



# Revisión estratigráfica y evolución paleoambiental del mesozoico temprano al sureste de la provincia de San Juan, Argentina

**Carina COLOMBI<sup>1</sup>, Paula SANTI-MALNIS<sup>1</sup>, Ricardo N. MARTÍNEZ<sup>2</sup>, Juan DROVANDI<sup>1</sup>, Gustavo CORREA<sup>1</sup> y Tatiana SORIA<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>CIGEOBIO- Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de San Juan.

<sup>2</sup>Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de San Juan.

Emails: ccolombi@unsj.edu.ar, paulamalnis@gmail.com, martinez@unsj.edu.ar, drovandijuan@gmail.com, gustavoalejandrorcorrea@yahoo.com.ar, tatiredcomunitaria@gmail.com

**Editor:** Diego A. Kietzmann

Recibido: 27 de octubre de 2020

Aceptado: 14 de mayo de 2021

## RESUMEN

En el sureste de la provincia de San Juan y noroeste de la provincia de San Luis afloran las sucesiones estratigráficas de las cuencas Marayes-El Carrizal (Triásico-Jurásico) y San Luis (Cretácico). El límite entre ambas fue establecido en la sierra del Gigante en la discordancia de la base de la Formación Los Riscos, asignada al Cretácico por criterios estratigráficos. En esta contribución se realizó un análisis exhaustivo de los afloramientos de las Formaciones Quebrada del Barro, Balde de Leyes y de los previamente asignados por correlación a las Formaciones Los Riscos y El Jume, al SE de la provincia de San Juan. El mismo incluyó la realización de ocho perfiles estratigráfico-sedimentológicos, la interpretación paleoambiental de las unidades, el estudio de las superficies limitantes y un análisis bioestratigráfico de las asociaciones de paleovertebrados presentes. El registro fosilífero hallado ocupa el rango temporal Noriano-Hettangiano, de acuerdo a los paleovertebrados presentes en las Formaciones Quebrada del Barro (Noriano-Raetiano), la previamente asignada a Los Riscos (Raetiano-Hettangiano) y Balde de Leyes (Hettangiano). En base a estos estudios, se propone que las Formaciones Los Riscos y El Jume, tal como fueron definidas en su área tipo, no están presentes en el área de estudio, restringiéndose al área meridional de la cuenca de San Luis. De esta manera, se propone incorporar los afloramientos originalmente interpretados como Formaciones Los Riscos y El Jume, a la porción cuspidal de la cuenca Marayes-El Carrizal, asignándoles otra denominación estratigráfica. Por otra parte, también se concluyó que en el área de estudio, el límite previamente establecido entre ambas cuencas, sería una discordancia erosiva de carácter local desarrollada durante un intervalo cronoestratigráfico poco significativo (Raetiano-Hettangiano). Consecuentemente, desde la porción más septentrional de Marayes hasta el área del cerro Guaya-guas se asigna como límite intercuenal a la discordancia angular de extensión regional, desarrollada en la base de la Formación El Toscal. Así establecido el nuevo esquema estratigráfico, la cuenca Marayes-El Carrizal se habría desarrollado como una sucesión de paleoambientes continentales fluvio-aluviales desarrollados en un intervalo temporal de aridización creciente, a diferencia de la cuenca cretácica que, según la bibliografía, se desarrolló durante un periodo de semiaridez que culminó con un periodo húmedo, representado por la Formación Lagarcito.

**Palabras clave:** Estratigrafía, Paleovertebrados, Cretácico, Triásico-Jurásico, Facies de Piedemonte, cuenca Marayes-El Carrizal

## ABSTRACT

*Stratigraphic review and paleoenvironmental evolution of the Lower Mesozoic of the Southeastern San Juan Province, Argentina.* In the Southeast of the San Juan province and Northwest of San Luis province, outcrop the stratigraphic successions of the Marayes-El Carrizal (Triassic-Jurassic) and San Luis basins (Cretaceous). The boundary between both basins was previously established in the El Gigante Hill, along the unconformity found at the base of the Los Riscos Formation, assigned to Cretaceous by stratigraphic criteria.

In this contribution was conducted an exhaustive analysis of these depositional areas, with emphasis on the outcrops of the Quebrada del Barro and Balde de Leyes Formations and those previously assigned by correlation to the Los Riscos and El Jume Formations in SE of the San Juan province. Those included eight stratigraphic-sedimentological sections, the paleoenvironmental interpretation, the study of the bounding surfaces and a biostratigraphic analysis of the recently found paleovertebrate associations. This fossil record occupies the Norian-Hettangian temporal range, according to the paleovertebrate assemblages present in the Quebrada del Barro (Norian-Rhaetian), Los Riscos (Rhaetian) and Balde de Leyes (Hettangian) Formations. Based on these studies, it is proposed that the Los Riscos and El Jume Formations are not present in the study area, being restricted to the southern area of the San Luis basin. Thus, it is proposed to incorporate the outcrops originally interpreted as Los Riscos and El Jume Formations, to the upper portion of the Marayes-El Carrizal basin, assigning them other stratigraphic denomination. Besides, the previously established boundary between both basins has been interpreted as a local erosive unconformity, developed during a short chronostratigraphic interval (Raetian-Hettangian). Consequently, from the northernmost portion of the Marayes basin to Cerro Guayaguas area, the regional extensional angular unconformity, developed at the base of the El Toscal Formation, is assigned as the interbasin boundary. Therefore, establishing this new stratigraphic scheme, the Marayes-El Carrizal basin would have developed as a succession of continental fluvio-alluvial paleoenvironmental developed in a time interval of increasing aridization, unlike this basin, the Cretaceous basin which according to the bibliography, developed during a period of semi-aridity that culminated in a humid period, represented by the Lagarcito Formation.

**Keywords:** Stratigraphy, Paleovertebrates, Cretaceous, Triassic-Jurassic, Piedmont facies, Marayes-El Carrizal Basin.

## INTRODUCCIÓN

La cuenca triásica-jurásica Marayes-El Carrizal junto con la cuenca cretácica de San Luis (ubicada en el sureste de San Juan y el noroeste de San Luis, Argentina) exponen los afloramientos mesozoicos más importantes del área oriental de Cuyo (Fig. 1). Estas áreas depositacionales se distinguen tanto por la extensión areal de los afloramientos, así como también por el prolongado registro temporal que cubren, incluyendo el Triásico Tardío, el Jurásico Temprano y gran parte del Cretácico. La estratigrafía clásica de estas cuencas se llevó a cabo mayormente mediante levantamientos geológicos regionales y estudios sedimentológicos detallados centrados en las áreas norte (sierra de la Huerta, San Juan) y sur (sierra de Las Quijadas y sierra del Gigante, San Luis), donde pueden observarse dos escenarios estratigráficos muy diferentes (e.g. Flores 1969, 1979, Bossi 1976, Flores y Criado Roque 1972, Yrigoyen 1975, Criado Roque et al. 1981, Rivarola y Spalletti 2006, Spalletti et al. 2012, Colombi et al. 2015a). Mientras que el área norte exhibe toda la cuenca triásica, el área sur muestra la sucesión de la cuenca cretácica. En contraste, el área de estudio de esta contribución, ubicada entre el cerro El Gigantillo y el cerro Guayaguas, resulta una zona intermedia entre las regiones norte y sur previamente estudiadas, y muestra la sucesión sedimentaria de ambas cuencas en continuidad estratigráfica (Figs. 1 y 3). Además, el área de estudio se caracteriza por la copiosa cantidad y diversidad de paleovertebrados recientemente hallados, con filiación triásica y jurásica (e.g. Apaldetti et al. 2011, Martínez et al.

2013, 2015, 2016, Colombi et al. 2015b, Martínez y Apaldetti 2017, Gianechini et al. 2016, Apaldetti et al. 2018, Sterli et al. 2020). A pesar de lo completo del registro estratigráfico y paleontológico de esta zona, la misma cuenta sólo con escasos trabajos geológicos, dejando poco clara su estratigrafía e interpretación paleoambiental (Bossi 1976, Agüera et al. 2004, Gardini et al. 2009). Esta contribución presenta un estudio geológico-estratigráfico que incluye el procesamiento de imágenes satelitales, considerando las firmas espectrales de las unidades bajo estudio y un riguroso análisis de campo estratigráfico y sedimentológico. El mismo incluyó el estudio de las superficies limitantes y un análisis litofacial de cada unidad, su interpretación paleoambiental y el análisis bioestratigráfico de las asociaciones fosilíferas presentes. Estos estudios resultaron en la reinterpretación de algunas unidades, con la incorporación de los afloramientos previamente asignados a las Formaciones Los Riscos y El Jume, (cretácicas; Fig. 2a-c) a la porción cuspidal de la cuenca triásica-jurásica Marayes-El Carrizal y su redesignación estratigráfica (Fig. 2d; e.g. Rivarola y Spalletti 2006, Vujovich et al. 2007, Gardini et al. 2009). Además, se llevó a cabo la definición y reinterpretación de las superficies limitantes intra e intercuencales, jerarquizándolas de una manera diferente a la anteriormente propuesta (e.g. Flores 1969, Bossi 1976, Flores y Criado Roque 1972, Rivarola y Spalletti 2006, Colombi et al. 2015a), de acuerdo a sus características geométricas y al intervalo temporal que representan. Este reordenamiento llevó a una nueva propuesta estratigráfica y a redefinir el límite entre la Cuenca Marayes-El Carrizal y la Cuenca de San Luis en la base de la Forma-

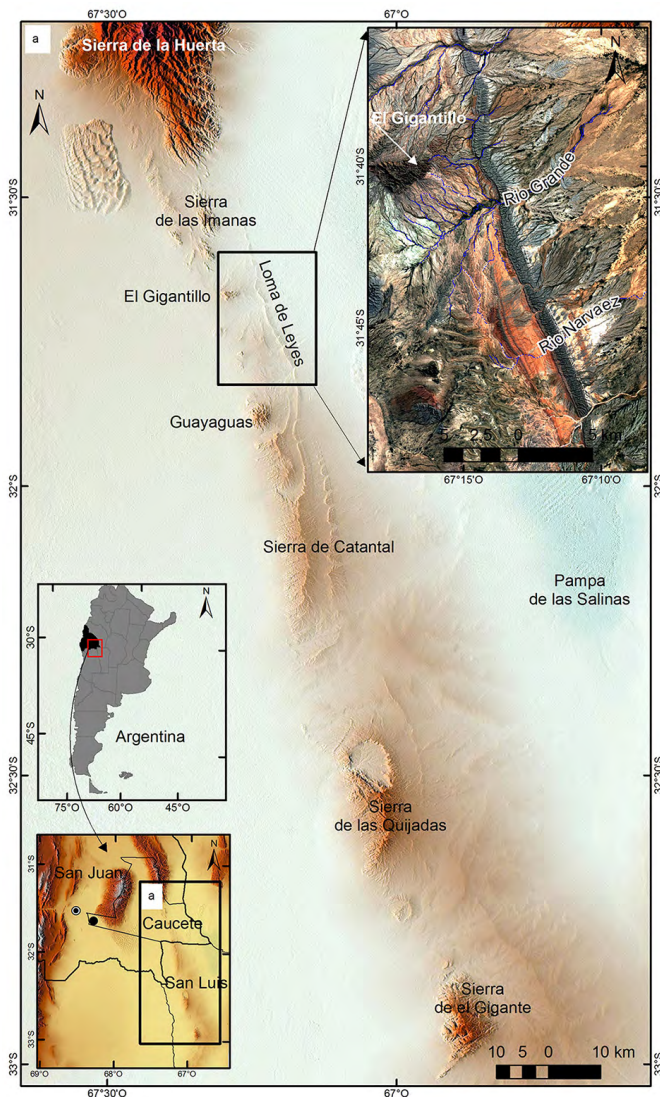
ción El Toscal, representado por una discordancia angular de gran extensión areal previamente reconocida Fossa Mancini 1939, Flores 1969, Flores y Criado Roque 1972, Yrigoyen et al. 1989, Rivarola y Spalletti 2006). De la misma manera, se pudo reinterpretar la evolución paleoambiental de la cuenca Marayes-El Carrizal.

na y Biddle 1988, Ramos y Kay 1991, López Gamundí et al. 1994, Spalletti et al. 1999). La misma se apoya en relación de no concordancia sobre el basamento cristalino del Grupo Valle Fértil, formado principalmente por anfibolitas y rocas de alto y bajo grado metamórfico (Borrello 1946, Bossi 1976). El techo de la Cuenca estaría representado por una discordancia angular de bajo ángulo que la pone en contacto con el Grupo El Gigante, de la cuenca de San Luis de edad cretácica (e.g. Yrigoyen 1975, Bossi 1976).

Los primeros en organizar la estratigrafía de la Cuenca Marayes-El Carrizal fueron Borrello (1946), Bergmann (1948), Stipanovic (1957), Bossi et al. (1975) y Bossi (1976). Borrello (1946) propuso cuatro grupos para esta comarca, los que posteriormente Stipanovic (1957, 2002) nomina como formaciones que en orden estratigráfico corresponden a: Esquina Colorada, Quebrada de la Mina, Carrizal y Quebrada del Barro. Bossi et al. (1975) y Bossi (1976) descartaron a la Formación Quebrada de la Mina y definieron el Grupo Marayes, incluyendo las restantes unidades formacionales. Estudios recientes incluyeron la Formación Balde de Leyes en la parte superior de la sucesión del Grupo Marayes (Colombi et al. 2015a; Fig. 2c).

Por otra parte, al sur del área de estudio, en las cercanías del Cerro Guayaguas, Díaz (1947) definió las Formaciones Guayaguas y Rancho Grande, como dos unidades triásicas que luego fueron publicadas por Criado Roque et al. (1981). Sin embargo, estos nombres formacionales cayeron en desuso al considerarse que estas unidades serían equivalentes a otras de las cuencas de Ischigualasto-Villa Unión (Formación Los Colorados), Marayes-El Carrizal (Formaciones Carrizal y Quebrada del Barro), o de San Luis (Formaciones Los Riscos y El Jume; e.g. Flores 1969, Yrigoyen 1975, Stipanovic y Marsicano 2002, Aguera et al. 2004, Vujovich 2007, Gianechini et al. 2016).

La Cuenca de San Luis fue estudiada en las sierras del Gigante y Las Quijadas, entre otros por Biondi (1937), Flores (1969), Flores y Criado Roque (1972), Flores (1979), Yrigoyen (1975), Criado Roque et al. (1981), Yrigoyen et al. (1989), Rivarola (1999) y más recientemente se destaca la síntesis de su evolución paleoambiental por parte de Rivarola y Spalletti (2006). La misma es parte de las cuencas de rift en rosario de dirección norte-noroeste, relacionadas con la ruptura del océano Atlántico durante el Cretácico (e.g., Uliana y Biddle 1988, Rivarola y Spalletti 2006). La base de esta cuenca se apoya en las sierras del Gigante y Las Quijadas en relación de no concordancia sobre el basamento cristalino. El techo de la misma está representado por una discordancia angular con los depósitos continentales de la Formación San Roque (e.g.



**Figura 1.** Mapa de ubicación del área de estudio en Loma de Leyes, en los alrededores del cerro El Gigantillo y la quebrada de Narváez, donde afloran las cuencas Marayes-El Carrizal (Triásico-Jurásico) y San Luis (Cretácico).

## MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Marayes-El Carrizal es una cuenca rift producida por deformación intracratónica que forma parte de una serie de cuencas extensionales desarrolladas en el margen oeste de Pangea durante el Mesozoico temprano (e.g. Uli-

Flores 1969, Yrigoyen 1975, Flores 1979, Rivarola y Spalletti 2006). El relleno de esta cuenca está representado por los sedimentos continentales del Grupo El Gigante del Cretácico Inferior. Este grupo está conformado por las Formaciones Los Riscos, El Jume, La Cantera, El Toscal y La Cruz y por otra parte, la Formación Lagarcito (e.g. Bonaparte 1970, Yrigoyen 1975, Chiappe et al. 1998, Rivarola 1999, Rivarola y Spalletti 2006). La estratigrafía formal de cada una de estas comarcas es descripta a continuación.

### **Estratigrafía formal de la Cuenca Marayes-El Carrizal: Grupo Marayes**

**Formación Esquina Colorada:** Se apoya en no concordancia sobre el basamento cristalino y su contacto superior es concordante con la Formación Carrizal. Esta unidad está formada por una sucesión sedimentaria de 550 m de espesor de conglomerados, areniscas y tobas, de ambiente aluvial-fluvial (Borrello 1946, Bossi et al. 1975). Su contenido paleoflorístico y palinológico ha permitido correlacionarla con las Formaciones Chañares, Ischichuca y Los Rastros, de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, asignándola al Triásico Superior (Carniano Inferior; Yrigoyen y Stover 1970, Marsicano et al. 2015, Ezcurra et al. 2016).

**Formación Carrizal:** Aflora en la sierra de La Huerta en concordancia con la Formación Esquina Colorada y más al sur se apoya en no concordancia sobre el basamento cristalino. El contacto superior es transicional con la Formación Quebrada del Barro. Está formada por 350 m de una sucesión de areniscas carbonosas, areniscas conglomerádicas y conglomerados, que se intercalan con capas de pelitas oscuras y carbón. Esta unidad fue dividida en dos miembros denominados Miembro Arroyo Seco, formado por un sistema fluvial dominado por carga de lecho y Miembro Rickard, formado por un sistema fluvial dominado por carga mixta (Spalletti et al. 2012, Correa et al. 2018). La Formación Carrizal se correlaciona con la Formación Ischigualasto por las asociaciones paleoflorísticas y palinológicas (Yrigoyen y Stover 1970, Lutz y Arce 2013, Morel et al. 2015, Césari et al. 2021), asignándola al Triásico Superior (Carniano superior).

**Formación Quebrada del Barro:** Aflora en un cinturón alargado desde la localidad de Las Chacras en la sierra de la Huerta hasta el cerro Guayaguas (Bossi 1976, Vujovich et al. 2007, Gardini et al. 2009). El área tipo de la misma se encuentra ubicada en la sierra de La Huerta en la quebrada homónima (Borrello 1946). En esta región se observa el contacto basal concordante con la Formación Carrizal pero su contacto superior está truncado por la falla Pan de Azúcar. En las cercanías del cerro El Gigantillo, el contacto superior es

concordante neto con la Formación Balde de Leyes (Colombi et al. 2015a). Más al sur, hasta el cerro Guayaguas, diferentes autores proponen que la misma es cubierta por las sedimentitas del Grupo El Gigante (Formación Los Riscos o El Jume; Flores y Criado Roque, 1972, Yrigoyen 1975, Criado Roque et al. 1981, Vujovich et al. 2007, Gardini et al. 2009, Gianechini et al. 2016). La Formación Quebrada del Barro está formada por 600 a 1400 m de espesor de conglomerados intercalados con areniscas y pelitas (Bossi 1976). Su paleoambiente se interpretó como un abanico aluvial (Bossi 1976), un sistema fluvial entrelazado (Rivarola et al. 2012) y finalmente como un sistema fluvial distributivo (Colombi et al. 2015b). La edad de esta unidad se atribuyó al Noriano-Raetiano por criterios bioestratigráficos en base a la asociación de paleovertebrados que contiene (Bossi y Bonaparte 1978, Martínez et al. 2013, Martínez et al. 2015, Gianechini et al. 2016; ver sección Bioestratigrafía).

**Formación Balde de Leyes:** Sus afloramientos fueron inicialmente considerados como parte de la sucesión sedimentaria de la cuenca cretácica El Gigante (Formación El Jume o Los Riscos, Gardini et al. 2009); o bien considerados como parte de la Formación Quebrada del Barro (Vujovich et al. 2007). Años más tarde, fue diferenciada de estas unidades y definida como una sucesión conglomerádica gruesa de canales, intercalados con una proporción menor de depósitos de llanuras de inundación areniscosas que hacia el techo pasan a depósitos de barreal, alcanzando los 170 m de espesor (Colombi et al. 2015a). El hallazgo del sauropodomorfo massopondylido, *Leyesaurus marayensis* (asociación monoespecífica), cercanamente emparentado a *Massopondylus carinatus* (Karoo Basin, Sudáfrica) y *Adeopaposaurus mognai* (Depocentro Mogna, Argentina) ha permitido proponer una edad jurásica temprana (Hettangiano) para estos depósitos (Apaldetti et al. 2011).

### **Estratigrafía de la sierra de Guayaguas**

Si bien los afloramientos de estos paquetes sedimentarios se consideran equivalentes a otras unidades formacionales, sobre todo a las Formaciones Los Riscos y El Jume (e.g., Aguera et al. 2004, Vujovich 2007, Gianechini et al. 2016), la distancia con la localidad tipo y la falta de continuidad lateral, llevan a reconsiderar para la descripción estratigráfica los nombres y descripciones originales, realizadas en el área (Díaz 1947, Criado Roque et al. 1981).

**Formación Guayaguas (nominación en desuso):** Fue definida por Díaz (1947) y luego formalizada por Criado Roque et al. (1981) en la sierra de Guayaguas, sin especificar su espesor. Sin embargo el nombre de esta unidad ha caído

en desuso (Stipanovic y Marsicano 2002). La misma se compone de una sucesión con gradación normal que inicia por un conglomerado basal grueso anguloso de rocas y pasa gradualmente a facies psamíticas gruesas, con estructuras de alto régimen de flujo, castaño rojizas con cemento calcáreo y cristales de yeso dispersos. Estas facies fueron interpretadas como un sistema fluvial de alta energía anastomosado (Díaz 1947). Esta unidad se apoya sobre el basamento cristalino del cerro de Guayaguas y está cubierta en concordancia por la Formación Rancho Grande. Esta unidad fue inicialmente correlacionada con la Formación Los Riscos (Flores 1969). Sin embargo, la presencia de restos de paleovertebrados en la unidad suprayacente (Formación Rancho Grande), preliminarmente correlacionados con los de la Formación Los Colorados (cuenca Ischigualasto-Villa Unión, Bossi y Bonaparte 1978), hizo que otros autores la correlacionaran con la Formación Carrizal (Criado Roque et al. 1981, Stipanovic y Marsicano 2002).

**Formación Rancho Grande (nominación en desuso):**

También fue definida por Díaz (1947) y luego formalizada por Criado Roque et al. (1981) en la sierra de Guayaguas y si bien se le dio status formacional, su nominación también ha caído en desuso (Stipanovic y Marsicano 2002). Está formada por areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, de color rojo intenso y abundante yeso en forma de cristales aislados y láminas delgadas (3 a 5 cm). El paleoambiente de esta unidad ha sido interpretado como llanura aluvial baja a intermedia con intervalos de sequía (Díaz 1947). Esta unidad fue correlacionada con los niveles de la Formación El Jume (Flores 1969). Sin embargo, más tarde fue correlacionada con la Formación Quebrada del Barro y Los Colorados (cuenca Ischigualasto-Villa Unión) por la presencia de restos de paleovertebrados (preliminarmente equivalentes a los presentes en la Formación Los Colorados, Bossi y Bonaparte 1978, Criado Roque et al. 1981, Stipanovic y Marsicano 2002). El espesor total para ambas unidades (Formaciones Guayaguas y Rancho Grande) alcanza según Díaz (1947) los 1430 m.

**Estratigrafía formal de la Cuenca de San Luis:  
Grupo El Gigante**

**Formación Los Riscos:** Fue definida por Biondi (1937) y Flores (1969) al sur de la sierra del Gigante donde se definió su localidad tipo. Luego, su definición se extendió a la sierra de Las Quijadas, Catantal, Guayaguas y la región de Marayes, donde se apoya en discordancia sobre los depósitos triásicos (e.g. Flores y Criado Roque 1972, Yrigoyen 1975, Criado Roque et al. 1981, Rivarola y Spalletti 2006). La mis-

ma comprende una sucesión conglomerádica brechosa rojiza pobremente estratificada de 400m de espesor. El contacto basal de esta unidad en el área tipo es sobre el basamento cristalino y tanto lateral como verticalmente, es superpuesta por la Formación El Jume de forma transicional (Lurgo 1967, Flores 1969, Flores y Criado-Roque 1972, Yrigoyen 1975). En la sierra de las Quijadas, Rivarola y Spalletti (2006) definieron el paleoambiente de esta unidad en general como facies de abanico aluvial proximal a distal, desarrollado bajo un clima árido. A lo largo de la sucesión, estos autores reconocieron una porción basal, caracterizada por conglomerados matriz soportados en estratos tabulares masivos o con gradación normal, interpretados como una acumulación de depósitos de flujo de detritos e hiperconcentrados. Luego, discriminaron una sección media, caracterizada por conglomerados clasto a matriz soportados tabulares, con gradación inversa y normal, interpretados como el resultado de crecidas laminares hasta crecidas levemente encauzadas de menor energía y competencia. Y finalmente, una sección cuspidal, definida por la alternancia de areniscas muy finas y fangolitas laminadas, interpretadas como crecidas laminares y canalizaciones muy expandidas durante sucesivas inundaciones y lóbulos arenosos de un sistema de wadi intermedio a distal. La Formación Los Riscos es considerada cretácica por criterios estratigráficos basados en la continuidad vertical que presenta en la sierra del Gigante con las Formaciones El Jume y La Cantera. Esta última con fósiles de flora (palinomorfos especialmente), insectos y peces de edad cretácica (e.g. Yrigoyen 1975, Prámparo 1988, Rivarola y Spalletti 2006, Puebla et al. 2012, Castillo Elías 2016).

**Formación El Jume:** También fue definida por Biondi (1937) y Flores (1969) en la sierra del Gigante y en la sierra de las Quijadas como una unidad de aproximadamente 250 m donde pueden distinguirse tres secciones (Flores 1969). La inferior formada por fangolitas varicolores, la media de areniscas rojizas micáceas y arcillosas con estratificación entrecruzada y laminación ondulítica y la superior formada por conglomerados finos rojos y violáceos. El contacto superior de esta unidad en la sierra del Gigante es concordante con la Formación La Cantera (Lurgo 1967, Flores 1969, Flores y Criado-Roque 1972, Yrigoyen 1975) y en la sierra de Las Quijadas con la Formación El Toscal (Rivarola y Spalletti 2006). Rivarola y Spalletti (2006), en la sierra de Las Quijadas la definieron como una sucesión de 270 m de cuerpos tabulares de gran extensión lateral de areniscas intercaladas con pelitas laminadas y areniscas entrecruzadas hacia el techo. Estas facies fueron interpretadas por estos autores como depósitos de crecidas laminares, con canalizaciones expandidas que

migran a corrientes tractivas de bajo régimen de flujo, seguidas de decantación en canales poco profundos ubicados en los lóbulos terminales de un sistema fluvial efímero en tránsito hacia un lago efímero poco profundo de barreal. Hacia el techo, Rivarola y Spalletti (2006) en la sierra de las Quijadas reconocen facies atribuidas a sedimentación eólica, tanto mantos de arena, dunas e interdunas secas y húmedas. En la Formación El Jume se han encontrado fósiles de icnitas de vertebrados e invertebrados, troncos y raíces en la sierra de Las Quijadas. Lull (1942) asignó formalmente las rastrilladas halladas al Triásico. Rivarola et al. (1993), Rivarola y Colombo Piñol (1997) y Rivarola y Aberastain (1998) reconocieron más huellas y troncos y los asignaron preliminarmente como no más antiguas que el Jurásico Superior. Sin embargo, la edad de esta unidad fue dada como cretácica por su contacto concordante con la Formación La Cantera en la sierra del Gigante (Aptiano-Albiano; e.g. Prámparo 1994, Rivarola y Spalletti 2006, Castillo Elías 2016). Sin embargo, cabe destacar que las huellas definidas originalmente por Lull (1942), han sido asignadas más tarde, como las típicas huellas del Jurásico Inferior, Hettangiano (Olsen et al. 1998), dejando planteada una controversia.

**Formación La Cantera:** Esta unidad fue definida por Flores (1969), sólo en la sierra del Gigante. El contacto inferior es concordante con la Formación El Jume (e.g. Flores 1969, Criado Roque et al. 1981, Rivarola 1999). El contacto superior de la Formación La Cantera con la Formación El Toscal es concordante para algunos autores (Fossa Mancini 1939, Lurgo 1967, Flores 1969, Yrigoyen 1975), aunque otros proponen una discordancia entre ambas unidades (De la Motta 1959, Lurgo 1967, Rivarola y Spalletti 2006). En otros sectores de la cuenca, esta unidad está en contacto con la Formación La Cruz, a través de una discordancia erosiva (Fossa Mancini 1939, Lurgo 1967). La Formación La Cantera posee un espesor variable de 3 a 40 m de espesor. La misma consta de dos miembros, el inferior constituido por areniscas finas y limolitas gris verdoso y rojo violáceo con ondulitas y el superior por bentonitas y lutitas gris verdoso, negras y violáceas (Flores 1969, Criado Roque et al. 1981, Yrigoyen et al. 1989, Castillo Elías 2016). Esta unidad ha sido interpretada como un sistema lagunar vinculado a una planicie aluvional baja, con depresiones endorreicas de pequeñas dimensiones desconectadas entre sí (Criado Roque et al. 1981), donde las facies silicoclásticas tienen un gran componente evaporítico (Fossa-Mancini 1939, Castillo-Elías 2016). La asociación fosilífera de la Formación La Cantera incluye granos de polen de angiospermas, briófitas, peces e insectos acuáticos que indican una edad aptiana, Cretácico Inferior alto (Yrigoyen

1975). Esta unidad constituye la pieza fundamental para la asignación de la edad del resto del Grupo El Gigante por criterios estratigráficos en la sierra del Gigante (e.g. Yrigoyen 1975, Puebla et al. 2012, Arcucci et al. 2015).

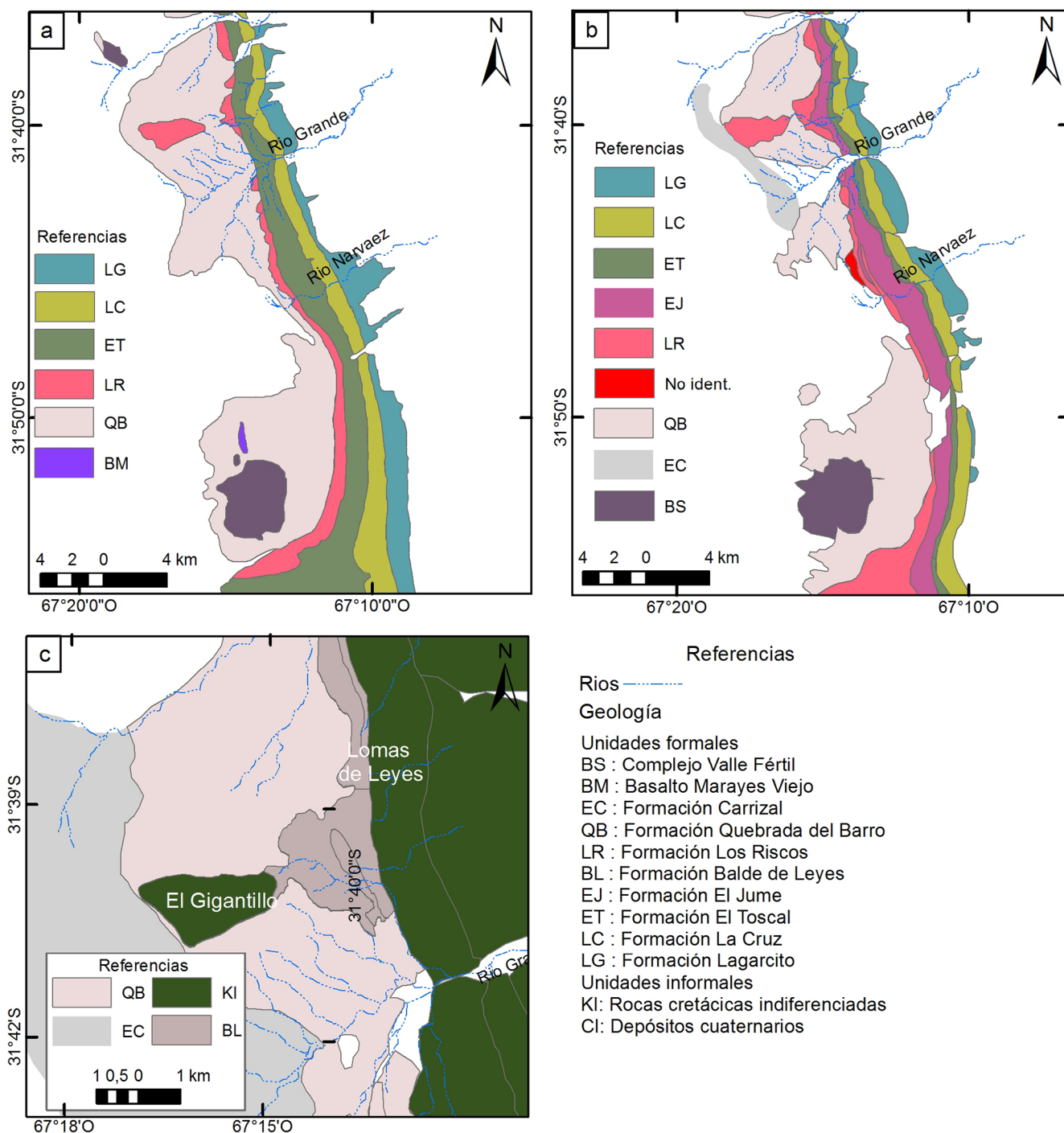
**Formación El Toscal:** Esta unidad fue definida por Biondi (1937). La misma presenta 118 m de espesor en su perfil tipo, en la sierra del Gigante (Flores, 1969, Yrigoyen 1975, Criado Roque et al. 1981). En esta localidad, esta unidad se apoya en forma concordante con la Formación La Cantera (Fossa Mancini 1939, Lurgo 1967, Flores 1969, Yrigoyen 1975), aunque otros autores proponen un contacto discordante (De la Motta 1959, Lurgo 1967, Rivarola y Spalletti 2006). La misma aflora desde la sierra del Gigante hasta Marayes y engrana lateral y verticalmente con la Formación La Cruz (e.g. Lurgo 1967, Flores 1969, Yrigoyen 1975, Gardini et al. 1996, Rivarola 1999). En su localidad tipo se compone de areniscas, areniscas arcillosas y arcilitas pardo rojizas con estratificación entrecruzada en bancos mal definidos (e.g. Flores 1969, 1979, Criado Roque et al. 1981). En la sierra de Las Quijadas es más conglomerádica, distinguiéndose una base de conglomerados y areniscas con estructuras de alto régimen de flujo, que hacia el techo pasan a fanglomerados masivos de geometría mantiforme (Rivarola y Spalletti 2006). Esta unidad ha sido interpretada como un abanico aluvial distal de clima árido o el área proximal canalizada de ríos efímeros que pasan a depósitos de flujos de barro (e.g. Lucero 2004, Rivarola y Spalletti 2006). La Formación El Toscal se considera de edad aptiana por su relación estratigráfica con la Formación La Cantera (e.g. Yrigoyen 1975, Costa et al. 2001, Castillo Elías 2016).

**Formación La Cruz:** Esta unidad fue definida por Díaz (1947) y Flores (1969) para una unidad que aflora desde la sierra del Gigante hasta la zona de El Gigantillo, en Marayes. Tiene espesor variable, de hasta 400 m de conglomerados masivos a areniscas gujarrosas en secuencias granodecrecientes, con estratificación plana en cuerpos mantiformes (Díaz 1947, Flores 1969, Sosa 1982, Lucero 2004, Rivarola y Spalletti 2006). Los depósitos son el resultado de flujos de alto régimen, con inundaciones canalizadas laminares en depósitos de abanicos aluviales (Flores 1969, Criado Roque et al. 1981, Lucero 2004, Rivarola y Spalletti 2006). Esta unidad es cubierta en relación discordante por la Formación (Flores 1969, Yrigoyen 1975), aunque algunos autores observan un contacto concordante en la sierra de Las Quijadas (Rivarola 1999 y Rivarola y Spalletti 2006). La edad de la Formación La Cruz está dada por dataciones radimétricas de basaltos (entre  $152 \pm 7$  Ma;  $161 \pm 3$  Ma y  $152 \pm 8$  Ma, González 1971). Mientras que Yrigoyen (1975), en otro análisis obtuvo edades

más jóvenes atribuibles a las efusiones mesocretácicas del Aptiano ( $107 \pm 4$  Ma a  $109 \pm 4$  Ma).

**Formación Lagarcito:** Esta unidad fue definida formalmente por Flores (1969) en la zona de Guayaguas, aunque sus afloramientos alcanzan gran extensión areal, desde más al sur de la sierra del Gigante hasta la zona de El Gigantillo (Flores y Criado Roque 1972, Lucero 2004). Presenta una sucesión de areniscas y evaporitas de 100 y 400 m de espe-

sor (Flores 1969, Yrigoyen 1975, Criado Roque et al. 1981, Yrigoyen et al. 1989, Rivarola 1999, Arcucci et al. 2015). En la sierra de Las Quijadas pueden distinguirse tres intervalos en la sucesión (Rivarola y Spalletti 2006). El intervalo basal caracterizado por un conglomerado matriz soportado con geometría mantiforme atribuido a flujos de fluidos concentrados. Por encima, areniscas con guijarros estratificadas que pasan a areniscas correspondientes a depósitos fluviales efi-



**Figura 2.** Mapas geológicos antecedentes de esta contribución y nueva propuesta estratigráfica: a) Mapa geológico de Vujovich et al. (2007); b) Mapa geológico de Gardini et al. (2009); c) Mapa geológico de Colombi et al. (2015a).

meros y barjanes aislados. Finalmente, el intervalo cuspidal está formado por depósitos laminares pelíticos y evaporíticos correspondientes a sistemas lacustres efímeros (Rivarola y Spalletti 2006). El contacto con la suprayacente Formación San Roque está representado por una discordancia angular.

En esta unidad se han hallado diversos tipos de fósiles, entre ellos se destaca la presencia de varios paleovertebrados, tales como peces actinoptergios (Bocchino 1973, López Arbarello y Codorníu 2007) y una especie de pterosaurio (Bonaparte 1970, Chiappe et al. 1998), incluidos huevos (Chiappe et al. 2004, Codorníu 2005). Además, se han recolectado restos de paleoflora asignadas a "Magnoliophyta indet" (Chiappe et al. 1998) y palinomorfos (Prámparo et al. 2004, Mego y Prámparo 2013). También se encontraron restos de invertebrados artrópodos, asignados a ostrácodos y conchóstracos (Prámparo et al. 2005). Recientemente se ha encontrado una asociación de huellas de dinosaurios en la sierra de Las Quijadas (Melchor et al. 2019). Esta asociación fosilífera ha permitido asignarle un rango de edad Aptiano-Albiano (Bonaparte 1970, Bocchino 1973, Hengreen 1973, Chiappe et al. 1998), el cual está en concordancia con una datación radiométrica (K-Ar) que da un rango de edad de 107.4-109.4 Ma (Rivarola y Spalletti 2006).

## METODOLOGÍA

Como soporte para el levantamiento geológico de las unidades estratigráficas en estudio se realizó el procesamiento de las imágenes satelitales Landsat 8 (L8) PAN\_LC08\_L1TP\_231082\_20200417\_20200423 y Sentinel 2 RT T19HFE\_20170215T142851 (Figs. 3 y 4). Las imágenes fueron descargadas de *Earth Explorer* y del sitio web de la ESA respectivamente. El procesamiento de las imágenes satelitales y mapeo geológico se realizó en el software QGIS 3.10 (QGIS Sistema de Información Geográfica. Proyecto de Fundación Geoespacial de Código Abierto). En QGIS se utilizó el complemento *Semi Automatic Classification Plugin* (SCP; v. 6.4.5, Congedo, 2016) para aplicar la corrección atmosférica y el método *pansharpening* para mejorar la resolución espacial y espectral a píxeles de 15 m (para el caso de la imagen L8). Para una mejor identificación de las distintas unidades geológicas utilizando su firma espectral, se aplicó el complemento *Temporal/Spectral profile* (v. 2.0.1, Guzinski Copyright (C) 2020 DHI-GRAS A/S). En base al análisis de la firma espectral de las diferentes unidades se realizaron combinaciones de bandas e índices espectrales, buscando resaltar diferentes elementos como yeso, cemento de óxidos

de hierro de areniscas y conglomerados, niveles de conglomerados, dunas y diferentes tipos de cubierta.

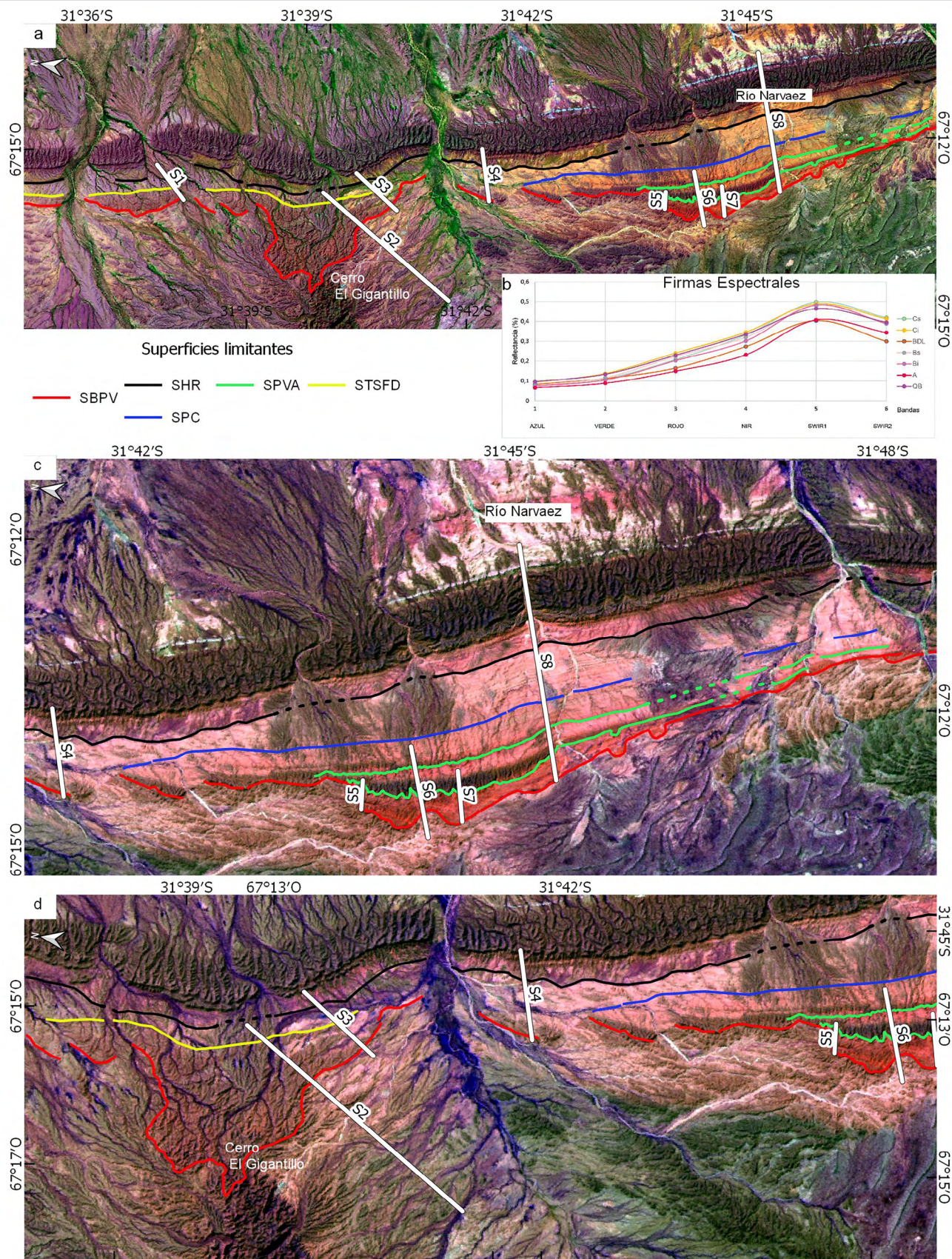
Con el objetivo de realizar un análisis estratigráfico exhaustivo y determinar la arquitectura depositacional de las diferentes unidades y compararlas con las definidas en sus áreas tipo, se realizaron ocho secciones sedimentológicas de detalle (Cuadro 1; Figs. 2 y 3). La ubicación espacial de las secciones (Cuadro 1) se determinó con el fin de representar la variación lateral y vertical de la arquitectura depositacional de las unidades geológicas, y caracterizar la arquitectura de las superficies limitantes de alto orden.

Los datos sedimentológicos recopilados a lo largo de las secciones consistieron en: textura, estructuras sedimentarias primarias y secundarias, color, características pedogénicas y presencia de fósiles. Con ellas se identificaron 19 litofacies, clasificadas utilizando el esquema propuesto por Miall (1978, 1996) con algunas modificaciones. Las litofacies individuales se enumeraron, describieron e interpretaron en términos de procesos sedimentarios en la Cuadro 2.

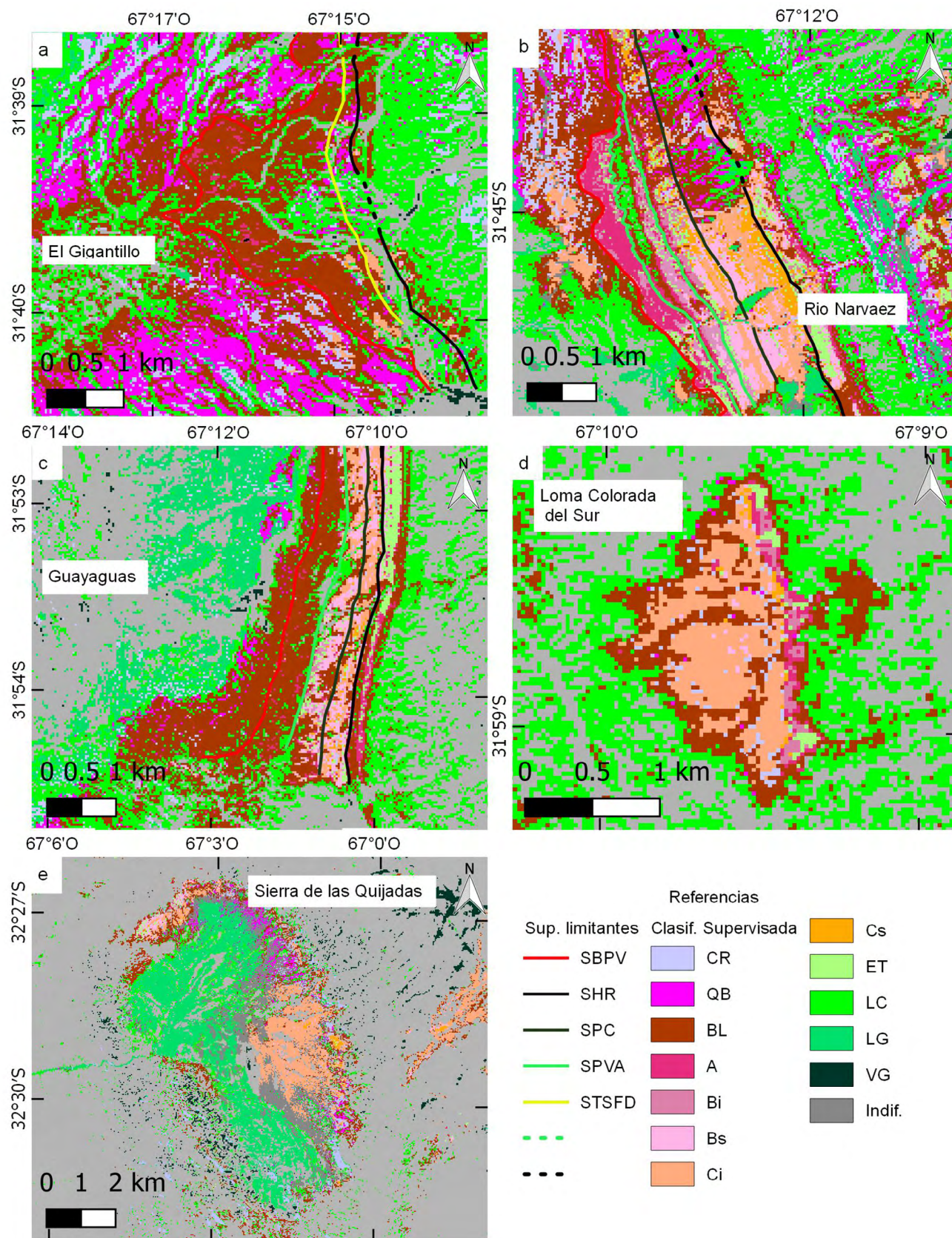
Además, se identificaron los diferentes arreglos de litofacies y superficies limitantes como elementos arquitecturales (EA), siguiendo la metodología propuesta por Allen (1983), Sánchez Moya et al. (1996), y Miall (1996), adaptada al área de estudio (Cuadro 3). El término elemento arquitectural se utiliza en esta contribución para referirse a una unidad de depósito discreta, caracterizada por una disposición particular de litofacies, arquitectura del cuerpo (geometría, grosor y extensión lateral) y diferentes rangos de superficies limitantes. La identificación e interpretación de las superficies limitantes (SL) se basó en las jerarquías establecidas principalmente por Miall (1996). Las superficies de primer y segundo orden (SL 1er y 2do orden) registran límites dentro de depósitos de micro y mesoformas (*sets* y *cosets* respectivamente); las de tercer orden (SL 3er orden) son superficies de erosión transversales dentro de macroformas que pueden trincar la estratificación entrecruzada subyacente en un ángulo bajo, generalmente cubierta con sedimentos finos. Para las superficies de 4to orden se adoptó la modificación establecida por DeCelles et al. (1991) reconociendo una superficie de 4to orden acrecional, a, y otra erosiva, e. Las superficies de quinto orden (SL 5to orden) son aquellas que limitan los principales cuerpos de arenisca (canales principales). Generalmente las superficies de 5to orden son planas o cóncavas hacia arriba, y tapizadas con gravas intraformacionales. Se extiende esta nominación a los horizontes de paleosuelos correlativos a dichas superficies de erosión.

Los elementos arquitecturales se describieron e interpretaron para cada formación estratigráfica, con un código para





**Figura 3.** Imágenes falso color de la zona de estudio: a) Combinación de bandas falso color SWIR2-NIR-GREEN de la zona de estudio donde se ubican las secciones estratigráficas realizadas. Pueden observarse además las superficies limitantes de alta jerarquía definidas en esta contribución: SBPV, SPVA (2), SPC, STSFD y SHR; b) Firmas espectrales de las unidades bajo estudio; c-d) Combinación de bandas falso color SWIR1-RED-NIR.



**Figura 4.** Resultado de la clasificación supervisada aplicada en la zona de estudio y hacia el sur en la provincia de San Luis. CR: Formación Carrizal, QB: Formación Quebrada del Barro, UA: Unidad A, previamente considerada como la porción basal de la Formación Los Riscos, UB: Unidad B, previamente interpretada como la porción media y superior de la Formación Los Riscos, BL: Formación Balde de Leyes, UC: Unidad C, previamente definida como Formación El Jume, ET: Formación El Toscal, LC: Formación La Cruz, VG: vegetación, Indif.: geología indiferenciada.

facilitar su mención en el texto y figuras (Cuadro 3). La mayoría de los elementos arquitecturales tienen carácter aluvial, distinguiendo los elementos gruesos dominados por flujos gravitacionales y corrientes tractivas, de los finos de llanura. Sin embargo, también se identificaron elementos arquitectu-

rales de carácter lacustre/barreal, fluvio-eólicos y eólicos en menor proporción.

Finalmente, a lo largo de las ocho secciones fue posible reconocer para cada formación estudiada, diferentes asociaciones de facies determinando el paleoambiente en cada momento de la evolución de la sucesión. Las asociaciones de facies están constituidas por un elemento arquitectural único o un conjunto de los mismos asociados de una forma particular (Miall 1996).

Finalmente para la realización del análisis estratigráfico, se analizaron las superficies limitantes de alto orden, que limitan las secuencias mayores separando las diferentes unidades geológicas estudiadas.

**Cuadro 1.** Cordenadas geográficas de las secciones estratigráficas realizadas

Posición geográfica de las secciones estratigráficas		
Sección	Coordenadas inicio	Coordenadas final
Sección 1	31°37'48"S / 67°15'20"O	31°37'24" S / 67°14'50"O
Sección 2	31°41'41"S / 67°16'10"O	31°39'41" S / 67°14'47"O
Sección 3	31°40'44"S / 67°14'51"O	31°40'05"S / 67°14'22"O
Sección 4	31°41'58"S / 67°14'25"	31°41'44"S / 67°13'35"O
Sección 5	31°44'23"S/67°14'00"O	31°44'21"S / 67°13'43"O
Sección 6	31°44'58"S / 67°14'09"O	31°44'41"S / 67°13'18"O
Sección 7	31°45'13"S / 67°13'56"O	31°45'06"S / 67° 3'27"O
Sección 8	31°45'54"S / 67°13'18"O	31°45'18"S / 67°11'19"O

## RESULTADOS

**Cuadro 2.** Litofacies presentes en el área de estudio. Modificado de Miall (1996)

Cuadro 2: Litofacies presentes en el área de estudio. Modificado de Miall (1996)		
Litofacies	Descripción	Interpretación
Gcm	Conglomerados clasto-soportado masivos con matriz arenosa	Barras longitudinales. Flujos turbulentos pseudoplásticos (e.g., Rust 1972, Shultz 1984, Miall 1996).
Gct	Conglomerados clasto-soportado con estratificación entrecruzada en artesa con matriz arenosa	Migración de formas de lecho 3D. Barras transversales u oblicuas por flujos fluidos (e.g., Miall 1996, Khadkikar 1999).
Gch	Conglomerados clasto-soportado con estratificación horizontal y matriz arenosa. Cada banco posee espesores decimétricos. Comúnmente con clastos imbricados	Flujos fluidos. Formas de lecho longitudinales. Depósitos de criba (Hein y Walker 1977)
Gcp	Conglomerados clasto-soportado con estratificación entrecruzada planar y matriz arenosa	Migración de formas de lecho 2D. Barras transversales u oblicuas por flujos fluidos (Hein y Walker 1977)
Gmi	Conglomerados matriz-soportado con gradación inversa	Flujo de detritos hiperconcentrados no cohesivos (Rust 1977)
Gmm	Conglomerados matriz-soportado masivos con matriz arenosa	Flujo de detritos hiperconcentrados no cohesivos (viscosos, de alta resistencia, Rust 1977)
S(G)t	Areniscas gruesas con clastos dispersos de hasta 5 cm. Caracterizadas por estratificación entrecruzada en artesa	Migración de formas de lecho 3D, barras transversales u oblicuas por flujos fluidos (e.g., Miall 1977).
F(G)m	Pelitas masivas con gránulos y guijas distribuidas aleatoria y caóticamente. Usualmente contiene clastos arenosos aislados	Flujos de barro hiperconcentrados cohesivos en manto depositados en áreas de intercanal ( Shultz 1984, Fisher et al. 2008, Colombi et al. 2015b).
St	Areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada en artesa.	Migración de formas de lecho 3D. Barras transversales u oblicuas por flujos fluidos (e.g. Miall 1977).
Spe	Areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada planar	Migración de formas de lecho 2D, por acción eólica. Pequeñas dunas (Hunter 1977)
Sh	Areniscas medianas con estratificación horizontal. Cada estrato tiene 1 cm de espesor. Usualmente lineación por partición	Migración de lecho plano por un flujo fluido de alto régimen de flujo, flujo crítico (e.g., Fielding 2006) .
Sm	Areniscas finas a gruesas masivas	Alta concentración de carga suspendida (Leeder, 1999). Deposición rápida de sedimentos fuera de suspensión (Turnbridge 1984; Alexander et al. 2001). Estructuras destruidas por perturbación pedogénica o bioturbación
Sr	Areniscas medianas a finas con laminación ondulítica de corriente y con estratificación entrecruzada	Migración de óndulas de corriente por un flujo fluido de bajo régimen de flujo (e.g., Rust 1972).
Fr	Pelitas con laminación ondulítica y estratificación entrecruzada	Migración de óndulas por flujos de bajo régimen de flujo en la etapa final de la inundación. Óndulas formadas en cuerpos de agua poco profundos por la acción del viento (e.g., Rust 1972).
Fm/Fsm	Pelitas y arcilitas masivas	Depósitos de suspensión bioturbados y pedogenéticamente modificados (e.g., Rust, 1977).
Y	Yeso fibroso y nodular. Otros minerales salinos	Evaporación de un cuerpo de agua estacional (Raup 1970)

**Cuadro 3.** Elementos arquitecturales presentes en el área de estudio

Elemento arquitectural	Código
Flujos de detritus	SG
Canales multiepisódicos gravosos	CHm (g)
Canales multiepisódicos gravo-arenosos	CHm (g/s)
Canales monoepisódicos de areniscas conglomerádicas y conglomerados	CHs (g/s)
Barras y formas de lecho gravosas	GB
Canales monoepisódico efímeros	ECHs (s)
Acreción lateral	LA
Formas de lecho arenosas	SB
Láminas de areniscas laminadas	LS
Lóbulos terminales gravosos	TS (g)
Lóbulos terminales y laterales	TS-CS
Llanuras de inundación proximales	PO
Llanuras de inundación distales	DO
Lacustre efímero	LE
Dunas eólicas	D

De acuerdo a la estratigrafía publicada en el área de estudio afloran las Formaciones Quebrada del Barro, Balde de Leyes, Los Riscos y El Jume (Fig. 2). Sin embargo, existen controversias para estas dos últimas. La Formación Quebrada del Barro, definida en la Sierra de la Huerta (Borrello 1946, Bossi et al. 1975), presenta continuidad lateral desde su área tipo hasta el área de estudio. La misma presenta características litofaciales similares a las del área tipo, aunque analizadas con más detalle en esta contribución. La Formación Balde de Leyes fue definida con su área tipo en El Gigantillo (Colombi et al. 2015a), el cual está incluido en el área de estudio, y en la presente contribución se complementa el análisis sedimentológico. Sin embargo, para los afloramientos interpretados como Formaciones Los Riscos y El Jume, existen diferencias acerca de su designación entre distintos autores (e.g. Vujovich et al. 2007, Gardini et al. 2009). El área tipo de estas unidades fue definida en la sierra El Gigante, la que se encuentra a más de 140 km de distancia y no se observa continuidad lateral hasta estos afloramientos, además, no cuentan con análisis sedimentológicos en la provincia de San Juan. Por este motivo, estas unidades serán tratadas como unidad A y B para los afloramientos previamente interpretados como Formación Los Riscos, ya que dentro de ellos, también resaltan diferencias y Unidad C para los afloramientos previamente interpretados como Formación El Jume. A estas unidades se les asignará una nominación estratigráfica luego del análisis.

### Perfiles espectrales y procesamiento de imágenes satelitales

En la zona de estudio se han identificado diferentes firmas espectrales con el objeto de analizar el desarrollo lateral de las unidades y mejorar el conocimiento sobre sus relaciones estratigráficas. La firma espectral de un objeto muestra la relación entre la reflectancia de su superficie y la longitud de onda en las distintas bandas que operan los sensores remotos (Chuvieco 1991, ESA Education Space 2020). Como la respuesta espectral de un objeto depende de su composición y rugosidad de la superficie, entre otros factores, se considera que cada objeto de la superficie terrestre presenta una firma única que es un sello para su identificación. Para el caso de minerales y rocas, factores como composición mineralógica, estructura cristalina, y cementos son condicionantes a la hora de caracterizar la respuesta espectral de este tipo de material (véase la biblioteca espectral de la USGS Clark et al. 2007). En la región estudiada se observa una sucesión sedimentaria formada principalmente por rocas clásticas gruesas (conglomerados), areniscas y pelitas. La cubierta cuaternaria está formada por fanglomerados y campos de dunas que se encuentran cubriendo en gran parte a estas unidades. Está cubierta brinda tonalidades oscuras para el caso de los fanglomerados y tonalidades claras para las dunas, y en algunas zonas enmascara completamente la reflectancia de la unidad subyacente (Figs. 3 y 4).

Aplicando la combinación de bandas *SWIR2-NIR-GREEN*, las Formaciones Quebrada del Barro (Fig. 3a, tonos amarillo-verdosos y morados), Balde de Leyes (Fig. 3a, tonos ocre-rojizos), El Toscal (tonos rosados-violáceo) y La Cruz (Fig. 3a, tonos verdosos-morados) presentan una respuesta espectral que permite identificarlas, observar sus límites y continuidad espacial. Con esta combinación, la Unidad A (Fig. 3a, tonos naranjas intenso) y base de la unidad B también son claramente distinguibles (Fig. 3a, tonos ocre oscuros). Sin embargo, el techo de la Unidad B es difícil de diferenciar de los afloramientos de la Unidad C, ya que presentan tonalidades similares (Fig. 3a, tonos amarillos-rosados-blancos).

Para poder distinguir claramente, estas últimas unidades, se utilizaron las firmas espectrales características de cada unidad. Al comparar las firmas espectrales de todas las unidades estas muestran un pico de reflectancia en la banda del *SWIR1*. La porción superior de los afloramientos de las unidades B y C desarrollan una curva ascendente desde el *RED*, aunque en el caso de la Unidad B con menor reflectancia. En contraste, la Unidad A y los niveles de la Formación Balde de Leyes, presentan menor reflectancia que las anteriores, y en el caso de las rocas que constituyen la Unidad A, mayor absorción en el *NIR*. El pico de reflectancia en el *SWIR1* que presentan todas las unidades puede estar relacionado al cemento en óxidos

de hierro que le dan color rojo en diferentes tonalidades a las rocas. Estudios petrográficos confirman el contenido de patinas de óxidos de hierro en las mismas (Jofré 2015), sumado a estudios paleomagnéticos no publicados que reconocen minerales de alta coercitividad (óxidos de hierro tipo hematita). Sin embargo, además del óxido de hierro estas unidades presentan diferente proporción de sales (yeso entre otras).

Con el objeto de aplicar una combinación de bandas que resalte estas diferencias composicionales, se consultaron las firmas espectrales de la biblioteca (USGS Clark et al. 2007). Las patinas de óxidos de hierro presentan una firma espectral que posee un pico de reflectancia en el *RED* (15%), absorbe en el *NIR* y otro pico en el *SWIR1* (60%). Por otro lado, el yeso, en sus diferentes variedades, tiene una reflectancia muy alta en el *VIR* y el *NIR* (60-80%). Consecuentemente, se aplicó la combinación de bandas *SWIR1-RED-NIR* que permitió discriminar mejor los niveles de la Unidad B (Fig. 3b-c) tonos ocres y naranja y verde muy claros) y los de la Unidad C (Fig. 3b-c, tonos rosado muy claro, verde muy claro a blanco), como también diferenciar éstas de la Formación El Toscal (Fig. 3b-c tonos rosado violáceo).

Además, utilizando la información espectral obtenida a través del complemento *SCP* se realizó una clasificación supervisada para observar si la información espectral permite diferenciar las unidades geológicas (Fig. 4). De acuerdo al mapa obtenido de la clasificación supervisada en la zona de estudio, se observa a) Formación Quebrada del Barro (tonos fucsia y violetas claros), b) Formación Balde de Leyes (tonos marrones), c) Unidad A (tonos rosado oscuros), d) Unidad B (tonos marrones y rosados, similares a los de la Formación Balde de Leyes), e) Unidad C (tonos rosa y naranja claros). Los niveles rosados de la unidad B aparecen interdigitados con los naranja claro de las regiones de interés (ROI) propias de los niveles de la Unidad C.

Hacia el sur del área de estudio (cerro Guayaguas), la clasificación supervisada muestra que la Unidad A no aparece, pero si los niveles marrones (más extendidos) de la Unidad B, similares a los de la Formación Balde de Leyes (Fig. 4c). Por otro lado, los niveles de la Unidad C (rosados y naranja claros) aparecen claramente en continuidad lateral hasta esa zona. Al sur de la sierra de Guayaguas, los afloramientos clásticos en estudio se discontinúan, si bien aparecen tonalidades similares a los niveles de las unidades B y C en la Loma Colorada del Sur y de la Unidad C en la sierra de las Quijadas, junto con otras tonalidades no reconocidas en el área de estudio (Fig. 4d-e).

## CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE CADA UNA DE LAS UNIDADES ANALIZADAS

### Formación Quebrada del Barro

**Descripción:** La Formación Quebrada del Barro en el área de estudio presenta un espesor de 590 m. Esta unidad se apoya en contacto concordante sobre la Formación El Carrizal, albergando clastos de esta última en los niveles basales (Fig. 6a). En cambio, el contacto superior de esta unidad es variable, poniéndose en contacto con tres unidades (Fig. 6b-d). En la porción sur, secciones 5-8, esta unidad está en contacto discordante erosivo con la Unidad A a través de una superficie de incisión (Figs. 5 y 6b). En la sección 4, el contacto superior es neto con la Unidad B y en algunos sectores con la Unidad C directamente, encontrándose ausente la Unidad B, mientras que más al norte, secciones 1-3, el contacto es neto con la Formación Balde de Leyes (Figs. 5, 6c y d). En todas las secciones el contacto superior de la Formación Quebrada del Barro con las tres unidades tiene la particularidad de estar representado por una gran cantidad de yeso (Fig. 6). El yeso es fibroso (1 m de espesor) para el caso de las Formaciones Balde de Leyes y la Unidad A, mientras que en el contacto con la Unidad B se encuentra diseminado. En la Formación Quebrada del Barro se identificaron tres asociaciones de facies, QB-A, QB-B y QB-C (Figs. 5 y 7).

La asociación QB-A caracteriza la porción basal de la formación hasta los 310 m de espesor (Fig. 7b). La misma comprende un elemento arquitectural de canal, canales monoepisódicos gravo-arenosos (CHs (g/s)), y tres elementos de llanura, lóbulos terminales y laterales (TS-CS), llanura de inundación proximal (PO) y distal (DO) (Cuadros 2 y 3), en una proporción canal:llanura de 1:3. El elemento CHs (g/s), está caracterizado por las litofacies Gch, Gct, Gcp, Gcm, St. Los mismos son cuerpos lentiformes a tabulares de 2 a 6 m de espesor, con superficies basales de 5to orden tapiadas por conglomerados intraformacionales. En algunos de ellos pueden reconocerse superficies internas de acreción lateral de 3er orden. Los canales están formados por conglomerados clasto-soportados mal seleccionados con matriz areniscosa, interestratificados hacia el techo en arreglo grano-estrato decreciente con lentes de areniscas gruesas. El elemento TS-CS consiste en paquetes tabulares de 5 a 15 m de espesor, formados por las litofacies Gcm, S(G)t, F(G)m y Sm. Los mismos están caracterizados por la interestratificación de niveles de conglomerados finos y areniscas o pelitas, en las que aparecen frecuentemente marcas de bioturbación y nódulos pedogénicos de carbonato de calcio. Finalmente,

los elementos arquitecturales PO y en menor proporción DO, se caracterizan por ser cuerpos tabulares formados por las litofacies F(G)m, P y Fm/Fsm, FI/Fsl, P respectivamente. Los mismos alcanzan un espesor de 1 a 10 m. Estos cuerpos frecuentemente presentan clastos de gránulos aislados, dispersos en forma caótica. Hacia el techo de ambos elementos arquitecturales presentan bioturbación y diferentes rasgos pedogénicos, como horizonación, motas redoximórficas, nódulos carbonáticos y rizoconcreciones, además de restos de paleovertebrados.

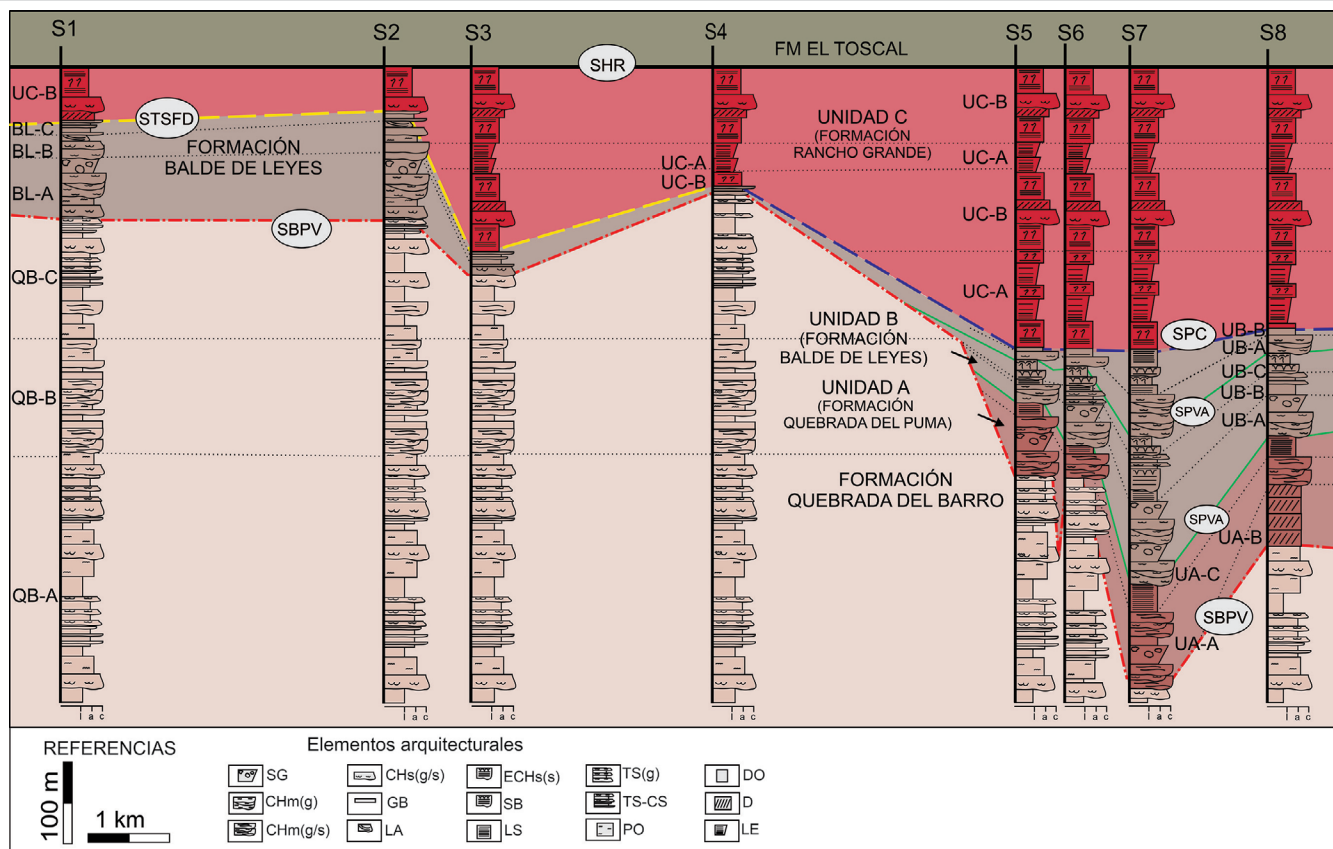
La segunda asociación de facies QB-B, posee un espesor de 140 m (Fig. 7c-d). La misma se caracteriza por una mayor proporción de facies canalizadas en comparación a las de llanura de inundación. La asociación de facies QB-B está formada por los EAs de canales multiepisódicos gravo-arenosos (CHm (g/s)), y formas de lecho gravosas (GB), y los de llanura proximal y distal minoritariamente (PO y DO respectivamente; Cuadros 2 y 3), alcanzando una proporción de canal:llanura de 1:1. Los elementos CHm (g/s) son canales lenticulares con superficies basales de alto relieve de 5to orden, conformando paquetes areno-conglomerádicos que llegan a alcanzar hasta 10 m de espesor. Los mismos están internamente separados por superficies de 4to orden e, separadas de 0.5 a 1.5 m una de la otra. Estos cuerpos están formados por conglomerados con diferentes estructura interna, Gch, Gct, Gcp, Gcm, S(G)h. Un rasgo característico de este elemento es la presencia de raíces leñosas silicificadas de hasta 2 cm de diámetro. Los elementos GB están caracterizados por bancos tabulares de 0.1 a 1 m de espesor con las litofacies Gct, Gcm, Gci, Gh, con la base del cuerpo horizontal o ligeramente ondulada. Los PO y DO son similares a los descriptos en QB-A, aunque el desarrollo de llanuras distales es muy escaso. Se reconocen también el desarrollo de rasgos pedogénicos.

La asociación QB-C de 140 m de espesor es similar a la QB-A (Fig. 7e-f) con los mismos elementos arquitecturales, a los que se les suma la litofacies evaporíticas Y. Las principales diferencias con QB-A, es que los canales presentan mayor preservación de las superficies de acreción lateral de 3er orden (CHs(s/g)/LA) y un considerable aumento en la proporción de facies finas respecto a las facies de canal (1:5). Entre ellas, se incluyen en QB-C las facies laminadas de DO (FI/Fr). Los rasgos pedogénicos también muestran mayor desarrollo, con nódulos y rizoconcreciones de carbonato de calcio abundantes y horizonación incipiente. En esta asociación de facies se han preservado además de un gran número de vertebrados, un nivel fosilífero de microvertebrados (Colombi et al., 2015b).

**Interpretación:** Los elementos arquitecturales presentes

en la QB-A permiten interpretar esta asociación como una sucesión fluvial dominada por facies de llanura de inundación. Las formas tabulares de los canales (CHs (g/s)), junto con los arreglos grano-estrato decrecientes y las superficies de acreción lateral, permiten inferir canales sinuosos con migración lateral por una alta sinuosidad (Arche 1983, Miall 1996). Estos canales dieron lugar a frecuentes lóbulos de desbordamiento laterales o terminales al perder confinamiento (TS-CS). Estos desbordamientos son el resultado de la acumulación repetida de pulsos de sedimentación durante eventos de lluvias torrenciales de dos términos. Uno formado por estructuras de alto régimen de flujo asociado a las tormentas estacionales (Gcm y S(G)t) y otro asociado a la caída del flujo con decantación de sedimentos finos a partir de flujos con gran cantidad de sedimentos en suspensión (Sm y F(G)m (Miall 1977, Tunbridge 1981, Kraus 1996, Tooth 1999, Makaske 2001, Alexander et al. 2001, Fisher et al. 2008). Entre cada pulso de aporte se reconoce un cese en la sedimentación con desarrollo incipiente de suelos (Retallack 1988). Los lóbulos se interdigitan con facies finas de llanura de inundación (PO y DO), producto de desbordamientos no confinados (Nichols 1987, Mack et al. 1993, Bristow et al. 1999). Algunos desbordamientos pasan en forma secundaria a flujos de barro cohesivos al disminuir la pendiente, el espesor de la capa de agua o el contenido de agua por infiltración, explicando así la acumulación de los gránulos aislados en los depósitos limolíticos (Lowe 1982, Shultz 1984, Lang et al. 2003; Fisher et al. 2008; Colombi et al. 2015b). La presencia de paleosuelos inmaduros cálcicos a lo largo de toda la asociación permite inferir un clima semi árido (Mack et al. 1993, Bristow et al. 1999).

A diferencia de QB-A, en la QB-B aumenta la proporción y espesor de las facies canalizadas (CHm (g/s)-GB) en relación a las facies de llanura proximal (PO) y distal (DO). Esta asociación ha sido interpretada como un sistema fluvial tipo wandering, caracterizado por canales multiepisódicos lenticulares gravosos, intercalados con facies de llanura en similar proporción (Church, 1983, Sadler y Kelly, 1993, Nanson y Knighton 1996, Miall 1996, Marensi et al. 2015). El techo de las facies canalizadas indica exposición subaérea e instalación de vegetación, interpretadas a partir de las raíces en el techo de las mismas (Nanson y Knighton 1996, Miall 1996, Gastaldo y Demko 2011). Por otro lado, estos depósitos se interdigitan con el elemento GB, interpretado como barras longitudinales gravosas formadas por el apilamiento de carpetas tractivas (Heim y Walker 1977). Las facies finas forman los característicos arreglos grano-estrato decrecientes, preservándose como resultado de la migración lateral de los canales por la mediana a alta sinuosidad (Miall 1996, Nanson y Knighton 1996).

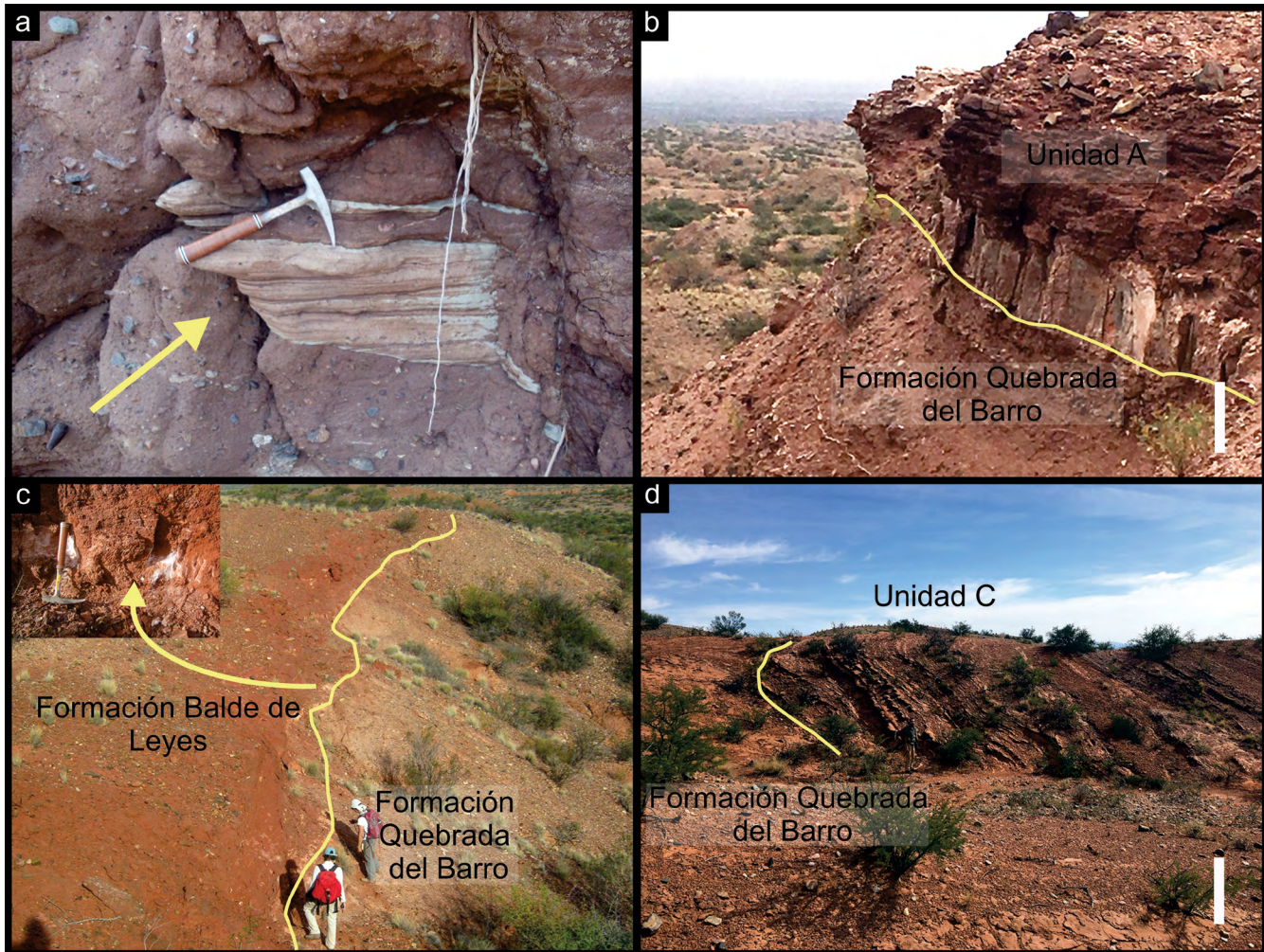


**Figura 5.** Secciones estratigráficas de la 1 a la 8, S1 a S8. En el Cuadro 1 puede observarse la ubicación de cada uno de ellos. Los perfiles fueron correlacionados teniendo en cuenta como línea de base la superficie que representa el fin del llenado de la cuenca Marayes-El Carrizal (SHR). En la figura se observan las superficies limitantes de alta jerarquía definidas en esta contribución SBPV: Superficie de base de paleovalle, SPVA: Superficies de paleovalles anidados, SPC: Superficie de pérdida de confinamiento, STSFD: Superficie de techo del sistema fluvial distributivo, y SHR: Superficie de hiato regional. Además se pueden observar la posición estratigráfica de las asociaciones de facies de cada unidad (ver Cuadro 3). Y los principales elementos arquitecturales (ver Cuadro 2).

Finalmente, la asociación QB-C es similar a la QB-A, aunque mostrando mayor movilidad lateral de los canales y mejor desarrollo de facies de llanuras distales, incluidos cuerpos de agua estancada temporalmente en las áreas bajas de la llanura de inundación, con precipitación de sales durante su desecación (Hubert y Hyde 1982, Willis y Behrensmeier 1994; Miall 1996, Moscariello 2005, Colombi et al. 2015b).

La Formación Quebrada del Barro en el área de estudio es similar a la descrita en su localidad tipo. Sin embargo, algunos rasgos permiten ajustar más su interpretación paleoambiental original (Bosi et al. 1976, Rivarola et al. 2012). La gran proporción de depósitos de llanura de inundación respecto a los depósitos canalizados, sumado al incremento en la sinuosidad de los canales, acompañado por una disminución del tamaño de los mismos y una disminución en la proporción relativa canal:llanura, la presencia de lóbulos terminales y flujos de barro en las facies de llanura permiten interpretar que esta unidad fue depositada por un sistema fluvial distributivo (SFD; Stanistreet y McCarthy 1993, Kelly y Olsen 1993, Blair

y McPherson 1994, Tooth 1999, Nichols y Fisher 2007, Fisher et al. 2008; Hartley et al. 2010). Dentro del SFD las QB-A y QB-C corresponderían a los depósitos medios a distales del SFD, como lo indicarían la presencia de canales simples de poco espesor y alta sinuosidad, la elevada proporción de llanuras respecto a los canales y la alta proporción de depósitos de lóbulos terminales y laterales (Stanistreet y McCarthy 1993, Blair y McPherson 1994, Nichols y Fisher 2007, Fisher et al. 2008, Hartley et al. 2010, Santi Malnis et al. 2018). En esta zona distal del SFD se habrían desarrollado cuerpos de agua temporales al excederse la capacidad de infiltración de las mismas por la gran cantidad de arcillas en el depósito y un bajo gradiente, así como también por el carácter estacional y torrencial de las precipitaciones (Hogg 1982). Por su parte, la QB-B, se habría acumulado en la zona media-proximal del SFD como lo indican los canales multiépisódicos más complejos, la sinuosidad variable y la similar proporción de facies de canal:llanura, indicando una mayor proximidad al área de aporte (Stanistreet y McCarthy 1993, Blair y McPherson 1994,



**Figura 6.** Formación Quebrada del Barro: a) Sección basal de la Formación Quebrada del Barro en contacto con la Formación Carrizal. Obsérvese un bloque de las sedimentitas de la Formación Carrizal en los niveles basales rojizos de la Formación Quebrada del Barro (piqueta geológica como escala); b) Contacto entre la Formación Quebrada del Barro y la Unidad A, superficie SBPV. Véase la superficie de incisión de la base del paleovalle de la Unidad A con un manto de yeso (escala gráfica 50 cm); c) Contacto entre las Formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes, SBPV. También puede observarse un manto de yeso en este contacto en la ampliación del extremo superior izquierdo (personas como escala (170 cm)); d) Contacto entre las Formaciones Quebrada del Barro y la Unidad C, SBPV (escala gráfica 50 cm).

Nichols y Fisher 2007, Hartley et al. 2010, Davidson et al. 2013, Owen et al. 2015). La presencia de paleosuelos inmaduros cálcicos, y las características de las facies de llanura de inundación a lo largo de la Formación Quebrada del Barro, permite inferir un clima estacional y semi-árido (Mack et al. 1993, Bristow et al. 1999).

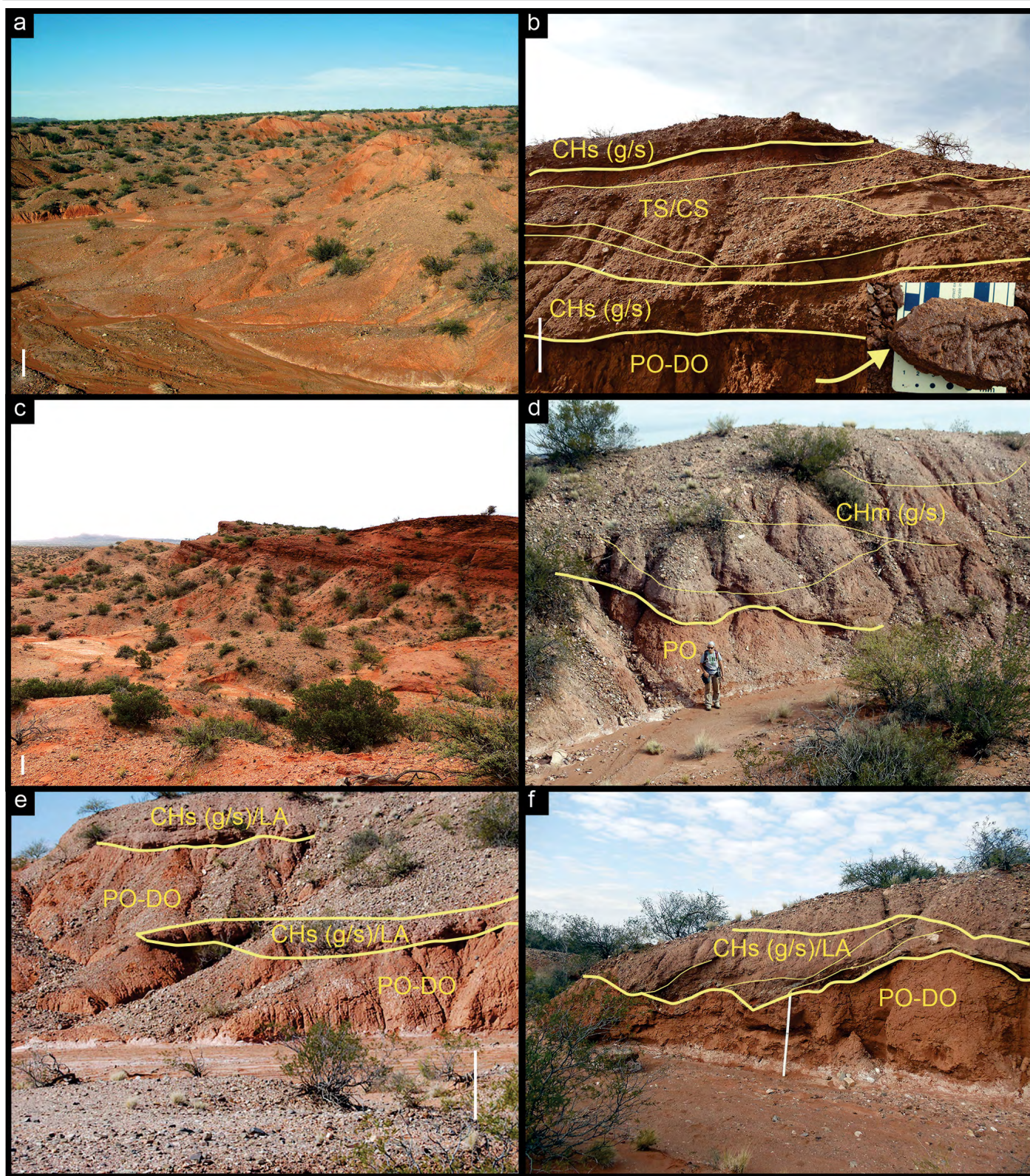
### Unidad A (previamente asignada a la Formación Los Riscos)

**Descripción:** En el área de estudio esta unidad fue considerada como Formación Los Riscos dentro del Grupo El Gigante junto con las Formaciones El Toscal, La Cruz y Lagarcito (Vujovich et al. 2007; Fig. 2a). Más tarde, Gardini et al. (2009) mapearon los mismos afloramientos considerándolos también como Formación Los Riscos e incluyeron también a los

que luego fueron definidos como Formación Balde de Leyes (Colombi et al. 2015a) y los interpretados como Formación El Jume por encima (Fig. 2b).

Esta unidad ha sido analizada a lo largo de los perfiles 5, 6, 7 y 8 (Fig. 5). Los afloramientos de este paquete sedimentario se encuentran acotados lateral y verticalmente por superficies limitantes de alta jerarquía (ver Superficies limitantes; Figs. 3, 5, 8a y 9). Esta unidad se pone en contacto en la base con la Formación Quebrada del Barro a través de una discordancia erosiva de alto relieve relativo (Miall 1996, Holbrook 2001, Fig. 6b). El contacto superior con la Unidad B, también corresponde a una incisión que es rellenada por el paquete sedimentario de la Unidad B (Fig. 9c). Se han definido para esta unidad tres asociaciones de facies, UA-A, UA-B y UA-C (Figs. 5 y 9a-c).





**Figura 7.** Asociaciones de facies presentes en la Formación Quebrada del Barro: a) Foto general de la Formación Quebrada del Barro (escala gráfica 1 m); b) Asociación de facies QB-A. Se pueden observar los principales elementos arquitecturales (CHs (g/s), TS/CS y PO-DO; escala gráfica 1 m). En el extremo inferior derecho se ve la típica bioturbación que caracteriza el elemento DO; c) Vista general de la asociación de facies QB-B (escala gráfica 1 m); d) Asociación de facies QB-B, donde se observa la magnitud del principal elemento arquitectural CHm (g/s) y el forma secundaria PO (persona de escala, 170cm); e) Asociación de facies QB-C, se pueden ver los principales elementos aruitecturales CHs (g/s), LA, PO y DO (escala gráfica de 1 m); f) Detalle del elemento arquitectural CHs (g/s)-LA con las superficies de acreción lateral perfectamente preservadas (Vara de Jacob de 150 cm de escala).

La asociación de facies UA-A caracteriza la base de este paquete sedimentario. Los afloramientos de esta unidad se distinguen del resto por su morfología lenticular acuñada lateralmente, con una zona intermedia central de menor espesor estratigráfico, lo que da una forma general de "W" (Figs. 3 y 5). Consecuentemente, el espesor de UA-A es variable, desde 110 m en las partes más espesas, hasta 35 m en la porción central menos espesa (sección 5). La asociación de facies UA-A está formada por dos elementos arquitecturales gruesos, canales multiepisódicos areno-gravosos (CHm (s/g)), y flujos de detritos (SG) y un elemento arquitectural de llanura de inundación proximal (PO), en una relación canal:llanura de 15:1 (Fig. 9a). Los CHm (s/g) son cuerpos lenticulares de areniscas gravosas y conglomerados medianos pobremente seleccionados formados por las litofacies Gct, S(G)t, St, Sh, con bases erosivas de 5to orden. Estos cuerpos incluyen hasta cuatro episodios de canales menores separados por superficies de orden 4e. Los CHm (s/g) aparecen interdigitados con depósitos de SG. Los elementos SG están caracterizados por las litofacies Gmm y consisten en lóbulos o láminas masivas de conglomerados matriz soportados de hasta 2 m de espesor. Intercalan con estos depósitos gruesos, elementos arquitecturales de llanura de inundación, PO, caracterizados por cuerpos tabulares masivos de areniscas finas y limolitas, Sm, Fm, de alrededor de 1 m de espesor. Un rasgo particular es el dominio de clastos o granos de cuarzo muy angulosos, tanto en los conglomerados como en las areniscas. Estos niveles albergan gran cantidad de paleovertebrados con filiación triásica - jurásica (ver Bioestratigrafía). Lateralmente, en la hombrera sur de la "W", aparece en contacto con la Formación Quebrada del Barro la asociación de facies UA-B (Sección 8; Figs. 5 y 9b). La UA-B, de 70 m de espesor, está formada principalmente por el elemento arquitectural dunas eólicas (D) y en forma secundaria por canales tabulares (LA). El elemento D consiste en sets de estratificación entrecruzada planar de alto ángulo de areniscas medias bien seleccionadas de hasta 2 m de espesor, Sp, Sh, St. Estos sets están interstratificados con niveles centimétricos de limolitas o areniscas muy finas de color rojo más oscuro masivas o con laminación ondulítica, fuertemente alteradas por bioturbación, Fm, Fr. En menor proporción intercalados con los sets de dunas eólicas aparecen cuerpos tabulares con superficies de acreción lateral, LA. Las bases de estos canales, formados por las litofacies St, Sh, son superficies de 5to orden tapizadas por un depósito residual y el techo se encuentra coronado por raíces centimétricas silicificadas. La asociación de facies UA-B, solo presente en la sección 8, pasa verticalmente a la UA-A. Sobre UA-A, continúa la asociación de facies UA-C, con un

espesor variable, entre 20 y 60 m (Figs. 5 y 9c). La asociación de facies UA-C está representada por el elemento de areniscas laminadas, LS (Fig. 9c). El mismo está caracterizado por depósitos heterolíticos tabulares de areniscas medianas a finas y limolitas con diferentes estructuras, de las litofacies Sh, Sr y Src. Estas tablas suelen estar cubiertas por cortinas de fago, Fm, y presentar lineación por partición y grietas de desecación. Lo que más llama la atención de este nivel es la presencia de grandes estructuras nodulares, del orden de los 30 cm compatibles con cuevas de paleovertebrados (Colombi et al. 2008) o grandes rizoconcreciones, que se manifiestan a lo largo de toda la extensión lateral del nivel (Fig. 9c).

**Interpretación:** La superficie sobre la que acumula esta unidad es interpretada como un paleovalle. Un paleovalle está definido primeramente porque la base representa una discontinuidad estratigráfica que pone en contacto un paquete más joven sobre otro más antiguo y por encima de la misma se depositan facies gruesas de canales entrelazados que pasan gradualmente a facies más finas a medida que las pendientes disminuyen por el relleno del mismo (Blum et al. 2013). Este paleovalle fue labrado en los depósitos de la Formación Quebrada del Barro y comenzaría su relleno con la asociación de facies UA-A, dominada por facies gruesas de canales gravosos entrelazados profundos, tal como lo indica el carácter multiepisódico, la forma lenticular de los canales y la presencia de escasas llanuras de inundación, que dan lugar a sucesiones grano-estrato decrecientes (Williams y Rust 1969, Reinfelds y Nanson 1993, Miall 1996). Los mismos aparecen interstratificados con flujos de detritos gravitatorios (Shultz 1984), que junto a la angulosidad de los clastos indican áreas fuentes cercanas, interpretando la UA-A como facies de un abanico proximal a medio (Rust y Koster 1984, Blair y McPherson 1994, Miall 1985, 1996). Hacia la zona de menor relieve relativo del paleovalle, se reconoce como elemento dominante, por la estratificación entrecruzada de gran escala y la granulometría, dunas eólicas de la UA-B. Las dunas eólicas se habrían formado por crecimiento vertical al producirse la migración de las óndulas eólicas (Limarino y Martínez 1992, Tripaldi 2002, Tripaldi y Limarino 2008). Así, la UA-B formaría un campo de dunas en la hombrera del paleovalle. El mismo estaría atravesado en las interdunas por canales fluviales de alta sinuosidad (Miall 1996, Makaske 2001), tal como lo indica la tabularidad de los canales con superficies de acreción lateral preservadas, LA (Nanson 1980). Hacia arriba de la sucesión, estas facies pasan a facies distales de un barreal confinado, UA-C, en coincidencia con la definición de paleovalle de Blum et al. (2013), Esta asociación de facies está conformada por depósitos no canalizados la-

minares de alto régimen de flujo, posiblemente vinculados al carácter instantáneo y torrencial de sistemas efímeros (Sneh 1983, Bromley 1991, Miall 1996, Fielding et al. 2006). Hacia el techo de este depósito, las estructuras nodulares interpretadas como cuevas de animales de pequeño tamaño o rizoconcreciones pedogénicas, representarían un hiato (Tabor y Myers 2015).

## Unidad B (previamente interpretada como Formación Los Riscos)

**Descripción:** En el área de estudio esta unidad también fue mapeada como Formación Los Riscos (Vujovich et al. 2007, Gardini et al. 2009; Fig. 2a-b). La misma fue estudiada lateralmente a lo largo de las secciones 4 a la 8 (Fig. 5). Este paquete sedimentario también se encuentra acotado lateralmente por una superficie limitante de alta jerarquía en forma de V (ver Superficies limitantes), aunque menos profundo que el anterior y con un alcance lateral mayor (alcanza, aunque con escaso espesor, hasta la sección 4; Figs. 3, 5, 8a y 9c).

El contacto superior con la Unidad C es transicional tanto vertical como lateralmente, entre dos facies finas de areniscas arcillosas, lo que hace difícil su distinción (Figs. 5 y 8b). Sin embargo, en la imagen satelital (RGB 534) pueden distinguirse las facies de la Unidad B por un color naranja, amarillo a verde claro, de las facies de la Unidad C que presenta colores rosado muy claro, verde muy claro a blanco (Fig. 3 b-c). Otro rasgo distintivo es que las facies de la Unidad B están confinadas dentro de una superficie de incisión de alto relieve, a diferencia de las facies de la Unidad C, que no están confinadas (Figs. 3 - 5). En el campo, el principal factor de diferencia entre ambas unidades es la mayor proporción de evaporitas que contiene la Unidad C. Esta unidad está conformada por dos paquetes sedimentarios similares superpuestos.

El inferior comienza con la asociación de facies UB-A, que se apoya sobre la superficie limitante con relieve negativo en forma de "V" hacia arriba (Figs. 3, 5 y 9c). El sector más espeso de este paquete es de 110 m, coincidente con los mayores espesores de la Unidad A (Figs. 3 y 5). La UB-A se caracteriza por dos elementos arquitecturales interdigitados, el elemento canales multiepisódicos gravosos (CHm (g)) y el elemento flujos de detritos (SG), formado por las litofacies Gmm. El elemento CHm (g) se caracteriza por una faja de canales amalgamados constituidos por las litofacies Gch y Gt, en canales lenticulares con superficies internas de orden 4e de conglomerados con abundante matriz de arenisca gruesa. Por encima de la UB-A, se apoya la UB-B, alcanzando un espesor de 50 m, predominando el elemento arquitectural LS (Figs. 5 y 9d). Esta transición es gradual, marcada con lóbulos

terminales gravosos (TS (g)) en la base (Fig. 9d). El elemento TS (g) está formado por cuerpos tabulares de hasta 5 m de espesor caracterizados por la interestratificación de tablas de conglomerados finos y areniscas medianas, donde las facies finas están casi completamente obliteradas por bioturbación, Gh, Sh. Además, se interdigitan con LS, esporádicos canales efímeros monoepisódicos areniscosos (ECHs (s)), sobre todo en la base y niveles centimétricos de dunas eólicas (D) formadas por Sp. Los ECHs (s) son canales tabulares de menos de 1 m de espesor con bases ligeramente cóncavas de 5to orden, tapizadas de clastos angulares intraformacionales de arcilla. Los mismos están formados por areniscas medianas, con estratificación horizontal, con deformación sinsedimentaria y estructuras de escape de fluidos, Sh. Hacia el techo del primer paquete sedimentario aparecen aproximadamente 20 m de espesor de la UB-C, caracterizada por mayor proporción de canales efímeros (ECHs (s)) y llanuras formadas por areniscas laminadas del elemento LS (Figs. 5 y 9e). Este elemento está caracterizado por cuerpos tabulares de 3 a 5 m de espesor de areniscas finas con laminación horizontal, Sh, cortinas de fango, Fm, abundante deformación sinsedimentaria y grietas de desecación. En los techos de estos cuerpos se reconocen rizoconcreciones centimétricas y abundante bioturbación. Estos niveles también aparecen interestratificados con niveles centimétricos de dunas eólicas, D, formados por areniscas con estratificación entrecruzada planar, Sp.

El paquete sedimentario superior comienza por otra superficie limitante de menor relieve relativo que las anteriores. Este paquete inicia con la asociación UB-A, de 28 m de espesor máximo y sobre ésta, gradualmente se desarrolla la asociación UB-B de espesor variable de 70 m de espesor máximo, ambas con iguales características que en el paquete sedimentario inferior (Figs. 5 y 9f). El relleno estratigráfico que incluye la superficie limitante de este paquete, alcanza aproximadamente 10 km de extensión lateral (Figs. 3 y 5).

**Interpretación:** Los rellenos sedimentarios descritos en los paquetes sedimentarios de la Unidad B, podrían interpretarse como sucesiones confinadas lateralmente dentro de paleovalles al igual que sucede con la Unidad A (e.g. Holbrook 2001). Mientras que el de la Unidad A fue labrado en los depósitos de la Formación Quebrada del Barro, los de la Unidad B inciden en ellos mismos, generando depósitos muy confinados al comienzo que pasan a menos confinados hacia el techo de la unidad, formando lo que se conoce como valles anidados (*nested valleys*, Holbrook, 2001).

La Unidad B consecuentemente, se puede interpretar como una segunda fase de incisión. El relleno de este segundo paleovalle (primer paquete sedimentario de la Unidad B),

comienza con una espesa sucesión interpretada como canales entrelazados gravosos, con flujos gravitacionales, CHm (g)-SG (Miall 1996), como lo demuestra la mayor proporción de flujos de detritos y canales lenticulares con carácter multiepisódico de mayor capacidad y competencia y sin preservación de facies finas, (Miall 1985, Nanson y Knighton 1996, Miall 1996). Por encima de este relleno inicial, se reconoce UB-B, representando nuevamente la retrogradación y las facies características de barreal confinado (Arche 2010). A diferencia de la Unidad A esta retrogradación es transicional, reconociéndose entre las facies de abanico y las de cuenca, lóbulos terminales de los canales alimentadores de la cuenca o zona distal del abanico (Tunbridge 1981, Fielding et al. 2006, Fisher et al. 2008). Este barreal está igualmente dominado por los elementos LS, e intercalaciones centimétricas de dunas eólicas, D, característico de los sistemas efímeros *flashy* donde las descargas de agua no alcanzan a canalizarse (Cowan 1991, Bromley 1991, Miall 1996). Por encima, se reconoce en UB-C, el pasaje a un sistema fluvial de alta sinuosidad efímero con interacción eólica. Esta asociación está dominada por canales tabulares efímeros de alta sinuosidad, ECHs (s) intercalados con baja proporción de llanuras formadas por areniscas laminares de alto régimen de flujo y dunas eólicas. El carácter efímero de los canales queda demostrado por la presencia de estructuras de alto régimen de flujo, junto con cortinas de fango y abundantes grietas de desecación (Tunbridge 1981, Miall 1996, Spalletti y Colombo Piñol 2005).

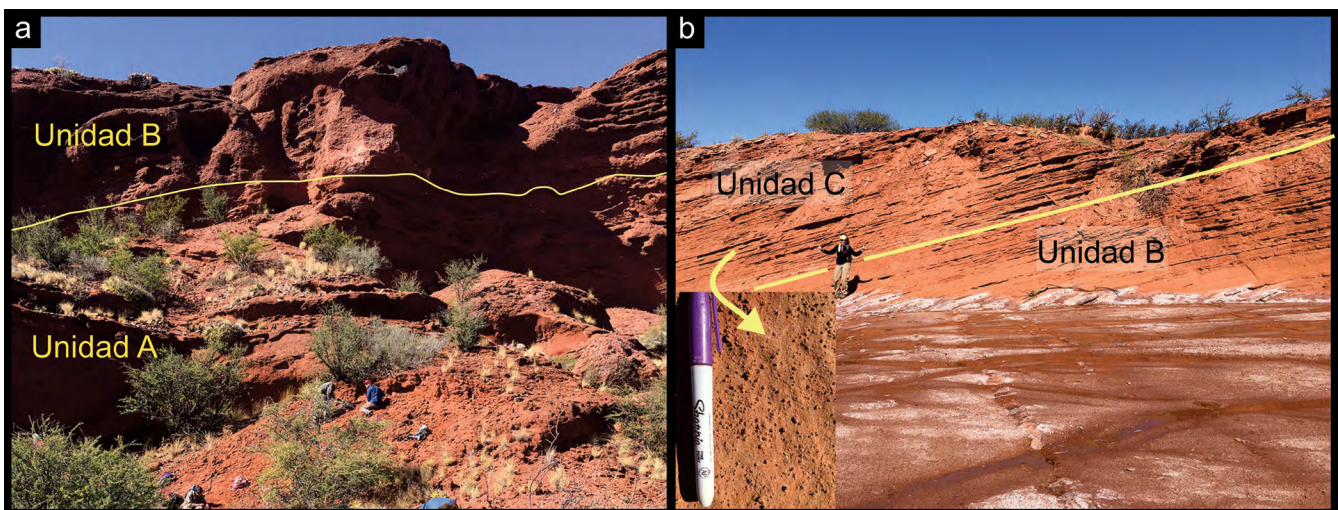
Finalmente, el segundo paquete sedimentario de la Unidad B termina de rellenar la sucesión de paleovalles, primero con facies gruesas de un sistema fluvial distributivo proximal, de UB-A, seguidas como en el primero y segundo paleovalle,

por los depósitos litorales de un barreal confinado, UB-B.

### Formación Balde de Leyes

**Descripción:** La Formación Balde de Leyes, tal como fue definida, tiene un afloramiento limitado lateralmente, acuñándose hacia el norte y sur del área de estudio (Figs. 3 - 5 y 10). El contacto basal con la Formación Quebrada del Barro es neto (Fig. 6c). En cambio, pasa lateral y verticalmente a la Unidad C de forma transicional (Figs. 5 y 10b).

Esta unidad ha sido analizada en las secciones 1, 2 y 3 (Fig. 5). La Formación Balde de Leyes está constituida por tres asociaciones de facies descritas a continuación BL-A, BL-B y BL-C (Figs. 5 y 11). La BL-A caracteriza la porción basal de esta unidad hasta los 85 m de espesor (Fig. 11a-b). Se inicia con una alternancia de canales monoepisódicos de areniscas conglomerádicas y conglomerados (CHs (g/s)) y pelitas masivas de llanuras de inundación proximales (PO), con una proporción canal:llanura de 1:2. El elemento CHs (g/s) está constituido por cuerpos tabulares de 3 a 5 m de espesor con bases planas erosivas de 5to orden, compuestos por areniscas conglomerádicas y conglomerados clasto soportados mal seleccionados subredondeados, con matriz arcillosa, litofacies Gch, Gct, Gcm, Gh, St, Sh. El elemento arquitectural PO está formado por cuerpos tabulares no erosivos de 0.3 a 1 m de espesor de pelitas con abundantes gránulos aislados caóticamente distribuidos. Estos niveles presentan bioturbación abundante y nódulos de carbonato de calcio y/o yeso. Hacia los 20 m de espesor comienzan transicionalmente a dominar complejos de canales multiepisódicos con flujos gravitacionales interestratificados con los depósitos de llanura de inundación escasamente desarrollados, en relación canal:lla-



**Figura 8.** Unidad A y B: a) Vista general de las unidades A y B (personas sentadas colectando paleovertebrados de la Unidad A como escala); b) Contacto entre las unidades B y C, superficie SPC. Puede verse la transición entre una y otra, donde el pasaje está principalmente marcado por la aparición de cristales y nódulos de yeso sinsedimentario, como pueden observarse en la fotografía del extremo inferior izquierdo.



**Figura 9.** Unidades A y B y las asociaciones de facies presentes en cada una: a) Unidad A con la asociación de facies UA-A, principalmente representada por el elemento arquitectural CHm (g/s) (persona escala, 180 cm); b) Unidad A, asociación de facies UA-B, correspondiente a la hombrera sur de la incisión con depósitos eólicos, D (persona escala, 170cm); c) Contacto entre la Unidad A y B, mediante la marcada incisión SPVA. En el extremo inferior derecho se ve un detalle de la UA-C con el elemento LS y la UB-A, dominada por el elemento CHm (g). Véanse personas como escala en el contacto entre ambos miembros; d) Asociación de facies UB-A de la Unidad B, con los elementos característicos, TS (g) (en la transición entre UB-A y UB-B), LS y ECHs(s) (persona de escala 180 cm); e) Asociación de facies UB-C de la Unidad B, con el elemento ECHs (s) (escala gráfica de 1 m); f) Contacto entre las asociaciones de facies UB-B y UB-A de la Unidad B mediante la SPVA (Persona como escala, 180 cm).

nura 13:1 (Figs. 5 y 11b). Los canales gravosos multiepisódicos CHm (g), son el elemento dominante, constituidos por las litofacies Gcp, Gct, S(G)t, St, Sm. Los mismos se caracterizan por ser cuerpos lenticulares con bases erosivas de 5to orden con marcado relieve, que alcanzan hasta 20 m de espesor. En los CHm (g) se reconocen episodios menores lenticulares y tabulares de 1.5 a 3 m de espesor cada uno, limitados por superficies de orden 4e. Los techos de los canales están frecuentemente atravesados por raíces silicificadas centimétricas. Los flujos gravitacionales, SG, están formados por las litofacies Gmm, Gmi. Los mismos conforman lóbulos de conglomerados matriz soportados de espesor variable con gradación inversa y con lentes aislados de conglomerados clasto soportados.

Los espesos complejos de canal disminuyen hacia la parte media de la sucesión formando la asociación BL-B (Figs. 5 y 11c). La BL-B ocurre entre los 85 y los 125 m de espesor, la misma se caracteriza por un gradual aumento de las facies de llanura de inundación, elemento arquitectural PO, y la desaparición de los canales multiepisódicos. En cambio, aparecen canales monoepisódicos gravosos CHs (g/s) y cuerpos areniscosos con abundante laminación horizontal levemente canalizados y otras veces sin canalizar, CHs (g/s)/LS. En la BL-B la proporción canal:llanura es de 5:1. Los canales monoepisódicos, CHs (g/s) son similares a los de la base de la unidad, en cambio los CHs (g/s)/LS se caracterizan por ser cuerpos tabulares de de 2 a 3 m de espesor con base plana ligeramente erosiva, interpretada como una superficie de 5to orden, formados por areniscas medias con laminación horizontal de alto régimen de flujo y lineación por partición en las superficies supraestrales, litofacies Sh, Sp.

Por encima, la asociación de facies BL-C (Figs. 5 y 11d) representa las facies transicionales con la Formación El Jume, desde los 125 a los 135 m de espesor, aunque también se reconoce la misma lateralmente hacia el sur (sección 4). La LB-C está formada por un sólo elemento, correspondiente a de lóbulos gravosos terminales, TS (g). Los mismos están compuestos por un arreglo grano-estrato decreciente de conglomerados medianos con clastos angulosos, interestratificados con areniscas estratificadas horizontalmente con clastos aislados, de litofacies Gh y S(G)h.

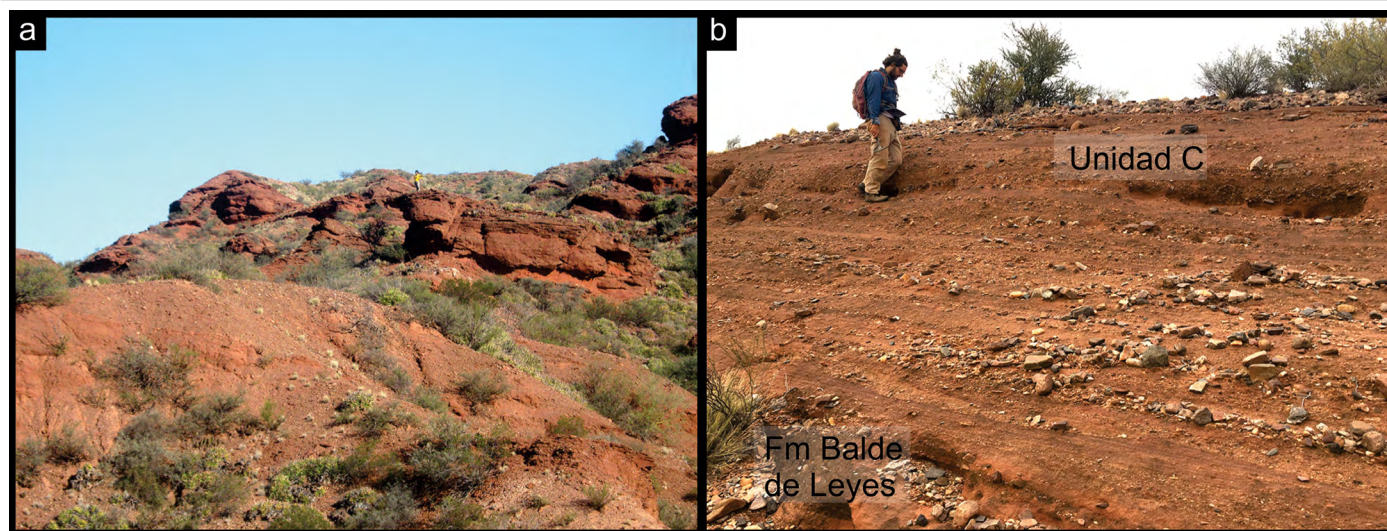
**Interpretación:** La Formación Balde de Leyes en sus primeros 20 m sobre la Formación Quebrada del Barro comienza con un sistema fluvial similar al desarrollado en el techo de esta unidad, QB-C. El mismo se caracteriza por la alternancia de canales monoepisódicos gravosos de alta sinuosidad con movilidad lateral y buen desarrollo de facies de llanuras de inundación (Smith 1987, Miall 1996). Estas facies finas

también están constituidas por flujos masivos viscosos desarrollados en forma secundaria en las llanuras de inundación, caracterizados por gránulos aislados en forma caótica en los depósitos pelíticos (Shultz 1984, Fisher et al. 2008, Colombi et al. 2015b). A los 20 m de espesor se reconoce una progradación del sistema fluvial, caracterizándose por grandes complejos de canales lenticulares gravosos de baja sinuosidad con una notable disminución en la proporción de las llanuras, interpretados por tales características como una faja de canales entrelazados profundos (Nanson y Knighton 1996, Miall 1996, Gibling 2006). En este paleoambiente también se reconocen interdigitados flujos de gravedad, SG, que deben haber utilizado las depresiones dejadas por los ríos para avanzar aguas abajo (Moscariello 2005). La presencia de raíces silicificadas centimétricas desarrolladas en forma paralelas a las superficies estratales permite reconocer la estacionalidad de los canales (Gastaldo y Demko 2011).

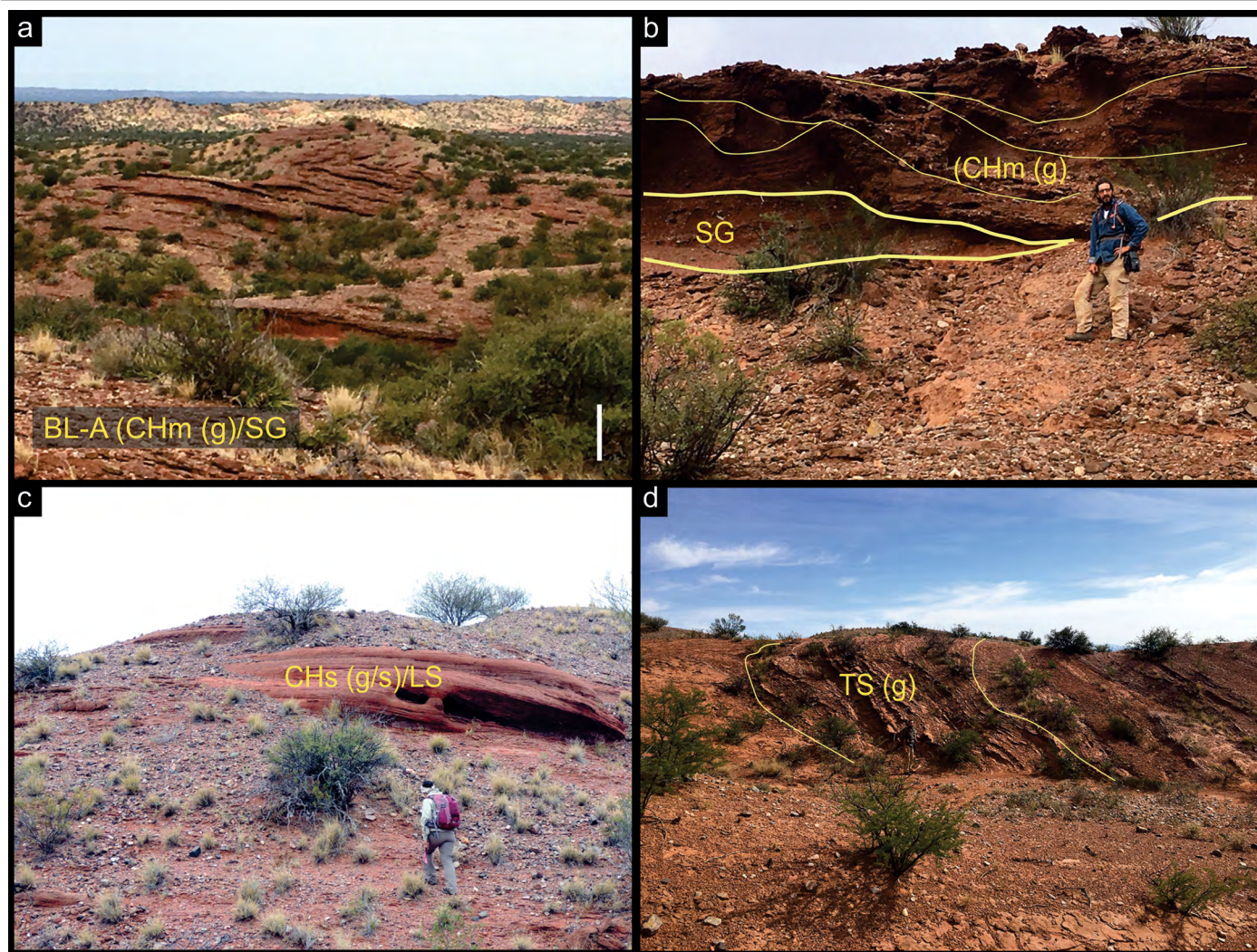
Hacia la parte superior, los grandes complejos de canal disminuyen paulatinamente, BL-B, interpretando un paulatino pasaje a facies más distales, ya que se reconocen cursos de agua de avenidas poco canalizados, CHs/LS, sinuosos con alto régimen de flujo y lineación por partición (Miall 1977, Tunbridge 1981, Nichols y Fisher 2007).

En los últimos 10 m se reconoce la transición con los afloramientos previamente interpretados como la Formación El Jume (Unidad C). Esta porción de la sucesión (BL-C) está conformada por desbordamientos mantiformes terminales (TS (g)) asociados a canalizaciones muy expandidas desarrollados durante las épocas de avenidas (Williams 1971, Steel 1974, Hubert y Hyde 1982, Moscariello, 2005).

Las características litofaciales de la sucesión paleoambiental de la Formación Balde de Leyes, tales como el dominio de flujos fluidos, el aumento de la sinuosidad con la disminución del tamaño de los canales, y la alta proporción de flujos de barro en las llanuras, es similar a lo que ocurre con la Formación Quebrada del Barro. De este modo, se interpreta que la misma correspondería a un sistema fluvial distributivo (e.g. Stanistreet y McCarthy 1993, Blair y McPherson 1994, Nichols y Fisher 2007, Hartley et al. 2010, Owen et al. 2015). Sin embargo, en este caso, la BL-A correspondería a los depósitos de la zona proximal del SFD, caracterizados por elementos arquitecturales gruesos en fajas de canales multiepisódicos entrelazados amalgamados, con baja proporción de elementos finos de llanura (Graham 1983, Nichols 1987, MacCarthy 1990, Sadler y Kelly 1993, Nichols y Fisher 2007). A partir de los 85 m de la sucesión, transicionalmente el sistema comienza a tener más llanuras, se hace más evidente el carácter efímero de los sistemas y los canales se hacen mo-



**Figura 10.** Formación Balde de Leyes: a) Fotografía general de la Formación Balde de Leyes (persona como escala (170cm); b) Contacto entre las Formaciones Balde de Leyes y la Unidad C, ver el contacto transicional que caracteriza la superficie STSFD.



**Figura 11.** Asociaciones de facies presentes en la Formación Balde de Leyes: a) Vista general de la asociación de facies BL-A (escala gráfica de 50 cm); b) Elementos arquitecturales característicos de la asociación de facies BL-A, CHm (g) y SG (persona como escala, 180 cm); c) Asociación de facies BL-B con el principal elemento CHs (g/s)/LS (persona como escala 170 cm); d) Asociación de facies BL-C, con el elemento TS (g) (persona como escala: 180cm).

noepisódicos incrementando la sinuosidad y movilidad lateral de los mismos, coincidiendo con el pasaje a la zona media del SFD (Sadler y Kelly 1993, Nichols y Fisher 2007). Finalmente, en los últimos 10 m se reconoce el dominio de lóbulos terminales que indicarían la gradual transición a la zona distal del SFD.

### Unidad C (previamente interpretada como Formación El Jume)

**Descripción:** Estos afloramientos fueron previamente interpretados como Formación El Jume por correlación con los definidos en la sierra El Gigante (Flores 1969, Gardini et al. 2009). Sin embargo, los mismos no presentan continuidad lateral y difieren con la caracterización litofacial del área tipo (Fig. 4).

Esta unidad se apoya mediante un contacto transicional sobre la Formación Balde de Leyes y la Unidad B, y en contacto neto sobre la Formación Quebrada del Barro (Figs. 5, 6d, 8b y 10b). El contacto superior de la Unidad C con la Formación El Toscal (Fig. 12b), es mediante una discordancia angular de bajo ángulo, manifestada por los siguientes datos angulares: Unidad C ( $189^{\circ} 27'$ , E) y Formación El Toscal ( $165^{\circ} 14'$ , NE). Cabe destacar que la Formación Quebrada del Barro posee un rumbo y buzamiento ( $190^{\circ} 30'$ , E) similar al presentado por la Unidad C. Este paquete sedimentario se caracteriza por una gran deformación sinsedimentaria de escala métrica y milimétrica (Fig. 12a), la que probablemente se vincula con la abundancia de yeso. La misma presenta variaciones laterales en el espesor, desde 60 m entre las secciones 1-3, hasta 350 m en las cercanías de la sección 8 (Figs. 3 - 5). En el área de estudio la Unidad C cuenta con dos asociaciones de facies UC-A y UC-B que se repiten a lo largo de la sucesión con algunas diferencias menores (Fig. 13).

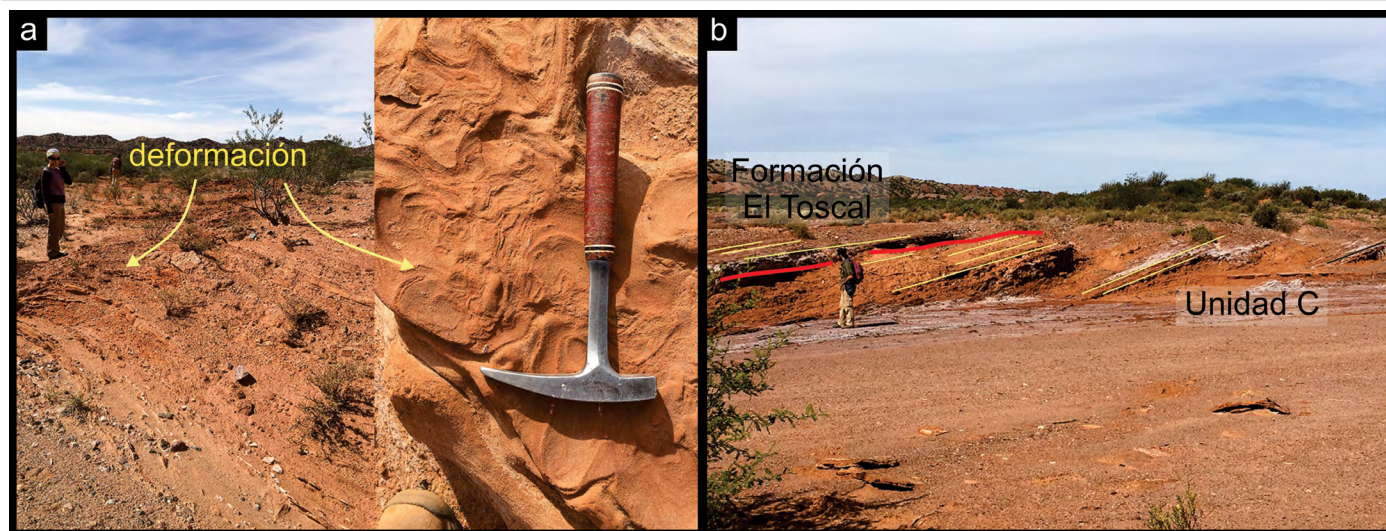
La UC-A caracteriza la porción basal de esta unidad hasta los 77 m de espesor y luego se repite de los 175 m a los 208 m (Figs. 5 y 13a). La asociación de facies UC-A está formada principalmente por el elemento lacustre efímero (LE), y subordinadamente bancos tabulares de areniscas laminadas (LS). El elemento LE está caracterizado por tablas de 20 a 50 cm de pelitas y areniscas finas laminadas horizontalmente y con laminación ondulítica simétrica en arreglo grano-estrato creciente (litofacies Fm, Sl, Sr) interestratificadas con niveles de yeso (litofacies Y). En la porción superior donde aparece esta asociación se reconocen dos ciclos grano-estrato crecientes de 15 m de espesor cada uno. El elemento LS está formado por capas tabulares de areniscas medianas a finas con laminación de alto régimen de flujo y deformación sinsedimentaria. Por encima de los bancos se observa lineación

por partición, bioturbación, grietas de desecación, cortinas de fango y aisladamente láminas de evaporitas.

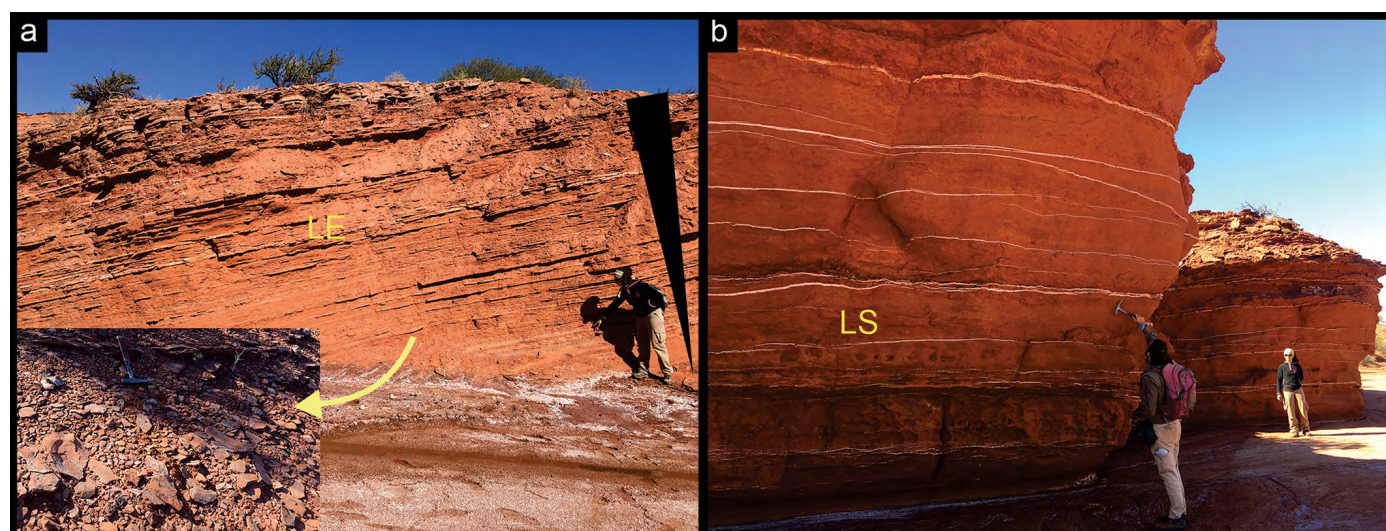
La UC-B está presente entre los 77 a los 175 m y de los 208 hasta 316 m, en el contacto con la Formación El Toscal (Figs. 5 y 13b). La misma está formada por los elementos arquitecturales de areniscas laminadas (LS) como dominante, formas de lecho arenosas (SB) y dunas eólicas (D). El elemento LS es similar a la de la asociación UC-A. El mismo se intercala con SB, formado por cuerpos tabulares de 0.3 a 2 m de espesor compuestos por areniscas medianas con estratificación horizontal y entrecruzada en artesa, (Sh, Sm, St) y con superficies basales de 5to orden. Las dunas eólicas, D, están formadas por areniscas medianas con estratificación entrecruzada planar, Spe.

**Interpretación:** La Unidad C alcanza su máximo espesor en la zona sur del área de estudio (sección 8), y las facies cuspidales se extienden en toda la cuenca. En la zona sur la unidad comienza su desarrollo con la UC-A, que en base a los elementos arquitecturales que la caracterizan, se ha interpretado como depósitos de cuenca de barreal. Esta zona habría sufrido inundaciones esporádicas, formando cuerpos de agua de diferente profundidad y duración temporal, como lo indica el desarrollo de marcados ciclos grano-estrato crecientes (elemento LE) y las ondulitas simétricas formadas por oscilación del agua agitada por el viento (Arche 2010). A medida que estos cuerpos lacustres se deshidratan, se precipitan diferentes sales entre los sedimentos (Raup 1970, Orti Cabo 2010). En épocas de avenidas, a este cuerpo de agua llegaban flujos no canalizados de alto régimen de flujo como lo indican las características del elemento LS (Miall 1977, Tunbridge 1981, Miall 1996). Por encima, se han acumulado las sedimentitas de la UC-B, interpretadas como facies de la faja supralitoral/litoral del barreal. Estas sedimentitas habrían sido acumuladas por canales distributivos que llegaban en forma no canalizada por flujos laminares también de alto régimen de flujo, SB y LS (Miall 1977, Tunbridge 1981, Miall 1996). Eventualmente en la estación seca, estos depósitos habrían sido retrabajados por el viento formando sombras de dunas eólicas (D) en los pequeños relieves del barreal (Bagnold 1954, Limarino y Martínez 1992, Tripaldi 2002). Por encima, en la zona sur, vuelven a desarrollarse las facies subácuas de cuenca de barreal durante un espesor acotado. Finalmente, se extienden el desarrollo de las facies supralitorales/litorales del barreal a toda el área de estudio. Así, esta unidad se ha interpretado como una sucesión de facies costeras e internas del barreal en base a las características litofaciales presentes (Hubert y Hyde 1982, Tunbridge 1984, Spalletti y Colombo Piñol 2005).





**Figura 12.** Unidad C: a) Fotografía general de la Unidad C donde se observa la deformación sinsedimentaria a diferentes escalas (persona y piqueta geológica como escala); b) Contacto entre la Unidad C y El Toscal (base de la cuenca cretácica de San Luis (Grupo El Gigante). Obsérvese la discordancia angular de bajo ángulo entre ambas unidades, SHR.



**Figura 13.** Asociaciones de facies presentes en la Unidad C: a) Asociación de facies UC-A. Se observa la sucesión grano-estrato creciente característica del elemento LE y en el extremo inferior izquierdo un detalle de la litofacies Fr (persona y piqueta como escala respectivamente); b) Asociación de facies UC-B con el elemento LS característico (personas como escala: 180 cm).

## BIOESTRATIGRAFÍA

### Asociación de paleovertebrados de la Formación Quebrada del Barro

La Formación Quebrada del Barro posee un conjunto taxonómico de fósiles diversos compuesto por esfenodontes opistodóntidos (*Sphenotitan leyesi*), cinodontes tritheledóntidos, tortugas basales (*Waluchelys cavitesta*), pterosaurios basales, dinosaurios no-dinosaurios (*Dromomeron gigas*), dinosaurios terópodos coelofisidos (*Lucianovenator bonoi*); dinosaurios sauropodomorfos basales y sauropodiformes (*Ingentia prima*), diversos pseudosuquios, incluidos pro-

tosúquidos, "rauisúquidos", "esfenosuquidos" y aetosaurios (Martínez et al. 2013a, 2015, 2016, Martínez y Apaldetti 2017, Apaldetti et al. 2018, Sterli et al. 2020). Varios de estos taxones están cercanamente emparentados a paleovertebrados de la Formación Los Colorados (Noriano) de la vecina cuenca Ischigualasto-Villa Unión (Martínez et al. 2013). Sin embargo, la composición faunística general, así como las abundancias relativas de las diversas taxa, permitieron afirmar que los ensamblajes faunísticos no son exactamente contemporáneos, asignándole una edad más joven a la Formación Quebrada del Barro, posiblemente correspondiente al Noriano/Raethiano (Martínez et al. 2015).

## Asociación de paleovertebrados de la Unidad A (previamente interpretados como Formación Los Riscos)

Esta asociación de paleovertebrados está acotada a dos niveles estratigráficos principalmente y algunos especímenes aislados en otros niveles. Aunque todavía no está estudiada en detalle, la paleofauna de esta unidad está constituida por esfenodontes, seudosuquios cocodriliformes, variedad de dinosaurios sauropodomorfos massospondylidos y sauropodiformes, dinosaurios terópodos ceratosáuridos y cinodontes tritheledontidos. Sobre la base de esta asociación puede sugerirse una edad Jurásico Temprano, aunque no descartando la posibilidad de que fuera más antigua, posiblemente Raetiano.

## Asociación de paleovertebrados de la Formación Balde de Leyes

La Formación Balde de Leyes se caracteriza por un conjunto fósil monoespecífico constituido por el sauropodomorfo massospondylido *Leyesaurus marayensis* (Apaldetti et al. 2011), cercanamente emparentado a los sauropodomorfos del Jurásico Inferior *Massospondylus carinatus* de África (Apaldetti et al. 2011) y *Adeopapposaurus mognai* de Mogna, Argentina (Martínez 2009). En consecuencia, la edad de esta unidad se considera Jurásico Inferior, Hettangiano por esta correlación bioestratigráfica (Martínez y Colombi 2011, Apaldetti et al. 2011, Colombi et al. 2015a).

## DISCUSIÓN

### Redefinición de las unidades estudiadas

Tal como se dijo anteriormente, existen controversias acerca de los afloramientos interpretados como Formaciones Los Riscos y El Jume en el área de estudio. Estas controversias se basan en que además de no presentar continuidad lateral con el área tipo donde fueron definidas, no se ajustan a la caracterización litofacial de las mismas. Además, existe una discrepancia con la edad asignada a estas unidades. La edad de las mismas ha sido inferida en la sierra del Gigante como cretácica, en base a la continuidad estratigráfica que presentan entre sí las Formaciones Los Riscos, El Jume y La Cantera, ésta última con fósiles diagnósticos del Aptiano (e.g. Yrigoyen 1975). Sin embargo, en el área de estudio, no aflora la Formación La Cantera y la Unidad A, previamente considerada como Formación Los Riscos, presenta fósiles de edad triásica jurásica (Raetiano-Hettangiano), y la Formación C, previamente interpretada como Formación El Jume, cubre

transicionalmente al paquete sedimentario de la Unidad B y a la Formación Balde de Leyes, cuyos fósiles diagnósticos pertenecen al Jurásico, Hettangiano. Consecuentemente, los afloramientos estudiados en el área de estudio, no son cretácicos y por ende no corresponderían con las Formaciones Los Riscos y El Jume, tal como se habían interpretado previamente.

La Unidad A se distingue claramente del resto de las unidades de la comarca en las imágenes satelitales (Figs. 3 y 4) y posee características litofaciales únicas, como son los clastos y granos de cuarzo angulares y las estructuras nodulares del techo de la misma. Además, posee una asociación de paleovertebrados caracterizados por un gran número de especies, muchas de las cuales no habían sido registradas previamente. Consecuentemente, se decidió darle status estratigráfico, definiéndola como Formación Quebrada del Puma, cuyo perfil tipo sería la Sección 7 de este trabajo, por ser la más espesa y representativa y ubicada en las cercanías de la localidad homónima (ver coordenadas en Cuadro 1).

La Unidad B, resalta con tonos marrones (litologías más gruesas) y rosados (litologías más finas), igual a los que se observan para la Formación Balde de Leyes en el mapa obtenido a partir de la clasificación supervisada (Fig. 4), y difiere significativamente su respuesta espectral de la Formación Quebrada del Puma. Por otro lado, sus características litofaciales son similares a las de la Formación Balde de Leyes aunque no iguales, posiblemente, por el confinamiento que muestran los afloramientos de la Unidad B. Además, tanto la Formación Balde de Leyes como esta unidad, se encuentran cubiertas por la Unidad C a través de un contacto transicional (Figs. 8b y 10b). Es por ello, que en esta contribución los afloramientos de la Unidad B son interpretados como una continuación lateral de la Formación Balde de Leyes (Colombi et al. 2015a).

Cabe destacar la continuidad lateral de los afloramientos de la Unidad B/Balde de Leyes, hasta el cerro Guayaguas, observada tanto en la imagen satelital, como en el campo (Figs. 4 y 14). Díaz (1947) definió para los afloramientos ubicados en el sur del cerro Guayaguas, las Formaciones Guayaguas y Rancho Grande, que se apoyan sobre el basamento cristalino en este sector y son cubiertas por las sedimentitas del Grupo El Gigante (Díaz, 1947; Criado Roque et al. 1981). Estas unidades más tarde entraron en desuso por considerarse correlativas a las Formaciones Carrizal y Quebrada del Barro (Bossi y Bonaparte 1978, Criado Roque 1981, Stipanovic y Marsicano 2002), Los Colorados (Stipanovic y Marsicano 2002), o Los Riscos y El Jume (Flores, 1969, Yrigoyen 1975, Aguera et al. 2004, Ginechini et al. 2016). En el sector norte

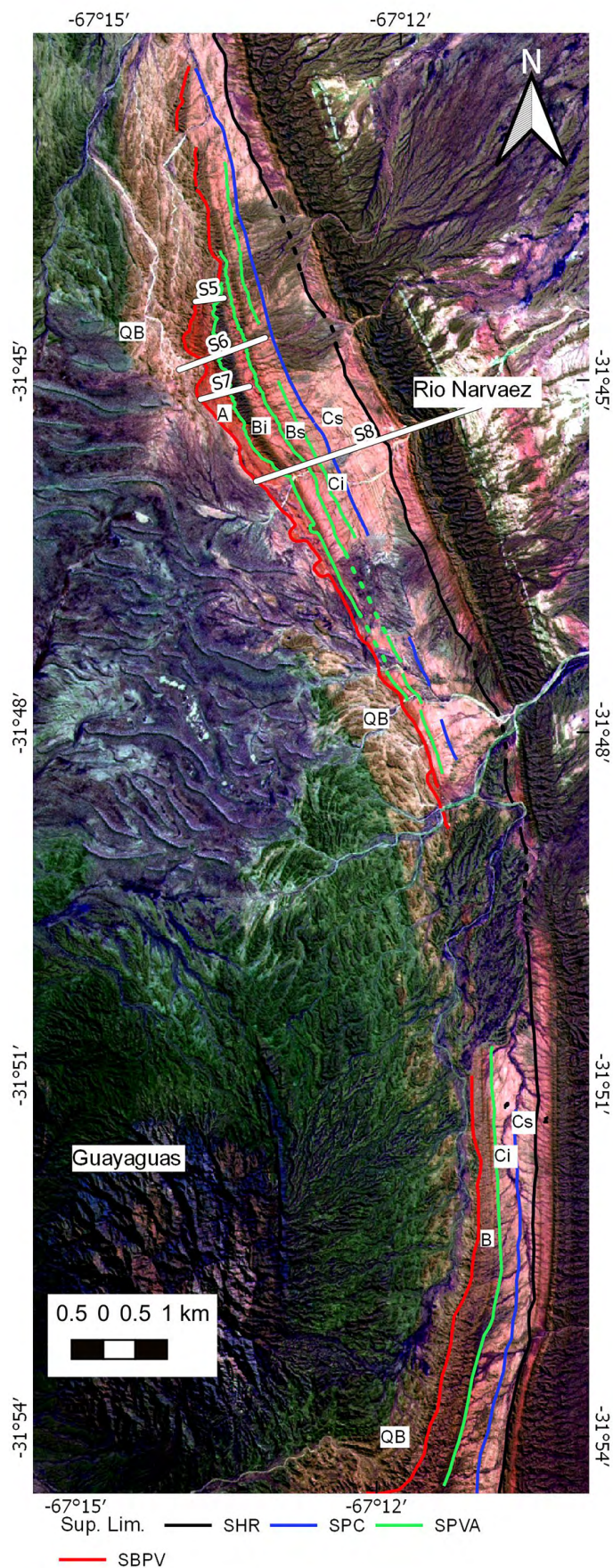
del cerro Guayaguas se pueden identificar en la imagen satelital y en el campo los estratos de la Formación Quebrada del Barro, donde se localizan los hallazgos de restos de paleovertebrados de Bossi y Bonaparte (1978) y de Gianechini et al. (2016). Sobre la Formación Quebrada del Barro se apoya un paquete de estratos cuyas características litofaciales son similares a las descritas para la Formación Guayaguas (Díaz 1947, Criado Roque 1981) y a su vez también presenta continuidad lateral por sus características fotogeológicas con la Formación Balde de Leyes descrita al norte. En esta contribución se propone rescatar a la nominación de la Formación Guayaguas y proponer considerar la Formación Balde de Leyes como equivalente lateral de la Formación Guayaguas, y descartar la presencia de la Formación Los Riscos en la sierra de Guayaguas.

Finalmente, la Unidad C, aflora en contacto transicional con la Formación Balde de Leyes (incluidos el paquete sedimentario de la Unidad B). Consecuentemente, se descarta que estos niveles correspondan a la Formación El Jume de edad cretácica. Además, no se asemeja a ninguna unidad previamente definida en la porción norte de la comarca y se destaca la continuidad lateral de esta unidad desde El Gigantillo hasta el cerro Guayaguas, tal como se observa en el campo y en el mapa, donde aparece con tonos rosados y naranja muy claros (Figs. 4 y 14), coincidente con los niveles descritos por Díaz (1947) como Formación Rancho Grande. Por otro lado, dentro de las características litofaciales que se describieron para esta unidad, se destaca la abundancia de yeso en forma de nódulos, cristales aislados, irregulares y en capas, la cual es también un rasgo distintivo de la Unidad C. Es por ello que se propone nominar a la Unidad C como Formación Rancho Grande de acuerdo a los criterios discutidos anteriormente

### Superficies limitantes y bioestratigrafía

El concepto de superficies limitantes (SL) ha sido ampliamente discutido en la literatura (e.g. Allen 1983, Bridge y Diemer 1983, Miall 1996, Holbrook 2001). En esta contribución se decidió definir las superficies limitantes de mayor jerarquía nominándolas individualmente, ya que los códigos establecidos previamente no alcanzan el nivel de detalle requerido, aunque se sinonimizó a los códigos de Holbrook

**Figura 14.** Imágenes falso color de combinación de bandas falso color SWIR1-RED-NIR de la zona de estudio extendida hasta la zona del cerro Guayaguas. Puede observarse la continuación lateral de los afloramientos de las Formaciones Quebrada del Barro, Balde de Leyes eq. Guayaguas y Rancho Grande. Se observan también las secciones estratigráficas realizadas y las superficies limitantes de alta jerarquía definidas en esta contribución.



(2001) cuando fue posible. En la zona de estudio se definieron 6 superficies limitantes de diferente jerarquía (Figs. 3, 5 y 14). Describiendo las mismas en forma estratigráfica, desde las más antiguas a las más modernas y de sur a norte, se puede observar que la más antigua es la que se reconoce en el techo de la Formación Quebrada del Barro. Esta superficie se denominó Superficie de base de paleovalle (SBPV, Figs. 3, 5 y 14). La misma pone en contacto la Formación Quebrada del Barro con las Formaciones Quebrada del Puma, Balde de Leyes y Rancho Grande. La SBPV conforma en el contacto con la Formación Quebrada del Puma, al sur del área de estudio, un valle en forma de W, de aproximadamente 500 m de extensión lateral cada valle individual (V), extendiéndose lateralmente hasta 6 km (secciones 5 - 8; Figs. 3, 5 y 14). La misma había sido previamente considerada como una superficie intercuenal (e.g. Prámparo 1988, Rivarola y Spalletti 2006, Puebla et al. 2012, Castillo Elías 2016). Sin embargo, en esta contribución es considerada intracuenal, ya que si bien hay un contacto neto y discordante, la SBPV es de extensión local (6 km). Además, las asociaciones paleofaunísticas por debajo y por encima de esta superficie muestran que la misma no habría representado un hiato temporal significativo, el mismo podría haber sido dentro del Raetiano o del Raetiano al Hettangiano. La SBPV incide principalmente en el sur en los depósitos de la Formación Quebrada del Barro (secciones 5 - 8; Figs. 3, 5 y 14), alcanzando a erodar hasta 180 m de espesor en las zonas más profundas de los paleovalles. Este espesor supera la potencia del relleno de la faja de canales que engloba, acordando con la definición de superficie de 7<sup>mo</sup> orden de acuerdo con la clasificación propuesta por Holbrook (2001). Hacia el norte, esta superficie pone en contacto la Formación Quebrada del Barro con la Formación Rancho Grande (cercañas de la sección 4, Figs. 3, 5 y 14). Este contacto es neto, con desarrollo de paleosuelos con abundante acumulación de yeso, marcando un momento de no deposición (hiato) en la hombrera de los paleovalles de la Formación Quebrada del Puma. En el norte del área de estudio (secciones 1 - 3; Figs. 3, 5 y 14), la SBPV pone en contacto la Formación Quebrada del Barro con la Formación Balde de Leyes. Este contacto fue descrito previamente como un límite interformacional concordante (Colombi et al. 2015a). El mismo está representado por la intercalación de niveles de coloración rojo claro de areniscas-arcillosas de la Formación Quebrada del Barro, con conglomerados y areniscas de color rojo oscuro de la Formación Balde de Leyes, implicando la progradación gradual de facies proximales sobre facies medias de un sistema fluvial distributivo.

Volviendo a la zona sur (secciones 5 - 8, Figs. 3, 5 y 14),

esta superficie engloba dos valles incisos que conforman la Formación Balde de Leyes. Estas superficies han sido denominadas por tal motivo, Superficies de paleovalles anidados (SPVA), ya que forman dos valles sucesivos que inciden las sucesiones sedimentarias acumuladas previamente. La primera superficie separa la Formación Quebrada del Puma (tonos naranjas intenso, Fig. 3b), de la Formación Balde de Leyes (tonos ocre, naranjas y verdes claro, Fig. 3b) y la segunda se ubica entre los dos paquetes sedimentarios de la Formación Balde de Leyes. La primera de estas superficies, alcanza 3 km de extensión lateral con alas que se extienden lateralmente hasta alcanzar una extensión total de 9 km. La segunda, entre los paquetes sedimentarios inferior y superior de la Formación Balde de Leyes, alcanza un total de 6 km de extensión lateral. Las SPVAs coincidirían con los que Holbrook (2001) definió como superficies de 6to orden para los valles anidados, que forman lentes en forma de V o W y que englobaban múltiples cinturones de canales, incidiendo uno en el otro a través de fajas de canal (Holbrook, 2001).

Sección arriba, (secciones 5 - 8; Figs. 3, 5 y 14) aparece la superficie limitante que pone en contacto la Formación Balde de Leyes con la Formación Rancho Grande. Esta superficie se denominó Superficie de pérdida de confinamiento (SPC), ya que cubre la Formación Balde de Leyes, dándole fin al confinamiento de los paleovalles anidados.

En el norte, (secciones 1 - 3; Figs. 3, 5 y 14), otra superficie limitante pone en contacto la Formación Balde de Leyes con la porción superior de la Formación Rancho Grande. Esta superficie se denominó como Superficie de techo del sistema fluvial distributivo (STSFD). Lo más destacable de esta superficie limitante, es el contacto gradual que se observa vertical y lateralmente hacia el sur con la Formación Rancho Grande (Fig. 3c). El mismo está representado por la intercalación gradual de los niveles característicos de Formación Balde de Leyes (tonos ocre, naranjas y verdes claros) con las facies de barreal características de la Formación Rancho Grande (tonos rosado muy claro, verde muy claro a blanco Figs. 3, 5 y 14). Esta superficie, junto con la SPC, representan el momento de máxima expansión de la cuenca, rellenándose por un barreal extendido.

El pasaje transicional observado en ambos casos, tanto en la SPC como en la STSFD, permite inferir la ausencia de hiato entre las unidades involucradas, lo que implicaría que ambas superficies también serían intracuenales, posicionando la Formación Rancho Grande dentro de la Cuenca triásica jurásica Marayes-El Carrizal.

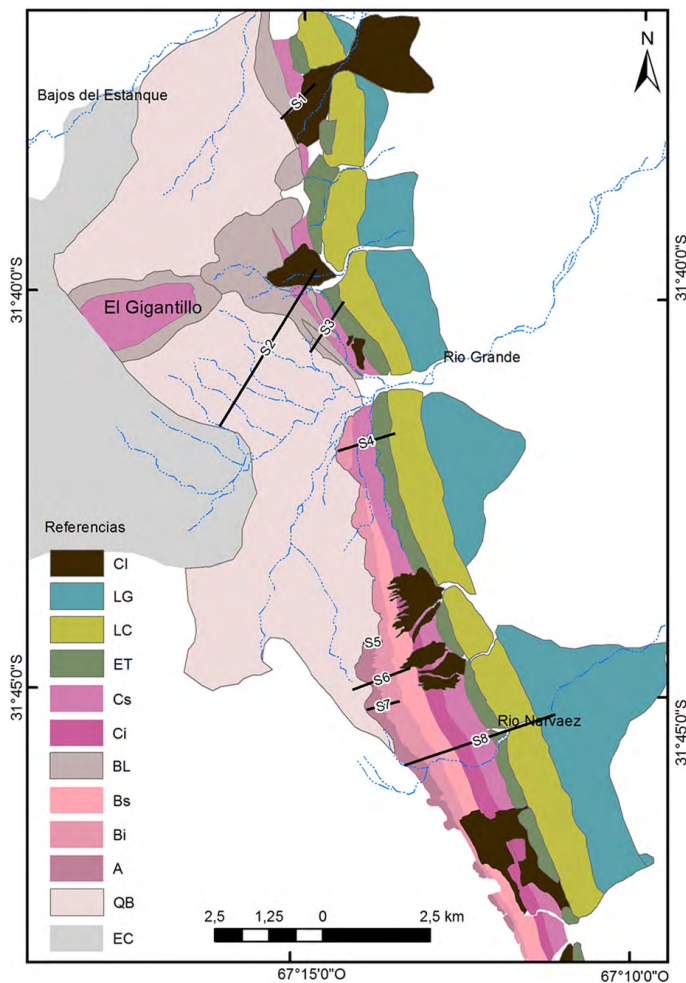
Finalmente, la superficie limitante entre las facies de la Formación Rancho Grande (tonos rosado muy claro, verde

muy claro a blanco) y la Formación El Toscal (tonos rosado violáceo, Fig. 3b y c) difiere de las anteriormente discutidas. Esta superficie posee carácter regional, pudiéndose observar a lo largo de más de 40 km (Figs. 3, 5 y 14). Incluidos los afloramientos de la cuenca de San Luis, en las sierras de El Gigante y de Las Quijadas, donde se reconoce como un límite de secuencias dentro de la cuenca cretácica (Fossa Mancini 1939, Manoni 1985, Yrigoyen et al. 1989, Rivarola 1994, 1995, Rivarola y Spalletti 2006). En el área de estudio, el contacto entre las Formaciones Rancho Grande y El Toscal es a través de una discordancia angular (Formación Rancho Grande (189° 27', E) y Formación El Toscal (165° 14', NE)). La edad de la Formación El Toscal está dada como Aptiana por la continuidad estratigráfica con la Formación La Cantera que presenta en algunos sectores. Esto confirmaría que esta

superficie, al menos en el área de estudio representa un hiato temporal significativo (Hettangiano-Aptiano). En base a estos rasgos, esta superficie se ha definido como Superficie de hiato regional (SHR). La SHR representaría en el sector norte la superficie intercuenal y marcaría el inicio de la cuenca cretácica, siendo la superficie de mayor jerarquía representada en la sucesión estudiada, tanto por su extensión como por el intervalo temporal que involucra. En cambio, hacia el sur en los afloramientos de las sierras El Gigante y Las Quijadas, abajo de la Formación El Toscal, se habrían depositado las Formaciones Los Riscos, El Jume y La Cantera y la superficie basal de la Formación El Toscal representaría un límite entre secuencias depositacionales (Fossa Mancini 1939, Manoni 1985, Yrigoyen et al. 1989, Rivarola 1994, 1995, Rivarola y Spalletti 2006). Aquí la cuenca habría comenzado a desa-

EDAD	Flores y Criado Roque (1972)	Bossi (1976)	Flores (1969), Rivarola y Spalletti (2006), Gardini et al. 2009, Castillo Elías (2016)	Esta contribución
CRETÁCICO			Fm Lagarcito	Fm Lagarcito
			Fm La Cruz	Fm La Cruz
			Fm El Toscal	Fm El Toscal
			Fm La Cantera	Fm La Cantera
			Fm El Jume Fm Los Riscos	Fm El Jume Fm Los Riscos
JURÁSICO	Fm Lagarcito			?
	?			Fm Rancho Grande Fm Balde de Leyes=Fm Guayaguaz
TRIÁSICO	Fm La Cruz	Fm Quebrada del Barro	Fm Quebrada del Barro	Fm Quebrada del Puma
	Fm El Toscal			Fm Quebrada del Barro
	Fm La Cantera	Fm Carrizal	Fm Carrizal	Fm Carrizal
	Fm El Jume			
	Fm Los Riscos	Fm Esquina Colorada	Fm Esquina Colorada	Fm Esquina Colorada

**Figura 15.** Comparación entre los esquemas estratigráficos previamente propuestos (e.g. Flores 1969, Flores y Criado Roque 1972, Gardini et al. 2009, Rivarola y Spalletti 2006, Castillo Elías 2016) y la propuesta en esta contribución para las cuencas de Marayes -El Carrizal (Triásico Jurásico) y San Luis (Cretácico).



**Figura 16.** Mapa geológico con la propuesta estratigráfica de esta contribución.

rollarse antes, con los afloramientos de la primer secuencia depositacional (Formaciones Los Riscos, El Jume y La Cantera), que estaría ausente en el sector norte. Esta superficie coincidiría por sus características con las superficies de 8vo orden definidas por Holbrook (2001).

### Nueva propuesta estratigráfica

De acuerdo al esquema estratigráfico original, en el área de estudio, el contacto entre ambas cuencas habría estado dado entre las Formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes, y la Formación Los Riscos (e.g. Flores 1969, Flores y Criado Roque 1972, Bossi et al. 1975, Bossi 1976, Vujovich et al. 2007, Gardini et al. 2009, Colombi et al. 2015a, Rivarola y Spalletti 2006, Gardini et al. 2009, Castillo Elías 2016, Figs. 15 y 16). El análisis de las superficies limitantes, así como el estudio bioestratigráfico de la fauna de paleovertebrados realizados en esta contribución ha permitido cuestionar la correlación estratigráfica que infería la existencia de las Formaciones Los Riscos y El Jume en el área de estudio y

consecuentemente el límite intercuenal y el actual esquema estratigráfico.

Por criterios bioestratigráficos, se puede afirmar que la asociación paleofaunística hallada en la Formación Quebrada del Puma es de edad triásica, y que la SBPV es de alcance limitado y no representa un hiato significativo. Por su parte, el contacto transicional entre las Formaciones Balde de Leyes, con una asociación de paleovertebrados jurásica, y las Formaciones Rancho Grande, a través de la SPC, al sur y la STSFD, al norte, permite estimar que la Formación Rancho Grande se acumuló durante el Jurásico.

De esta manera, la reinterpretación de las unidades consideradas previamente como Los Riscos y El Jume para el área de estudio y sus edades correspondientes, permiten considerar a estos afloramientos como parte de la Cuenca Marayes-El Carrizal, descartando la filiación de las mismas con la cuenca cretácica de San Luis, como fue propuesta previamente (e.g. Flores 1969, Flores y Criado Roque 1972, Criado Roque et al. 1981, Uliana et al. 1989, Agüera et al. 2004, Vujovich et al. 2007, Gardini et al. 2009, Rivarola et al. 2012, Castillo Elías 2016, Gianechini et al. 2016; Figs. 15 y 16). Consecuentemente, la SHR, en la base de la Formación El Toscal, representaría la superficie intercuenal entre la cuenca triásica-jurásica y la Cuenca de San Luis de edad cretácica (Figs. 15 y 16). De esta manera, en el área de estudio la sucesión de la cuenca triásica-jurásica Marayes-El Carrizal estaría representada por las Formaciones Esquina Colorada (aflorante en la Sierra de La Huerta), Carrizal, Quebrada del Barro, Quebrada del Puma, Balde de Leyes (eq. Lateral de la Formación Guayaguas) y Rancho Grande; y la cuenca cretácica de San Luis por las Formaciones El Toscal, La Cruz y Lagarcito (Figs. 15 y 16, Cuadro 4).

### Síntesis de la evolución paleoambiental de la Cuenca Marayes-El Carrizal

La depositación de la Cuenca Marayes-El Carrizal comienza al norte del área de estudio, en el faldeo de la sierra de la Huerta, con las sedimentitas aluviales de la Formación Esquina Colorada (Borrello 1946, Bossi et al. 1975). Por encima, comienza a depositarse la Formación Carrizal, alcanzando la máxima extensión de la cuenca en el Triásico Superior, Carniano (Yrigoyen y Stover 1970, Lutz y Arce 2013, Morel et al. 2015, Césari et al. 2021). La Formación Carrizal inicia su depositación con un sistema fluvial dominado por carga de lecho, que pasa hacia a uno dominado por carga mixta hacia el techo (Spalletti et al. 2012, Correa et al. 2018). Por encima, en forma transicional comienza a depositarse la Formación Quebrada del Barro, caracterizada por presentar un aumento

**Cuadro 4.** Síntesis del análisis sedimentológico y bioestratigráfico

Formación	Asociación de facies	Elemento arquitectural	C:LI	Paleoambiente de la AF	Paleoambiente de la formación	Edad de la asociación fosilífera
QUEBRADA DEL BARRO	QB-A (310m)	CHs (g/s)	1:3	Sistema fluvial distributivo medio	Extensas facies de un sistema fluvial distributivo proximal a distal	Triásico Superior (Noriano-Raetiano, Martínez et al., 2015)
		TS-CS				
		PO				
		DO				
	QB-B (140m)	CHm (g/s)	1:1	Sistema fluvial distributivo proximal		
		GB				
		PO (DO)				
	QB-C (140m)	CHs(g/s)/LA	1:5	Sistema fluvial distributivo medio a distal		
		TS-CS				
PO						
DO						
QUEBRADA DEL PUMA (Unidad A)	UA-Ac (110m)	CHm(s/g)	15:1	Abanico aluvial proximal a medio confinado	Depósitos de abanico aluvial que gradan verticalmente a facies de supra litorales de barreal confinadas. Depósitos eólicos en las hombrera de los paleovalles	Triasico Superior (Raetiano-Hettangiano)
		PO				
		SG				
	UA-Bc (70m)	D	-	Campo de dunas		
		LA				
	UA-Cc (60m)	LS	-	Zona supralitoral de barreal en valle confinado		
RANCHO GRANDE (Unidad C)	BL-A (0 a 85m)	CHm (g)	13:1	SFD proximal	Facies proximales de un sistema fluvial distributivo que pasan barreales en sistemas confinados y no confinados	Jurásico Inferior (Hettangiano, Apaldetti et al., 2011)
		SG				
		CHs (g/s)				
		PO				
	BL-B (85 a 125m)	CHs (g/s)	5:1	SFD medio		
		CHs (g/s) /LS				
	BL-C (125 a 135m)	PO	-	SFD distal a zona supralitoral de barreal en valle confinado		
		TS(g)				
	UB-Ac (110m inf - 30m sup)	SG	1:0	Abanico aluvial proximal en valle confinado		
		CHm(g)				
	UB-Bc (50m inf – 70m sup)	TS(g)	-	Barreal en valle confinado		
		ECHs(S)				
LS						
UB-Cc (20m)	D	1:1	Sistema fluvial efímero de alta sinuosidad confinado			
	ECHs(s)					
	LS					
UC-A (77m inf – 33m sup)	LE	-	Zona de cuenca temporalmente inundada del barreal	Barreal extenso, no confinado	Hettangiano (Lull, 1942; Olsen, et al 1998)	
	LS					
	LS					
	SB					
	D					
UC-B (98m inf – 108m sup)	LS	-	Zona supralitoral/ litoral del barreal			
	SB					
	D					
	D					

En las columnas se observa: 1) Asociaciones de facies presentes en cada unidad. Cabe destacar que se agregó la letra c para las asociaciones de facies que corresponden a depósitos confinados dentro de paleovalles. 2) Elementos aruitecturales que las definen. 3) Relación canal:llanura. 4) Interpretación de los paleoambientes de cada asociación y del ambiente general de la formación. 5) Edad de cada unidad en base a criterios bioestratigráficos.

en la aridización evidenciado por la coloración roja de sus sedimentitas, los suelos cálcicos típicos de climas áridos (e.g. Mack et al. 1993), y la depositación de un sistema fluvial distributivo, que si bien pueden desarrollarse en diferentes tipos climáticos dominan los formados en climas áridos (Nichols y Fisher 2007, Hartley et al. 2010, Davidson et al. 2013, Fig. 5, Cuadro 4). En los afloramientos del área de estudio se reconocen inicialmente los depósitos medios del SFD, los que son gradualmente progradados por depósitos proximales. Hacia la parte cuspidal se reconoce una retrogradación hacia las facies medias y distales del SFD. Este sistema se extiende ampliamente en toda el área de estudio con características similares, abarcando el rango temporal del Noriano al Raetiano (Martínez et al. 2015). Después de lo cual, esta unidad queda expuesta durante un tiempo, desarrollándose suelos áridos salinos. Hacia el sur del área de estudio, se reconoce una caída del nivel de base que produce la erosión de un valle angosto, lo que completa la morfología de la SBPV. Dentro del paleovalle, se reconocen inicialmente las facies de la Formación Quebrada del Puma, caracterizadas por el avance del sistema aluvial y posterior retroceso progresivo, dejando lugar a facies de barreal restringidas dentro del valle, siguiendo el modelo de relleno de paleovalle de Blum et al. (2013) (Fig. 5, Cuadro 4). La edad del comienzo de la depositación de la Formación Quebrada del Puma sería Raetiana, tal como lo indica la edad de la asociación paleofaunística recientemente encontrada. Por encima, se reconoce una segunda y tercera incisión, que fueron rellenadas por el avance de la Formación Balde de Leyes con similares características que la anterior (SPVA). Hacia el norte, en forma simultánea al avance del segundo o tercer sistema fluvial distributivo confinado dentro del valle, la Formación Balde de Leyes avanza sobre la SBPV con facies proximales y medias de un sistema fluvial distributivo (Fig. 5, Cuadro 4). Las superficies SBPV y SPVA son superficies de incisión, aunque el alcance limitado de las mismas permite inferir que se trata de eventos de alcance local, pero que no resultaron en el cierre de la cuenca triásica-jurásica. Por encima de estas superficies se reconocen ya sólo superficies caracterizadas por el pasaje transicional de un sistema depositacional a otro. Al sur, en el techo de la Formación Balde de Leyes, se reconoce la pérdida gradual del confinamiento del valle (SPC) y el pasaje a extensas facies de un sistema de barreal inundado de la Formación Rancho Grande (Fig. 5, Cuadro 4). Este sistema de barreal comienza a desarrollarse en el sur (secciones 6, 7 y 8), simultáneamente siguen avanzando las últimas facies del sistema fluvial distributivo de la Formación Balde de Leyes en el sector norte (secciones 2 y 3), aunque cada vez más distales (Fig. 5,

Cuadro 4). Posteriormente, se observa la retrogradación del SFD, que es cubierto transicionalmente tanto vertical como lateralmente por las facies de barreal no confinado (Formación Rancho Grande), ocupando éste, toda la extensión de la cuenca (Fig. 5, Cuadro 4).

En el techo de la Formación Rancho Grande se reconoce una superficie discordante, regionalmente extendida (SHR), que representaría el cierre de la cuenca triásica-jurásica y un hiato temporal de al menos 70 millones de años, presumiblemente del Jurásico Inferior al Cretácico Inferior alto.

## CONCLUSIONES

El análisis sedimentológico y estratigráfico de las unidades cuspidales y basales de las cuencas de Marayes-El Carrizal (triásica-jurásica) y San Luis (cretácica) respectivamente, amplía el conocimiento geológico acerca de las cuencas mesozoicas del suroeste de Pangea. En base al estudio sedimentológico detallado, reconocimiento de las superficies limitantes de alta jerarquía y a la edad de las asociaciones paleofaunísticas recientemente halladas en el área de estudio se propone la modificación de la nominación estratigráfica de los afloramientos previamente interpretados como Formaciones Los Riscos y El Jume. Estos afloramientos se reinterpretaron como Formaciones Quebrada del Puma, Balde de Leyes, equivalente lateral a la Formación Guayaguas y Rancho Grande, incluidos en la porción cuspidal de la cuenca triásica-jurásica Marayes-El Carrizal (Fig. 15 y Cuadro 4).

Las asociaciones de paleovertebrados se hallaron en la Formación Quebrada del Barro de edad noriana-raetiana, en la Formación Los Riscos de edad raetiana y la última, en la Formación Balde de Leyes de edad hetangiana (Cuadro 4). Este análisis bioestratigráfico, sumado al análisis del contacto entre las diferentes unidades en base a estudios de imágenes satelitales y análisis de campo, permitió definir un total de seis superficies limitantes de alta jerarquía (Figs. 3, 5 y 14). En orden estratigráfico y de sur a norte: A) la superficie de base de paleovalle (SBPV), desarrollada en el techo de la Formación Quebrada del Barro y base de las Formaciones Quebrada del Puma, Balde de Leyes y Rancho Grande; esta superficie, considerada intercuenal en forma previa, se reinterpretó en esta contribución como intracuenal, por su alcance local y el hiato temporal no significativo que representa. B) Dos superficies de valles anidados (SPVA), separando la primera las Formaciones Quebrada del Puma con Balde de Leyes y la segunda, separando los dos paquetes sedimentarios de la Formación Balde de Leyes. C) La superficie de pérdida de



confinamiento (SPC), ubicada en el techo de la Formación Balde de Leyes en transición a la base de la Formación Rancho Grande. D) En forma similar, la superficie de techo del Sistema Fluvial Distributivo (STSF), ubicada en el techo del SFD que conforma el depósito de la Formación Balde de Leyes en su pasaje transicional a la Formación Rancho Grande, marcando la máxima extensión de la cuenca. E) Finalmente, la superficie de hiato regional (SHR), definida en el techo de la Formación Rancho Grande y base de la Formación El Tossal, por una discordancia angular de alcance regional. Esta superficie representaría el fin del relleno de la cuenca triásica jurásica, Cuenca Marayes-El Carrizal y el comienzo de la Cuenca de San Luis de edad cretácica.

La cuenca Marayes-El Carrizal, con el esquema estratigráfico propuesto, se habría desarrollado como una sucesión de paleoambientes continentales fluvio-aluviales desarrollados en un intervalo temporal de aridización creciente (Cuadro 4). El desarrollo de la cuenca comenzaría en el norte con la Formación Esquina Colorada. Por encima, el relleno continuaría con sistemas ampliamente expandidos en la cuenca, Formaciones Carrizal y Quebrada del Barro. El siguiente correspondería al intervalo del Triásico más cuspidal, con variación lateral de ambientes áridos de pedemonte, entre los que se han interpretado sistemas aluviales y barreales confinados y sistemas fluviales distributivos de las Formaciones Quebrada del Puma y Balde de Leyes. Finalmente, el relleno culminaría con los depósitos de barreal ampliamente extendidos en toda la cuenca de la Formación Rancho Grande de edad jurásica (Fig. 15, Cuadro 4).

## AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer especialmente a los pobladores de la localidad de Balde de Leyes por el apoyo permanente en nuestros trabajos de campo. Este trabajo fue financiado por los siguientes proyectos de Agencia PICT 2015-2074 y PICT 2015-0711, Secretaría de Ciencia, Técnica e Innovación del Gobierno de la Provincia de San Juan. El editor agradece la tarea de revisión de Maisa Tunik y David Rivarola.

## REFERENCIAS

Aguera, C., Rivarola, D. y Gardini, C. 2004. Facies y Paleoambientes Sedimentarios del Grupo El Gigante y la Formación Lagarcito entre el Cerro Guayaguas y Marayes. X Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 10-12, San Luis.

Alexander, J., Bridge, J., Cheel, R. y Leclair, S. 2001. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows

over aggrading sand beds. *Sedimentology* 48: 133-152.

Allen, J. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-293.

Apaldetti, C., Martínez, R., Alcober, O. y Pol, D. 2011. A new basal sauro-podomorph (Dinosauria: Saurischia) from Quebrada del Barro Formation (Marayes-El Carrizal Basin), Northwestern Argentina. *PLoS ONE* 6(11): e26964.

Apaldetti, C., Martínez, R. N., Cerda, I. A., Pol, D., & Alcober, O. 2018. An early trend towards gigantism in Triassic sauro-podomorph dinosaurs. *Nature ecology & evolution*, 2(8): 1227-1232.

Arche, M.A. 1983. Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. En: *Modern and ancient fluvial systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 313-321.

Arche, M.A. 2010. *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 1290 p., Madrid.

Arcucci, A., Prámparo, M., Codorniú, L., Giordano, G., Castillo-Elias, G., Puebla, G., Mego, N., Gómez, M. y Bustos-Escalona, E. 2015. Biotic assemblages from Early Cretaceous lacustrine systems, San Luis basin, Central-Western Argentina. *Boletín Geológico Minero* 126 (1): 109-128.

Bagnold, R. 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences* 225: 49-63.

Bergmann, F. 1948. Contribución al conocimiento de los yacimientos de carbón de Marayes, Provincia de San Juan. *Revista Minera Geología y Mineralogía* 19: 3-98.

Biondi, J. 1937. Informe Geológico Departamento Gral. Belgrano. Provincia de San Luis. Informe Interno YPF 0122 (inédito), Buenos Aires.

Blair, T. y McPherson, J. 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.

Blum, M., Martin, J., Milliken, K. y Garvin, M. 2013. Paleovalley systems: insights from Quaternary analogs and experiments. *Earth-Science Reviews* 16: 128-169.

Bocchino, A. 1973. Semionotidae (Pisces, Holostei, Semionotiformes) de la Formación Lagarcito (Jurásico superior?). *Ameghiniana* 10: 254-268.

Bonaparte, J. 1970. *Pterodaustro guñazui* gen. et. sp. nov. Pterosaurio de la Formación Lagarcito, Provincia de San Luis, Argentina y su significado en la geología regional (Pterodactylidae). *Acta Geológica Lilloana* 10: 207-226.

Borrello, A. 1946. El perfil de la quebrada de Carrizal (sierra de la Huerta, San Juan). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1: 167-176.

Bossi, G. 1976. Geología de la Cuenca de Marayes-El Carrizal (Provincia de San Juan), República Argentina. 6º Congreso Geológico Argentino,

- Actas 1: 23-38, Bahía Blanca.
- Bossi, G. y Bonaparte, J. 1978. Sobre la presencia de un dinosaurio prosaurópodo en la Fm. Quebrada del Barro, en el borde oriental de la cuenca de Marayes-El Carrizal (Triásico Superior, San Juan). *Acta Geológica Lilloana* 15(1): 41-47.
- Bossi, G., Villanueva García, A., Godeas, M., Kousal, M., Lutz, M. y Monteros, C. 1975. Análisis estadístico de imbricaciones en la Formación Quebrada del Barro, Marayes, Provincia de San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 6(1-2): 23-54.
- Bridge, J. S., & Diemer, J. A. 1983. Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. *Sedimentology*, 30(5): 599-623.
- Bristow, C., Skelly, R. y Ethridge, F. 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology* 46: 1029-1047.
- Bromley, M. 1991. Architectural features of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), 791 Colorado Plateau, USA: relationship to salt tectonics in the Paradox Basin. *Sedimentary Geology* 73(1): 77-99.
- Castillo-Elías, G. 2016. Aspectos paleoecológicos y sedimentológicos de la Formación La Cantera, sierra del Gigante, Aptiano tardío, sierras de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 270 p., San Luis.
- Césari, S., Drovandi, J., Colombi, C., Correa, G. y Spalletti, L. 2021. A new Late Triassic palynological assemblage from western Gondwana (Carrizal Formation, Marayes Basin, Argentina). *Comptes Rendus Palevol* 20 (33): 677-700.
- Chiappe, L., Rivarola, D., Cione, A., Fregenal Martínez, M., Sozzi, H., Buatois, L., Gallego, O., Laza, J., Romero, López Arbarello, A., Buscalioni, A., Marsicano, C., Adamonis, S., Ortega, F., McGehee, S. y Di Iorio, O. 1998. Biotic association and paleoenvironmental reconstruction of the "Loma del Pterodaustro" fossil site (Lagarcito Formation, Early Cretaceous, San Luis, Argentina). *Geobios* 31: 349-369.
- Chiappe, L., Codorniú, L., Grellet-Tinner, G. y Rivarola, D. 2004. Argentinian unhatched pterosaur fossil. *Nature* 432: 571-572.
- Church, M. 1983. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. En: Collinson, J. y Lewin, J. (eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 155-168.
- Chuvieco, E. 1991. Fundamentos de teledetección espacial. *Estudios Geográficos* 52 (203): 371.
- Clark, R., Swayze, G., Wise, R., Livo, E., Hoefen, T., Kokaly, R. y Sutley, S. 2007. USGS Digital Spectral Library splib06a, Digital Data Series 231, U.S. Geological Survey, Reston, VA.
- Codorniú, L. 2005. Morfología caudal de Pterodaustro guinazui (Pterosauria: Ctenochasmatidae) del Cretácico de Argentina. *Ameghiniana* 42(2): 505-509.
- Colombi, C., Jofré, C. y Currie, B. 2008. Large-diameter burrows in the Upper Triassic Ischigualasto Formation, Northwestern Argentina. *Ameghiniana* 45(4): 795-799.
- Colombi, C., Santi Malnis, P., Correa, G., Martínez, R., Fernández, E., Abelín, D., Praderio, A., Apaldetti, C. y Alcober, O. 2015a. La Formación Balde de Leyes (nov. nom.), una nueva unidad estratigráfica de la Cuenca Triásica de Marayes-El Carrizal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (4): 445-455.
- Colombi, C., Martínez, R., Correa, G., Fernández, E., Santi Malnis, P., Praderio, A., Apaldetti, C., Abelín, D., Alcober, O. y Aguilar-Cameo, A. 2015b. First Argentine microfossil bonebed from the Upper Triassic Marayes-El Carrizal Basin, San Juan province. *Palaio* 30: 743-757.
- Congedo, L. 2016. Semi-automatic classification plugin documentation. Release 4(0.1): 29.
- Correa, G., Bodnar, J., Colombi, C., Santi Malnis, P., Praderio, A., Martínez, R., Apaldetti, C., Fernández, E., Abelín, D. y Alcober, O. 2018. Systematics and taphonomy of fossil woods from a new locality in the Upper Triassic Carrizal Formation of the El Gigantillo area (Marayes-El Carrizal Basin), San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 90: 94-94.
- Costa, C., Gardini, C., Chiesa, J., Ortiz Suárez, A., Ojeda, G., Rivarola, D., Tognelli, G., Strasser, E., Carugno Durán, A., Morla, P., Guerstein, P., Sales D. y Vinciguerra, H. 2001. Hoja Geológica 3366-III, San Luis. Provincias de San Luis y Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 293: 1-67, Buenos Aires.
- Cowan, E. 1991. The large-scale architecture of the fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, New Mexico. En: Miall, A. y Tyler, N. (eds.), *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments, and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology* 3: 80-93.
- Criado Roque, P., Mombrú, C. y Ramos, V. 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (ed.), *Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis*. 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 155-192, Buenos Aires.
- Davidson, S., Hartley, A., Weissmann, G., Nichols, G. y Scuderi, L. 2013. Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. *Geomorphology* 180-181: 82-95.
- De la Motta, H. 1959. Acerca de un levantamiento geológico expeditivo en San Juan, entre Marayes y Loma de Las Catitas, Informe interno YPF J 266.
- DeCelles, P., Gray, M., Cole, R., Pequera, N., Piyunik, D., Ridgway, D. y Srivastava, P. 1991. Control on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate, Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38: 567-590.
- Díaz, H. 1947. Geología de la región entre Marayes y sierra de Las Quijadas. Informe interno YPF (inédito), Buenos Aires.
- Ezcurra, M., Montefeltro, F. y Butler, R. 2016. The Early evolution of rhy-chosaurs. *Frontiers in Ecology and Evolution* 3: 142.

- Fielding, C. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fill: extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190: 227-240.
- Fielding, C., Bann, K., MacEachern, J., Tye, S. y Jones, B. 2006. Cyclicity in the nearshore marine to coastal, Lower Permian, Pebley Beach Formation, southern Sydney Basin, Australia: a record of relative sea-level fluctuations at the close of the Late Palaeozoic Gondwanan ice age. *Sedimentology* 53: 435-463.
- Fisher, J., Krapf, C., Lang, S., Nichols, G. y Payenberg, T. 2008. Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central Australia. *Sedimentology* 55: 1915-1930.
- Flores, M., 1979. Cuenca de San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias Córdoba I: 745-767.
- Flores, M. 1969. El Bolsón de Las Salinas en la Provincia de San Luis. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 311-327, Buenos Aires.
- Flores, M. y Criado Roque, P. 1972. Cuenca de San Luis. En: Leanza, A. (ed.), 1º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 567-580, Córdoba.
- Fossa Mancini, E. 1939. Vestigios de antiguos lagos en la Provincia de San Luis. *Boletín de Informaciones Petroleras* 16(174): 17-42, Buenos Aires.
- Gardini, C., Rivarola, D., Agüera, M. y Candela, G. 2009. Estructura de la región sierra de Guayaguas-Marayes, Provincia de San Juan y San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(3): 551-565.
- Gastaldo, R.A. y Demko, T.M. 2011. The relationship between continental landscape evolution and the plant-fossil record: long term hydrologic controls on preservation. In *Taphonomy*: 249-285.
- Gianechini, F., Codorniú, L., Arcucci, A., Elías, G. y Rivarola, D. 2016. Archosauriform remains from the Late Triassic of San Luis province, Argentina, Quebrada del Barro Formation, Marayes–El Carrizal Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 66: 110-124.
- Gibling, M. 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.
- Graham, J. 1983. Analysis of the Upper Devonian Munster Basin, an example of a fluvial distributary system. En: Collinson, J. y Lewin, J. (eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*, Special Publication, International Association of Sedimentologists 6: 473-484.
- Hartley, A., Weissmann, G., Nichols, G. y Scuderi, L. 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems: Reply. *Geological Society of America, Geology Forum* 38(12): e231.
- Hein, F. y Walker, R. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. Canadian. *Journal of Earth Sciences* 14: 562-570.
- Herrgreen, G. 1973. Palynology of Albian-Cenomanian strata of Borehole 1-QS-1-MA, State of Maranhão, Brazil. *Pollen et Spores* 15: 515-555.
- Hogg, S. 1982. Sheefloods, sheetwash, sheetflow or...? *Earth Science Reviews* 18: 59-76.
- Holbrook, J. 2001. Origin, genetic interrelationships, and stratigraphy over the continuum of fluvial channel-form bounding surfaces: an illustration from middle Cretaceous strata, southeastern Colorado. *Sedimentary Geology*, 144(3-4): 179-222.
- Hubert, J. y Hyde, M. 1982. Sheet-flow deposits of graded beds and sandstone on an alluvial sandflat-playa system. Upper Triassic Blomidon redbeds, St. Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology* 29: 457-474.
- Hunter, R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24(3): 361-387.
- Jofré, C. 2015. Procedencia de las sedimentitas del triásico superior de las Formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes, Cuenca de Marayes, el Carrizal, departamento Caucete, San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 64 p., San Juan.
- Kelly, S. y Olsen, H. 1993. Terminal fans a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology* 85: 339-374.
- Khadkikar, A. 1999. Trough cross-bedded conglomerate facies. *Sedimentary Geology* 128: 39-49.
- Kraus, M. 1996. Avulsion deposits in lower Eocene alluvial rocks, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Research* 66(2): 354-363.
- Lang, A., Hennrich, K. y Dikau, R. 2003. Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchment, 235p., Berlin.
- Leeder, M. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins: from Turbulence to Tectonics*. Wiley-Blackwell: 608 p., Oxford.
- Limarino, C. y Martínez, G. 1992. Caracterización textural de algunas mesoformas eólicas de ambientes semidesérticos en el Bolsón de Guandacol. Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2(4): 295-302, La Plata.
- López Arbarello, A. y Codorniú, L. 2007. Semionotids (Neopterygii, Semionotiformes) from the Lower Cretaceous Lagarcito Formation, San Luis Province, Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 27(4): 811-826.
- López Gamundí, O., Espejo, I., Conaghan, P. y Powell, C. 1994. Southern South America. En: Veevers, J. y Powell, C. (eds.), *Permian–Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, Memoir 184: 281-329.
- Lowe, D. 1982. Sediment gravity flows: Depositional models with special reference to the deposits of highdensity turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 279-297.
- Lucero, S. 2004. Estratigrafía y Sedimentología de las rocas asignadas a la Formación Lagarcito entre la sierra del Gigante y la Cerrillada de la Cabra, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis. (Inédito), 120 p., San Luis.
- Lull, R. 1942. Triassic footprints from Argentina. *American Journal of Science* 240: 421-425.
- Lurgo, C. 1967. Contribución al conocimiento geológico de Punta Sierra

- y Sector Sur de sierra del Gigante sita al Norte de la Localidad de Alto Pencoso, San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 117 p., Córdoba.
- Lutz, A. y Arce, F. 2013. Paleoflora de la Formación Carrizal (Triásico Medio-Superior), provincia de San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30: 453-462.
- MacCarthy, I. 1990. Alluvial sedimentation patterns in the Munster Basin, Ireland. *Sedimentology* 37: 685-712.
- Mack, G., James, W. y Monger, H. 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of America, Bulletin* 105: 129-136.
- Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53: 149-196.
- Manoni, R. 1985. Geología del subsuelo de la cuenca de Beazley. *Boletín de Informaciones Petroleras* 2: 34-46.
- Marenssi, S., Ciccio, P., Limarino, C., Schencman, J. y Díaz, M. 2015. Using Fluvial Cyclicity To Decipher the Interaction of Basement- and Fold-Thrust-Belt Tectonics In A Broken Foreland Basin: Vinchina Formation (Miocene), Northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 85(4): 361-380.
- Marsicano, C., Irmis, R., Mancuso, A., Mundil, R. y Chemale, F. 2015. The precise temporal calibration of dinosaur origins. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 113: 509-513.
- Martínez, R. 2009. *Adeopapposaurus mognai*, gen. et sp. nov. (Dinosauria Sauropodomorpha), with comments on adaptations of basal Sauropodomorpha. *Journal of Vertebrate Paleontology* 29: 142-164.
- Martínez, R. y Colombi, C. 2011. Evolución litofacial y edad de la Formación Cañón del Colorado (Jurásico Inferior), Precordillera Oriental, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(1): 95-107.
- Martínez, R. y Apaldetti, C. 2017. A Late Norian-Rhaetian Coelophysid Neotheropod (Dinosauria, Saurischia) from the Quebrada Del Barro Formation, Northwestern Argentina. *Ameghiniana* 54(5): 488-505.
- Martínez, R., Apaldetti, C., Colombi, C., Praderio, A., Fernández, E., Santi Malnis, P., Correa, G., Abelin, D. y Alcober, O. 2013. A new sphenodontian (Lepidosauria: Rhynchocephalia) from the Late Triassic of Argentina and the early origin of the herbivore opisthodontians. *Proceedings of the Royal Society B* 280: 20132057.
- Martínez, R., Apaldetti, C., Correa, G., Colombi, C., Fernández, E., Santi Malnis, P., Praderio, A., Abelin, D., Benegas, L., Aguilar-Cameo, A. y Alcober, O. 2015. A new Late Triassic vertebrate assemblage from northwestern Argentina. *Ameghiniana* 52: 379-390.
- Martínez, R., Agüero, C., García, G. y Apaldetti, C. 2016. Primer registro de un neoterópodo coelophysidae (Dinosauria, theropoda) de Sudamérica. 30° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados 1:74, Buenos Aires.
- Mego, N. y Prámparo, M. 2013. Esporas triletas verrucosas de la Formación Lagarcito (Albiano?) sierra de Guayaguas, Provincia de San Juan, Argentina. *Análisis bioestratigráfico. Revista Brasileira de Paleontologia* 16: 427-440.
- Melchor, R., Rivarola, D., Umazano, A., Nalín Moyano, M., Mendoza Belmontes, F. 2019. Elusive Cretaceous Gondwanan theropods: The footprint evidence from central Argentina. *Cretaceous Research* 97: 125-142.
- Miall, A. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13: 1-62.
- Miall, A. 1978. Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. En: Miall, A. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604.
- Miall, A. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* 22: 261-308.
- Miall, A. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits Sedimentary Facies, Basin analysis, and Petroleum geology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 582 p., Berlin.
- Morel, E., Artabe, A., Ganuza, D., Bodnar, J., Correa, G. y Spalletti, L. 2015. El Triásico de la Formación Carrizal en el depocentro de Marayes (San Juan, Argentina): Paleobotánica, tafonomía y bioestratigrafía. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(4): 456-469.
- Moscariello, A. 2005. Exploration potential of the mature Southern North Sea basin margins: some unconventional plays based on alluvial and fluvial fan sedimentation models. En: Dore´ A. y Vining, B. (eds), *Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives – Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference*. The Geological Society of London: 595-605.
- Nanson, G. 1980. A regional trend to meander migration. *The Journal of Geology* 88(1): 100-108.
- Nanson, G. y Knighton, D. 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms* 21: 217-239.
- Nichols, G. 1987. Structural controls on fluvial distributary systems—the Luna System, Northern Spain. En: Ethridge, F., Florez, R. y Harvey, M. (eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists 39: 269-277.
- Nichols, G. y Fisher, J. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195(1): 75-90.
- Olsen, P., Smith, J. y McDonald, N. 1998. Type material of the type species of the classic theropod footprint genera Eubrontes, Anchisauripus, and Grallator (Early Jurassic, Hartford and Deerfield basins, Connecticut and Massachusetts, USA). *Journal of Vertebrate Paleontology* 18(3): 586-601.
- Orti Cabo, F. 2010. Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica. En: Arche M. A. (ed.), *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 675-769, Madrid.
- Owen, A., Nichols, G., Hartley, A., Weissmann, G. y Scuderi, L. 2015. Quantification of a distributive fluvial system: The Salt Wash DFS of the Morrison Formation, SW U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*

- 85: 544-561.
- Prámparo, M. 1988. Nuevos aportes a la palinología de la Formación La Cantera, Cretácico de la Cuenca de San Luis, en su Localidad tipo. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 3: 41-50.
- Prámparo, M. 1994. The Lower Cretaceous palynoflora of the La Cantera Formation, San Luis Basin: Its correlation with other cretaceous palynofloras of Argentina. *Cretaceous Research* 15: 193-203.
- Prámparo, M., Milana, J., Ballent, S. y Gallego, O. 2004. Integrated palynologic and paleontologic studies of a lower Cretaceous fluvio-lacustrine sequence of central western Argentina. 36° Annual Meeting of the American Association of Stratigraphic Palynologist and Joint Meeting with the CAP-NAMS, *Palynology* 28: 260, Ontario.
- Prámparo, M., Ballent, S., Gallego, O. y Milana, J. 2005. Paleontología de la Formación Lagarcito (Cretácico inferior), en la provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 42: 93-14.
- Puebla, G., Mego, N. y Prámparo M. 2012. Asociación de Briofitas de la Formación La Cantera, Aptiano Tardío, Cuenca de San Luis, Argentina. *Ameghiniana* 49: 217-229.
- Ramos, V. y Kay, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R. y Rapela, C. (eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91.
- Raup, O. 1970. Brine Mixing: an additional mechanism for formation of basin evaporites. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists* 54: 2246-2259.
- Reinfelds, I. y Nanson, G. 1993. Formation of braided river floodplains, Waimakariri River, New Zealand. *Sedimentology* 40(6): 1113-1127.
- Retallack, G. 1988. Field recognition of paleosols. *Geological Society of America Special Paper* 216: 1-20.
- Rivarola, D. 1994. Stratigraphy and paleoenvironments analysis of Early Cretaceous units of sierra de Las Quijadas. San Luis Province, Argentina. 14° International Congress of Sedimentology: G-67-G-69, Recife.
- Rivarola, D. 1995. Evolución tectosedimentaria para el Cretácico Inferior de San Luis en sierra de Las Quijadas. Taller de Trabajo Evolución Tectosedimentaria Cuencas de Antepaís (Ejemplos Andinos), 16 p., San Juan.
- Rivarola, D. 1999. Estratigrafía y sedimentología de secuencias cretácicas. Parque Nacional de Las Quijadas. San Luis, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 255 p., San Luis.
- Rivarola, D. y Aberastain. 1998. Huellas de Dinosaurios Como Elemento de Correlación en Secuencias Continentales de la provincia de San Luis. 3° Reunión Argentina de Icnología y 1° Reunión de Icnología del Mercosur: 26-27, Mar del Plata.
- Rivarola, D. y Colombo Piñol, F. 1997. Primer registro de troncos y raíces fósiles en la Formación El Jume. Cretácico de la Cuenca de San Luis. Parque Nacional sierra de Las Quijadas. 10° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, 46 p.
- Rivarola, D., y Spalletti, L. 2006. Modelo de sedimentación continental para el rift cretácico de la Argentina central: Ejemplo de la sierra de Las Quijadas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(1): 63-80.
- Rivarola, D., Sozzi, H., Di Paola, E., Strasser, E. y Aberastain, A., 1993. Icnitas en el Cretácico de sierra de Las Quijadas. San Luis. 1° Reunión Argentina de Icnología, 20 p., La Pampa.
- Rivarola, D., Ortiz Suárez, A., Rodríguez, C. y Perón Orrillo, J. 2012. Caracterización paleoambiental de las metasedimentitas del Grupo Micaesquitos (PE Sup. – Pz. Inf.) Sierra de San Luis. 13° Reunión Argentina de Sedimentología, *Actas* 1: 189-190, Salta.
- Rust, B. 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology* 18: 221-245.
- Rust, B. 1977. Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous outwash: *Canadian Journal of Earth Sciences* 14: 175-184.
- Rust, B. y Koster, E. 1984. Coarse alluvial deposits. En: Walker, R. (ed), *Facies models* (2nd edition), *Geoscience Canada Reprint Series* 1: 53-69.
- Sadler, S. y Kelly, S. 1993. Fluvial processes and cyclicity in terminal fan deposits: an example from the Late Devonian of southwest Ireland. *Sedimentary Geology* 85: 375-386.
- Sánchez-Moya, A., Sopeña, A. y Ramos, A. 1996. Infill architecture of a non-marine half-graben Triassic basin (Central Spain). *Journal of Sedimentary Research* B66 (3): 1122-1136.
- Santi Malnis, P., Colombi, C., Rodríguez Posatini, N., Rothis, M. y Lima-rino, C. 2018. Caracterización sedimentológica de un Sistema Fluvial Distributivo de clima árido: arroyo Papagayos, en el piedemonte oriental de las sierras La Huerta-Imanas, San Juan, Argentina. *Andean Geology* 45(2): 186-228.
- Shultz, A. 1984. Subaerial Debris-Flow Deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 54(3): 0759-0772.
- Sneh, A. 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology* 53: 1271-1279.
- Sosa, G. 1982. Levantamiento Geológico de la zona de La Aguada, sierra del Gigante, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 50p., San Luis.
- Spalletti, L., Artabe, A., Morel, E., y Brea, M. 1999. Biozonación paleoflorística y cronoestratigrafía del Triásico Argentino. *Ameghiniana*, 36(4): 419-451.
- Spalletti, L. y Colombo Piñol, F. 2005. From Alluvial Fan to Playa: An Upper Jurassic Ephemeral Fluvial System, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 8(3): 363-383.
- Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Ganuza, D. y Bodnar, J. 2012. Sedimentología de la Formación Carrizal (Triásico) en el Depocentro Marayes-El Carrizal, provincia de San Juan, República Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 18(2): 89-104.
- Stanistreet, I. y McCarthy, T. 1993. The Okavango Fan and the classifi-

- cation of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology* 85: 115-133.
- Steel, R. 1974. New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province. *Journal of Sedimentary Petrology* 44: 336-357.
- Sterli, J., Martínez, R., Cerda, I. y Apaldetti, C. 2020. Appearances can be deceptive: bizarre shell microanatomy and histology in a new Triassic turtle (testudinata) from Argentina at the dawn of turtles. *Papers in Palaeontology*, 1-36 pp.
- Stipanovic, P. 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. 20° Congreso Geológico Internacional, Actas 2: 73-112, México.
- Stipanovic, P. 2002. El Triásico en la Argentina. En: Stipanovic, P. y Marsicano, C. (eds.), Triásico. Léxico Estratigráfico de la Argentina, Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 26: 1-24, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. y Marsicano, C. 2002. Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen VIII. Triásico. 379 p. Asociación Geológica Argentina - Serie "B" (Didáctica y Complementaria). Número 26. Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina.
- Tabor, N. y Myers, T. 2015. Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate Annual Review of Earth and Planetary Sciences 43(11): 1-29.
- Tooth, S. 1999. Floodouts in Central Australia. En: Miller, A. y Gupta, A. (eds.), Varieties of Fluvial Form: 219-247.
- Tripaldi, A. 2002. Sedimentología y evolución del campo de dunas de Médanos Grandes (provincia de San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 9(1): 65-82.
- Tripaldi, A. y Limarino, C. 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15(1): 43-66.
- Tunbridge, I. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. *Sedimentary Geology* 28(2): 79-95.
- Tunbridge, I. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology* 31: 697-715.
- Uliana, M. y Biddle, K. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18(2): 172-190.
- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En: Tankard, A. y Balkwill, H. (eds.), Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-613, Tulsa.
- Vujovich, G., Chernicoff, C., Tchilinguirian, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N., Sepúlveda, E., Cardó, R. y Díaz, I. 2007. Hoja Geológica 3166 - III Chepes. Provincias de La Rioja, San Juan y San Luis. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino 251: 65 p., Buenos Aires.
- Williams, G. 1971. Flood deposits of the sand-bed ephemeral stream of central Australia. *Sedimentology* 17: 1-40.
- Williams, P. y Rust, B. 1969. The sedimentology of a braided river: *Journal of Sedimentology*: 649-679.
- Willis, B. y Behrensmeier, A. 1994. Architecture of Miocene overbank deposits in northern Pakistan. *Journal of Sedimentary Research* 64(1b): 60-67.
- Yrigoyen, M. 1975. La edad cretácica del Grupo Gigante (San Luis), su relación con cuencas circunvecinas. 1° Congreso Geológico Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 9-56, Tucumán.
- Yrigoyen, M. y Stover, L. 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico en una Cuenca Cuyana. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 427-447, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M., Ortiz, A. y Manoni, R. 1989. Cuencas Sedimentarias de San Luis. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6: 203-219, Tucumán.