

SUBGRUPO RÍO COLORADO (GRUPO NEUQUÉN): REGISTROS DE PALEOSISMICIDAD EN LA CUENCA DE ANTEPAÍS ANDINA, CUENCA NEUQUINA, PROVINCIAS DE NEUQUÉN Y RÍO NEGRO

María L. SÁNCHEZ¹, Estefanía ASURMENDI² y Paula ARMAS²

¹Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba. E-mail: msanchez@exa.unrc.edu.ar

²CONICET- Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba.

RESUMEN

La cuenca Neuquina se localiza en el sector centro-oeste de Argentina, constituyendo el depocentro mesozoico-neogeno más importante y una de las cuencas del hemisferio sur con excelente registro marino y continental. La evolución de la cuenca Neuquina se encuentra caracterizada por tres estadios de evolución: una etapa inicial de rift; subducción relacionada a un sag termal y un estadio de cuenca de antepaís. El Subgrupo Río Colorado es depositado en la cuenca durante el desarrollo de la etapa de antepaís. La tectónica sindeposicional del subgrupo es registrada por tres niveles deformados, dos en la Formación Bajo de Carpa y uno en la Formación Anacleto. Los mismos están integrados por estructuras de deformación y licuefacción interpretadas como sismitas. La deformación está representada por estructuras de carga simple, bolas y cogines, flamígeras, pseudonódulos, laminación convoluta, pinch and swell, slumps, areniscas desorganizadas, areniscas replegadas, diapiros de fango, fracturas, dish and pillar y brechas autoclásticas. Estas deformaciones en la Formación Bajo de la carpa involucra depósitos de cinturones de canal y de planicie de inundación; mientras que en la Formación Anacleto afecta a los depósitos de canales de mareas de alta y baja sinuosidad; planicies intermareal fango-arenosa y planicie fangosa supramareal, asociados a un sistema estuárico medio. Los niveles de sismitas reconocidos podrían estar asociados al lineamiento Lindero Atravesado y Sierra Barrosa y ser una respuesta dinámica a la actividad de dichas estructuras. La naturaleza de las estructuras y su distribución sugiere que la magnitud de los sismos podría ser mayor a 6 en escala de Richter en el Mesozoico.

Palabras clave: *Sedimentología, deformaciones, sismitas, cuenca Neuquina, paleosismología.*

ABSTRACT

Río Colorado Subgroup (Neuquén Group): Paleosimicity record in the Andean foreland basin, Neuquén basin, Neuquén y Río Negro provinces
The Neuquén basin is located in the central and western part of Argentina and represents the most important Mesozoic-Neogene depocenter in the country and is one of the basins of the Southern Hemisphere with an excellent marine and continental record. It is characterized by three stage of evolution: an initial rift, subduction related to "sag" a state of thermal and foreland basin. The Río Colorado Subgroup is deposited during the foreland development. Subgroup sindepositional tectonics is recorded by three deformational levels, two in Bajo de la Carpa Formation and one in the Anacleto Formation. They are composed of deformation and liquefaction structures interpreted as sismites. The deformation is represented by simple load structures, balls and pillows, flaming, pseudonódulos, lamination convolute, pinch and swell, slumps, sandstone disorganized, folded sandstone, mud diapirs, fractures, dish and pillar and autoclastic breccias. These deformational structures in the Bajo de la Carpa Formation involves deposits of channel belts and flood plain, while in the Anacleto Formation deposits affects the tidal channels of high and low sinuosity, intertidal mud flats, sandy and muddy plain supratidal associated with an middle estuarine system. The recognized sismitas levels are probably associated with Sierra Barrosa and Lindero Atravesado lineaments and these maybe are dynamic response to the activity of the structures. The nature of the structures and their distribution suggests that the magnitude of earthquakes is greater than 6 on Richter scale.

Keywords: *Sedimentology, deformations, seismites, Neuquen basin, paleosismology.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina (Fig. 1a), se ubica en el noroeste de la Patagonia y compren-

de varias etapas de evolución a partir del Mesozoico temprano. Desde el Triásico tardío al Jurásico temprano la baja tasa de subducción de la placa Protopacífica, deba-

jo del margen oeste de Gondwana, generó una extensión regional de intraplaca continental (fase de sinrift). Durante este estadio se desarrollaron una serie de artesas ex-

ensionales que se rellenaron con depósitos continentales y volcánoclasticos (Vergani *et al.* 1995, Franzese *et al.* 2003, Howell *et al.* 2005). Desde Jurásico tardío al Cretácico temprano el desarrollo de una zona de subducción activa, asociada con la evolución de un arco magmático (fase de post-rift) generó la subsidencia de trasarco permitiendo la depositación de más de 4000 m de sedimentos marinos y continentales (Franzese *et al.* 2003, Howell *et al.* 2005). Durante el Cretácico tardío-Neógeno, la disminución del ángulo de subducción produjo la compresión y subsidencia flexural, asociada con 45-57 km de acortamiento cortical (Vergani *et al.* 1995, Ramos, 1999) y el levantamiento del cinturón de corrimiento del antepaís. En la etapa final de la tectónica andina tuvo lugar el plegamiento y levantamiento de la sucesión mesozoica completa, la cual incluye una amplia variedad de ambientes depositacionales (Vergani *et al.* 1995, Ramos 1999, Franzese y Spalletti 2001, Howell *et al.* 2005).

Sobre la base del análisis de circones detríticos y de proveniencia de muestras correspondientes a los Grupos Rayoso y Neuquén (Fig. 1b) en el frente de corrimiento, se estableció que el inicio de la cuenca de antepaís comprende la depositación del Grupo Neuquén (Tunik *et al.* 2010, Aguirre Urreta *et al.* 2011).

El Subgrupo Río Colorado representa la culminación de la sedimentación del Grupo Neuquén, está integrado por las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto (Fig. 1b) y abarcan en edad desde el Santoniano-Campaniano temprano (Rodríguez *et al.* 2007) y su potencia es de aproximadamente 200 m. Estas formaciones registran la reactivación o rejuvenecimiento de ciclos fluviales, que culmina con condiciones de madurez y el dominio de depósitos pelíticos.

La Formación Bajo de la Carpa fue definida por Herrero Ducloux (1939), su espesor es aproximadamente de 150 m y la localidad tipo se ubica en el Bajo o Agüada de la Carpa (Rodríguez *et al.* 2007). En varias localidades (área de Senillosa, zona del lago Los Barreales, flanco noroccidental del cerro Senillosa, Agüada de la Carpa) yace en contacto erosivo o neto planar sobre la Formación Plottier y es cubierta en paraconcordancia por la Formación Anacleto

(Sánchez y Gómez 2005, Sánchez *et al.* 2006, Sánchez y Heredia 2006, Rodríguez *et al.* 2007). En ésta unidad es frecuente la presencia de troncos fósiles de gran tamaño, flora de helechos, una variada fauna de vertebrados que incluye serpientes, cocodrilos, saurischios y aves (Bonaparte 1991, Rodríguez *et al.* 2007). Ha sido asignada al Santoniano, y está integrada por depósitos fluviales de baja sinuosidad, con abundante carga de lecho arenosa e importante desarrollo de paleosuelos y depósitos eólicos (Heredia y Calvo 2002, Sánchez y Gómez 2005, Sánchez *et al.* 2006).

La Formación Anacleto (Herrero Ducloux 1939) presenta una potencia que varía desde 60 a 90 m y su localidad tipo se encuentra 50 km al oeste de la ciudad de Neuquén en la Agüada de Anacleto (Rodríguez *et al.* 2007). La unidad apoya en contacto neto planar o erosivo (Sánchez y Gómez 2005, Sánchez *et al.* 2006a) y en algunas localidades es transicional (Rodríguez *et al.* 2007) y/o es cubierta en discordancia por Grupo Malargüe (Uliana y Dellapé 1981, Rodríguez *et al.* 2007, Sánchez y Armas 2008, Aguirre Urreta *et al.* 2011, Armas y Sánchez 2011). En cuanto a su contenido paleontológico registra la presencia de ostrácodos y carófitas y abundantes icnitas de aves, lagartos Teiidae, huevos de dinosaurios, restos de un terópodo abelisauroideo y en las proximidades de Cinco Saltos se halló *Gasparinisaura cincosaltensis*. La edad propuesta para esta formación es Campaniano temprano (Uliana y Dellapé 1981) y está integrada por depósitos fluviales de bajo gradiente de energía débil a moderada, sistemas fluviales de alta sinuosidad y el desarrollo de un estuario proximal a medio (Sánchez y Armas 2008, Armas y Sánchez 2011) relacionado al inicio de la primera Transgresión Atlántica, que afectó a la cuenca Neuquina en el Cretácico Superior.

Ambas unidades han sido ampliamente estudiadas por diversos autores (Herrero Ducloux 1939, De Ferrerís 1968, Bonaparte 1991, Heredia y Calvo 2002, Gómez 2005, Rodríguez *et al.* 2007). Se han identificado niveles de deformación en afloramientos continuos entre 20 y 12 km (Sánchez *et al.* 2006, Armas y Sánchez 2008, Sánchez y Armas 2008, Sánchez *et al.* 2008, Sánchez *et al.* 2009), incluidos en las Formaciones

Bajo de la Carpa y Anacleto en el borde centro oriental de la cuenca Neuquina en las provincias de Neuquén y Río Negro (Figs. 1c y d).

El objetivo de este trabajo es evaluar en detalle estos niveles de deformación en el registro sedimentario del Subgrupo Río Colorado, en los afloramientos del lago Los Barreales y las proximidades de la localidad de Cinco Saltos (Figs. 1c y d) para definir los probables mecanismos disparadores y establecer su potencial como indicadores de eventos paleosísmicos debido a la excelente preservación y continuidad del registro sedimentario.

Con esta finalidad, al norte del lago Los Barreales y en el borde oriental de la cuenca, en la localidad de Cinco Saltos, se relevaron secciones estratigráficas (a lo largo de una transecta de hasta 20 km de longitud), las cuales fueron enteramente fotografiadas. En conjunto con el análisis sedimentológico se realizó una caracterización detallada a meso y macro escala de las estructuras deformacionales presentes en las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto. Se definieron los niveles continuos a escala regional y se reconocieron las discontinuidades estratigráficamente significativas.

AMBIENTE 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 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, Veiga *et al.* 1997, Pángaro y Bruveris 1999, Silvestro y Zubiri 2008), ésta controló fuertemente a los sistemas depositacionales de la cuenca. El estadio de cuenca de antepaís (120-75 Ma, Vergani *et al.* 1995, Franzese *et al.* 2003, 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 a la depositación de los Grupos Rayoso, Neuquén y Malargüe (Vergani *et al.* 1995, Franzese *et al.* 2003,

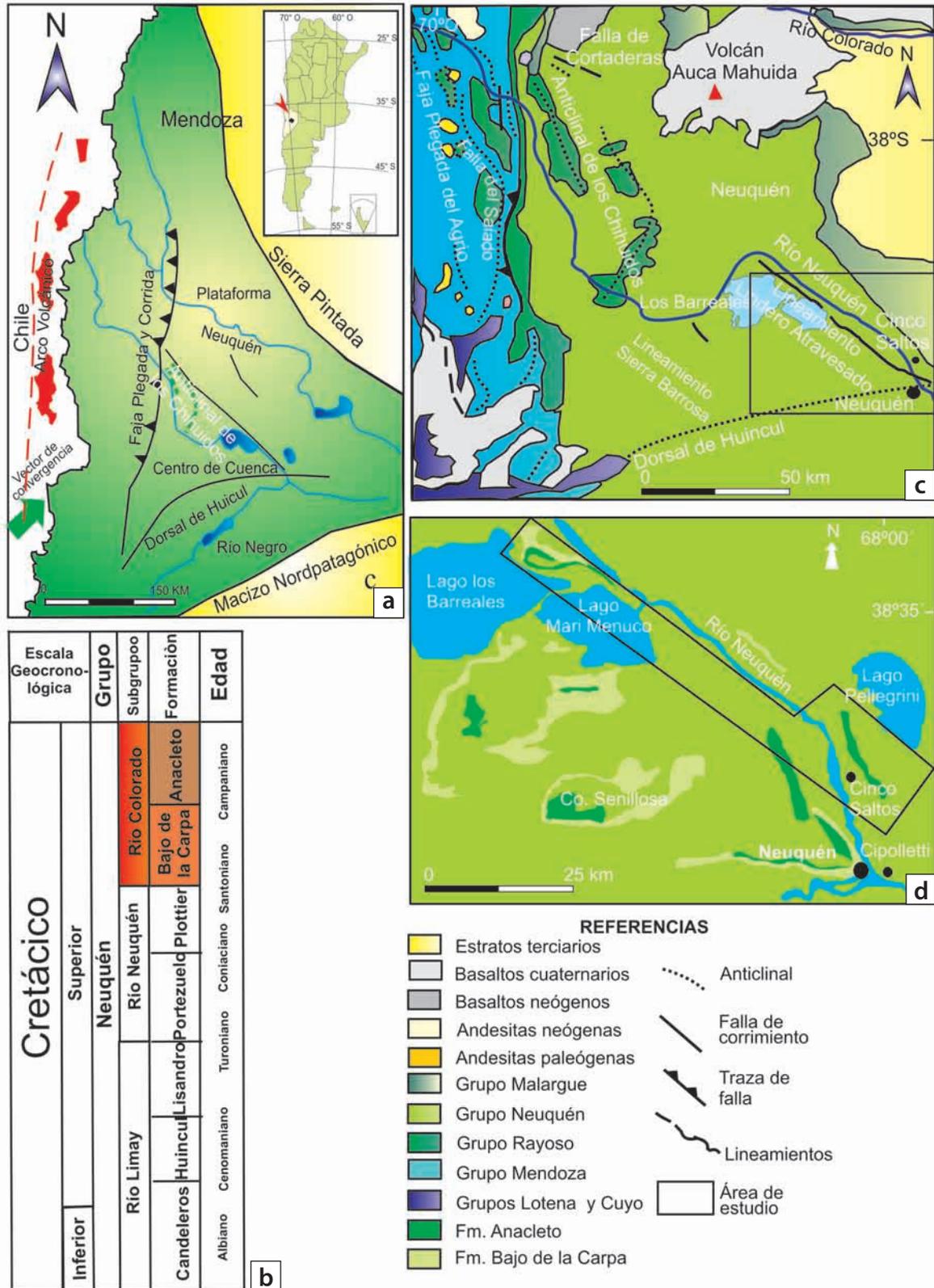


Figura 1: a) Cuenca Neuquina (Modificado de Manacorda *et al.* 2004) con los rasgos estructurales más importantes. Al oeste, el arco volcánico y el frente de corrimiento con una vergencia NE para el Cretácico y al sur, la dorsal de Huíncul. b) Cuadro cronostratigráfico del Grupo Neuquén (Hugo y Leanza 2001). c) Mapa geológico y ubicación de las zonas de estudio (Modificado de Cobbold y Rossello 2003). d) Mapa con la distribución litoestratigráficas del Subgrupo Río Colorado (modificado de Danderfer y Vera 1992, Sánchez *et al.* 2006b)

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 Atlántico y el movimiento absoluto de la placa Sudamérica hacia el oeste. El vector principal de esfuerzo orientado NNO a NO durante el Jurásico, rotó a una orientación más ortogonal durante el Cretácico temprano al tardío, esto controló el desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio, constituyendo el frente orogénico del Cretácico tardío. El acortamiento y levantamiento de la faja plegada y corrida del Agrio (Fig. 1b) se inició aproximadamente a los 100 Ma con la inversión de los hemigrábenes previamente desarrollados y continuó su estructuración en el Mioceno tardío con la migración de la deformación hacia el antepaís (Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006, Zamora Valcarce *et al.* 2007).

La dorsal de Huinul (Figs. 1a, b) es un rasgo morfoestructural de primer orden en la cuenca Neuquina con una orientación general este-oeste y se extiende por más de 270 km que constituye una barrera estructural que ejerció un fuerte control de la sedimentación durante el Jurásico y Cretácico en la parte sur de 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 Huinul, en 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 los lineamientos 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. Estos sistemas de esfuerzo pudieron ser determinantes en 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 (Fig. 1b) de orientación NNO-SSE (Silvestro y Zubiri 2008), puesto que 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 al dorso de los Chihuidos (Fig. 1b) que es una estructura anticlinal con una extensión de más de 70 km, elongada en sentido nort-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 2005). Los eventos deformacionales asociados a esta estructura, que ejercieron un rol tectónico importante en la cuenca, tuvieron lugar desde el Jurásico al Mioceno Superior (Cobbold y Rosello 2003, Zamora Valcarce *et al.* 2009). El dorso de los Chihuidos ya ha sido considerado por algunos autores (Cobbold y Rosello 2003) como un alto topográfico que pudo actuar 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 3 ciclos completos de cuenca de antepaís (Rodríguez *et al.* 2007) sobrealimentada-subalimentada, limitados por discontinuidades que se asocian a la actividad del frente y las subsecuentes etapas de subsidencia flexural. Las discontinuidades que limitan las secuencias corresponderían al Albiano-Cenomaniano vinculada a la fase Patagónica e inicio de la tectónica compresiva, Turoniano y Santoniano (Cobbold y Rosello 2003, Rodríguez *et al.* 2007, Lanza 2009, Tunik *et al.* 2010).

Durante el Campaniano tardío el frente orogénico migró hacia el este, alcanzando el área del presente río Neuquén (Aguirre Urreta *et al.* 2011) y tuvo lugar la expansión y migración del arco volcánico hacia el antepaís (Ramos y Foguera 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 paleo-

geografía de la misma está representada por rocas Campaniano-Maastrichtiano? del Subgrupo Río Colorado y Maastrichtiano-Daniano del Grupo Malargüe (Uliana y Dellapé 1981, Barrios 1990, Sánchez *et al.* 2006, Armas y Sánchez 2008, Sánchez *et al.* 2008, Sánchez *et al.* 2009, Aguirre Urreta *et al.* 2011).

ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES

La configuración de la cuenca para el momento de la depositación y la valoración de la actividad tectónica y el paleoclima son fundamentales para el análisis de la distribución y evolución de los paleoambientes sedimentarios y la evolución estratigráfica. El Subgrupo Río Colorado (Figs. 1b y 2) constituye parte del relleno sinorogénico de la cuenca de antepaís andino durante el Cretácico. Las secciones estratigráficas estudiadas representan el relleno de la cuenca periférica (*backbulge*, Jordan y Flemings 1991, DeCelles y Gilles 1996, Catuneanu *et al.* 1998, Yang y Miall 2010). En la base del Subgrupo Río Colorado se reconoce una discontinuidad neta (D-I, Fig. 2), próxima al abultamiento periférico, y erosiva, hacia la región más próxima al cratón. La misma ha sido asignada a un cambio en el nivel de base como consecuencia de una renovada actividad del frente orogénico (Sánchez *et al.* 2008b, Sánchez *et al.* 2011).

Las simulaciones paleoclimáticas para el Cretácico tardío coinciden en que la temperatura se incrementó a partir del Albiano y la humedad relativa también, con estimaciones de hasta 36°C en verano y de 8 a 12°C en invierno, con estacionalidad marcada en las precipitaciones con un promedio de 1000 a 1300 mm/año con la estación lluviosa concentrada en verano (Sellwood y Valdes 2006). Durante el Cretácico las condiciones de invernadero ("greenhouse") fueron prevalecientes, con temperaturas más elevadas que las actuales sobre todo en las altas latitudes (Huber *et al.* 2002).

La Formación Bajo de la Carpa (Figs. 1b y 2) yace sobre la Formación Plottier (Subgrupo Río Neuquén), y está integrada en la base por sistemas fluviales arenosos de alta sinuosidad, con reducida preservación

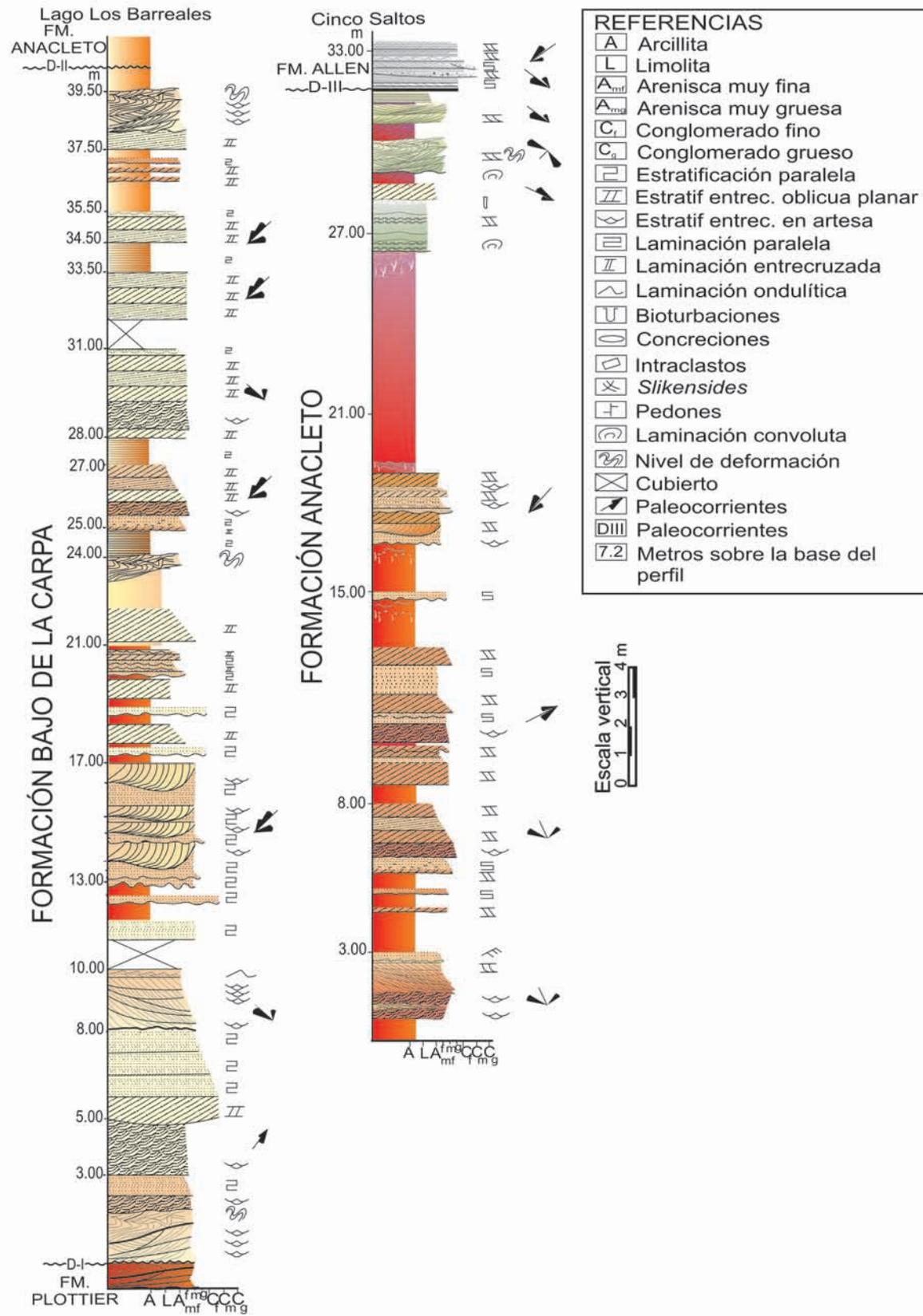


Figura 2: Perfil sedimentológico de detalle del Subgrupo Río Colorado en las localidades de interés. En ambos puede observarse la ubicación estratigráfica del los niveles de sisimitas reconocidos.

de depósitos de planicie de inundación, los cuales concentran abundantes niveles piroclásticos. Los canales presentan el tope profusamente bioturbado señalando largas pausas en la sedimentación y la planicie registra numerosos eventos de desborde menores y escaso desarrollo de paleosuelos (Gómez *et al.* 2005, Sánchez y Gómez 2005, Sánchez *et al.* 2006b, Sánchez *et al.* 2008a, Sánchez *et al.* 2009a, Sánchez *et al.* 2011). El marcado apilamiento y relación multilateral de los cinturones de canal da como resultado una alta relación canal/planicie de inundación. En esta sección presenta un nivel intensamente deformado de extensión regional (Fig. 2), el mismo se ha identificado por más de 15 km en las secciones estratigráficas de las áreas del lago Barreales y Senillosa (Sánchez *et al.* 2008b, Sánchez *et al.* 2009b).

Se identifica, luego una sección que registra una disminución de la relación canal/planicie de inundación sin cambios en el diseño fluvial en la región del lago Barreales (Sánchez *et al.* 2008b), donde se observa otro nivel de deformación con una extensión de más de una decena de kilómetros. Los depósitos coetáneos en el área de Neuquén corresponden a sistemas fluviales efímeros y fluvio-eólicos (Sánchez y Gómez 2005, Sánchez *et al.* 2005, Gómez *et al.* 2005, Sánchez *et al.* 2006b).

Los procesos de migración corriente abajo y la agradación vertical han sido importantes en la configuración de la macroformas fluviales de lecho. Las mismas en intracanal preservan los "topsets" y las caras de avalancha de barras replegadas son frecuentes, estos rasgos sugieren rápida agradación (Sánchez *et al.* 2006b).

En registros sedimentarios antiguos han sido considerados el producto del movimiento de grandes formas de lecho sobre un sustrato poco consolidado y fuertes velocidades de flujo asociadas con alta concentración de sedimentos. Comúnmente estas condiciones caracterizan regímenes climáticos con precipitaciones fuertemente estacionales y descarga variable en el sistema fluvial, aunque no necesariamente efímeros (Alexander y Gawthorpe 1993, Sønderholm y Tirsgaard 1998).

El techo de la Formación Bajo de la Carpa registra una nueva discontinuidad (D-II,

Fig. 2) que se correlaciona con un pico de deformación durante el Campaniano tardío (Silvestro y Zubiri 2008). El estadio compresional y subsecuente carga flexural, controló el basculamiento general de la cuenca y la transgresión atlántica. Estos eventos quedan reflejados en la variabilidad de ambientes depositacionales de la Formación Anacleto (fluviales, eólicos y estuáricos). La Formación Anacleto (Fig. 2) en su sección inferior representa un periodo de relleno de la cuenca por depósitos de sistemas fluviales en condiciones de alto suministro (Sánchez y Armas 2008, Sánchez *et al.* 2010, Armas y Sánchez 2011). La paleotopografía controló la distribución y diseño de los canales de baja sinuosidad areno-gravosos y arenosos (Sánchez y Gómez 2005, Sánchez *et al.* 2005, Gómez *et al.* 2005, Sánchez *et al.* 2006b) y bajos topográficos inundables. Donde los sistemas altamente agradantes desarrollaron potentes secuencias de abanicos de desbordes o fueron ocupadas por cuerpos de agua alimentados durante periodos de alta descarga por los sistemas fluviales y el nivel freático (Sánchez y Gómez 2005, Sánchez *et al.* 2005, Gómez *et al.* 2005).

Finalmente, hacia el techo de la unidad se reconocen sistemas fluviales de baja sinuosidad que cambian a un diseño de alta sinuosidad en las proximidades de Cinco Saltos. En esta última localidad la sucesión comprende depósitos estuáricos (Armas y Sánchez 2011), donde se ha identificado un nivel de deformación de aproximadamente 20 km de extensión, asociado con un ambiente de estuario inferior y medio (Armas y Sánchez 2008, Armas y Sánchez 2011). Sobre una discontinuidad (D-III, Fig. 2) que representa una superficie de ravinamiento yacen depósitos de barras de marea (Uliana y Dellapé 1981, Armas y Sánchez 2011) de la Formación Allen (Grupo Malargüe).

ESTRUCTURAS DEFORMACIONALES

El término deformación sedimentaria es usado para describir rasgos de perturbación plástica de sedimentos sin consolidar o semiconsolidados causados cuando los fluidos de poros son rápidamente expelidos.

Esta expulsión resulta de la fluidización y/o licuefacción de los sedimentos apenas fueron depositados. Las estructuras sedimentarias resultantes no son confinadas a una situación depositacional, sino que dependen de las propiedades tixotrópicas de los sedimentos (Davies *et al.* 2004).

Los procesos genéticos de licuefacción y fluidización son sutilmente diferentes, y puede dar lugar a diferentes tipos de estructuras de deformación de sedimentos blandos. La licuefacción es la transformación de un depósito de arenas y/o gravas desde un estado sólido a líquido como consecuencia de un incremento de la presión de poros, esto permite que el sólido granular fluya en un estado viscoso bajo la acción de la gravedad o presión (Obermaier 1996, Galli 2000, Mörner 2005). Durante el proceso ocurre una migración ascendente del fluido por el movimiento descendente y/o lateral de los granos y su rol es esencialmente pasivo. En la fluidización, el fluido constituye un agente activo, su movimiento ascendente provee un mecanismo de sostén de los granos (Davies *et al.* 2004).

Varios mecanismos pueden actuar como disparadores de la deformación sinsedimentaria, entre ellos los más frecuentes son los efectos de carga sedimentaria, corrientes relacionadas con tormentas y sismicidad (Obermaier 1996, Rossetti 1999, Galli 2000, Alfaro *et al.* 2002, Rodríguez-Pascua *et al.* 2007, Bowman *et al.* 2004, Mörner 2005, Alfaro *et al.* 2010).

Estructuras de cargas (*load cast*)

Estructuras de carga simple: las dimensiones de estas estructuras alcanzan hasta 2,92 m de altura y 11 m longitud, (Fig. 3a) presentan geometrías cóncavas y penetran ligeramente en el estrato subyacente. La litología que conforma la estructura corresponde a areniscas finas a muy finas que suprayacen a estratos pelíticos. Internamente es característica la presencia de laminación convoluta. En algunos casos, la misma suele ser ligeramente deformada, aunque en algunos casos esta estructura aparece asociado con deformación más pronunciada y estructuras de escape de agua (Fig. 3a).

Interpretación: estas estructuras de carga son el resultado de procesos de licuefacción que afecta a sedimentos con densidades di-

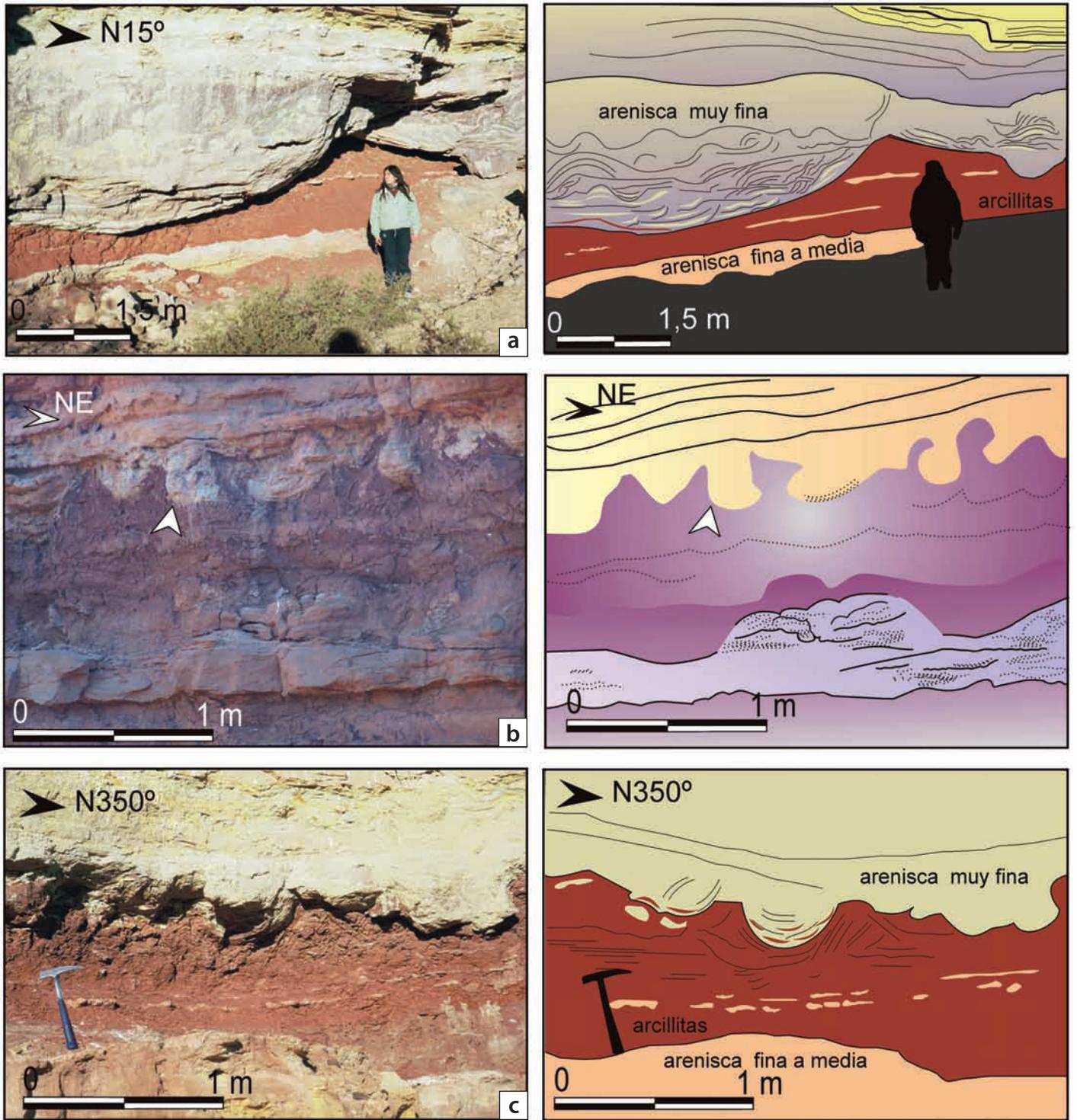


Figura 3: a) Estructuras de carga simple presentes en la localidad de Cinco Saltos en areniscas finas y muy finas que suprayacen a estratos pelíticos, internamente puede observarse laminación convoluta y estructuras de escape de agua. b-c) Estructura en bolas y cojines de mediana escala, representada por areniscas que yacen sobre arcillitas en el lago Los Barreales (b) y en la localidad de Cinco Saltos (c).

ferentes y su origen se asocia con la inversión del gradiente de densidad (Neuwerth *et al.* 2006). La fuerza que conduce la deformación es causada por el reajuste gravi-

tacional que genera el ascenso del material menos denso (pelitas) en el estrato suprayacente y el descenso de material más denso (arenas muy finas). Cuando se encuentra en

la interface, como en la base de un estrato de arenisca litificada (Fig. 3a), la arena se deforma hacia abajo en una serie de lóbulos redondeados (Maltman 1994).

Bolas y cojines: las estructuras de bolas y cojines son de mediana escala, con dimensiones que varían 0,10 m a 0,50 m (Fig. 3b, c), de geometría cóncava. Están restringidos a estratos en los que alternan areniscas de tamaño de grano fino a muy fino, y pelitas que yacen sobre potentes depósitos de arcillitas. Estas estructuras son simétricas, lateralmente conectadas y se presentan usualmente concentradas en el mismo nivel estratigráfico del orden de unas pocas decenas de kilómetros. Las bolas individuales tienen diámetros que van desde 0,15 m a 0,30 m. Esta estructura se encuentra comúnmente “flotante” dentro de los depósitos de pelitas.

Interpretación: las estructuras de bolas y cojines corresponden a estructuras de carga de mediana escala. Las mismas se originan en la interfase de estratos de areniscas que su-prayacen a fangos sin consolidar con presencia de agua en los poros (Knaust 2002) como resultado de la inversión del gradiente de densidad y en condiciones de alta tasa de sedimentación. Los niveles de areniscas bajo el efecto de licuefacción, que induce inestabilidad gravitacional, sufren hundimiento con formas resultantes más o menos elipsoidales en el estrato infrayacente bajo el efecto de carga (Sorauf 1965).

Estructuras flamígeras: se presenta en arcillitas que se interdigitan con areniscas con tamaño de grano muy fino y limolitas. El tamaño de las mismas es del orden de los centímetros y la geometría en la mayoría de los casos responde a diapiros con morfologías tortuosas que se extienden de manera vertical, eventualmente ramificados, y hacia el tope pueden desarrollar geometrías tipo lentes irregulares (Fig. 4a, d). Este tipo de estructura se presenta asociada con pseudonódulos y con otras estructuras de carga. Su distribución es aleatoria, pero concentradas en un mismo nivel estratigráfico.

Interpretación: las estructuras *flame* o inyecciones arcillosas lobulares y tabulares elongadas se vinculan con la amplia diferencia de viscosidad entre las capas que interactúan, la capa inferior presenta una viscosidad dinámica menor que la capa superior y consecuentemente la intrusión diapírica de sedimentos de granos fino toma lugar y se desarrolla la estructura flame (McLaughlin y Brett 2004, Neuwerth *et al.* 2006).

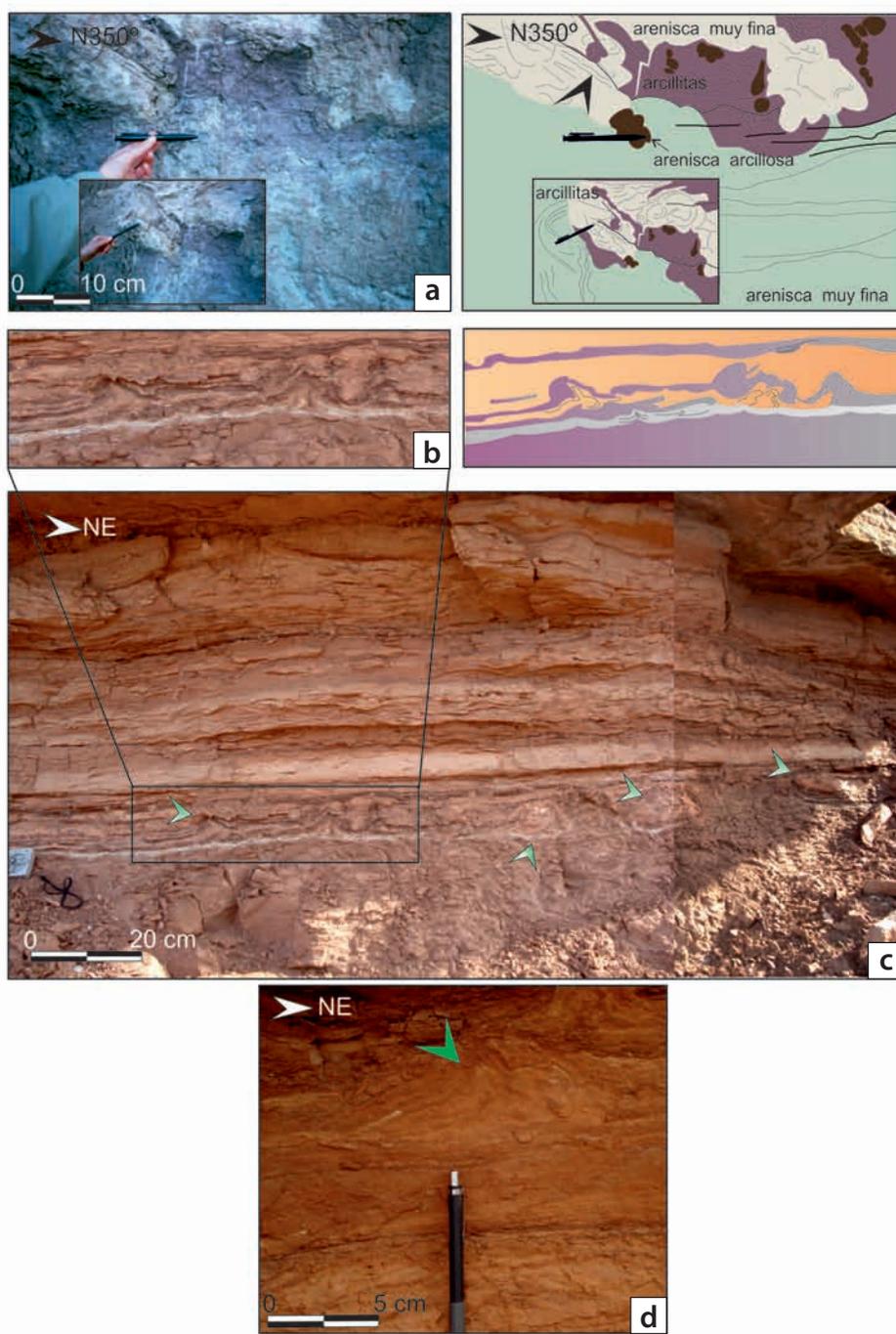


Figura 4: a-d) Estructura del tipo flamígeras típica de estratos interdigitados de arenisca y arcilla. En la misma se observa la morfología tortuosa y como la arcilla se inyecta en los estratos de arenisca. Este tipo de estructuras suele estar asociada a pseudonódulos como los que se observan en la figura c señalados con las flechas en el extremo derecho. La figura a pertenece a la localidad de Cinco Saltos y las figuras b-d a los afloramientos expuestos en el lago Los Barrreales.

Pseudonódulos: las dimensiones de esta estructura varía de 0,10 a 0,50 m, en algunos casos la geometría es elongada en sentido paralelo a los planos de estratificación con límites bien definidos y bordeados por

areniscas con tamaño de grano muy fino masivas (Fig. 5). La laminación interna de los pseudonódulos es difusa o ligeramente deformada. Esta estructura ha sido observada en asociación con estructuras de carga,

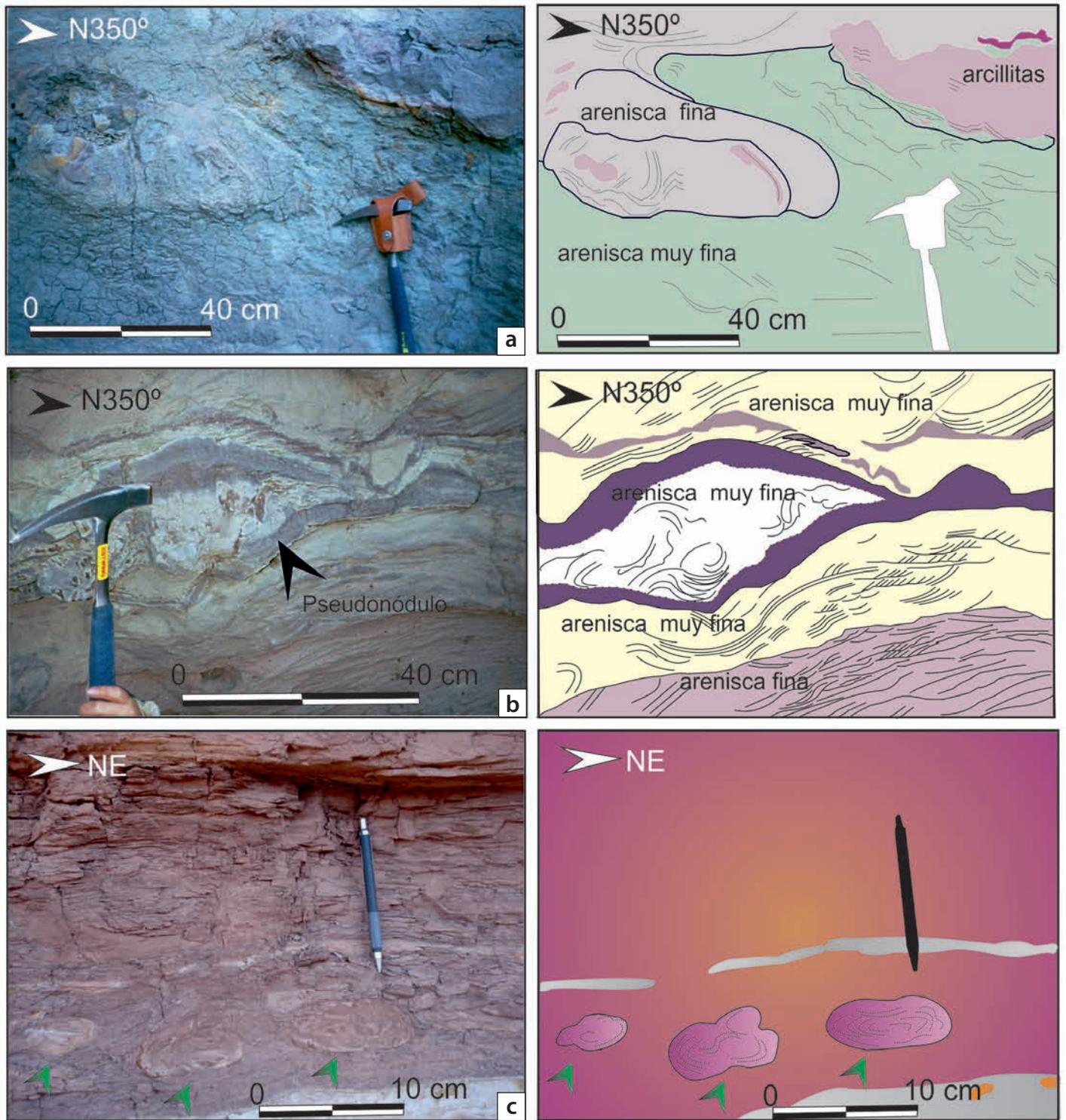


Figura 5: a-c) Estructura del tipo pseudonódulos. Puede observarse que la geometría de este tipo de estructura presenta bordes bien definidos, paralelos a los planos estratificación y con bordes bien definidos y redondeados. Tal como se observa en la figura suelen tener internamente laminación difusa. Las figuras a y b corresponden a la localidad de Cinco Saltos y la figura c a los afloramientos próximos al lago Los Barreales.

intrusiones de sedimentos blandos y laminación convoluta.
 Interpretación: El origen de las estructuras

de pseudonódulos se vincula con procesos de carga (Neuwerth *et al.* 2006). La escasa diferencia de estos pseudonódulos con la li-

tología que los hospeda, puede explicarse a partir del flujo de material licuefactado. La distribución geométrica en abanico es inter-

pretada como deformación blanda en sedimentos que han experimentado condiciones tixotrópicas y fluencia bajo el efecto de la licuefacción por corta distancia. La configuración geométrica final es el producto del cese de la licuefacción, y pérdida del mecanismo de soporte de fluido y generación de células turbulentas con centro en el eje de las depresiones del sustrato depositacional (Blanc *et al.* 1998; Davies *et al.* 2004). La presencia de estos, sugiere que la arcillita y la arenisca se encontraban en igualdad de condiciones de viscosidad en el momento de la deformación. La respuesta tixotrópica de la arcillita y la licuefacción permitió recubrir a los sedimentos de arenisca hundirse, localmente licuefactarse y formar los pseudonódulos (Obi y Okogbue 2004).

Laminación convoluta: este tipo estructura ocurre en mediana y pequeña escala, con dimensiones de unos pocos centímetros hasta 0,60 m. Afecta a estratos de areniscas finas a muy finas asociadas a estructuras de bolas y cogines y a pseudonódulos (Fig. 6). Algunos ejemplos de laminación convoluta involucra enteramente al estrato de arenisca y forma una serie de domos y estructuras dómicas inversas.

Interpretación: la laminación convoluta se origina por licuefacción y escape de fluidos y su restricción a ciertos intervalos, sugiere un tiempo específico para las condiciones requeridas (Bhattacharya y Bandyopadhyay 1998).

Pinch and swell: las estructuras de *pinch and swell* se presentan en pequeña escala (Fig. 7), con una variada separación entre ellos presentando planos de cortes netos o acunados generando geometrías lenticulares con dimensiones de 0,5m y 1,5 m de longitud de espesor aproximadamente. Estas estructuras afectan a estratos de areniscas de tamaño de grano fino a muy fino y en algunos casos se preserva la estratificación paralela interna mientras que en otros se observa una suave deformación interna. Estas estructuras se encuentran alineadas en diferentes niveles de la columna estratigráfica y los estratos que las incluyen no presentan deformación asociada.

Interpretación: las estructuras deformacionales “*pinch-and-swell*”, constituyen una variedad de las estructuras tipo budín muy común en rocas sedimentarias deformadas.

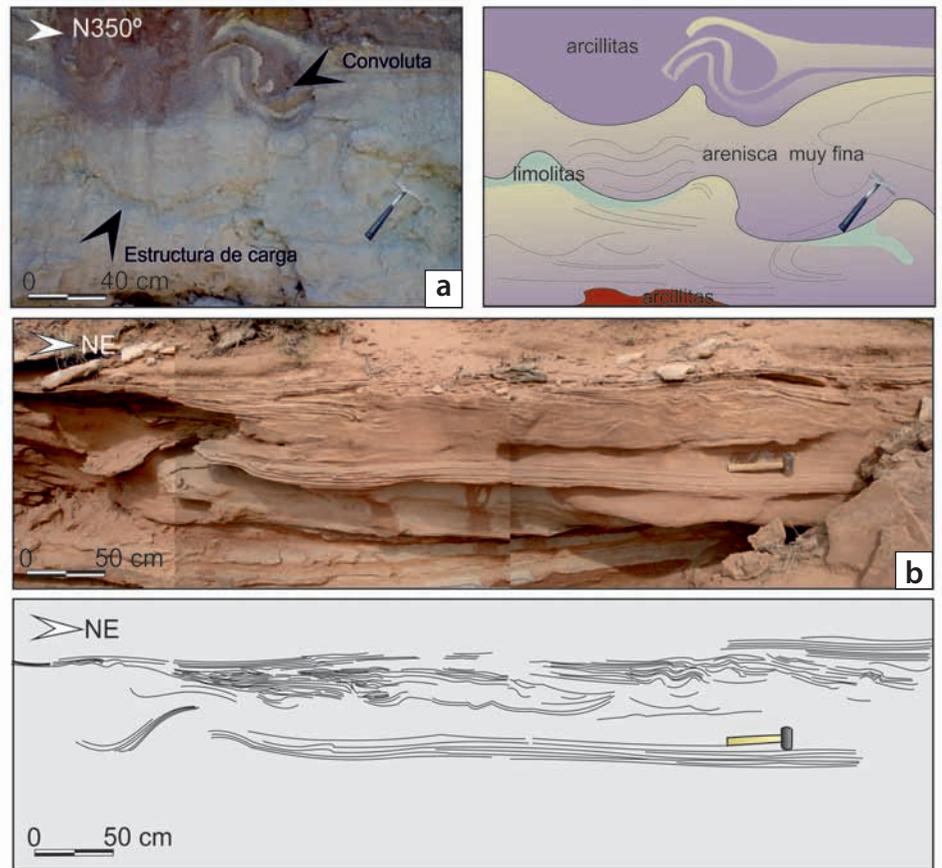


Figura 6: a) Estructura del tipo laminación convoluta expuesta en los afloramientos de Cinco Saltos. La misma afecta a areniscas finas a muy finas. Como puede observarse en la figura se encuentra asociada a estructuras de carga. b) Estructura del tipo laminación convoluta en las secciones estratigráficas presentes en el lago Los Barreales, la misma es observada tanto a mediana como a pequeña escala con dimensiones de unos pocos centímetros hasta unos 0,60 cm. Este tipo de estructura afecta a areniscas finas.

Los intervalos de separación irregulares y los diferentes tamaños de los fragmentos cortados por planos netos diferencian a estas estructuras de los clásicos budines (Fig. 7c, d) que han experimentado una deformación dúctil. El proceso esencial de deformación es extensión lateral y compresión lo que conduce a la separación del sedimentos en cuerpos alargados y se caracteriza por la falta de carga vertical (Knaust 2002), resultando así en cuerpos que todavía pueden estar conectados por un largo y fino cuello o en cuerpos totalmente separados. La forma redondeada y fábrica interna homogénea de estas estructuras de deformación indican deformación dúctil y homogeneización de los sedimentos posiblemente por una repentina deshidratación y pérdida de coherencia de los estratos (Knaust 2002). Este tipo de estructura sugiere que los procesos de deformación estuvieron controlados pri-

marientemente por el tamaño de grano y la distribución de sus componentes, como así también por las variaciones en los espesores entre los estratos.

Slump: este tipo de deformación se encuentra en todas las escalas (Fig. 8) en estratos de entre 0,15 m a 3 m de potencia afectando a areniscas medias a gruesas, en este último caso involucrando a cinturones de canal en su deformación (Fig. 8a y b). Los pliegues son principalmente cerrados, en algunos casos se presentan fallados y el buzamiento del plano axial varía desde subhorizontal a subvertical. Este tipo de deformación en algunos casos está asociado principalmente a areniscas con laminación convoluta y a areniscas replegadas, todas están presentes en el mismo nivel y asociadas a niveles sin deformación.

Interpretación: estas estructuras están vinculadas con inestabilidad de ladera de se-

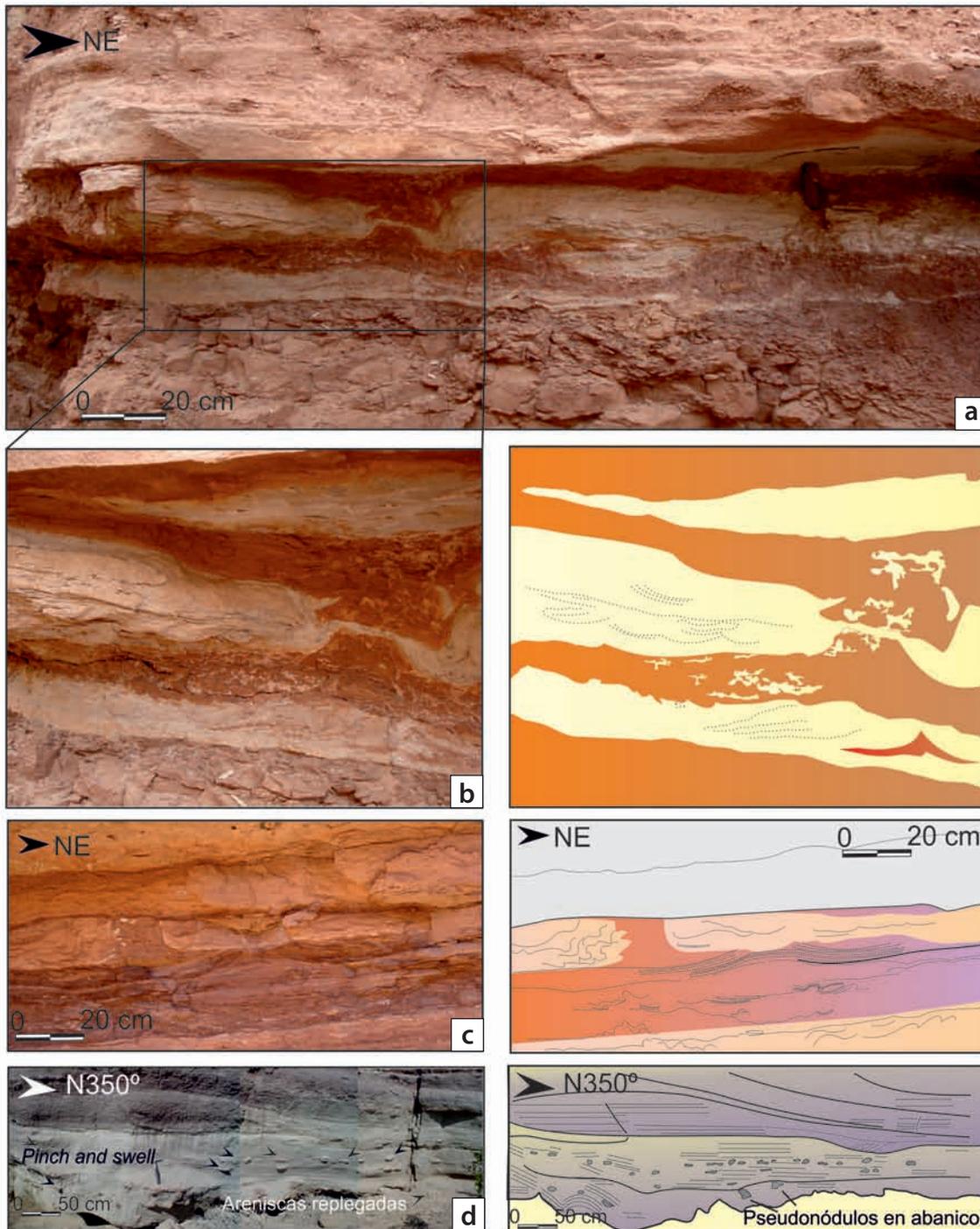


Figura 7:
 a-c) Estructura de tipo *pinch and swell* presente a areniscas, en la que se observa planos de corte rectos o acuñados generando lenticulares con una variable separación entre los mismos. La figura b corresponde a un zoom de la a. En algunos casos se preserva la estratificación interna, en otros casos los cuerpos son separados individualmente generando *boudines*, los que internamente presentan laminación convoluta tal como puede visualizarse en la figura d.

dimentos subconsolidado. La preservación de estas estructuras sugiere características coherentes de los sedimentos y la asociación con estratificación convoluta evidencia la continuidad del carácter hidroplástico de los estratos licuefactados luego de producirse el flujo. La pérdida parcial de cohesión intergranular y fluidización de los sedimen-

tos, promueve el movimiento de slumps gravitacionales (Bhattacharya y Sandip Bandyopadhyay 1998, Koc Tasgin y Türkmen 2009, Moretti y Sabato 2007).

Areniscas desorganizadas: se trata de areniscas sin estructuras, desorganizadas presentes en los niveles basales de los estratos deformados. Estas areniscas presentan un espesor

de 0,5 m de potencia y una extensión de unas decenas de metros (Fig. 9a). Las mismas están asociadas a depósitos de llanura de inundación con presencia de estructuras del tipo flamígeras, pseudonódulos y *pinch and swell*.

Interpretación: éste tipo de areniscas podrían tener origen en flujos hiperconcentra-

dos (Smith 1986) sin embargo, su asociación directa a estructuras de deformación de sedimentos blandos sugiere su deposición relacionada con procesos de licuefacción (Takashimizu y Masuda 2000).

Areniscas replegadas: areniscas de tamaño de grano medio a grueso se presentan replegadas en pequeña y mediana escala (Figs. 7d y 9b, c) conforman estratos de potencias que varían entre 0,50 y 1,3 m y presentan estratificación preservada con pliegues recumbentes y asimétricos.

Interpretación: Las areniscas replegadas se interpretan como el resultado de procesos sinsedimentarios vinculados con deformación por carga, arrastre y cizalla (Doe y Dott 1980). Sin embargo, el estilo de pliegues recumbentes y asimétricos, con la estratificación preservada, sin otras estructuras sedimentarias que lo acompañen, sugieren un comportamiento reológico hidrolástico, con movimientos de desplazamiento de partículas limitado durante la deformación (Elliott 1965, Bhattacharya y Bandyopadhyay 1998, Rossetti 1999, Bowman *et al.* 2004).

Fracturas: se observa el desarrollo de fracturas subverticales de planos rectos y curvos que coexisten con deformaciones blandas (Fig. 10) y otras que afectan a estructuras deformacionales previas en los cuerpos sedimentarios. Este tipo de estructuras afecta a estratos de areniscas muy finas con espesores de entre 0,10 m y 0,80 m.

Interpretación: la ocurrencia de fracturas y fisuras verticales a subverticales en depósitos plegados y deformados asociados a niveles adyacentes sin deformar se relaciona a variaciones en el grado de saturación en sedimentos aún no consolidados o parcialmente consolidados (Rossetti y Góes 2000). En esta situación, el grado de cohesión en condiciones de baja presión de poros habría inhibido los procesos de licuefacción y, por lo tanto, favorecido el comportamiento frágil de los sedimentos ante los esfuerzos. La asociación de fracturas con sedimentos deformados en estado dúctil se puede explicar por la diferencia de cohesión y permeabilidad relacionada a la diferencia en el tamaño de grano y por lo tanto a una reacción diferente a la misma tensión (Berra y Felletti 2011). Las fracturas que afectan deformaciones previas, en cambio, son la respuesta a

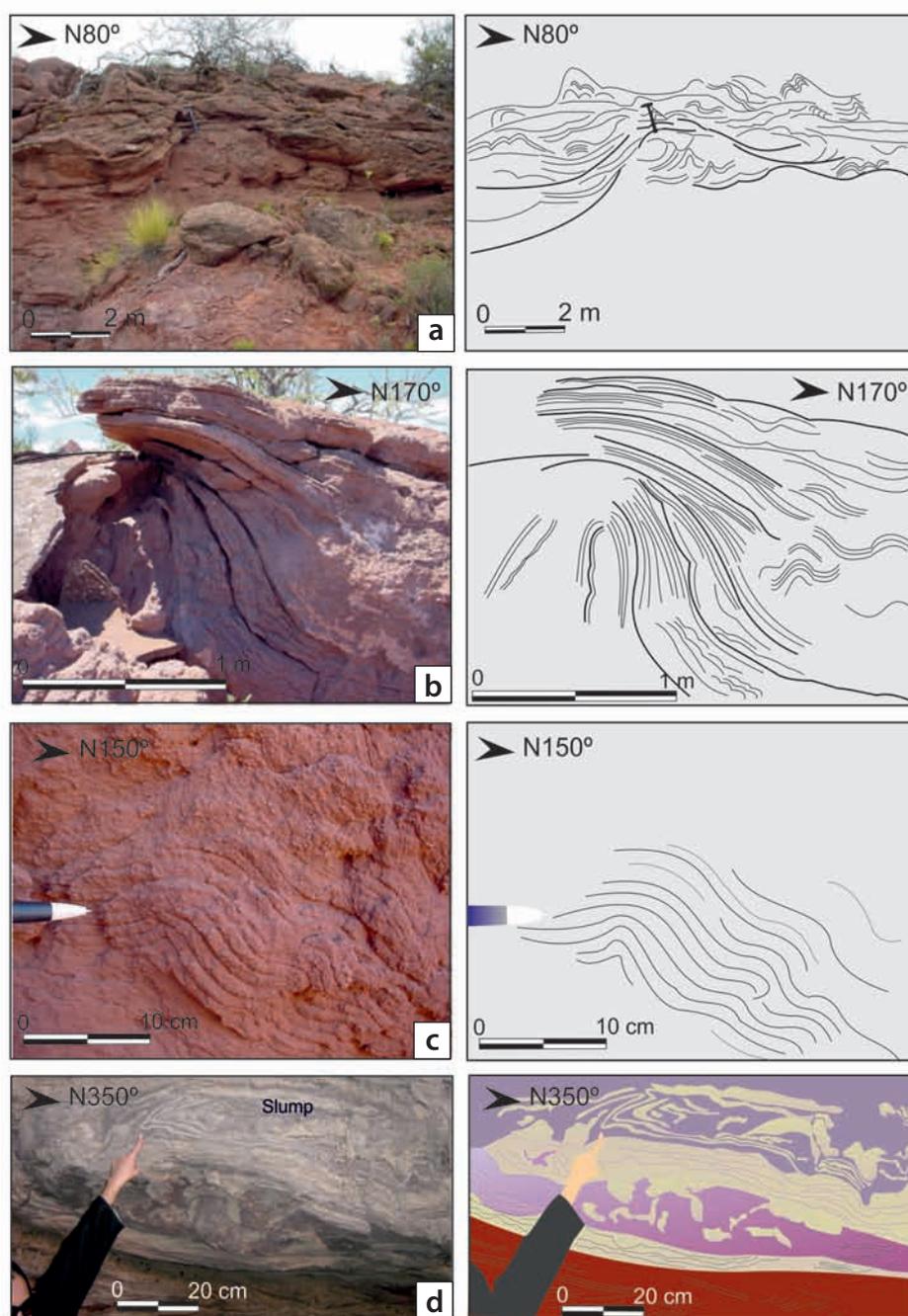


Figura 8: a-d) Estructura tipo *slump*. Este tipo de estructura presente en areniscas puede ser observada tanto a gran escala como es el caso de las figuras a y b, en donde el cinturón de canal es afectado por el *slump* y a pequeña escala tal como puede ser observada en las figuras c-d.

la deformación por carga post-depositacional y se las relaciona a compactación diferencial (Neuwerth *et al.* 2006).

Dish and pillar: se trata de areniscas de grano fino a grueso con geometría similar a la de platillos cóncavos hacia arriba de hasta 37 cm de espesor, separadas por columnas subverticales de arena de grano medio (Fig.

11a). Las mismas no muestran significativa deformación interna, aunque en algunos casos, los pilares pueden estar ligeramente deformados. Este tipo de estructura se encuentra asociado a areniscas replegadas y a slumps presentes en el mismo nivel.

Interpretación: estas estructuras son originadas por la compactación y desecación

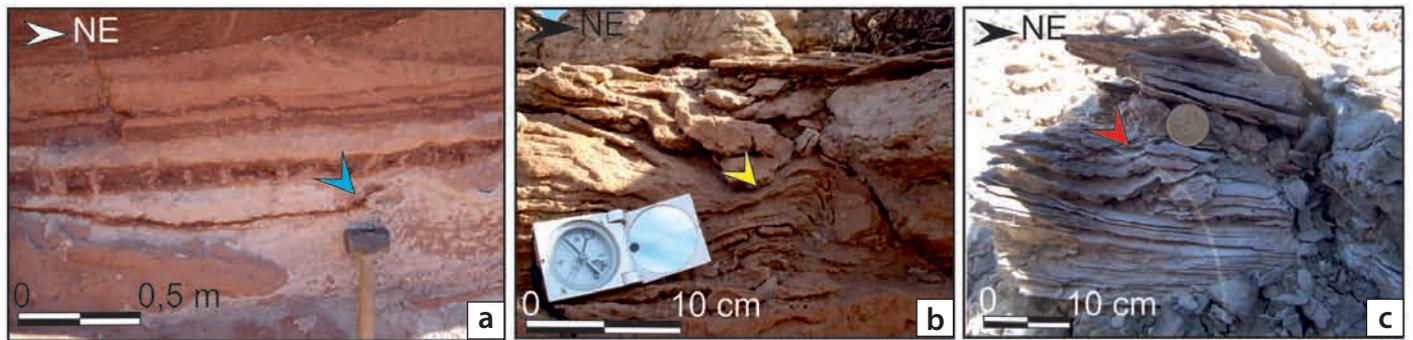


Figura 9: a) Areniscas desorganizadas. Este tipo de estructuras está presente en areniscas sin estructuras o en aquellas donde puede observarse que la estructura está desorganizada tal como se visualiza en la figura. La misma está presente en la base de los niveles de deformación (simitas) reconocidos. También se la encuentra asociada a estructuras del tipo flamígeras, pseudonódulos y *pinch and swell*. b-c) Areniscas replgadas. Las mismas se observan tanto a mediana como a pequeña escala y en muchos casos conservan la estratificación interna, en otros casos como en la figura c los pliegues recumbentes se encuentran fracturados.

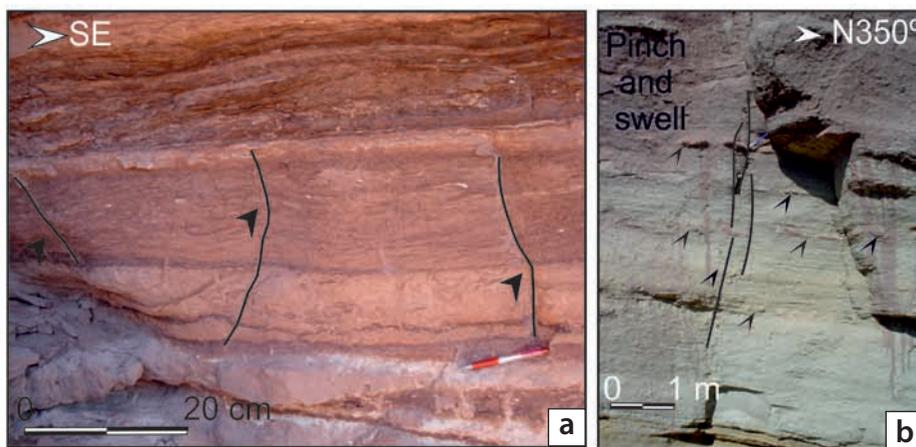


Figura 10: a) Fracturas de planos rectos o curvos rellenas con el mismo material presentes en los afloramientos próximos al lago Los Barreales. b) Fracturas asociadas a deformaciones tipo *pinch and swell* presentes en la sección estratigráfica en la localidad de Cinco Saltos. En ambos casos puede observarse en las figuras que coexisten con deformaciones blandas.

de los sedimentos no consolidados (Lowe y LoPiccolo 1974 y Neuwerth *et al.* 2006). Los pilares se forman durante la compactación asociada con una salida explosiva de agua a lo largo de las trayectorias del flujo vertical o subverticales de la columna. Los platos están asociados con deshidratación e implican una interacción compleja entre los escapes de agua, sedimentos y estructuras sedimentarias. La morfología cóncava hacia arriba de los platos, indica que la deformación es relativamente importante (Lowe y LoPiccolo 1974, Plaziat y Ahmou 1998).

Brechas autoclásticas: este tipo de estructura está representada por cuerpos de arenisca muy fina y limolitas muy cohesivas (Fig. 11b). Los fragmentos presentan una geometría poligonal con bordes rectos y agu-

dos de hasta 2 cm de espesor. Los mismos se encuentran flotando dentro del material arenisca. Este tipo de estructura también se encuentra asociada a laminaciones convolutas (Fig. 11b).

Interpretación: las brechas autoclásticas están localmente asociadas a estructuras deformacionales del tipo de laminación convoluta irregular, indicando que el sedimento sufrió deformación dúctil (laminación convoluta) y deformación frágil (brechas autoclásticas). La asociación de brechas (depósitos endurecidos) y sedimentos plásticos puede ser explicada ya sea por un cambio en el grado de cohesión en las diferentes capas del depósito que han sufrido al menos dos eventos de deformación o por diferentes condiciones físicas en las capas del sedimento (diferente cohesión/

permeabilidad relacionada a diferentes tamaños de grano y por lo tanto una diferente reacción ante un mismo esfuerzo). Por lo tanto las brechas autoclásticas pueden derivar de sedimentos muy finos (más cohesivos), donde la deformación dúctil puede ser acomodada por areniscas ligeramente más gruesas, saturadas en agua al momento de la deformación (Berra y Felletti 2011).

DISCUSIÓN

Las evidencias de campo muestran que el Subgrupo Río Colorado presenta estructuras de deformación en diferentes depósitos. En la proximidad del lago Los Barreales (Fig. 1b, c) las estructuras reconocidas en la Formación Bajo de la Carpa disturbaban depósitos de cinturones de canal y de planicie de inundación, mientras que en el borde oriental de la cuenca, en la localidad de Cinco Saltos (Fig. 1b, c), las mismas se encuentran presentes en la Formación Anacleto afectando a depósitos de canales de mareas de alta y baja sinuosidad; planicies intermareal fango-arenosa y planicie fangosa supramareal, asociados a un sistema estuárico medio. Existen diferentes explicaciones para inferir la génesis de las estructuras de deformación en sedimentos blandos en diversos ambientes. Los procesos de licuefacción y/o fluidización producen una amplia variedad de este tipo de estructuras (Lowe 1975, Allen 1982, Owen 1987, Leeder 1987, Tsuji y Miyata 1987, Owen 1996, Obermaier 1996, Montecat *et al.* 2007, Neuwerth *et al.* 2006) que están relacionados con varios mecanismos dispa-

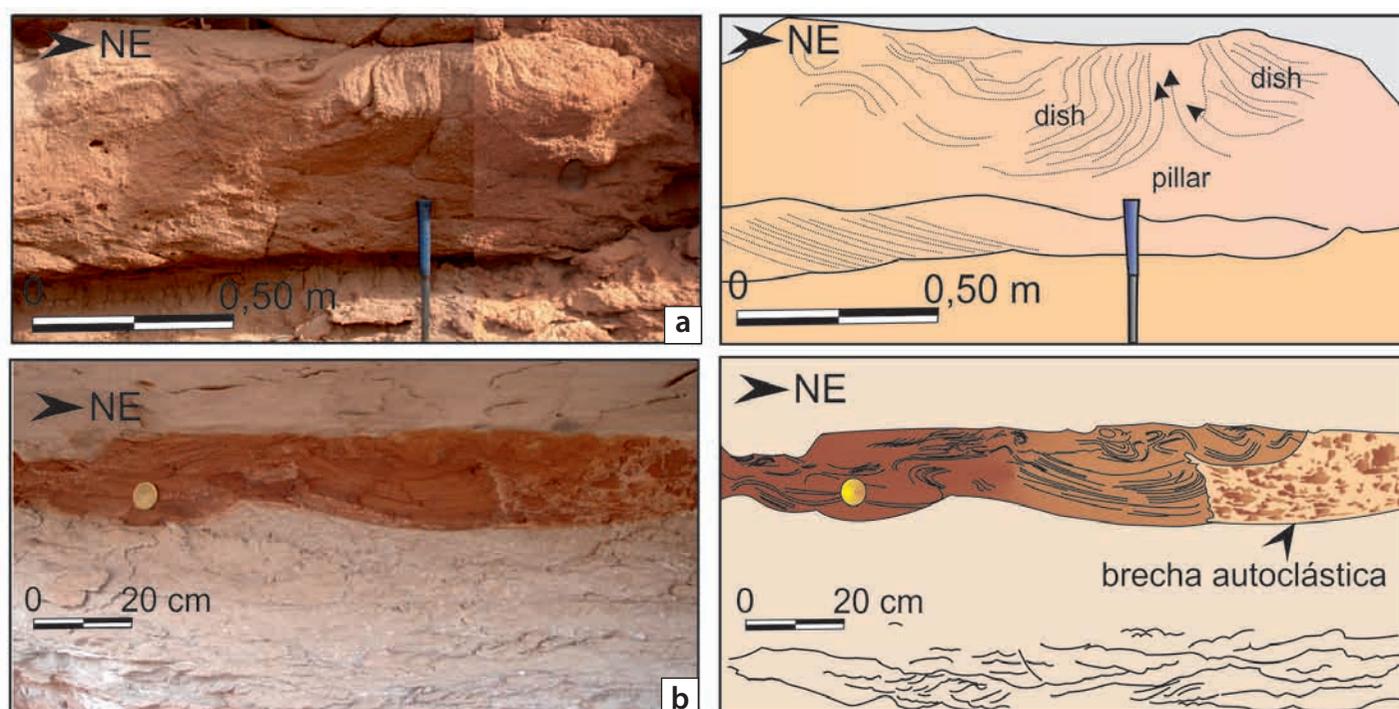


Figura 11: a) Estructura del tipo *dish and pillar* presente en el lago Los Barreales. La misma se encuentra en areniscas medias a gruesas con geometría de plato. Internamente puede observarse laminación convoluta. Este tipo de estructura se asocia comúnmente a areniscas replegadas y slumps. b) Estructura del tipo brecha autoclástica en las proximidades del lago Los Barreales. En la misma puede observarse como se encuentran flotando dentro de la arenisca fluidizada. Este tipo de estructuras se asocia comúnmente a laminación convoluta tal como puede ser vista en la figura a la derecha.

radores, que pueden ser inducidos tal como sobrecarga, carga diferencial, oscilaciones cíclicas de tormentas, cambios repentinos en el nivel de agua subterránea y acción del hielo. Es común, en sistemas fluviales asociados a depósitos de eventos de inundación, rápidos desbordes o colapso de las orillas (Davies *et al.* 2004, Bowman *et al.* 2004, Mörner 2005, Montenat *et al.* 2007, Alfaro *et al.* 2010). Para la interpretación del origen de las estructuras de deformación descritas en este trabajo es necesario discriminar la posible influencia de diferentes mecanismos disparadores (Obermaier 1996, Moretti y Sabato 2007), esto requiere de una selección precisa de criterios para poder excluir la influencia de determinados procesos que puedan haber afectado al ambiente sedimentario.

El origen en procesos de criogénesis se descarta debido a las condiciones paleoclimáticas reinantes durante la depositación del Subgrupo Río Colorado, en las altas latitudes, con mayor precisión a los 40°S de latitud. La deformación sinsedimentaria ha sido identificada en niveles estratigráficos

sin mayor continuidad lateral y como rasgos dispersos. No hay evidencias de carga de sedimentos repentinos o desarrollo de deformación en pendientes inducida por la gravedad que puedan ser responsables de las estructuras observadas en el área de estudio. Por otra parte, las estructuras de deformación (por ejemplo laminación convoluta) sugieren que la deformación se produjo mientras los sedimentos no estaban consolidados, por lo tanto excluye a la deformación por tectonismo posterior (Rossetti y Góes 2000). Las corrientes de tormenta pueden ser un mecanismo disparador para la deformación de sedimentos blandos. El Subgrupo Río Colorado solo muestra de manera local evidencia de depósitos de tormenta de reducida envergadura (por ejemplo estratificación *hummocky* y *flaser* en la Formación Anacleto, Armas y Sánchez 2011), por lo tanto la vasta extensión lateral (más de 20 km) de las estructuras de deformación observadas sugieren un mecanismo disparador más regional que uno local relacionado a la acción de tormentas. La columna sedimentaria del Subgrupo

Río Colorado se depositó en una zona tectónicamente activa, en el área delimitada hacia el oeste por la faja plegada y corrida del Agrio y el anticlinal de Los Chihuidos, hacia el norte por el lineamiento de rumbo NO-SE, Lindero Atravesado, y hacia el sur por una estructura paralela a la anterior, lineamiento Sierra Barrosa y la dorsal de Huincul (Fig. 1).

Los intervalos deformados restringidos a niveles estratigráficos limitados (Fig. 12) por depósitos sin deformación sugiriendo eventos catastróficos seguidos por periodos de estabilidad relativa (Fig. 2); la ocurrencia de estructuras de deformación dúctiles y frágiles asociadas, la continuidad lateral, que supera los 18 km de extensión regional, que permite considerarlos horizontes guías son interpretados como sísmicas (Fig. 12) como resultado de un disparador sísmico (Obermaier 1996, Rossetti 1999, Galli 2000, Rodríguez-Pascua *et al.* 2007, Rossetti y Góes 2000, Alfaro *et al.* 2002, Bowman *et al.* 2004, Davies *et al.* 2004, Mörner 2005, Alfaro *et al.* 2010).

La estrecha relación de las sísmicas con el

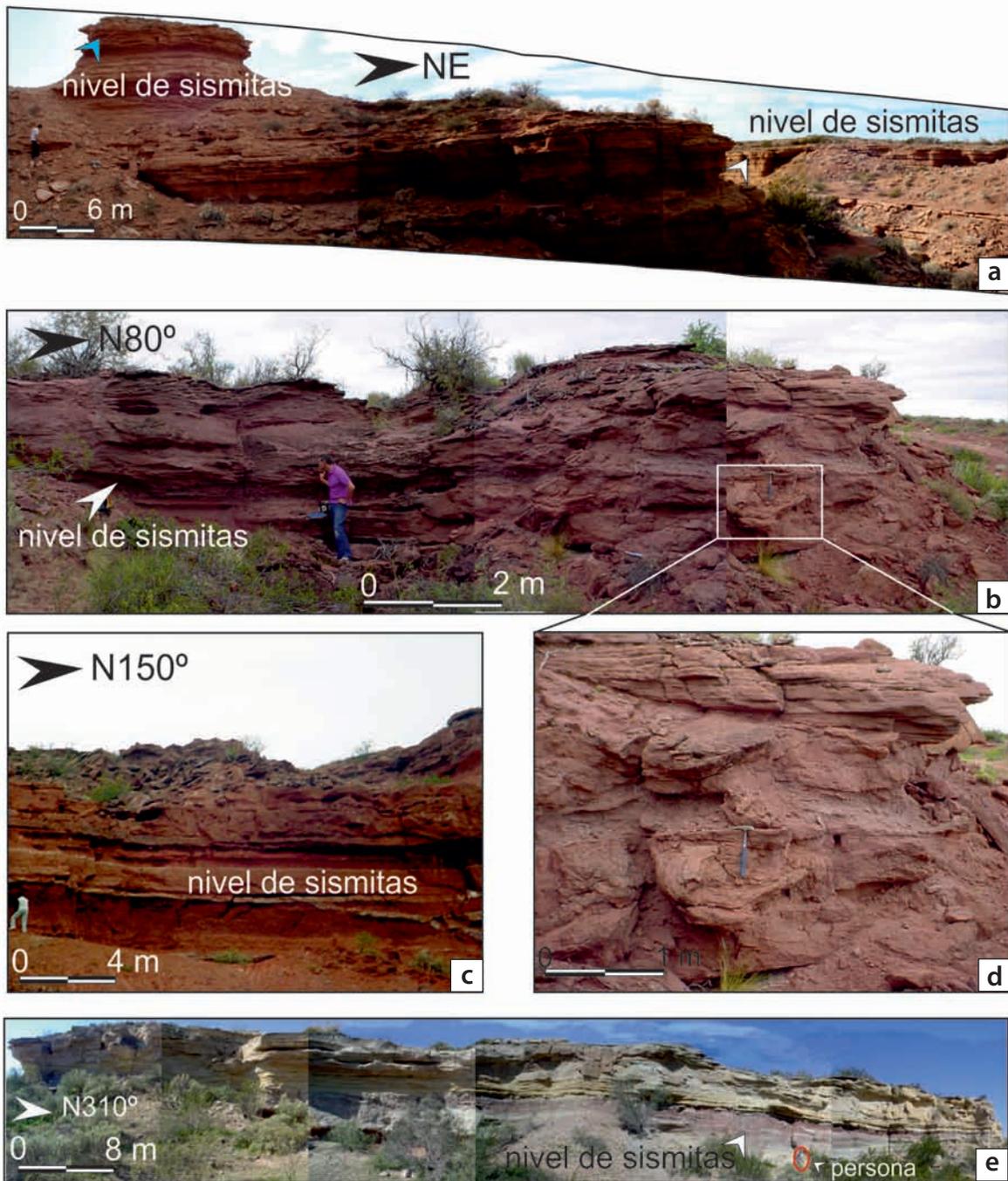


Figura 12: a-d) Niveles de sismitas reconocidos en la Formación Bajo de la Carpa al norte del lago Los Barreales. Los mismos se encuentran afectando depósitos de cinturones de canal y de planicie de inundación. e) Nivel de sismitas reconocidos en la Formación Anaclero próximo a la localidad de Cinco Saltos. El círculo señala la persona como escala. Este nivel se encuentra asociado a depósitos de canales de mareas de alta y baja sinuosidad; planicies intermareal fango-arenosa y planicie fangosa supramareal, asociados a un sistema estuárico medio. Se puede observar cómo los niveles deformaciones se encuentran en un mismo intervalo estratigráfico bien definido, el que puede seguirse a nivel regional por cientos de metros. Estos niveles están limitados en la parte inferior y superior por niveles estratigráficos sin deformación, lo que permite asociarlas a eventos sísmicos.

lineamiento Lindero Atravesado, permite suponer que la actividad sísmica estuvo relacionada con este rasgo tectónico, incluso en la actualidad el lineamiento estructural de rumbo NO-SE es un rasgo significativo

que controla el levantamiento de los frentes estudiados. La interpretación de las sísmicas en términos de magnitud de los shocks sísmicos han sido estudiados y mencionados por diver-

sos investigadores en estudios sedimentológicos y paleosísmicos (Audemard y De Santis 1991, Cojan y Thiry 1992, Guiraud y Plaziat 1993, Obermaier 1996). Muchos autores consideran que un sismo con una

magnitud en escala de Richter > 5 es capaz de producir procesos de licuefacción en sedimentos sin consolidar o semiconsolidados, porque terremotos de menor magnitud generalmente no son de suficiente duración para generar tales procesos (Galli 2000, Rodríguez-Pascua *et al.* 2000). Terremotos con magnitudes entre 5,5 y 8 en escala de Richter han sido deducidos para el desarrollo de estructuras de cojines registradas en depósitos marinos litorales, deltaicos y fluviales (Cojan y Thiry 1992), como los observados en los depósitos estuáricos de la Formación Anacleto.

Con respecto a la distancia al foco, Galli (2000) muestra una serie de datos sísmicos históricos, de los cuales en el 79% de ellos ocurren procesos de licuefacción con 30 km de distancia al epicentro del terremoto, de esta manera establece a través de ecuaciones empíricas que los fenómenos de licuefacción decrecen con la distancia al epicentro. Shocks sísmicos de alta intensidad (magnitudes > 6) son necesarios para producir procesos de licuefacción a distancias entre 15-20 km al epicentro (Mohindra y Bagati 1996, Galli 2000).

En las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto la naturaleza y las dimensiones de las estructuras de deformación permite sugerir una magnitud de sismos entre 6 y 8 en la escala de Richter (Cojan y Thiry 1992, Guirau y Plaziat 1993, Moretti 2000, Rodríguez Pascua *et al.* 2000, Rossetti y Góes 2000, Davies *et al.* 2004, Koc Tasgin y Turken 2009). Los niveles de deformación presentes en la Formación Anacleto podrían estar asociados al pico de deformación alcanzado en el Campaniano (Silvestro y Zubiri 2008). Teniendo en cuenta el espesor de los estratos, distribución y paleoambientes sedimentarios, se estima que estas sísmicas se originaron con sismos de una magnitud promedio de 7 en la escala de Richter y en las proximidades del epicentro, durante la depositación del Subgrupo Río Colorado.

CONCLUSIONES

La columna sedimentaria estudiada del Subgrupo Río Colorado presenta tres niveles de sísmicas los cuales:

- Se encuentran en una zona tectónicamente

activa para su periodo de depositación.

- Están restringidos a intervalos estratigráficos bien definidos y de extensión regional y limitados en la parte superior e inferior por niveles sin deformar.

- Permiten estimar una intensidad de los sismos para las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto involucra magnitudes promedio a 7 en la escala de Richter.

- Sugieren por sus caracteres que el epicentro probable estuvo asociado con el lineamiento Lindero Atravesado.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen a SeCyT-UNRC por el subsidio otorgado y a YPF SA. y CONICET por su colaboración para las campañas de campo. A sí mismo al Dr. Jorge O. Calvo por el apoyo logístico durante la realización de este trabajo. También se desea reconocer de manera muy especial a la Dra. Cecilia del Papa por la primera lectura de este manuscrito y las acertadas observaciones y sugerencias y el aporte del Dr. Emilio Rojas Vera.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M. y 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: 482-494.

Alexander, J. y Gawthorpe, R. 1993. The complex nature of a Jurassic multistorey, alluvial sandstone body, Whitby, North Yorkshire. En North, C. y Prosser, D. (eds.) *Characterization of fluvial and aeolian reservoirs*. Geological Society Special Publications 73: 123-142, London.

Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Molina J., Moretti, M., Soria, J. 2002. Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits of the Lower Segura Basin (Betic Cordillera, Southern Spain). *International Journal Earth Science Geological Rundsch* 91: 505-513.

Alfaro, P., Gibert, L., Moretti, M., García-Tortosa,

F., Sanz de Galdeano, C., Jesús Ga-lindo-Zaldívar, J., López-Garrido, A. 2010. The significance of giant seismites in the Plio-Pleistocene Baza palaeo-lake (S Spain). *Terra Nova* 22: 172-179.

Allen, J. 1982. *Sedimentary structures: their character and physical basis*, vol. 2: 663 p., Elsevier, New York,

Armas, P. y Sánchez, M., 2008. Horizontes sísmogénicos en los depósitos estuáricos de la Formación Anacleto (Grupo Neuquén) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Cretácico Superior. 16º Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 1326-1327, San Salvador de Jujuy, Argentina.

Armas, P. y Sánchez, M. 2011. Análisis estratigráfico secuencial de las formaciones Anacleto y Allen (Cretácico Tardío) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology* 38: 119-155.

Audemard, F. y De Santis, F. 1991. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin, International Association of Engineering Geologists* 44: 5-16.

Barrio, C. 1990. Paleogeographic control of Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 3: 31-49.

Berra, F. y Felletti, F. 2011. Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): Stratigraphic significance. *Sedimentary Geology* 235: 249-263.

Bhattacharya, H. y Bandyopadhyay, S. 1998. Seismites in a Proterozoic tidal succession, Singbhum, Bihar, India. *Sedimentary Geology* 119: 239-252.

Blanc, E., Blanc-Alétru, M. y Mojon, P. 1998. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in the uppermost Aptian to lowermost Albian transgressive deposits of the Chihuahua basin (Mexico). *Geologische Rundschau* 86: 875-883.

Bonaparte, J. 1991. Los vertebrados fósiles de la Formación Río Colorado de la ciudad de Neuquén y cercanías, Cretácico superior, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, (Sección Paleontología)* 4: 15-123.

Bowman, D., Korjenkov, A., y Porat, N. 2004. La-

- te-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, The Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sedimentary Geology* 163: 211-228.
- Catuneanu, O., Hancox, P. y Rubidge, B. 1998. Reciprocal flexural behaviour and contrasting stratigraphies: a new basin development model or the Karoo retroarc foreland system, South Africa. *Basin Research* 10: 417-439.
- Cobbold, P. y Rossello, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Cojan, I. y Thiry, M., 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and eolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics* 206: 79-89.
- Danderfer, J. y Vera, P. 1992. Cartas Geológicas y de Recursos Minerales de la provincia del Neuquén. *Geología y Recursos Minerales del Departamento Confluencia, Boletín 1. Servicio Geológico Neuquino, Dirección Provincial de Minería, Ministerio de Producción*, 91 p., Neuquén.
- Davies, N., Turner, P. y Sansom, I. 2004. Soft-sediment deformation structures in the Late Silurian Stubdal Formation: the result of seismic triggering. *Norwegian Journal of Geology* 85: 233-243.
- De Ferrariis, C., 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 121-144, Buenos Aires.
- DeCelles, P. y Giles, K. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8: 105-123.
- Doe, T. y Dott, R., Jr. 1980. Genetic Significance of Deformed Cross Bedding-With Examples from the Navajo and Weber Sandstones of Utah. *Journal of Sedimentary Petrology* 50: 793-812.
- Elliott, R. 1965. A classification of subaqueous structures based on rheological and kinematical parameters. *Sedimentology* 5: 193-209.
- Franzese, J. y Spalletti, L. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I., Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.
- Galli, P., 2000. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics* 324: 169-187.
- Gómez, J., Sánchez, M. y Heredia S. 2005. Sedimentología del Subgrupo Río Colorado en las bardas de la ciudad de Neuquén. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 130-131, La Plata.
- Guiraud, M. y Plaziat, J. 1993. Seismites in the fluvialite Bima sandstones: identification of pameoseism and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics* 225: 493-522.
- Heredia, S y Calvo, J. 2002. Estratigrafía de las bardas de la ciudad de Neuquén. 15º Congreso Geológico Argentino, Tomo 1: 699-705, El Calafate.
- Herrero Ducloux, H. 1939. Estratigrafía y tectónica de los Estratos de Dinosaurios del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 16: 16-17.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L. y Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En Veiga, G., L. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London. Special Publications 252: 1-14.
- Huber, B., Norris, R. y MacLeod, K. 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology* 30: 123-126.
- Hugo, C. y 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.
- Jordan, T. y Flemings, P. 1991. Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation, and unsteady tectonism: a theoretical evaluation. *Journal geophysics Reserch* 96: 6681-6699.
- Knaust, D. 2002. Pinch-and-swell structures at the Middle/Upper Muschelkalk boundary (Triassic): evidence of earthquake effects (seismites) in the Germanic Basin. *International Journal Earth Science* 91: 291-303.
- Koc Tasgin C. y Türkmen, I. 2009. Analysis of soft-sediment deformation structures in Neogene fluvio-lacustrine deposits of Caybagi Formation, Eastern Turkey. *Sedimentary Geology* 218: 16-30.
- Leanza, H. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo de Ciencias Naturales* 11: 145-184.
- Leeder, M. 1987. Sediment deformation structures and the palaeotectonic analysis of sedimentary basins, with a case study from the Carboniferous of northern England. En Jones, M. y Preston, R. (eds.) *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society London. Special Publications 29: 137-146.
- Lowe, D. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22: 157-204.
- Lowe, D. y LoPiccolo, R., 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 44: 484-501.
- Maltman, A. 1994. *The geological deformation of sediments*. Chapman and Hall, 362 p., London.
- Manacorda, L., Cafferata, A., Boggetti, D., Pacheco, M., Barrionuevo, L., Reinante, M. y Meisingern, V. 2004. Modelo paleoambiental del Grupo Neuquén en la zona norte de la Cuenca Neuquina. 10º Reunión de Sedimentología-Simposio Límite K/T de Argentina, Actas 1, 88-90, San Luis.
- McLaughlin, P. y Brett, C. 2004. Eustatic and tectonic control on the distribution of marine seismites: examples from the Upper Ordovician of Kentucky. USA. *Sedimentary Geology* 168: 165-192.
- Mohindra, R. y Bagati, T. 1996. Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedimentary Geology* 101: 69-83
- Montenat, C., Barrier, P., Ott d'Estevou, P., Hibsich, C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196: 5-30.
- Moretti, M. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology* 135: 167-179.
- Moretti, M. y Sabato, L. 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits

- of the Sant Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology* 196: 31-45.
- Mörner, N. 2005. An interpretation and catalogue of paleoseismicity in Sweden. *Tectonophysics* 408: 265-307.
- Mosquera, A. y Ramos, V. 2005. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, 28 p., Mar del Plata.
- Naipauer, M., Morabito, E., Marques, J., Tunik, M., Rojas Vera, E., Vujovich, G., Pimentel, M. y 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
- Neuwerth, R., Suter, F., Guzman, C. y Gorin G. 2006. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology* 186: 67-88.
- Obermeier, S. 1996: Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis-An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology* 44: 1-76.
- Obi, G. y Okogbue, C. 2004. Sedimentary response to tectonism in the Campanian–Mastrichtian succession. Anambra Basin. Southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 38: 99-108.
- Owen, G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. En Jones, M.E. y Preston, R.M.F. (eds.) *Deformation of sediments and sedimentary rocks: Geological Society Special Publication: 11-24*, London.
- Owen, G. 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43: 279-293.
- Pángaro, F. y Bruveris, P. 1999. Reactivación tectónica multiepisdica de sistemas extensionales, Cuenca Neuquina, Argentina. 4º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 231-234, Salta.
- Pángaro, F., Pereira D. y Micucci, E. 2009. El sin-rift de la dorsal de huincul, cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 265-277.
- Plaziat, J.C. y Ahmamou, M. 1998. Les differents mecanismes a l'origine de la diversite des seismites, leur identification dans le Pliocene du Saiss de Fes et de Meknes (Maroc) et leur signification tectonique. *Geodynamics* 11: 183-203.
- Ramos, V. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. 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. Special Publication 252: 15-35, London.
- Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22: 183-190.
- Rodríguez, M., Leanza H. y Salvarredy Aranguren, M. 2007. Hoja Geológica 3969-2, Neuquén, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. Instituto del Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 370. 165 p., Buenos Aires.
- Rossetti, D. 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luis Basin, northern Brazil: evidence for paleoseismicity. *Sedimentology* 46: 1065-1081
- Rossetti, D. y Góes, A. 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology* 135: 137-156.
- Sánchez M y Gómez, J. 2005. Análisis estratigráfico del Subgrupo Río Colorado en el sector este del departamento Confluencia (Neuquén, Argentina). 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 21 p., Mar del Plata.
- Sánchez M., Armas, P. Asurmendi, E. y Sugamiele, D. 2010. Sedimentology and stratigraphic architecture of the Río Neuquén Subgroup (Cretaceous), Plotier, Neuquén, Neuquina Basin, Argentina. 18º International Sedimentological Congress, Actas: 179 p., Mendoza.
- Sánchez M., Armas, P. y Asurmendi, E. 2011. El Subgrupo Río Colorado (Cretácico Superior): distribución regional, sedimentológica y evolución estratigráfica, provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro. 18º congreso Geológico Argentino, Actas: 180 p., Neuquén.
- Sánchez M., Armas, P., Morra, S., Asurmendi, E. y Rossi, J. 2009a. Estructuras deformacionales de meso y macroescala ¿independencia o indicadores de actividad sísmica?, Grupo Neuquén (Cretácico Superior), Provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. 14º Reunión de tectónica y 3º Taller de campo de tectónica, Actas: 43 p., Río Cuarto.
- Sánchez, M., Morra, S., Armas, P. y Rossi, J. 2009b. El Grupo Neuquén (Cretácico) en el borde oriental de la Cuenca Neuquina (provincias de Neuquén y Río Negro), Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Sedimentología- 1º Congreso Venezolano de Geocientíficos del Petróleo, Acta 1: 70, Puerto la Cruz.
- Sánchez, M. y Armas, P. 2008. Paleoambientes sedimentarios del Cretácico Superior en el borde nororiental de Cuenca Neuquina-Formación Anaclero y Miembro Inferior de la Formación Allen. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 543-564, Mar del Plata.
- Sánchez, M. y 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: 39-56.
- Sánchez, M., Armas, P. y Morra, S. 2006a. La transición entre los Grupos Neuquén y Malarгүйe del Cretácico Superior, en el borde noeste de la Cuenca Neuquina (provincias de Río Negro y Neuquén), Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Sedimentología–11º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 207, Bariloche.
- Sánchez, M., Gómez, J. y 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: 236-255.
- Sánchez, M., Heredia, S. y Calvo, J. 2005. Análisis sedimentológico de los depósitos continentales del Subgrupo Río Neuquén (Cretácico), norte del lago Los Barreales, Neuquén. 15º Congreso Geológico Argentino, Resúmenes 131, La Plata.
- Sánchez, M., Morra, S., Armas, P. y Rossi, J. 2008a. El Grupo Neuquén (Cretácico) en el

- borde oriental de la Cuenca Neuquina (provincias de Neuquén y Río Negro), Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 797-798, San Salvador de Jujuy.
- Sánchez, M., Tarditi, J., Asurmendi, E. y Armas, P. 2008b. El contacto entre los Sub-grupos Río Neuquén y Río Colorado (Cretácico Superior) en la zona del Lago Los Barreales (Cuenca Neuquina), Neuquén, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 795-796, San Salvador de Jujuy.
- Sellwood, B. y Valdes, P. 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology* 190: 269-287.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) - Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 49-64.
- Smith, G. 1986. Coarsed-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and deposition process. *Geological Society of America* 97: 1-10.
- Sønderholm, M. y Tirsgaard, H. 1998. Proterozoic fluvial styles: response to changes in accommodation space (Rivieradal sandstones, eastern North Greenland). *Sedimentary Geology* 120: 257-274.
- Sorauf, J. 1965. Flow rolls of Upper Devonian rocks of south-central New York State. *Journal of Sedimentary Petrology* 35: 553-563.
- Takashimizu, Y. y Masuda, F. 2000. Depositional facies and sedimentary successions of earthquake-induced tsunami deposits in Upper Pleistocene incised valley fills, central Japan. *Sedimentary Geology* 135: 231-239.
- Tsuji, T. y Miyata, Y., 1987. Fluidization and liquefaction of sand beds, experimental study and examples from Nichinan Group. *Journal Geological Society Japan* 93: 791-808.
- 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). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711, San Luis.
- Veiga, R., Lara, M. E., Bruveris, P., Vottero, A., y Tomassi, E. 1997. Análisis sísmo-estratigráfico de depósitos de post-rift en el sector nororiental de la Cuenca Neuquina-Argentina. Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Actas 2: 323-331, Isla Margarita.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H. y Welsink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, A., Suárez, R. y Welsink, H. (eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 62: 383-402.
- Yang, Y. 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. y Spagnuolo, C. 2007. Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, Faja plegada del Agrio, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 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. y 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* 252: 37-56.

Recibido: 13 de abril, 2012

Aceptado: 16 de julio, 2012