: SHRIMP U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 50: 67-74.
- Sylwan, C.A. 2001. Geology of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 123-157.
- Sylwan, C.A., Rodríguez, J.F.R. y Strelkov, E. 2008. Petroleum Systems of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas: 53-77, Mar del Plata.
- Tye, R.S. 2004. Geomorphology: An approach to determining subsurface reservoir dimensions. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 88: 1123-1147.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G. y Melchor, R.N. 2008. Mechanisms of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Late Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 203: 213-228.
- Umazano A.M., Bellosi E.S., Visconti G. y Melchor R.N. 2012. Detecting allocyclic signals in volcanoclastic fluvial successions: Facies, architecture and stacking pattern from the Cretaceous of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 40: 94-115.
- Van Nieuwenhuise, D.S. y Ormiston, A.R. 1989. A model for the origin of source-rich lacustrine facies, San Jorge Basin, Argentina. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 853-883, Mar del Plata.
- Yan, J.P., Hinderer, M. y Einsele, G. 2002. Geochemical evolution of closed-basin lakes: general model and application to Lakes Qinghai and Turkana. *Sedimentary Geology* 148: 105-122.
- Zeng, H., Loucks, R.G. y Brown, Jr.L.F. 2007. Mapping sediment-dispersal patterns and associated systems tracts in fourth- and fifth-order sequences using seismic sedimentology: Example from Corpus Christi Bay, Texas. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 91: 981-1003.