

Estratigrafía, paleontología y paleoambientes del Plioceno de la región Cuyo de Argentina (San Luis, Mendoza, San Juan y La Rioja)

Jorge CHIESA¹, Ricardo BONINI², Carina COLOMBI³, Diego BRANDONI⁴, Alberto BASAEZ^{1,9}, Adan TAUBER⁵, Francisco J. PREVOSTI⁶, Itatí OLIVARES⁷, Natalia LUCERO⁸, Analía M. FORASIEPI⁹

¹ Departamento de Geología, F.C.F.M.yN., Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950 (5700) San Luis. chiesa@unsl.edu.ar, acbasaez@gmail.com, nalucero@gmail.com

² INCUAPA-CONICET, Universidad Nacional del Centro. Del Valle 5737 (7400) Olavarría. rbonini@fcnym.unlp.edu.ar

³ Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de San Juan-CIGEOBIO, Av. España 400 (Norte) (5000) San Juan. ccolombi@unsj.edu.ar

⁴ Laboratorio de Paleontología de Vertebrados, Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción (CICYTTP-CONICET), Materi y España (3105) Diamante, Entre Ríos. dbrandoni@cicytpp.org.ar

⁵ Escuela de Geología, F.C.E.F.yN., Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 1611 (5016) Córdoba, y Museo Provincial de Ciencias Naturales "Dr. Arturo Umberto Illia", Av. Poeta Lugones 395 Córdoba. adan.tauber@unc.edu.ar

⁶ Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR), Provincia de La Rioja, UNLaR, SEGEMAR, UNCa, CONICET, Entre Ríos y Mendoza (5301) Anillaco, La Rioja. protocyon@hotmail.com

⁷ CONICET, Sección Mastozoología, Museo de La Plata, F.C.N. y M., Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n (1900), La Plata, Buenos Aires. iolivares@fcnym.unlp.edu.ar

⁸ IANIGLA, CCT-CONICET-Mendoza, Av. Ruiz Leal s/n° (5500) Mendoza. borhyaena@hotmail.com

⁹ CCT San Luis-Conicet. Almirante Brown 907 (5700) San Luis, acbasaez@gmail.com

RESUMEN

Palabras clave:

Cuyo
Plioceno
Estratigrafía
Paleontología
Paleoambiente

La mayoría de los depósitos neógenos en la región de Cuyo afloran en los piedemontes y cuencas intra- e intermontanas. En San Luis se han propuesto tres unidades sedimentarias pliocenas expuestas principalmente en las Serranías Occidentales y el piedemonte de la Sierra de San Luis. Son sucesiones silicoclásticas vinculadas a paleoambientes depositacionales fluviales con extendidas planicies de inundación y cuerpos lacustres temporarios. Los fósiles corresponden al Plioceno temprano a medio. Los depósitos sinorogénicos pliocenos de Mendoza, abarcan al menos cinco unidades. La evolución de las secuencias sedimentarias y sus paleoambientes está estrechamente vinculada a la orogenia Andina. Fósiles de vertebrados fueron recuperados en el área Norte y Oriental, siendo representativos aquellos de las formaciones Tunuyán

y Bajada Grande, en las Huayquerías de San Carlos y Huayquerías del Este, y la Formación La Huertita, sobre el Bloque de San Rafael. En San Juan se reconocen quince unidades pliocenas, con escasas dataciones absolutas que confirmen la edad. Estas afloran en Cordillera, valles cordilleranos, Precordillera y Sierras Pampeanas. Los depocentros muestran continuidad evolutiva con los depósitos miocenos y su evolución está vinculada a la orogenia Andina. Cinco de las unidades tienen abundantes fósiles, generalmente, asignados a las porciones miocenas de las sucesiones, con excepción de la Formación Río Jáchal, los que son asignados al Plioceno. Las secuencias sedimentarias de La Rioja afloran en la cuenca de antepaís andino, correspondientes a la Sierra del Peñón, Sierra de Los Colorados, Sistema del Famatina y Sierra de Velasco. En los depocentros occidentales se interdigitan facies volcánicas. Fueron atribuidas al Plioceno por correlaciones regionales. El registro paleontológico está restringido al miembro inferior de la Formación Toro Negro, en conflicto con las dataciones radiométricas.

ABSTRACT

Palabras clave:

Cuyo
Pliocene
Stratigraphy
Paleontology
Paleoenvironment

“STRATIGRAPHY, PALEONTOLOGY, AND PALEOENVIRONMENT OF THE PLIOCENE FROM THE CUYO REGION OF ARGENTINA (SAN LUIS, MENDOZA, SAN JUAN AND LA RIOJA)”. Most of the Neogene deposits in Cuyo outcrop in foothills, intra- and intermountain basins. In San Luis Province, three Pliocene sedimentary units are exposed in the western mountains and foothills of the Sierra de San Luis. These units are silicoclastic successions associated with fluvial depositional paleoenvironments, with widespread flood plains and temporary lakes. Fossils recovered from these units correspond to the early and middle Pliocene. Mendoza Province includes at least five Pliocene units. The evolution of sedimentary sequences and their paleoenvironments is tightly coupled to the Andean orogeny. Vertebrate fossils have been found at the northern and eastern area, with those of the Tunuyán and Bajada Grande formations, in Huayquerías de San Carlos and Huayquerías del Este, and La Huertita Formation, on the San Rafael Block, the most representative. In San Juan Province, fifteen Pliocene units are recognized, with some absolute datings supporting the proposed ages. These units are exposed in the Cordillera, Andes valleys, the Precordillera, and the Sierras Pampeanas. The depocenters show evolutionary continuity with the Miocene deposits and their evolution is also related to the Andean orogeny. Five of the units have abundant fossils, usually assigned to the Miocene parts of the successions, except for the Río Jáchal Formation, which are assigned to the Pliocene. The sedimentary sequences of La Rioja outcrop in the Andean foreland basin, corresponding to the Sierra del Peñón, Sierra de Los Colorados, Sistema del Famatina, and Sierra de Velasco. In western depocenters, volcaniclastic facies are interdigitated. These have been attributed to the Pliocene with regional correlations. The paleontological record is restricted to the lower member of the Toro Negro Formation, which conflicts with the radiometric dating.

INTRODUCCIÓN

La región de Cuyo abarca ocho Provincias Geológicas, denominadas Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera, Sierras Pampeanas, Sierra de Famatina, Cuenca de Cuyo, Bloque de San Rafael y Payenia (Ramos, 1999). La gran mayoría de los depósitos neógenos afloran en los piedemontes y cuencas intermontanas entre las Sierras Pampeanas y la Precordillera. Todos son depósitos continentales que se relacionan con una amplia cubierta sedimentaria acumulada en la región extrandina de la parte central de la Argentina con posterioridad al retiro del mar paranaense (Folguera y Zarate, 2011).

Según las áreas se ha definido un gran número de unidades formacionales, cuyo ambiente depositacional dominante es el aluvial con una amplia variedad textural y extendidas llanuras sometidas a derrames temporarios, en las que, con distintas magnitudes, se llegaron a desarrollar horizontes pedogenéticos, en ocasiones desarrollando calcretes.

En la Provincia de San Luis, las sedimentitas pliocenas afloran de manera destacada en el faldeo oriental de las Serranías Occidentales y en el piedemonte austral de las Sierras de San Luis y valle del río Quinto; sin embargo, sus mayores espesores han sido registrados por perforaciones.

Un análisis actualizado de los antecedentes sedimentológicos y paleontológicos del Neógeno de San Luis forma parte de las contribuciones de Pascual y Bondesio (1981), Di Paola (1994), Costa *et al.* (1997, 1999, 2001, 2005) y Chiesa *et al.* (2011a). Desde el punto de vista estratigráfico, se destacan los relevamientos realizados en el noroeste (cuenca de Beazley) por Guiñazú (1962) y Flores (1969), y en el piedemonte austral de la Sierra de San Luis por Tapia y Rigal (1933) y Santa Cruz (1979).

En la provincia de San Luis las unidades estratigráficas identificadas corresponden a la Formación Cruz de Piedra (Lippman, 1966), aflorantes en el sur de la sierra de San Luis; la Formación Las Mulitas (Flores, 1969) en el noroeste de la provincia correspondiente al borde oriental de las serranías Occidentales (cuenca de Beazley); la Formación Río Quinto aflorante en el extremo austral de la sierra de San Luis. Asimismo, se identifican depósitos pliocenos con menor expresión vertical y areal, como asomos aislados en sectores del valle del Río Conlara, el piedemonte occidental de las sierras de San Luis y Comechingones.

Los hallazgos paleontológicos destacados corresponden a restos de mamíferos, cuyos estudios fueron realizados por Bordas (1934, 1941), Rusconi (1936), Pascual (1954) y Francis (1965) en el oeste de San Luis, y que en esta contribución se refieren a la Formación Las Mulitas; mientras que en la cuenca del Río Quinto, correspondientes a la Formación Río Quinto, se destacan Prado *et al.* (1998), Cerdeño *et al.* (2008) y Chiesa *et al.* (2011a, b). Lippmann (1966) citó la presencia de restos de frústulos de diatomeas, mientras que Di Paola y González (1992), determinaron la presencia de silicofitolitos y diatomeas fósiles.

En la provincia de Mendoza, los depósitos sedimentarios pliocenos afloran de manera aislada. Los estudios estratigráficos regionales iniciales se vinculan principalmente a las exploraciones petrolíferas y a la diagramación de las hojas geológicas 1:200.000 donde varias de las unidades litoestratigráficas fueron reconocidas

(e.g., Trümpy y Lehz, 1937; Bracaccini, 1938; Dessanti, 1946, 1956, 1973; Gonzalez Díaz, 1964, 1972). Un análisis regional más reciente de los depósitos cenozoicos en su conjunto fue el presentado por Yrigoyen (1993). Para su descripción y análisis, Yrigoyen (1993) dividió los depósitos en Mendoza Norte, Sur, Oriental y Andina, esquema que seguiremos en este trabajo.

Las unidades litoestratigráficas discutidas en el texto corresponden a las sedimentitas fosilíferas las cuales han recibido mayor atención en los últimos tiempos (para un resumen detallado de las unidades sinorogénicas cenozoicas aflorantes en Mendoza ver Yrigoyen, 1993). Entre estas se destacan las formaciones Tunuyán y Bajada Grande, expuestas en las Huayquerías de San Carlos y Huayquerías del Este y la Formación La Huertita, sobre el Bloque de San Rafael (De Carles, 1911; Rovereto, 1914; Frenguelli, 1930; Rusconi, 1939) y depósitos aislados sobre el Bloque de San Rafael (e.g., Forasiepi *et al.* 2011; Vucetich *et al.* 2011; Turazzini, 2013; Garrido *et al.*, 2014). Asimismo, escasos mamíferos fósiles fueron recuperados de otros depósitos de posible edad Plioceno (e.g., Formación Río Seco del Zapallo). Por su parte, la edad Pliocena de la Formación Letelier ha sido puesta en dudas. Dataciones radimétricas son necesarias para precisar la edad de las secuencias, hasta ahora básicamente establecidas sobre la taxonomía de las asociaciones de mamíferos o las relaciones estratigráficas con otras unidades.

Los afloramientos pliocenos de la provincia de San Juan están presentes desde la Cordillera hasta las Sierras Pampeanas en afloramientos saltuarios, siempre en relación estratigráfica continua con los depósitos miocenos. El mayor espesor de afloramientos y los más estudiados hasta el momento se encuentran a lo largo del valle central que separa la Precordillera con las Sierras Pampeanas. De Oeste a Este y de Norte a Sur, las unidades pliocenas de San Juan son: Formación Los Bañitos en el extremo noroeste de la provincia, en la zona de las cordilleras de la Brea y Zancarrón. Más al sur, aparece la Formación Olivares, a la altura de la Cordillera de Olivares, El Melón, Puntas Negras, entre otras cadenas de alta montaña. En el área de Manantiales (Las Hornillas) aflora la Formación Chinchas, conocida por su contenido de vertebrados fósiles. Al este, en el valle que separa la Cordillera con la Precordillera, en la zona de Rodeo se reconocen las formaciones Lomas del Campanario y Las Flores, que siendo principalmente miocenas, alcanzarían las primeras estratificaciones del Plioceno más temprano (Re *et al.*, 2003), acompañadas por los afloramientos saltuarios de las formaciones Lomas del Inca y Puchuzum. En los valles intermontanos de la Precordillera Oriental y en el valle que separa la Precordillera de las Sierras Pampeanas, aparece la faja más continua de afloramientos pliocenos de la provincia, correspondiente a las formaciones Río Jáchal y su equivalente Formación Loma de las Tapias, Mogna y El Corral, esta última de posible edad pleistocena, aunque algunos autores la consideran pliocena. Finalmente, en las Sierras Pampeanas al Este de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, afloran las formaciones Angostura o Los Llanos y San Roque, mientras que en la vertiente oriental de la Sierra de Pie de Palo, afloran dos unidades pliocenas, las formaciones Río Camperito y Nikizanga, las que pese a sus restringidos afloramientos, son de destacar ya que marcan el levantamiento Neógeno de esta sierra. Los afloramientos cordilleranos fueron estudiados en detalle comenzando a mediados de los años noventa. Los del

norte fueron abarcados por la Hoja Geológica de Rodeo (Cardó y Díaz, 1999) y otros aportes de mayor detalle a la estratigrafía como fueron los trabajos de Limarino *et al.* (1999); Litvak y Page (2002); Litvak *et al.*, 2004; Litvak y Poma (2005). Mientras que los depósitos del sur, fueron intensamente estudiados en su vinculación con el levantamiento de la Cordillera como lo muestran los estudios de Iglesia Llanos (1995); Jordan *et al.* (1997); Pérez (2001), entre otros. En los años ochenta y principios de los 90 comenzaron a estudiarse los afloramientos del Valle de Rodeo (e.g., Wetten, 1975; Furque, 1979; Johnson *et al.*, 1987; Re y Barredo, 1992; 1993), más tarde, la Hoja Geológica de Rodeo en escala 1:250.000 (Cardó y Díaz, 1999), compiló la información que se había obtenido hasta esa fecha. Los afloramientos de la cuenca del Bermejo fueron los primeros en ser estudiados, comenzando en los años sesenta (Kelly, 1962; Johnson *et al.*, 1984; 1986; Reynolds, 1988; Contreras *et al.*, 1990). Más tarde, Re y Barredo (1993) hicieron una compilación correlacionando todos los estratos cenozoicos de Cuyo. Las Hojas Geológicas de San José de Jachal y San Juan abarcaron gran parte de estos niveles en un análisis regional (Furque *et al.*, 1998; Ramos y Vujovich, 2000). Los afloramientos más orientales, en el entorno de Sierras Pampeanas, fueron estudiados y compilados en la Hoja Geológica de Chamental (Limarino *et al.*, 1999).

El registro paleontológico del Neógeno de la provincia de San Juan es poco conocido. Las formaciones más intensamente estudiadas son Formación Chinchas, Formación Puchuzum y Formación Loma de Las Tapias. En los últimos años se ha avanzado aún más en el conocimiento sistemático de sus faunas (Deschamps *et al.* 2009; Lopez *et al.* 2011; Contreras y Baraldo, 2011 y literatura citada, Contreras *et al.*, 2013; Miño-Boilini *et al.*, 2014; Agnolín *et al.*, 2016; Olivares *et al.* 2017; Verzi *et al.* 2017).

En referencia a la geología del Neógeno de la provincia La Rioja, varios son los estudios que recientemente se han focalizado en la temática (e.g., Malizia *et al.*, 1995; Limarino *et al.*, 2001; Georgieff *et al.*, 2004; Cicciooli, 2008; Cicciooli *et al.*, 2005, 2010; Ezpeleta *et al.*, 2006; Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Bossi *et al.*, 2007, 2009; Melchor *et al.*, 2010, entre otros). Las unidades pliocenas tratadas en este apartado corresponden a la Formación Toro Negro, portadora de icnitas, briznas, troncos y restos de paleovertebrados, el “Conglomerado La Falda”, la Formación El Durazno, la Formación Salicas con restos fósiles de plantas acuáticas, gasterópodos y paleovertebrados, la Formación El Corral y la Formación Las Cumbres. En lo que respecta a los estudios paleontológicos, recientemente se han incrementado los trabajos sistemáticos en las distintas unidades del Neógeno de dicha provincia (Georgieff *et al.*, 2004; De Iuliis *et al.*, 2004; Tauber, 2005; Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Krapovickas *et al.*, 2009; Krapovickas y Nasif, 2011; Martínez y Rodríguez Brizuela, 2011; Brandoni *et al.*, 2012; Cerdeño y Schmidt, 2013; García Massini y Pujana, 2013), con el consecuente aumento del conocimiento de las biotas del pasado.

MARCO GEOLÓGICO

Ramos (1999) al referirse a los rasgos estructurales y la evolución tectónica durante el Ciclo Ándico sostuvo que este último puede ser dividido en dos estadios

controlados por las variaciones en la velocidad de convergencia relativa de la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. El Subciclo Paleógeno con su máxima expresión vinculada a los movimientos incaicos y el Subciclo Neógeno asociado a los movimientos quechuas. Como parte del marco tectónico del Subciclo Neógeno, en la región de Cuyo se identificaron los segmentos de Transición (26°-30°S), Central (30°-34°S) y el Sector Centro-Sur (34°-38°S). Asimismo, Ramos (1999) agrupó los depósitos sinorogénicos cenozoicos de la región andina en Depósitos Sinorogénicos del Segmento Central (27°-33°S) y los del Segmento Sur de Subducción Normal (34°-40°S).

Folguera y Zárate (2009, 2011) se refirieron a la evolución tectosedimentaria de unidades neógenas aflorantes en el sector extraandino y entre las latitudes de 34°S y 41°S, cuyas características muestran la subsidencia dinámica, controlando el hundimiento de las cuencas Pampas del Sur y Norte de la Patagonia. Estos autores interpretaron que las secuencias se depositaron a partir de los paleorelieves generados por la Orogenia Andina luego de la fase Pehuenche, mayormente sobre superficies de piedemonte con extensas planicies distales y eventos fluviales de alta energía, caracterizados por sedimentitas clásticas y calcáreas. Posteriormente, tal sucesión fue nuevamente afectada por la fase Diaguita. Dichas sucesiones exhiben una amplia distribución geográfica que comprende, fundamentalmente, el noroeste de San Luis y este de las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza.

SÍNTESIS DEL REGISTRO GEOLÓGICO Y PALEONTOLÓGICO DEL PLIOCENO DE CUYO

San Luis

Las sedimentitas pliocenas de la provincia de San Luis (figura 1), se constituyen fundamentalmente de depósitos fluviales dominados por areniscas limosas y limos arenosos, con gravas subordinadas, de estructuras macizas y estratificadas, color castaño rojizo a amarillentos, y generalmente con disposición horizontal basculados entre 3° y 5°, excepcionalmente, con mayores magnitudes. El contenido de yeso y carbonato es abundante, tanto en concreciones como en niveles finos de disposición vertical hasta horizontal.

Serranías Occidentales:

Formación Las Mulitas (Flores, 1969).— En las Serranías Occidentales y suprayacente a la Formación San Roque (Flores, 1969) se reconoce la Formación Las Mulitas (Flores, 1969) (tabla 1). Guiñazú (1962) vinculó estos depósitos con los “Estratos de los Llanos”, caracterizados por areniscas arcillosas y conglomerádicas, muy cuarzosas, con rodados volcánicos, de color rojo y gris. El carbonato de calcio es el cemento dominante y forma concreciones o bancos de tosca de color amarillo blanquecino. El yeso también es abundante, dispuesto en bancos consistentes o constituyendo grandes concreciones arriñonadas de color blanco puro. Flores (1969)

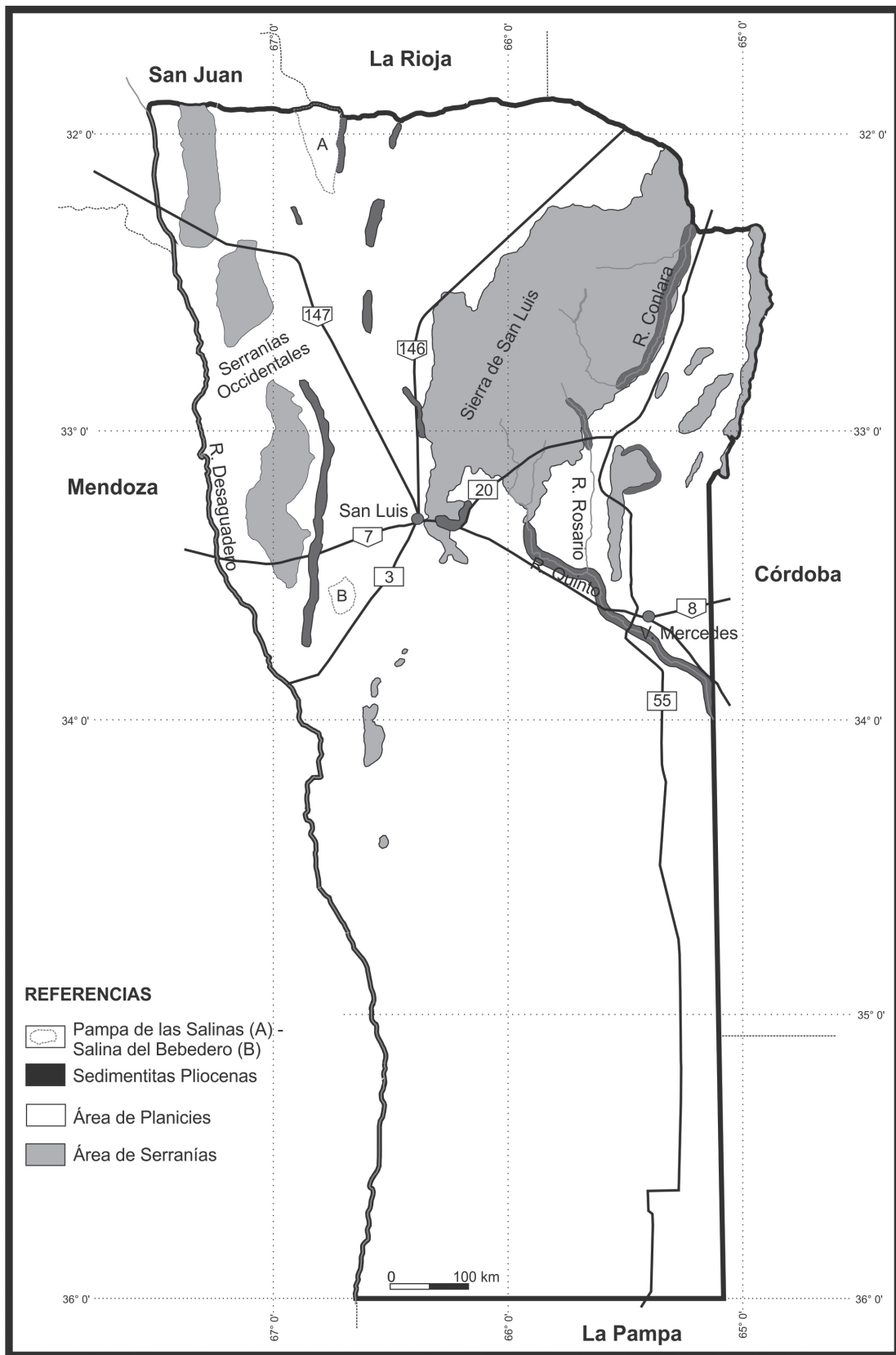


Figura 1. Distribución de los afloramientos de las sedimentitas asignadas al Plioceno en la provincia de San Luis.

definió esta unidad como un complejo piroclástico de color rojo violáceo, con un banco de yeso en la base y compuesto por tobas, lapilli y bombas con niveles y rodados de arcillitas y andesitas. Chiesa *et al.* (2011b) describieron esta unidad como interestratificaciones de limos arcillosos y areniscas, con niveles de yeso y de ceniza volcánica, generalmente formando cuerpos de geometría tabular con alta continuidad lateral, límites planos netos y transicionales, y estructura maciza y laminada. El máximo espesor aflorante en un perfil es de 43 m, pero la alta continuidad lateral de la sucesión sugiere una potencia superior a los 700 m.

Las areniscas son muy finas a muy gruesas, arcósicas, color castaño claro a rojizas, consolidadas, con moderada selección, clastos angulosos a subredondeados, y mineralogía dominada por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, muscovita, algunos máficos y opacos como magnetita. Presentan estructuras posdepositacionales del tipo bioturbaciones radiformes, tubiformes rellenos de material clástico o por yeso y calcita, en forma de drusas, nódulos de yeso y de carbonatos, cristalizando en los espacios de los diferentes bancos, grietas de desecación e icnitas de paleomamíferos. El cemento varía entre carbonato, yeso, óxidos y sílice.

Las pelitas corresponden a limolitas, arcilitas y fangolitas, de color castaño amarillento a rojizas, moderadamente consolidadas a consolidadas (mayor firmeza en los estratos entoscados), selección moderada, de clastos angulosos a subangulosos, mineralógicamente con contenido de cuarzo, plagioclasa, microclino, muscovita, biotita y anhidrita. Las estructuras posdepositacionales son bioturbaciones radiformes, tubiformes rellenos de material clástico o por yeso y calcita, en forma de drusas, nódulos de yeso y de carbonatos, cristalizando en los espacios de los diferentes bancos, grietas de desecación e impresiones de plantas.

En la base de la unidad se destacan estratos de yesos, consolidados, con hábito arriñonado o en cristales ehedrales con nódulos de carbonato como estructuras posdepositacionales, de espesor estimado en 10 m y color blanco. La estructura sedimentaria primaria sería masiva y con estratificación fina muy incipiente.

En la Formación Las Mulitas, los restos fósiles fueron exhumados por Guñazú (1962) en los depósitos del borde oriental de las Serranías Occidentales y alrededores de la Pampa de las Salinas, en el extremo norte de la Depresión Longitudinal Central, cuyos relevamientos fueron realizados en 1936. Lamentablemente, no se ha especificado la ubicación precisa de los hallazgos sino la zona de los afloramientos correspondientes, desde el punto de vista estratigráfico, a la Cuenca de Beazley, e identificados para la época como Estratos o Formación de los Llanos (Bodenbender, 1911).

Las descripciones del material fosilífero fueron realizadas por Rusconi (1936), Bordas (1941), Pascual (1954) y Francis (1965). Dichos restos fueron asignados al intervalo Mioceno medio a tardío, y corresponden a: *Acrotypterium tapiiai*, *Stereotoxodon tehuelche*, *Puntanotherium guñazui*, *Neoadinotherium triangulatum*, *Ocnerotherium intermedium*, *Chasicotherium rothi* (Notoungulata).

Tabla 1. Cuadro de correlación de las unidades sedimentarias del Plioceno en la provincia de San Luis.

Espacio Tiempo	Serranías Occidentales	Sierra de San Luis	Cuenca del Río Quinto	Depresión de Conlara
Pleistoceno tardío	Fm Toro Muerto	Fm Las Chacras	Fm Fraga/ Fm La Petra	Fm Renca/ Fm Uspara
Plioceno	Fm Las Mulitas	Fm Cruz de Piedra	Fm Río Quinto	Fm Río Quinto
Mioceno	Fm San Roque	Fm San Roque	Fm Paso de las Carretas	Basamento (Pre-Pz)

Sur de la sierra de San Luis:

Formación Cruz de Piedra (Lippman, 1966).— La Formación Cruz de Piedra suprayace al basamento de la sierra de San Luis (tabla 1). Rivarola y Di Paola (1993) describieron la sucesión en el área de Potrero de los Funes dominada por areniscas guijosas con matriz de arena mediana y fina, en parte limosa, estratificación con superficies difusas subparalelas y en artesa (Di Paola *et al.*, 1990). La fracción clástica gruesa está dominada por clastos de metamorfitas y granitoides, escasa presencia de guijas de composición pelítica y probables volcánoclastitas tales como rodados de tobas afaníticas (Di Paola, 1994).

Sozzi *et al.* (1995) se refirieron a la Unidad II como equivalente a la Formación Cruz de Piedra, en cuya sucesión reconocieron areniscas medianas y conglomerados finos, de color castaño rojizo y verde amarillento, con cemento carbonático, y una potencia estimada en 80 m, buzando entre 2° a 4° al oeste.

Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979).— Santa Cruz (1979) definió la unidad en la cuenca media del río Quinto integrada por limolitas finas a medianas, arcillosas y psamíticas, de color predominante castaño y rosado, con mineralogía dominada por cuarzo, feldespatos potásico, biotita, cemento carbonático y yeso. La Formación Río Quinto (tabla 1) suprayace a la Formación Paso de las Carretas (Santa Cruz, 1979), como así también, al basamento cristalino. Santa Cruz (1979) destacó que los afloramientos de la cuenca del río Conlara se caracterizan por la abundante presencia de carbonatos. Di Paola (1994) sostuvo que la sucesión de la Formación Río Quinto está dominada por areniscas medianas a finas y limos con estratificación paralela y en artesa, con intercalaciones de unidades guijarrosas, escaso porcentaje de clastos de vulcanitas y distintivos niveles con desarrollo de silcretas. Chiesa *et al.* (2011a) describieron esta unidad como conformada por intercalaciones de areniscas y limolitas, estratos de geometría tabular a lenticular, con estructura maciza y estratificación y laminación planar a entrecruzada de bajo ángulo y ondulítica, con disposición subhorizontal y hasta con 5° de buzamiento al sur-sureste. El máximo espesor aflorante en un perfil es de 50 m, pero la alta continuidad lateral de la sucesión permite sugerir una potencia superior a los 200 m. Las areniscas presentan matriz arcillosa y cemento carbonático, son de color castaño rojizo, mal seleccionadas, subredondeadas, y están moderadamente consolidadas. Se reconocen paquetes de espesores finos a medios con ortoconglomerados polimícticos, levemente conso-

lidadados, con clastos subangulosos a subredondeados, moderadamente seleccionados, con un tamaño predominante de 6 cm y máximo de 12 cm. La matriz corresponde a la fracción arena fina a muy fina, con mala selección. Las limolitas son de color castaño a castaño rojizo, friables, formando un cuerpo de geometría tabular y estructura maciza y laminada, mal seleccionadas, con cemento carbonático que desarrolla nódulos y láminas de yeso.

Las últimas investigaciones realizadas referentes a la unidad se concentran en sector medio de la cuenca hidrográfica del Río Quinto, en el piedemonte austral de la Sierra de San Luis y vinculada estratigráficamente a la Cuenca de Mercedes. Las principales descripciones del material fosilífero corresponden a Prado *et al.* (1998), Cerdeño *et al.* (2008) y Chiesa *et al.* (2011a), quienes además, sobre la base del contenido fósil, sugirieron una edad entre el Mioceno tardío y el Plioceno medio para los depósitos portadores, citando faunas vinculadas con los pisos-edades mamífero comprendidas entre el Huayqueriense y Chapadmalalense.

En tal sentido, corresponde a Prado *et al.* (1998) la mención de: *Doellotatus chapadmalensis*, *Macroeuphractus retusus*, *Macrochorobates chapadmalensis* (Xenarthra, Cingulata), *Paedotherium insigne*, *Paedotherium typicum*, *Tremacyllus impressus* (Notoungulata), *Actenomys* sp., *Pithanotomys* sp., *Eucelophorus* cf. *E. chapadmalensis*, *Pascualia* cf. *P. laeviplicata*, *Dolicavia minuscula*, *Caviodon multiplicatus*, y *Lagostomopsis* sp. (Rodentia, Caviomorpha). Posteriormente, Cerdeño *et al.* (2008) publicaron un detallado estudio referido a un cráneo de *Oxydontherium zeballosi* (Litopterna).

Finalmente, Chiesa *et al.* (2011a, 2011b) dieron a conocer detalles bioestratigráficos basados, entre otros, en la descripción de *Pseudotypotherium subinsigne* (Notoungulata, Mesotheriidae). A los que asignan algunos niveles muy bioturbados con estructuras de plantas, cuevas y madrigueras de animales pequeños.

En la sucesión sedimentaria de la Cantera Santa Isabel, Bordas (1934) mencionó una muy interesante asociación fosilífera que asignó al Plioceno temprano por vincularla con el piso-edad Montehermosense. Posteriormente, Pascual y Bondesio (1981) consideraron que la misma correspondería al Mioceno tardío al reconocer su relación con la asociación del piso-edad mamífero Huayqueriense. Dichos restos corresponden a: *Pseudotypotherium* (= *Typotheriodon*) *maendrum*, *Pseudotypotherium* sp., *Xotodon prominens* (Notoungulata), *Neosteiomys bombifrons* (= *Isomyopotamus affinis*) (originalmente mencionado como *Eumysops* sp.) (Rodentia, Caviomorpha), *Promacrauchenia* sp. (Litopterna), *Proscelidodon* sp. (cuestionado y referido a *Elassotherium*) (Xenarthra, Tardigrada).

Di Paola (1994) destacó un complejo de rocas piroclásticas que se intercalan con rocas epiclásticas fluviales y flujos de detritos. Las volcanoclastitas están constituidas por brechas volcánicas, tobas vítreas y cristalinas, depósitos laháricos, inflados (surges), lapillíticos, conglomerádicos y aglomerádicos. El área principal de los afloramientos es coincidente con el volcanismo descrito por Ibañez (2015) al sureste de la Sierra de San Luis y que refirió como una Faja Volcánica Terciaria (FVT). La FVT está representada por coladas de lava, domos y diques de composición modal andesítica, dacítica, lacítica y traquítica. La FVT se sitúa en el antepaís andino y está vinculada al arribo e indentación de la dorsal asísmica de Juan Fernández que marcó a los ~18 Ma, en el segmento comprendido entre los 27° y 33° S de los

Andes Centrales, el inicio de una etapa de subducción plana de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana. Los procesos tectomagmáticos vinculados a este fenómeno convergieron en el desarrollo de la FVT, la que representa un excepcional ensanchamiento del arco volcánico, con ~90 km de extensión y orientación WNW-ESE. Esta faja está integrada por los complejos volcánicos La Carolina, Cañada Honda, Tiporco, Rosario y El Morro y se ubica en el extremo SE del segmento de subducción horizontal pampeano a ~750 km de la trinchera oceánica, dispuesta casi perpendicularmente a las principales fallas inversas que delimitan el borde oeste de la Sierra de San Luis.

Desde el punto de vista del paleoambiente, los depósitos de San Luis, según Santa Cruz (1979) reflejan condiciones energéticas constantes del medio y una cierta estabilidad tectónica. Di Paola (1994), consideró que, en general, las capas pliocenas constituyen depósitos de origen fluvial desarrollados en un paleoclima árido a semiárido con una estación lluviosa que favoreció la formación de las incipientes silcretas. Chiesa *et al.* (2011a) al referirse a la Formación Las Mulitas sostuvieron que las areniscas sugieren un paleoambiente depositacional con procesos de transporte áqueo con tracción y saltación de los granos, en un régimen variable de muy alta a muy baja energía. Por su parte, las pelitas se vinculan a un paleoambiente con procesos de transporte asociados a tracción, suspensión y decantación, por lo cual, el régimen estimado varía de baja a muy baja energía, representado por cuerpos de agua temporariamente estancados, lo que habría facilitado la precipitación química en especial de los carbonatos, la colonización de la superficie y el desarrollo de horizontes edáficos. La presencia de yesos sugiere un transporte en solución saturada y posterior evaporación en cuerpos de agua de baja energía.

Las areniscas de la Formación Río Quinto constituyen depósitos de canales fluviales con desarrollo de barras y planicies de inundación, formadas a partir de procesos tractivos acuosos. Mientras que las limolitas se habrían desarrollado a partir de procesos decantativos en planicies de inundación de sistemas fluviales, vinculado a un paleoambiente depositacional de una amplia planicie aluvial, con ríos divagantes de energía moderada a baja, con desarrollo de suelos y lagos muy someros y temporarios Chiesa *et al.* (2011a, 2011b).

En conclusión y sobre la base de las similitudes estratigráficas y fósiles diagnósticos se sostiene la correlación temporal y paleoambiental de las formaciones Río Quinto y Las Mulitas, entre el sur de la sierra de San Luis (cuenca del río Quinto) y el este de las serranías Occidentales (cuenca de Beazley), respectivamente. Asimismo, caracterizan un ambiente aluvial con ríos, arroyos y depresiones inundadas, someras y temporarias, en donde las planicies de inundación favorecieron el desarrollo de horizontes edáficos con aportes eólicos y vegetación.

Mendoza

Las sedimentitas fosilíferas pliocenas en la provincia de Mendoza (figura 2), se encuentran principalmente distribuidas en el área Norte y Oriental, siguiendo el esquema de Yrigoyen (1993: fig. 1). Las sedimentitas fosilíferas corresponden a

las unidades litoestratigráficas reconocidas como Formación Tunuyán (Dessanti, 1946) y Formación Bajada Grande (Yrigoyen, 1993), expuestas en las Huayquerías de San Carlos y Huayquerías del Este y la Formación La Huertita, sobre el Bloque de San Rafael (Garrido *et al.*, 2014) (figuras 1,2). Asimismo, escasos mamíferos fósiles fueron recuperados de otros depósitos sobre el Bloque de San Rafael, eventualmente de edad Plioceno. Finalmente, la asignación al Mioceno tardío–Plioceno de los depósitos marinos con invertebrados fósiles de la Formación Letelier expuesta en Mendoza Sur es controvertida.

Mendoza Norte:

Huayquerías del Este y San Carlos.— La secuencias mio-pliocenas aflorantes en el centro-norte de la provincia de Mendoza, en las Huayquerías de San Carlos y Huayquerías del Este, fueron objeto de estudio desde principios del siglo del Siglo XX (De Carles, 1911; Rovereto, 1914; Frenguelli, 1930; Rusconi, 1939; Marshall *et al.*, 1986; ver Mioceno tardío, este volumen) (tabla 2).

El sistema de las Huayquerías integra un gran anticlinorio de amplio radio afectado por fallas orientadas E-O, las cuales adquieren mayor expresión en el núcleo de la estructura. Dicho núcleo se expone en la denominada Huayquería del Este, sector donde aflora la Formación Huayquerías (Mioceno tardío). Hacia los flancos del anticlinorio tanto en las Huayquerías del Este como en las Huayquerías de San Carlos, afloran las sedimentitas de las formaciones Tunuyán y Bajada Grande (Plioceno), ambas portadoras de vertebrados fósiles. Ambas unidades pliocenas fueron descritas originalmente por Dessanti (1946), a partir de una sucesión limo-arenosa a conglomerádica de colores pardo-rojizos, blanquecinos y grisáceos. La identificación, caracterización de las unidades, así como su rango litoestratigráfico, fueron posteriormente establecidos por Yrigoyen (1993, 1994).

Formación Tunuyán (Dessanti, 1946) (= Limos de Potrero sensu Braccacini, 1938).— Esta unidad está ampliamente expuesta a ambos lados de la meseta del Guadal. Esta unidad está representada por una sucesión de areniscas de granulometría fina a media, en ocasiones entrecruzadas, con intercalaciones de limos arenosos, lentes aislados de conglomerados finos grisáceos y areniscas cineríticas de color gris blanquecino.

Al igual que la infrayacente Formación Huayquerías, la Formación Tunuyán, es portadora de una variada, aunque aún escasa, asociación de vertebrados fósiles la cual permitió el reconocimiento de la “faunula Tunuyanense” (Kraglievich, 1934), como así también su correlación con la Formación Corral Quemado aflorante en el noroeste argentino (Riggs y Patterson, 1939). Rovereto (1914), Riggs y Patterson (1939) y Kraglievich (1934) consideraron esta asociación en transición entre el “Araucanense” y el Montehermosense, mientras que otros autores (e.g., Pascual y Odreman Rivas, 1973; Marshall, 1985; Marshall *et al.*, 1986) le asignaron una edad Montehermosense. Hasta la fecha, no se dispone de dataciones radimétricas para la Formación Tunuyán (Yrigoyen, 1994, contra Marshall *et al.*, 1986), pero su cronología está restringida por la edad de la infrayacente Formación Huayquerías y

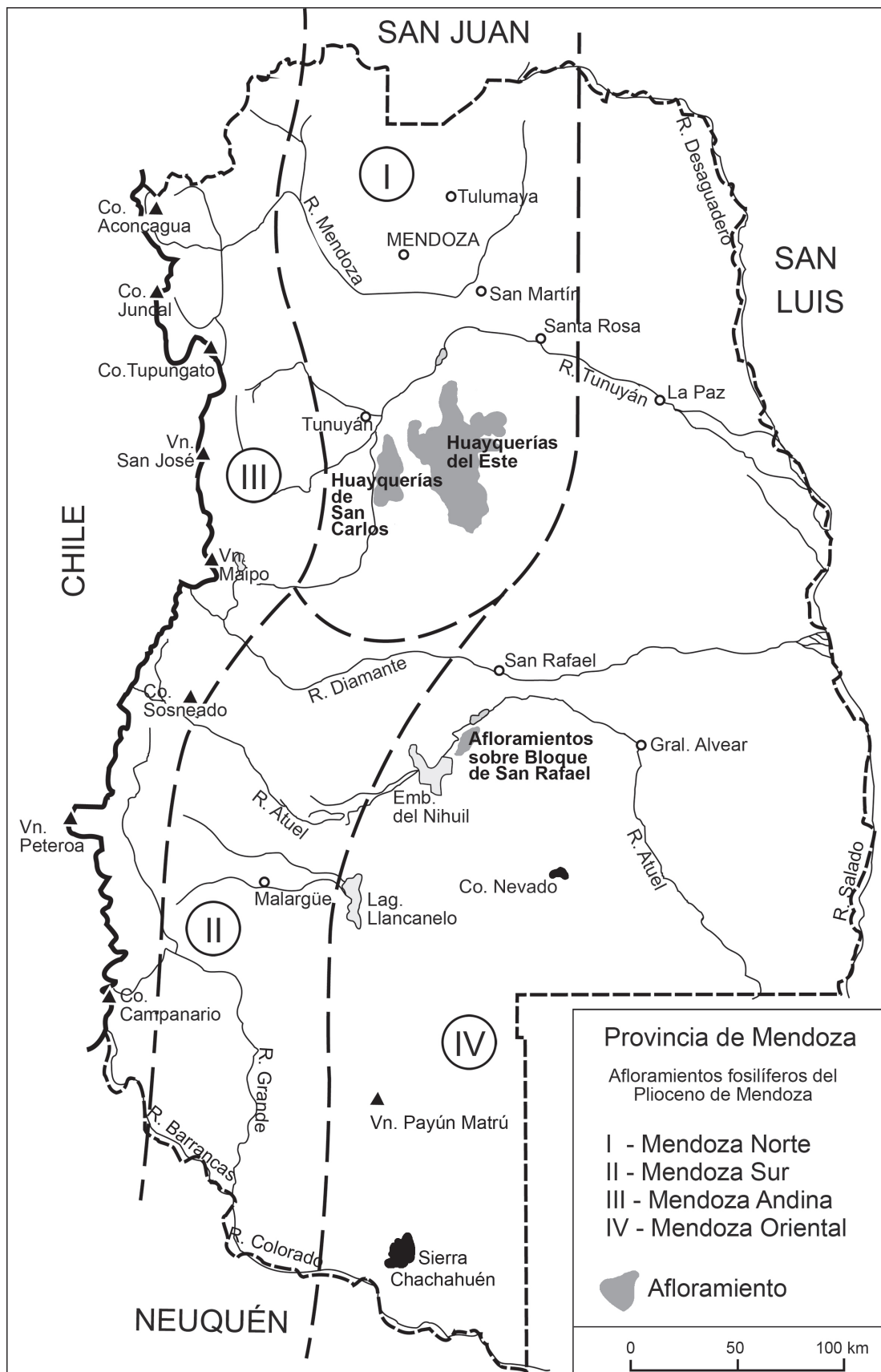


Figura 2. Distribución de los afloramientos de las sedimentitas asignadas al Plioceno en la provincia de Mendoza.

la suprayacente Formación Bajada Grande (Marshall et. al., 1986; Yrigoyen, 1994; Cione y Tonni, 1995). De esta forma, algunos autores han estimado una edad comprendida entre los 5,5 Ma y 3,8 Ma o los 5,3 Ma y 3,3 Ma (ver Yrigoyen, 1994), lo cual implicaría un solapamiento temporal con las edades Montehermosense–Chapadmalalense de la costa bonaerense (e.g., Tomassini et al., 2013).

De acuerdo a Yrigoyen (1993), la Formación Tunuyán se correlacionaría en parte con la Formación Río de los Pozos (= Serie Amarilla *sensu* Trümpy y Lehz, 1937) aflorante al oeste de la comarca; sin embargo, Yrigoyen et al., (1995) prefirieron para esta última una edad no más moderna que los 5,8 Ma (véase también Chiaramonte et al., 2000).

Entre los vertebrados fósiles de la Formación Tunuyán, se encuentran los colectados por De Carles (1911) y estudiados por Rovereto (1914) y aquellos hallados por Dessanti (1946) e Yrigoyen (1994), posteriormente revisados y actualizados en su sistemática y procedencia por Pascual y de la Fuente (1993) (tabla 1). Los taxones identificados incluyen: el perezoso *Pronothrotherium typicum* (= *P. subtypicum*), los dasipódidos *Chorobates villosissimus* (= *Proeuphractus minor*), *Doellotatus fibularis* (= *Eutatus fibularis*) y *Chaetophractus?* sp. (= *Dasyopus* sp. en Rovereto, 1914), y un pampatérico *Plaina subintermedia* (= *Chlamydotherium subintermedium*). El espécimen de *Plaina subintermedia* descrito por Rovereto (1914) corresponde al ejemplar tipo y único conocido para esta especie, la cual fue considerada recientemente como *nomen dubium* (Góis Lima, 2013). Entre los gliptodóntidos fueron reconocidos para la unidad *Eosclerocalyptus?* sp. (= *Sclerocalyptus* sp. en Rovereto, 1914), *Neuryurus gigantens*, especie discutida por Kraglievich, 1934 y *Plohophorus* sp.

Los notoungulados están representados por los hegetotéridos rodentiformes *Paedotherium* sp. (= *Pachyrucos* sp. en Rovereto, 1914) y *Tremacyllus subdiminutus*. Respecto a este último, *T. subdiminutus* podría resultar sinónimo de otra especie del género, siendo necesario nuevos materiales para poder establecer la validez de la especie (Cerdeño y Bond, 1998). Otros notoungulados incluyen *Pseudotyotherium subinsigne* (= *Tyotherium subinsigne*; incluye *Pseudotyotherium carlesi*) (Mesotheriidae) y *Xotodon major* (Toxodontidae), este último registrado únicamente en la provincia de Mendoza. Riggs y Patterson (1939) sugirieron que *X. major* debería ser considerado sinónimo de *X. cristatus*; sin embargo, esta propuesta no ha sido formalizada.

Entre los Rodentia de la Formación Tunuyán fueron reconocidos los octodontoideos “*Eumysops*” *serridens* (Echimyidae), *Neophanomys biplicatus* (= *Eumysops parvidens*; véase Verzi et al., 1999), *Pseudoplataeomys elongatus* (= *Plataeomys elongatus*), *Pithanotomys columnaris* y *Palaeoctodon simplicidens* (Octodontidae) (Verzi et al., 1999; Olivares et al., 2012). Respecto a “*Eumysops*” *serridens*, Olivares et al. (2012) han preferido mantener para este taxón una nomenclatura abierta. Aunque su pertenencia al género *Eumysops* haya quedado desacreditada (Kraglievich, 1957; Olivares, 2009), su transferencia a otro género resulta igualmente controvertida. De esta forma, los materiales procedentes de las Huayquerías originalmente asignados al género *Eumysops* pertenecen a otros géneros de equímidos u octodóntidos (Olivares et al., 2012). Respecto a *Pseudoplataeomys*, es preciso indicar que si bien el género ha sido mencionado reiteradamente para diversas unidades pliocenas (e.g., formaciones Andalhuala y Monte Hermoso), varios autores han comentado sobre la

profunda revisión que necesita el género y las especies incluidas (Verzi y Quintana, 2005; Deschamps *et al.*, 2012; Esteban *et al.*, 2014). Otros roedores mencionados para la Formación Tunuyán incluyen *Cardiomyys ameghinorum* (Hydrochoeridae), *Lagostomopsis* sp. (= *Viscaccia* sp. en Rovereto, 1914) (Chinchillidae), *Protabrocoma antiqua* (= *Abrocoma antiqua*) (Abrocomidae) y *Prodolichotis prisca* (= *Dolichotis prisca*) (Caviidae). Si bien las especies del género *Prodolichotis* han sido mencionadas para diversas unidades del Neógeno tardío de América del Sur (e.g. formaciones Andahuala, Arroyo Chasicó, Monte Hermoso e Ituzaingó —Argentina—; Camacho y San José —Uruguay), este taxón necesita una revisión profunda, así como las especies incluidas (Ubilla y Rinderknecht, 2003).

Entre los Carnivora, el Procyonidae *Chapalmalania altaefrontis* Kraglievich y Olazabal, 1959 ha sido mencionado para la Formación Tunuyán. Su holotipo y único espécimen sin duda perteneciente a esta especie fue recolectado aproximadamente en la mitad superior de la unidad (Kraglievich y Olazabal, 1959; Yrigoyen, 1994; Cione y Tonni, 1995). Una mandíbula encontrada en Puerta de Corral Quemado fue asignada con dudas a esta especie por Kraglievich y Olazabal (1959), aunque no es preciso su nivel de procedencia (Marshall *et al.*, 1979). Consecuentemente, su antigüedad podría resultar desde ca. 7 Ma hasta menos de 3,53 Ma (ver Esteban *et al.*, 2014:fig. 2). La especie tipo del género (*Chapalmalania ortognatha*) fue recuperada de la Formación Chapadmalal, de niveles algo más antiguos que 3.3 Ma, edad Chapadmalalense, aflorantes en el sudeste de la provincia de Buenos Aires (Ameghino, 1908; Berman, 1994; Prevosti y Soibelzon, 2012). Para la misma región fueron publicados otros dos especímenes de esta especie, un cráneo encontrado en la “Formación.” Chapadmalal, (Prevosti *et al.*, 2013) y una mandíbula asignada a *Ch. ortognatha* recuperada de niveles más modernos, asignados al Vorohuense (Berman, 1994). Recientemente un primer molar superior incompleto fue descrito para el Plioceno tardío de Colombia (Forasiepi *et al.*, 2014a,b). En síntesis, la antigüedad del género *Chapadmalania* podría estar restringido al Plioceno, sin embargo la cronología de las especies es aún imprecisa. Trabajos de campo recientes en las Huayquerías del Este han proporcionado nuevos restos fósiles: Marmosini (Didelphimorphia), Dasypodidae, Glyptodontidae, Pachyrhinae, Octodontoidea, Chinchillidae, Caviidae y Serpentes (Echarri *et al.*, 2013; Bonini *et al.*, 2016), actualmente en estudio.

Respecto al paleoambiente, trabajos faciales en desarrollo sugieren que la Formación Tunuyán está formada mayormente por depósitos de bajada aluvial asociados a depósitos eólicos, bajo un clima claramente más árido que la precedente Formación Huayquerías (Garrido, 2017 comunicación personal).

Tabla 2. Cuadro de correlación de las unidades sedimentarias del Plioceno en la provincia de Mendoza.

Ma	Epocas	SALMAs	MENDOZA NORTE		MENDOZA ORIENTAL	
0	Holoc.	Bon+Luj+Plat				
	Pleist.	Ensenadense	Fm. Bajada Grande			
		Marplatense				
		Chapadmalalense	Fm. Tunuyán	Fm. Río Seco del Zapallo		Fm. La Huertita
5		Montehermosense				
		Huayqueriense	Fm. Huayquerías			

Formación Bajada Grande (Yrigoyen, 1993).— Esta unidad está conformada por los miembros Tilloide del Quemado, La Represa y Miembro medio (Yrigoyen, 1994). El Miembro Tilloide del Quemado (= Morena del Quemado *sensu* Dessanti, 1946) incluye niveles alternantes de areniscas, limos arenosos y conglomerados, conteniendo clastos caóticamente desordenado y a veces grandes bloques de más de 3 m de diámetro. Por su parte el Miembro La Represa (= Formación La Represa *sensu* Dessanti, 1946) está dominado por bancos conglomerádicos, areniscas y limos arenosos de color pardo rojizo; mientras que el Miembro medio (= “Serie tobácea con franjas blancas” *sensu* Braccini 1938; = Formación Bajada Grande *sensu* Dessanti, 1946), está caracterizado por un predominio de material volcanogénico y más friable, incluyendo limos, areniscas cineríticas, cineritas y conglomerados de tonalidades claras. Siguiendo a Yrigoyen (1993, 1994), debiera adjudicarse una edad radimétrica de $2,6 \pm 0,1$ Ma al Miembro La Represa, y similarmente una edad de $2,4 \pm 0,3$ Ma. al Miembro medio, ambas edades originalmente indicadas por Marshall *et al.* (1986) para la Formación Tunuyán.

El contenido fosilífero de la Formación Bajada Grande es escaso. Yrigoyen (1993) indicó para el sector superior del Miembro La Represa y de un nivel conglomerádico la procedencia de una coraza de Glyptodontidae que fuera descripto posteriormente como *Plohophorus yrigoyeni*. Por su parte, Yrigoyen (1993, 1994) y Pascual y de la Fuente (1993) indicaron *Eleutherocercus* aff. *E. vilardeboi*, *Megatherium* sp. cf. *M. gaudryi* y *Megatherium* aff. *M. istilarti* como procedentes de la Formación Bajada Grande (*sensu lato*).

Respecto al paleambiente, la Formación Bajada Grande estaría conformada mayormente por depósitos aluviales y eólicos (Garrido, 2017 comunicación personal). Por su parte el origen del Miembro Tilloide del Quemado es controvertido (Yrigoyen, 1993). Está caracterizado por bloques de grandes dimensiones, lo cual se ha interpretado como de origen glaciario (e.g., Dessanti, 1946) o alternativamente vinculado a flujos excepcionales de detritos densos (Polanski, 1963).

Mendoza Oriental:

Bloque de San Rafael.— Las sedimentitas y en menor proporción las piroclásticas, depositadas sobre el Bloque de San Rafael durante el Neógeno tardío se distribuyen en pequeñas depresiones tectónicas aisladas (tabla 2). A primera vista los afloramientos resultan homogéneos y conforman un típico relieve de Huayquerías (González Díaz, 1964). Estos depósitos fueron mencionados por primera vez por Groeber (1951, 1952), bajo la denominación de “Calchaquí” o “Estratos Calchaquíes”. Posteriormente, Dessanti (1956) los describió con mayor detalle como “Estratos de Aisol”. Luego González Díaz (1964) utilizó el nombre de “Formación Río Seco de la Frazada”, para acuñar más tarde la denominación formal de Formación Aisol (González Díaz, 1972; Sepúlveda *et al.*, 2000, 2007). Sobre la base de los vertebrados (posiblemente exhumados de los niveles inferiores de la secuencia), Groeber refirió estos estratos en su conjunto al Mioceno medio (Groeber, 1951, ver también Soria, 1983; Forasiepi *et al.*, 2011) o al Mioceno tardío-Plioceno (Groeber, 1952). Trabajos más recientes desarrollados sobre la margen derecha del río Atuel, incluyendo las

vecindades del Arroyo Seco de la Frazada y cerro Aisol, han revelado la presencia de al menos dos asociaciones de vertebrados de edades diferentes (Forasiepi *et al.*, 2009, 2011; Vucetich *et al.*, 2011). La asociación más antigua fue referida al Mioceno temprano (Santacruzense), con una datación radimétrica U-Pb, basada en circones de un nivel de cinerita de la base de la Formación Aisol, de $19,480 \pm 0,025$ Ma (Forasiepi *et al.*, 2014a, b; ver Mioceno temprano, este volumen). Por su parte, la asociación de vertebrados fósiles más moderna de la secuencia fue asignada al Plioceno (posiblemente correlacionable con el Montehermosense o Chapadmalalense) (Vucetich *et al.*, 2011; Turrazzini, 2013; Garrido *et al.*, 2014). En este contexto, los análisis litofaciales, la configuración de los cuerpos sedimentarios y el paleoambiente inferido permitieron restringir la extensión areal y temporal de la Formación Aisol ss. para los niveles más antiguos y reconocer una nueva unidad litoestratigráfica pliocena denominada Formación La Huertita (Garrido *et al.*, 2014).

Formación La Huertita (Garrido *et al.*, 2014).— La unidad representa una sucesión de depósitos epiclásticos fluviales caracterizados por sedimentitas finas, pelíticas y psamíticas, de color gris rosáceo. Los depósitos predominantes corresponden a areniscas limosas macizas, en ocasiones con estratificación convoluta (Garrido *et al.*, 2014). El inicio de la depositación de la Formación La Huertita habría estado asociado a un evento de deformación compresional regional acaecido hacia fines del Mioceno o inicios del Plioceno.

Los vertebrados fósiles recuperados de la Formación La Huertita incluyen una variada asociación y fueron referidos en la literatura previa como provenientes de la “sección media” de la Formación Aisol (Forasiepi *et al.*, 2009, 2011; Vucetich *et al.*, 2011; Turrazzini, 2013; Turrazzini y Miquel, 2014). Estos incluyen: Didelphidae indet., *Hesperocynus dolgopolae* (Sparassocynidae), Mylodontidae indet.; Megatheriinae indet., cf. *Doellotatus* (Dasypodidae), Doedicurinae indet. (Glyptodontidae), *Tremacyllus* sp. (Hegetotheriidae), *Pseudotypotherium exiguum* o *P. subinsigne* (Mesotheriidae), *Caviodon cuyano* (Hydrochoeridae), *Orthomyctera* sp. y varios otros roedores Caviinae (Caviidae) que requieren una revisión taxonómica detallada, *Protoabrocoma* sp. (Abrocomidae) y un Ctenomyidae aff. *Eucoelophorus* (Ctenomyidae).

En su conjunto, la asociación de mamíferos fósiles (e.g., *Pseudotypotherium subinsigne* o *P. exiguum*, *Protabrocoma* sp., *Orthomyctera* sp.) de la Formación La Huertita sugieren una edad Montehermosense. En particular los roedores Ctenomyidae aff. *Eucoelophorus* y *Caviodon cuyano* podrían estar indicando una edad más moderna (Montehermosense–Chapadmalalense) (Vucetich *et al.*, 2011). A pesar de la cercanía geográfica y presunta contemporaneidad con los depósitos de Mendoza Norte, y con la posible excepción de *Pseudotypotherium subinsigne*, no existen al momento, elementos faunísticos en común con la Formación Tunuyán. De niveles edafizados de la Formación La Huertita fueron recuperados al menos cuatro gastrópodos pulmonados terrestres: *Succinea* aff. *Succinea meridionalis* (Succineidae), *Gastrocopta* sp. (Vertiginidae), *Bostryx* sp. (Bostrycidae) y *Radiodiscus sanrafaelensis* (Charopidae), esta última especie hasta ahora es solo conocida para la Formación La Huertita (Turrazzini y Miquel, 2014).

El paleoambiente de depositación de la Formación La Huertita correspondería a una planicie de inundación con desarrollo de paleosuelos cálcicos, típicos de zonas áridas y semiáridas. Se ha inferido la presencia de ríos efímeros, gravosos y baja sinuosidad, con el eventual aporte y/o retrabajo eólico de los depósitos de la planicie de inundación (Garrido *et al.*, 2014). Por su parte la asociación de moluscos sugiere un ambiente semiárido y con esporádicos eventos de inundación y suelos saturados de agua (Turazzini y Miquel, 2014).

Otros restos de vertebrados fósiles posiblemente de edad Plioceno

Depósitos epiclásticos pardo-rojizos expuestos en las canteras próximas a la Villa 25 de Mayo fueron referidos a la Formación Aisol (Dessanti, 1956; Sepúlveda *et al.*, 2000); sin embargo, esta asignación debiera tomarse con cautela. Estos depósitos han proporcionado restos muy fragmentarios e indeterminados de vertebrados a excepción de un fragmento mandibular del marsupial *Microtragulus catamarcensis* (Argyrolagidae) (Garrido *et al.*, 2014; García-López y Babot, 2015). El holotipo de la especie proviene de la Formación Andalhuala, provincia de Catamarca, atribuidos al Mioceno tardío (Huayqueriense; e.g., Goin *et al.*, 2000) o Plioceno temprano–"medio" (Montehermosense – Chapadmalalense (Reguero y Candela, 2011), con una datación que abarca entre los 7,14 Ma y 3,66 Ma (Mioceno tardío–Plioceno temprano) para toda la unidad (Esteban *et al.*, 2014, ver también García-López y Babot, 2015). De confirmar un significado biocronológico para este taxón, la asignación de los depósitos aflorantes en la Villa 25 de Mayo a la Formación Aisol (Mioceno temprano) debiera ser re-considerada.

En las inmediaciones de las Salinas del Diamante, afloramientos discontinuos y poco extensos fueron referidos a la Formación Río Seco del Zapallo (Sepúlveda *et al.*, 2000). La Formación Río Seco del Zapallo (= Estratos del Diamante *sensu* Dessanti, 1956) fue establecida por González Díaz (1972) sobre la base de afloramientos expuestos a lo largo del río homónimo (al sur de San Rafael) donde se expone la parte inferior de la unidad y afloramientos sobre el Río Seco de la Hedionda (al norte de San Rafael) donde se exponen los niveles superiores (*sensu* Gonzalez Díaz, 1972). Esta unidad está caracterizada por depósitos de areniscas friables pardo grisáceas a verdosas y a veces rojizas en la parte inferior y limolitas y arcilitas de tonos rojizos a pardo amarillentos con intercalaciones de horizontes tobáceos claros en la parte superior de la unidad (Sepúlveda *et al.*, 2000).

En las vecindades de las Salinas del Diamante, los depósitos están dominados por areniscas pardo-rosadas, caracterizadas por su buena selección y estructura entrecruzada. De esta localidad fue recuperado un esqueleto postcraniano casi completo y molariformes de un Mesotheriidae (MHNSR 1185) en estudio (Cerdeño, com. pers. 2016).

No existen dataciones radimétricas que permitan calibrar la edad de la unidad. Su tentativa asignación al Plioceno se basa sobre relaciones estratigráficas regionales (Sepúlveda *et al.*, 2000). Se ha sugerido un ambiente de planicie aluvial para la

Formación Río Seco del Zapallo (Sepúlveda *et al.*, 2000) y la eventual acumulación de depósitos eólicos en particular en el sitio fosilífero (Garrido, com. pers. 2016).

En Mendoza Sur, distrito de la Sierra de Palaoco, aflora la Formación Letelier (Dessanti 1973) (= “Santamariense” *sensu* Groeber, 1947a; Formación Las Chacras *sensu* Méndez *et al.*, 1995) caracterizada por niveles conglomerádicos de pobre selección y escasos elementos tufáceos. Restos fósiles de *Corbicula stelzneri*, microfósiles calcáreos, nanoplancton, pelecípodos y gasterópodos fueron recuperados de bancos calcáreos (Narcizo *et al.*, 2004). Estos fósiles permitieron sugerir la presencia de un ambiente marino marginal somero asociado a un ambiente fluvial vinculado a la ingresión del mar Paranaense en la zona del valle del Río Grande y asignar tentativamente la unidad al Mioceno tardío–Plioceno (Dessanti, 1973; Yrigoyen, 1993; Narcizo *et al.*, 2004). Sin embargo, una revisión más reciente ha sugerido que los invertebrados fósiles marinos son retransportados del infrayacente Grupo Malargüe (Cretácico–Paleógeno) y al contrario, relaciones estratigráficas regionales y correlaciones permitirían asignarle a la unidad una edad Mioceno medio (~10 Ma) (Silvestro y Atencio, 2009). La unidad habría estado depositada en un ambiente fluvial, asociado a un ambiente palustre desarrollado únicamente en el depocentro de la subcuenca Río Grande (Silvestro y Atencio, 2009) (tabla 2).

San Juan

Los afloramientos pliocenos de la provincia de San Juan (figura 3) incluyen 15 formaciones. Si bien es la provincia donde más unidades se han descrito, es posible que algunas de ellas puedan corresponder enteramente a depósitos miocenos cuando se confirmen las edades con métodos absolutos. Sin embargo, se decidió tener en cuenta todas aquellas unidades cuya edad pliocena aun se encuentra bajo discusión. De oeste a este, se han dividido en cuatro grupos: (1) los afloramientos de la Cordillera; (2) los del valle intermontano entre la Cordillera y la Precordillera Occidental; (3) los de la Precordillera, y valle intermontano entre Precordillera y Sierras Pampeanas; y (4) los de las Sierras Pampeanas. En la mayoría de ellos no se registran fósiles, lo que se expresa en escasos estudios paleontológicos de fauna pliocena en la provincia.

Afloramientos de Cordillera Norte.— Los afloramientos en la Cordillera norte son saltuarios y abarcan mayoritariamente el Mioceno, aunque en los mapas del área (incluida la Hoja Geológica de Rodeo) se observa que su edad se extendería al Plioceno, vinculándolos con el levantamiento de la Cordillera (Cardó y Díaz, 1999; Litvak y Page, 2002; Litvak *et al.*, 2004) (tabla 3). No se han registrado fósiles en ninguna de las formaciones ubicadas en Cordillera norte.

Formación Los Bañitos (Malizia *et al.*, 1997).— Esta unidad aflora en la Cordillera Principal de San Juan entre los macizos montañosos Cordillera del Zancarrón y de La Brea. La misma se dispone en discordancia angular sobre los depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Eoceno y Mioceno. Esta unidad incluye una secuencia

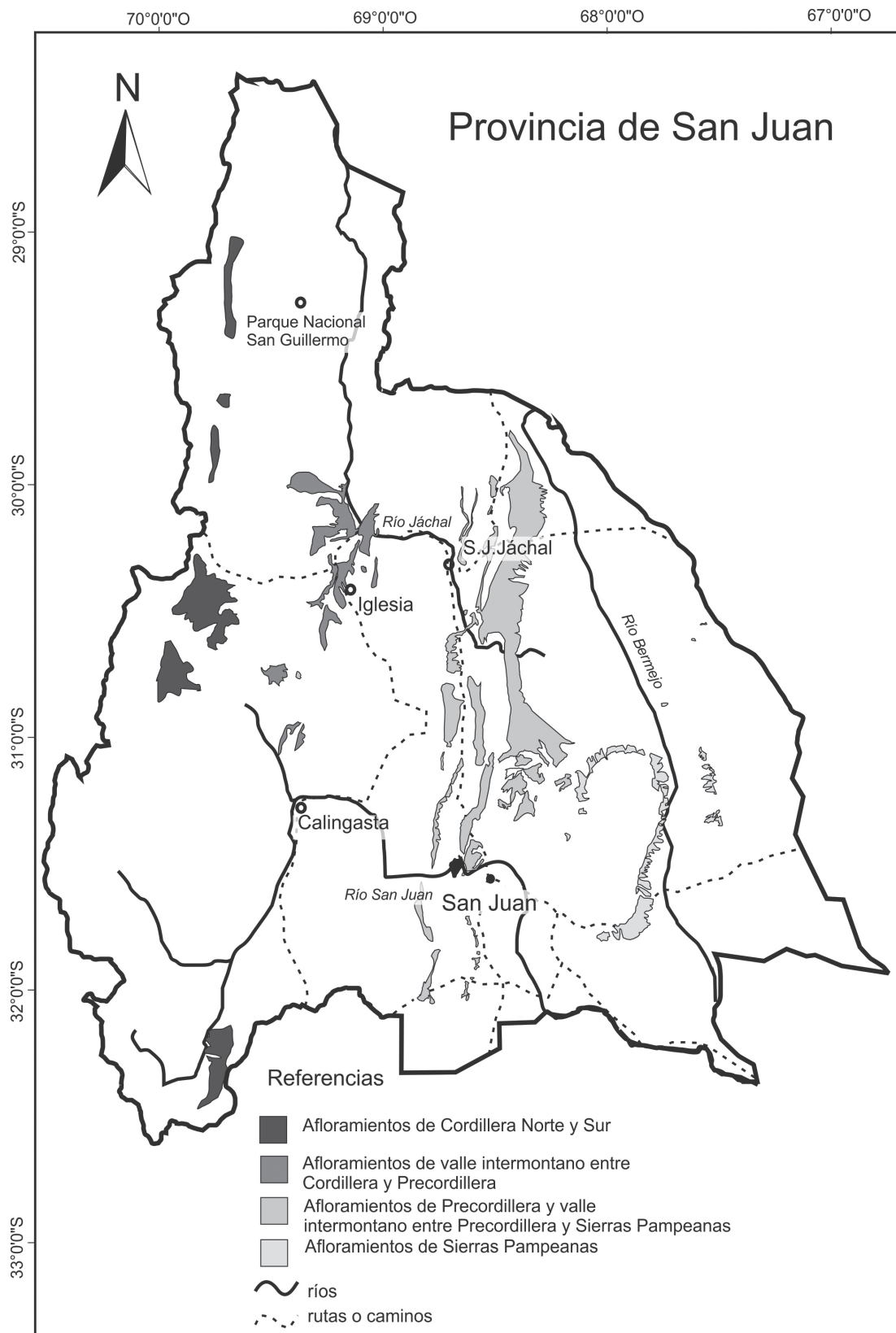


Figura 3. Distribución de los afloramientos de las sedimentitas asignadas al Plioceno en la provincia de San Juan.

Tabla 3. Cuadro de correlación de las unidades sedimentarias del Plioceno en la provincia de San Juan.

Espacio	Cordillera Norte		Cordillera Sur	Valle intermontano entre Cordillera y Precordillera			Precordillera y valle intermontano entre Precordillera y Sierras Pampeanas		Sierras Pampeanas		
Tiempo											
Pleistoceno							Fm. Corral				Fm. Río Camperito
Plioceno	Fm. Los Bañitos	Fm. Olivares	Fm. Chinchas	Gr. Iglesia o Fm. Rodeo	Fm. o Mb. Las Flores	Fm. Lomas del Inca	Fm. Puchuzum	Fm. Mogna	Fm. Angosturas/Los Llanos	Fm. San Roque	Fm. Nikizanga
Mioceno					Fm. o Mb. Lomas del Campanario			Fm. Río Jáchal	Fm. Loma de las Tapias		

abigarrada de conglomerados, areniscas, brechas de abanicos aluviales y escasas tobas dispuestas en posición horizontal o subhorizontal. Estos depósitos corresponden a depósitos de abanicos aluviales y sistemas entrelazados proximales (Limarino *et al.*, 1999).

Formación Olivares (Bastías, 1991).— Esta unidad de 1000 m de espesor está compuesta por coladas piroclásticas y cuerpos subvolcánicos que la intruyen. La edad de esta unidad oscila entre el Mioceno medio y el Plioceno (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996).

Afloramientos de Cordillera Sur:

Formación Chinchas (Mirrè, 1966).— La cuenca del Cordón Manantiales, ubicada en la Cordillera Principal es una depresión elongada de 65 km de largo por 18 km de ancho que contiene aproximadamente 3600 m de espesor de sedimentos no marinos. Esta área ha sido estudiada por Schiller (1912), Groeber (1951) y Mirrè (1966) quien describió a la Formación Chinchas, la principal unidad aflorante del área, y más recientemente por los trabajos de Iglesia Llanos (1995) (tabla 3).

La Formación Chinchas se dispone en discordancia sobre el complejo volcánico de la Formación El Horcajo, del Grupo Choiyoi (Iglesia Llanos, 1995). La localidad tipo de esta unidad es en el cerro homónimo, situado a 7 km de la Estancia Las Hornillas. La misma está integrada de base a techo por los miembros: Areniscas Chocolate, Brecha Andesítica y Areniscas Conglomerádicas (Iglesia Llanos, 1995; Jordan *et al.*, 1997). Sin embargo, Pérez (1995, 2001) la separa en siete miembros (TC0-7).

El Miembro Areniscas Chocolate, o Miembro TC0, tiene espesor variable, alcanzando los 350 m de espesor de areniscas y conglomerados con estratificación entrecruzada a gran escala, de coloraciones pardo rojizas, interpretadas como eólicas (Pérez, 1996). Este Miembro podría ser equivalente a otras unidades cenozoicas eólicas ocurridas entre los 21 y los 11 Ma (e.g., Milana *et al.*, 1993; Jordan *et al.*, 1997), correspondiendo al Mioceno.

El Miembro Brecha andesítica, o Miembro TC1, posee 100 m de espesor de una brecha andesítica de color pardo grisácea matriz soportadas con clastos que alcanzan varios decímetros de diámetro. La misma fue correlacionada químicamente con la Formación Doña Ana de edad Oligocena y Miocena temprana, ubicada a 200 km al norte (Jordan *et al.*, 1997).

El Miembro Areniscas Conglomerádicas, o Miembros TC2-7, aflorante al oeste del Río Los Patos, al este de la Cordillera Frontal, entre la Quebrada Honda al Norte y hasta el Cerro Carvajal al Sur.

Esta unidad posee 3000 m de espesor según Iglesia Llanos (1995); sin embargo, Pérez (1995) sostuvo que son sólo 1000 m con repeticiones por falla, recientemente Jordan *et al.* (1997) volvieron a confirmar los 3000 m de espesor descriptos por los primeros autores. El Miembro Areniscas Conglomerádicas se apoya en discordancia sobre el Miembro Areniscas Chocolate o sobre la Formación El Horcajo (Mirre, 1967) y es cubierta en discordancia por depósitos Cuaternarios.

La misma está compuesta por bancos de areniscas finas de coloración rojiza con intercalaciones de areniscas gruesas de color gris en la base que se intercalan con bancos de areniscas medianas a finas y en menor medida conglomerados clasto-soportados, de color gris con estratificación entrecruzadas y paralela. La mitad superior del miembro se caracteriza por abundantes bancos de areniscas gruesas conglomerádicas de color gris, en ocasiones con estratificación entrecruzada. Estos bancos también aparecen intercalados con bancos conglomerádicos caóticos más gruesos de coloración roja y con bancos de areniscas medianas grises con laminación ondulítica y paralela y grietas de desecación. Los 400 m superiores del Miembro Areniscas Conglomerádicas están conformados por bancos areniscos rojizos de granulometría media, que alternan con bancos de areniscas grises gruesas con venillas evaporíticas e intercalaciones de tufitas y calizas. Finalmente, la sucesión está coronada por una brecha rojiza de aproximadamente 30 m de espesor. Similarmente, Jordan *et al.* (1997) distinguieron ocho asociaciones de facies para este miembro.

Paleoambientalmente, la secuencia granocreciente de la Formación Chinchas ha sido interpretada como un ambiente de piedemonte medio a proximal, donde se distinguen sedimentos de llanura aluvial y ríos entrelazados intercalados con cuerpos de agua dulce. Por su parte, el cemento ceolítico de las areniscas indicaría condiciones climáticas áridas (Iglesia Llanos, 1995). Jordan *et al.* (1997) reconoció una secuencia que comienza con flujos de detritos, seguida por depósitos de canales fluviales areno gravosos que se intercalan hacia el techo con facies lacustres y culmina con facies de bajada pedemontana aluvial. Pérez (2001) coincide con la interpretación del paleoambiente fluvial en la base; sin embargo, hacia el techo incluye un intervalo marino previo al intervalo lacustre, volviendo luego a coincidir con la interpretación de los abanicos aluviales y ríos entrelazados de los autores precedentes.

La edad de esta unidad fue asignada al Mioceno medio por correlación con los depósitos Colloncurenses (Mirre, 1966) y por el contenido de mamíferos fósiles (Rusconi, 1946; Mirre, 1966). Sin embargo, de acuerdo a Cortés (1993), la presencia de bloques de la Formación El Horcajo provenientes del levantamiento del Cordón del Espinacito (Plioceno temprano), estaría indicando una edad pliocena. Jordan *et al.* (1997) realizaron cuatro dataciones del miembro superior asignándola al Mioceno

temprano - medio (17,1; 16,5; 12,4 y 11,5 Ma). Estas dataciones resultan coincidentes con la historia geológica propuesta por Pérez (2001) para la cuenca, asignándola netamente al Mioceno (entre los 20 y los 10 Ma), evocando que durante el Plioceno habría comenzado el levantamiento del Cordón del Espinacito y la reactivación de la falla homónima. Más recientemente, numerosos vertebrados fósiles han sido recuperados en los niveles basales (TC2 y TC3) de la Formación Chinchas (Paucituberculata, Cingulata, Notoungulata, Tardigrada, Litopterna, y Rodentia); la presencia de caviomorfos tales como *Eocardia montana*, *E. excavata* (Cavioidea), *Ameghinomys constans* (Octodontoidea) y del toxodóntido *Nesodon conspurcatus* (Toxodontidae) sugieren para los depósitos portadores una edad correspondiente al Mioceno temprano, edad Santacrucesense (López *et al.*, 2011; Verzi *et al.*, 2017).

Valle Intermontano entre la Cordillera y la Precordillera Occidental.— Los afloramientos del valle intermontano de la cuenca de Iglesia representan un depocentro continental, de forma elipsoidal, de 70 km de largo por 35 km de ancho. De acuerdo a datos geofísicos, Beer (1989) y Beer *et al.* (1990) determinaron un espesor de 3,5 km en el depocentro, adelgazándose hacia el norte-sur y este-oeste (Re *et al.*, 2003). Estos afloramientos están concentrados en el Grupo Iglesia (Wetten, 1975), el que originariamente fue llamado Formación Rodeo por Furque (1963), luego Formación Lomas del Campanario (Minera TEA, 1986) y más tarde retomada la nomenclatura de Formación Rodeo por Alonso (2011). El Grupo Iglesia de Wetten (1975) incluye las formaciones Lomas del Campanario (inferior) y Las Flores (superior). La Formación Rodeo (Furque 1963; ver también Alonso *et al.*, 2011) agrupa los miembros Lomas del Campanario y Las Flores, en forma equivalente. En conjunto se consideró a la cuenca de Iglesia como una cuenca de piggy-back con once secuencias depositacionales. Dataciones efectuadas en la base de la unidad por trazas de fisión en circones arrojaron edades entre 9,6 y 6,6 Ma (Johnson *et al.*, 1987). Sin embargo, Re y Barredo (1993) utilizando estas mismas sedimentitas, hallaron edades de $11,2 \pm 0,5$ y $8,2 \pm 0,2$ Ma por el método Ar/Ar. Por su parte, Alonso (2011) re-dató estos mismos depósitos obteniendo edades de $11,1 \pm 0,3$ Ma y $9,5 \pm 0,2$ Ma. Si bien estas edades son netamente Miocenas, los términos superiores de la unidad podrían alcanzar el Plioceno de acuerdo a numerosos autores (Beer *et al.*, 1990; Jordan *et al.*, 1993; Cardó y Díaz, 1999; Re *et al.*, 2003; Ruskin y Jordan, 2007; Alonso *et al.*, 2011). Similarmente, los últimos estudios de Johnson *et al.* (1987), Jordan *et al.* (1997) y Re *et al.* (2003) mencionan al Grupo Iglesia correlativo de las secuencias depositacionales 2 a 11 del sector norte de la cuenca no marina de Iglesia, acumulados entre los 9 y 4 Ma, abarcando de esta forma la base del Plioceno. A partir del Plioceno, la cuenca de Iglesia se angosta quedando activo sólo el depocentro occidental (Jordan *et al.*, 1997; Re *et al.*, 2003). Estratigráficamente, podría correlacionarse la secuencia depositacional 1 con la Formación Lomas del Campanario de edad miocena y las secuencias depositacionales 2 a 11, separadas por una clara discordancia, con la Formación Las Flores de edad mio-pliocena, aunque esto aún no está resuelto (Re *et al.*, 2003) (tabla 3).

Formación Lomas del Campanario (Wetten, 1975) (=Miembro Lomas del Campanario de Formación Rodeo; Alonso, 2011).— La Formación Lomas del Campanario aflora en las partes bajas del valle de Iglesia y al sur de la localidad de Tocota (Cardó y Díaz, 1999). Esta unidad, según Wetten (1975) está compuesta por una fase inferior aglomerádica constituida por andesitas, dacitas, tobas y bombas volcánicas de color marrón rojizo, verde grisáceo o gris y una fase superior conglomerádica con estratificación cruzada y con intercalaciones de diatomitas.

Bercowski (1993), en cambio diferenció distintas facies, entre las que se destacaron: facies de flujo inflado, facies de lahares, facies de flujo de cenizas, facies de lluvias de cenizas, facies de avalancha volcánica de detritos. Para estos niveles, se reconoció en el Cerro Negro de Iglesia el centro eruptivo. La fase conglomerádica superior es de carácter poligénico pero también con un alto contenido de vulcanitas. Los clastos son de andesitas, grauvacas, filitas, cuarcitas y otros. Constituye una variación facial del miembro anterior que en algunos casos se interdigitan. También integran esta secuencia areniscas gris claras, tobáceas, gruesas a conglomerádicas con estratificación entrecruzada, cuyo ambiente es fluvial con aporte piroclástico. Como puede observarse, esta unidad tiene una componente volcánica importante a los largo de toda la sucesión.

Por encima, aparece una secuencia conglomerádica que Wetten (1975) y Johnson *et al.* (1987) la incluyeron en el miembro inferior de la Formación Las Flores, aunque Zambrano y Damiani (1992) la incluyeron en el sector cuspidal de la Formación Lomas de Campanario. Esta sucesión se habría formado en un sistema de ríos proveniente de algún centro volcánico. Los depósitos son una combinación de importantes cursos de agua y tobas con clastos de pómez de hasta 4 cm. Johnson *et al.*, (1987), Beer *et al.*, (1990), Re y Barredo (1993) y Re (1994) describieron este paquete como compuesto por varios ciclos, con estructuras sedimentarias de corte y relleno, estratificación cruzada en artesa y cruzada planar. Asimismo, vincularon estos depósitos a un ambiente de planicies arenosas correspondientes a facies distales de abanicos aluviales, con intercalaciones de areniscas y conglomerados correspondientes a flujos canalizados de un sistema de cursos entrelazados.

Formación Las Flores (Wetten, 1975, modificada por Zambrano y Damiani, 1992) (= Miembro Las Flores de Formación Rodeo; Alonso, 2011).— Los afloramientos de esta unidad se localizan desde el oeste del cerro Negro hasta la localidad de Cuesta del Viento y desde el oeste de Pismanta hasta Colangüil. La misma se dispone en forma concordante con la Formación Lomas del Campanario, alcanzando un espesor de más de 600 m. La Formación Las Flores está constituida por una sucesión de arcilitas, limolitas bien estratificadas en gruesos bancos muy compactos y areniscas finas de tonos rojizos, castaños y amarillo claro, con intercalaciones de yeso laminar. Johnson *et al.* (1987), interpretaron estos depósitos como formados en una planicie suave con algunos intervalos lacustres. La secuencia contiene niveles de yeso y calizas lacustres. Por su parte, Beer *et al.*, (1990), Re y Barredo (1993) y Re (1994) interpretaron las pelitas arenosas finas, relacionadas a planicies de inundación con yeso correspondientes a depósitos de barreal o facies lagunares. En esta unidad el aporte volcánico es indirecto. En la primera parte de la unidad aflorante

en el centro de la cuenca aparecen facies proximales de bordes montañosos. La edad de esta unidad se ha dado como Miocena por algunos autores en base al contenido paleofaunístico (Contreras, 2007; Alonso *et al.*, 2011). Sin embargo, en la Hoja Geológica de Rodeo (Cardó y Díaz, 1999) ha sido asignada prácticamente en forma exclusiva al Plioceno.

Se ha mencionado la presencia tanto de troncos fósiles, bioturbaciones de microfósiles, y mamíferos, *Macrochorobates scalabrinii* (Cingulata, Dasypodidae) y *Pseudotypoterium* (Notungulata) en La Formación/Miembro Las Flores, que corresponderían a registros miocenos (Contreras, 2007; Alonso *et al.*, 2011).

Formación Lomas del Inca (Baldis, 1963).— Esta unidad fue definida por Baldis (1963) al este del barreal del Leoncito. La misma se encuentra aflorante al oeste de los cerros de la ciénaga del Medio, en ambas márgenes del arroyo Cabeceras, y en las Lomas Bayas, sumados a afloramientos saltuarios en el pedemonte de la Sierra del Tontal y al este de los cordones de los Burros y del Naranjo. Esta unidad se apoya en forma discordante sobre rocas del Paleozoico y Mesozoico, y es cubierta también por discordancia angular por niveles cuaternarios.

Esta unidad está caracterizada por tres miembros de aproximadamente 200 metros cada uno (Yamin, 2007). El miembro inferior formado por conglomerados y areniscas conglomerádicas de colores grises verdosos. El miembro medio caracterizado por conglomerados y areniscas conglomerádicas de colores castaños, rosados a castaño grisáceos con intercalaciones de tobas y areniscas tobáceas de colores claros, blanquecinos y rosados. Finalmente, el miembro superior se caracteriza por areniscas, conglomerados, tobas y yeso; de color castaño rosado y anaranjado. El paleoambiente de depositación ha sido interpretado como fluvial y hacia el techo, lacustre somero (Yamin 2007).

Por criterios estratigráficos y correlaciones con el Miembro Superior de la Formación Chinchas, la edad de esta unidad es considerada posterior a los 20 Ma, probablemente entre el Mioceno medio a superior, y probablemente hasta los niveles iniciales del Plioceno (Yamin 2007).

Formación Puchuzum (Peralta *et al.*, 1995).— Esta unidad aflora en Puchuzum-Villa Nueva, al norte del Valle de Calingasta. La base está cubierta por afloramientos cuaternarios y el techo está en discordancia angular con los niveles del cuaternario suprayacentes. La Formación Puchuzum se divide en tres secciones, inferior, media y superior (Peralta *et al.*, 1995).

Las secciones inferior y superior han sido caracterizadas por facies proximales de abanicos aluviales, dominados por canales entrelazados y llanuras (Peralta *et al.*, 1995). La sección media de la Formación Puchuzum está caracterizada por una sucesión de 350m de espesor formada por facies más finas (Peralta *et al.*, 1995; Bracco *et al.*, 2011).

La sección media ha sido interpretada equivalente a la Formación/Miembro Las Flores, de edad miocena y pliocena basal (Bracco *et al.*, 2011; ver Formación Las Flores). Esta sección ha sido la más estudiada y se han reconocido cuatro asociaciones de facies: (1) facies fluviales areno-conglomerádicas, (2) facies fluviales efímeras,

(3) facies arenosas lacustres y finalmente (4) facies arcillosas lacustres. La primera está caracterizada por areniscas gruesas y conglomerádicas asociadas a pelitas masivas rojizas y conglomerados. La segunda está caracterizada por areniscas tabulares y areniscas canalizadas lenticulares interestratificadas con pelitas masivas y laminares. La tercera está caracterizada por una sucesión dominada por bancos tabulares formados por pelitas y areniscas finas. La cuarta asociación de facies está formada por bancos tabulares arcillosos finos intercalados con pelitas laminares rojizas, areniscas masivas, niveles de carbonato y bancos de areniscas finas tabulares con niveles de yeso, intercaladas con limonitas y calcita laminada. Esta sucesión corresponde a flujos canalizados en la porción distal de un abanico aluvial que drenaba hacia una planicie plana y ancha donde se desarrollaron canales con sinuosidad moderada y lagos someros en un ambiente de creciente aridez.

Los restos de mamíferos fósiles (*Hemihegetotherium achataleptum*, *Cardiomys* o *Cardiatherium*) y la asociación microfloral sugieren una edad Huayqueriense (Mioceno tardío) (Bracco *et al.*, 2011 y referencias). También se registraron numerosos icnogéneros (*Taenidium*, *Ophiomorpha* isp., *Palaeophycus striatus*, *Gordia* isp., *Diplichnites* isp., *Coprinisphaera* isp.) correspondientes a icnofacies desarrolladas en sedimentos subacuáticos, en condiciones de baja energía (Bracco *et al.*, 2011). Los palinomorfos recuperados de los cuerpos lacustrinos indican una asociación continental dominada por granos de polen de angiospermas (e.g., hidrófitas, gramíneas y árboles). La presencia de granos de Asteraceae (*Tubilifloridites antipodica*) junto con Malvaceae, Chenopodiaceae y Ephedraceae corresponden a asociaciones miocénicas (Bracco *et al.*, 2011). De esta manera, la edad Plioceno resulta dudosa para la unidad.

Precordillera y valle intermontano entre Precordillera y Sierras Pampeanas.— Los afloramientos cenozoicos de la Precordillera y el valle intermontano han recibido más atención, comenzando por la división estratigráfica realizada por Kelly (1962). Posteriormente, numerosos autores estudiaron la zona entre los que se destacan Johnson *et al.* (1984, 1986), Beer *et al.* (1987), Contreras *et al.* (1990), Re y Barredo (1993), Furque *et al.* (1998), Milana *et al.* (2003), Zambrano y Suvires (2005) y Bracco *et al.* (2011).

De la cuenca Cenozoica del Bermejo y equivalentes, se discuten a continuación las formaciones pliocenas Río Jáchal y Mogna (tabla 3).

Formación Río Jáchal (Kelly, 1962).— Esta unidad se apoya en forma concordante y transicional sobre la Formación Quebrada del Cura, de la que se distingue principalmente por la coloración más verdosa de las pelitas, la menor cementación y el menor contenido de yeso. La Formación Río Jáchal está cubierta con idéntica relación por la Formación Mogna. La Formación Río Jáchal fue dividida informalmente en los Miembros Inferior y Superior por Johnson *et al.* (1984, 1986), y en los Miembros Inferior, Medio y Superior por Milana *et al.* (2003), esquema que se seguirá en este trabajo.

El Miembro Inferior, de 205m de espesor, está constituido por bancos gruesos de areniscas medias con intercalaciones de lutitas, limolitas y areniscas finas. Las areniscas son laminares a tabulares y multiepisódicas, en general tienen bases erosio-

vas y desaparecen lateralmente, evidenciando fenómenos de canalización local. Los depósitos finos son laminares con abundante contenido de arena que alternan con pelitas verdosas y grietas de desecación.

Paleoambientalmente, este miembro habría estado dominado por lagunas menores de agua dulce semipermanentes, vinculadas a aportes fluviales alóctonos, intercalados con ríos efímeros desarrollados sobre una planicie de inundación heterolítica.

El Miembro Medio, de 418 m de espesor, muestra mejor cementación y un incremento en el contenido de yeso. Por otro lado, desaparece el componente limoso de las llanuras haciéndose enteramente arenoso y con gran cantidad de grietas de desecación. Además, las llanuras muestran estratos de 5 a 50 cm cuyas bases presentan calcos de flujo, de herramientas de carga e incluso huellas de paleovertebrados y bioturbación. Los canales son laminares, con particiones arcillosas internas.

Paleoambientalmente, el Miembro Medio se habría formado principalmente por crecientes no confinadas en un ambiente aluvial arenoso, con una red de canales poco profundas y llanuras con flujo mantiforme paralelo a los canales, similar a los de las bajadas gravosas altamente agradantes.

El Miembro Superior, de 485 m de espesor, es similar al inferior, pero sin los limos verdosos y con mayor proporción de conglomerados. Los canales son multiépisdicos y presentan un característico cemento calcáreo (Johnson *et al.*, 1986). La planicie heterolítica es menos arenosa y presenta capas aisladas y mantiformes de areniscas laminadas y canales lenticulares. El ambiente en el que se depositó este miembro habría sido similar al Miembro Inferior, aunque sin las lagunas y más proximal. Durante las crecidas, los materiales gruesos habrían sido transportados en mantos laminares, para luego re-organizarse en los drenajes principales, con una red de canales secundarios pequeños.

Seis circones (trazas de fisión) provenientes de un banco de toba intercalado en el sector basal de la Formación Río Jáchal arrojaron una edad de $6,1 \pm 0,9$ Ma (Johnson *et al.*, 1986). Según este dato y en comparación con los valores determinados por métodos magnetoestratigráficos, la unidad se habría depositado entre los 6,25 y 2,75 Ma, hecho que permite ubicarla entre el Mioceno superior alto y el Plioceno superior bajo. En el Miembro Medio se ha registrado la presencia de huellas de vertebrados y bioturbaciones (Milana *et al.*, 2003).

Formación Loma de las Tapias (Serafini *et al.*, 1986).— Esta unidad fue originalmente descripta con tres miembros, de la base al techo: Limolitas La Colmena; Areniscas Albardón y Conglomerado El Chilote. Sin embargo, Rodríguez (2004) determinó que el Miembro Conglomerado El Chilote es equivalente a las formaciones Mogna y El Corral. Siguiendo este criterio se describen a continuación los dos primeros miembros:

El Miembro Limolitas La Colmena, de 260 m de espesor, comienza con un grueso nivel de conglomerados, cubierto por limolitas claras interestratificadas con arcilitas rojas claras y niveles de areniscas grises finas y medias con estratificación entrecruzada. Las facies pelíticas presentan laminación paralela y grietas de desecación.

El Miembro Areniscas Albardón consiste en 1350 m de areniscas conglomerádicas tufáceas interestratificadas con areniscas finas a gruesas. Los bancos de areniscas son grisáceos con intercalaciones de pelitas rojizas y niveles conglomerádicos, los que aumentan en proporción hacia el techo. El paleoambiente en el que se habría depositado este miembro corresponde a la progradación de un sistema de abanico aluvial distal sobre la llanura aluvial anastomosada, durante la evolución de una cuenca de foreland (Bercowski *et al.*, 1987; Contreras *et al.*, 2001; Suvires y Contreras, 2011).

Las dataciones radimétricas y la magnetoestratigrafía permitieron restringir la edad de este miembro entre los 8,5 y 4 Ma (Mioceno tardío-Plioceno) (Bercowski *et al.*, 1986; Contreras y Baraldo, 2011). Se han extraído numerosos restos fósiles de la base de esta formación, todos provenientes de sedimentos inferiores a una toba datada en $7 \pm 0,9$ Ma (Bercowski *et al.*, 1986), correspondientes al Mioceno tardío. Los fósiles incluyen mamíferos de diversos órdenes, aves y anfibios (Deschamps *et al.*, 2009; Contreras y Baraldo, 2011 y literatura citada, Contreras *et al.*, 2013; Miño-Boilini *et al.*, 2014; Agnolín *et al.*, 2016; Olivares *et al.*, 2017).

Formación Mogna (Kelly, 1962).— Esta unidad, de 680 m de espesor, cubre en forma concordante y transicional a la Formación Río Jáchal, con la cual engranan lateralmente en ciertas áreas (Milana *et al.*, 2003), y a la Formación Loma de las Tapias. La Formación Mogna está cubierta en discordancia angular por diferentes niveles de los depósitos de abanicos aluviales antiguos y recientes.

Esta unidad fue dividida en tres intervalos en función de la proporción de gravas: basal 33%; medio 17%, y superior 80% (Milana *et al.*, 2003), o bien en tres miembros, aún informales (Rodríguez, 2004). Estos conglomerados tienen una composición diferente que los de la infrayacente Formación Río Jáchal (Johnson *et al.*, 1986), ya que tienen pocos clastos limolíticos y en general están mejor redondeados.

Las asociaciones de facies, descriptas a continuación, se repiten en diferentes proporciones en los tres intervalos (Milana *et al.*, 2003; Rodríguez, 2004). La primera asociación está formada por cuerpos de conglomerados con base y techo planos, masivos a crudamente estratificados, con buena imbricación, estratificación entrecruzada en artesa y lentes de arena, de color morado. La segunda asociación está formada por gravas mal seleccionadas, con gran cantidad de matriz arenosa, marcada laminación plana, clastos sobredimensionados (alcanzando 25 a 30 cm) y fábrica bimodal. La tercera asociación de facies está caracterizada por canales arenosos multiepisódicos de 3 m hasta 6 m de espesor, con una base rica en paraclastos o rodados volcánicos, y entrecruzamientos de bajo ángulo; su parte principal es arena fina a media con laminación plana o con algunos cortes y relleno. La cuarta asociación de facies está compuesta por litologías de planicie de inundación, con intervalos de 1 a 2 m de limos arenosos masivos, a veces con clastos dispersos, restos de laminación plana y evidencias de tubos. También presenta sets solitarios o agrupados de arena, con inclinación alta y orientación variable, y capas de arena laminares, con gradación inversa y granos gruesos en su techo.

La Formación Mogna marca un gran cambio ambiental, debido al incremento de los conglomerados. Esta unidad representa depósitos fluviales, donde las pefitas

se depositaron rellenando canales entrelazados de un río permanente y sobre llanuras con abundante vegetación (paleorío San Juan; Milana, 1994, 1997; Furque *et al.*, 1998; Milana *et al.*, 2003). Hacia el techo, el mayor porcentaje de gravas provenientes de Precordillera podrían responder a un ambiente de bajada pedemontana, con sucesivos eventos de crecientes (Milana *et al.*, 2003).

El contacto entre la Formación Río Jáchal y la Formación Mogna se encuentra alrededor de los 2,6 Ma, por lo cual la de esta última fue asignada al Plioceno superior (Johnsson *et al.*, 1984). No se han registrado fósiles en esta formación.

Formación El Corral (Furque, 1963).— Esta unidad está apoyada en contacto transicional sobre las calizas de la precordillera o sobre la Formación Mogna, aunque a veces se interdigita lateralmente con la misma (Milana *et al.*, 2003) y es cubierta en discordancia angular por depósitos aluviales y de barreales cuaternarios. La Formación El Corral fue definida por Furque (1963) como un paquete de sedimentos clásticos espesos aflorantes a lo largo de las serranías precordilleranas. Estos depósitos están constituidos por dos miembros, el inferior o “miembro de las areniscas y lutitas” y el superior o “miembro de los conglomerados”. El miembro inferior, con afloramientos más restringidos, está formado por limolitas y arcilitas con abundancia de lutitas claras. El miembro superior en cambio, está formado por una espesa sucesión de conglomerados gruesos de colores claros de amplia distribución. Milana *et al.* (2003) definieron el miembro inferior en el área de Mogna, constituido por 120 m de bancos gruesos de conglomerados y fanglomerados grises de estratificación grosera, con escasas y muy subordinadas intercalaciones lenticulares de areniscas y limolitas rojizas, además de algunos bancos de tobas. Los clastos son mayoritariamente de calizas junto con areniscas verdes y posee escasa matriz. Paleoambientalmente, esta unidad fue depositada por crecientes no canalizadas en un ambiente de bajada con corrientes fluidas, pero hiperconcentradas (Furque *et al.*, 1998; Milana *et al.*, 2003; Rodríguez, 2004).

La edad de la Formación El Corral fue asignada al Mioceno superior, sobre la base de la edad de una toba intercalada en la secuencia de $9,2 \pm 2,5$ Ma (Jordan y Damanti, 1990; Jordan *et al.*, 1990). Sin embargo, otros autores la consideran del Pleistoceno (Furque *et al.*, 1998; Milana *et al.*, 2003) o del Plioceno (Ciccioli y Marrensi, 2012). No se han registrado fósiles en esta formación.

Sierras Pampeanas:

Formación Angosturas (Azcu y Morelli, 1979) (= *Formación Los Llanos*; Bodenbender, 1911; Bordas, 1941; Zuzek, 1978; Limarino y Poma, 1999).— Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en el extremo noreste de la provincia de San Juan. Estas sedimentitas son equivalentes a las que Bossi (1977) denominó Formación Río Mañero y parcialmente equiparables a la Formación Quebrada del Médano (Parker, 1974) (Tabla 3). Exposiciones de menor importancia aparecen por debajo de los actuales niveles de abanicos aluviales en la zona de Usno y a lo largo de toda la sierra Baja de Los Portezuelos. La misma aparece cubriendo en discordancia levemente angular a la Formación Cerro Rajado, Los Colorados y Río Chiflón.

Hacia el techo, está cubierta en discordancia por los depósitos de bajadas aluviales modernas del borde nororiental de la sierra de Valle Fértil y de la sierra Baja de Los Portezuelos, o por depósitos aluviales y eólicos modernos como ocurre al este de la Hoyada de Ischigualasto.

Esta unidad está compuesta por 150m de areniscas (desde muy finas a gruesas), conglomerados, tobas arenosas, pelitas y escasas tobas primarias de colores grises y rosados claros, que se distinguen de las coloraciones rojizas fuertes de las unidades que la rodean. En esta unidad se han definido ocho asociaciones de facies y dos miembros: Miembro inferior y Miembro superior (Ezpeleta *et al.*, 2006). Las asociaciones de facies presentes son: (1) facies de conglomerados clastos soportados, (2) facies de microbrechas, (3) facies de areniscas con megaestratificación cruzada, (4) conglomerados arenosos calcáreos fuertemente cementados, (5) areniscas y arcilitas con estructura columnar, (6) areniscas conglomerádicas con cemento silícico, (7) limoarcilitas pardo-rojizas, y (8) brechas fangosas (Ezpeleta *et al.*, 2006). La asociación inferior se compone de depósitos fluviales cubiertos por campos eólicos, mientras que la asociación superior se caracteriza por depósitos fluviales entrelazados, que localmente desarrollan características propias de llanuras de inundación con intensa pedogenización y posiblemente un incremento de la humedad del sistema hacia el techo (Ezpeleta *et al.*, 2006). Limarino *et al.* (1999) en cambio separan los afloramientos de la Formación Los Llanos en tres facies de acuerdo a la posición de los afloramientos en oriental, central y occidental. Las facies orientales se caracterizan por una sucesión grano, estratocreciente areno-gravosa, de colores rosados claros y grises donde se distinguen canales lenticulares y llanuras areniscosas. La facies central en cambio presenta similares características con conglomerados y areniscas rosadas hasta blanquecinas, con frecuente estratificación entrecruzada y bancos lenticulares que varían lateralmente a áreas donde los conglomerados pierden importancia y predominan las areniscas limosas blanquecinas a rosadas con abundante participación de yeso y margas de color gris, estas últimas con abundante estratificación ondulítica. Por su parte, la facies occidental está formada por limolitas y areniscas, ortoconglomerados polimícticos y por lo menos tres niveles de tobas primarias. Las limolitas se presentan en bancos desde delgados a medianos, tanto laminados como macizos, en ocasiones intercalando niveles milimétricos de yeso. Las areniscas son de color rosado hasta pardo, frecuentemente con estratificación entrecruzada y en ocasiones, suelen encontrarse colmadas por concreciones tubiformes de carbonatos. En lo que respecta a los conglomerados, son escasos y, como rasgo particular, suelen incluir clastos de volcanitas. La Formación Los Llanos se ha depositado en un ambiente continental intermontano, donde las facies muestran mayor participación de sedimentos fluviales de moderada a alta energía, cerca de la sierra (oeste en la facies oriental y este en la facies central y occidental) y, hacia el centro se pasa rápidamente a sedimentos finos de origen fluvial (de baja energía) y lacustre de bolsón, incluyendo margas y algunos niveles de yeso. Un aspecto destacable de la Formación Los Llanos es la existencia de depósitos eólicos caracterizados por la presencia de sets entrecruzados de gran escala en la facies oriental.

La edad de esta unidad ha sido asignada al Plioceno, por correlación con otras sedimentitas de esa edad en la provincia de San Luis (Zuzek, 1978; Azcu y More-

lli, 1979) o al Mio-Plioceno (Ezpeleta *et al.*, 2006; Limarino *et al.*, 1999). No se han registrado fósiles en esta formación.

Formación San Roque (Bodenbender, 1911; Biondi, 1937; Limarino y Poma, 1999).— Se denomina Formación San Roque a las pelitas, areniscas y bancos conglomerádicos de color rojo intenso que afloran sobre los faldeos sudorientales de la sierra de Valle Fértil, probablemente correlacionables a la Formación Los Llanos (Limarino y Poma, 1999).

Esta unidad está compuesta por areniscas rojas, arcilitas y en menor proporción conglomerados, medianamente cementados, de color rojo intenso, con bajo grado de diagénesis. Aparecen apoyadas directamente sobre los granitoides del Complejo Valle Fértil y están cubiertas por los abanicos pleistocenos de los depósitos de fanconglomerados disectados (Limarino y Poma, 1999).

Las pelitas son las rocas más abundantes, aparecen en bancos gruesos, frecuentemente laminados y con pequeñas interposiciones milimétricas de yeso y calcita. En lo que respecta a las areniscas son predominantemente de grano fino a muy fino, en ocasiones limosas, pueden estar interestratificadas con las pelitas o mostrando delicada laminación horizontal. Los conglomerados son escasos, de grano fino y mediano y muestran clastos subangulosos del basamento local (Limarino y Poma, 1999).

Estas rocas han sido interpretadas como acumuladas en un ambiente fluvial de baja energía, probablemente bajo condiciones climáticas áridas o semiáridas a juzgar por la presencia de evaporitas (Limarino y Poma, 1999). No se han efectuado hallazgos de restos fósiles. La formación ha sido atribuida al Plioceno sobre la base de su correlación estratigráfica con la Formación Los Llanos (Limarino *et al.*, 1999).

Formación Nikizanga (Dalla Salda y Varela, 1981; Cuerda *et al.*, 1984).— Esta unidad aflora en los sectores suroriental y nororiental de la Sierra de Pie de Palo y está apoyada en discordancia sobre el basamento cristalino del Complejo de Pie de Palo.

La misma está formada por 300m de sedimentos clásticos finos y niveles de evaporitas en la porción basal (Cuerda *et al.*, 1984). La Formación Nikizanga es una secuencia alternante de areniscas de grano fino, limosas de colores gris amarillento y castaño oscuro, interdigitada con limolitas castaño rojizas, y con láminas de yeso epigénicas.

Esta secuencia ha sido interpretada como depósitos saliníferos asociados a eventos paleoclimáticos de intensa evaporación en un ambiente de baja energía. La edad de esta unidad fue asignada por Cuerda *et al.* (1984) al Plioceno, por correlación litológica con la Formación Río Jáchal.

Formación Río Camperito (Cuerda *et al.*, 1983).— Esta unidad está expuesta al sureste de la Sierra de Pie de Palo. La misma se apoya en concordancia con la Formación Nikizanga.

La secuencia está formada por 420 m de de bancos conglomerádicos de 1 a 3 m de potencia, intercalados con areniscas y limolitas de tonos castaño claros. Hacia el techo, los niveles conglomerádicos disminuyen en potencia y número.

El paleoambiente ha sido interpretado como abanicos aluviales distales y podría corresponder al Plio-Pleistoceno si se considera equivalente a la Formación Mogna (Ramos y Vujovich, 2000). No se han registrado fósiles en esta formación.

La Rioja

Los depósitos de la provincia de La Rioja (figura 4), asignados al Plioceno (o Mio-Plioceno o Plio-Pleistoceno), afloran en las siguientes unidades orográficas citadas de oeste a este: en la Sierra Del Peñón, Sierra de Los Colorados, Sistema del Famatina y sierra de Velasco, en la región central de la provincia.

Una unidad litoestratigráfica de edad controvertida, que fue considerada de edad neógena (Mioceno tardío o Plioceno), corresponde a los “Estratos de Los Llanos” (Bodenbender, 1911) o Formación Los Llanos (Zuzek, 1978), la cual aflora en las cercanías de las sierras de Los Llanos, sierras de Ulapes, sierra de Velasco, sierra de Minas y sierra Brava, en las regiones sur y oriental de La Rioja respectivamente. La Formación Los Llanos es equivalente a las Formaciones Huaco, Sanagasta (Sierra de Velasco; Tauber, 2007; Hünicken, 2005) y Los Chivatos (Sierra Brava; Coira y Koukharsky, 1970). Actualmente persiste una controversia sobre el alcance del nombre Formación Los Llanos y su edad. Mientras que algunos autores (Bodenbender, 1911; Tauber, 2007; Grellet-Tinner y Fiorelli, 2010; Chiesa *et al.*, 2011a; Fiorelli *et al.*, 2011, 2012, 2016; Hechenleitner *et al.*, 2014; Hechenleitner, 2017) la consideran como cretácica refiriéndose fundamentalmente a los afloramientos de la sierra de Velasco en la Provincia de La Rioja, otros (Gross, 1948; Ezpeleta *et al.*, 2006; Dávila *et al.*, 2007; Astini y Oviedo, 2014; Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2015), la consideran de edad neógena (Mioceno) e incluyen los afloramientos de la provincia de Córdoba, por tal motivo no se describirá en este capítulo (tabla 4).

“Conglomerado La Falda” (Limarino *et al.*, 2016).— Esta unidad neógena aflora en las nacientes de la quebrada homónima, en la Sierra del Peñón, donde yacen en fuerte discordancia sobre las eolianitas de la Formación Vallecito (Braccini, 1946, Oligoceno tardío-Mioceno temprano) o sobre los “conglomerados y areniscas Refugio del Peñón” (Limarino *et al.*, 2016; Mioceno medio y tardío).

Está compuesta principalmente por ortoconglomerados polimícticos formando bancos lenticulares con clastos de hasta 15 cm de diámetro máximo de volcanitas violáceas y gris verdosas y algunas metamorfitas de grano fino, junto a escasos fragmentos de cuarzo y areniscas rojas. Además hay algunas brechas y areniscas medianas a gruesas de color gris verdosos estratificadas en bancos desde finos a muy gruesos, aunque estos últimos predominan especialmente hacia el techo de la unidad. Las areniscas, suelen ser guijarrosas y, en algunos casos, transicionalmente pasan a conglomerados finos. Se presentan estratificadas en bancos lenticulares, por lo general de bases erosivas y frecuentemente apilados conformando complejos de canales de geometría tabular a lentiforme. Aunque predominan los bancos con estructura maciza, algunas areniscas muestran estratificación cruzada con un desarrollo muy notorio.

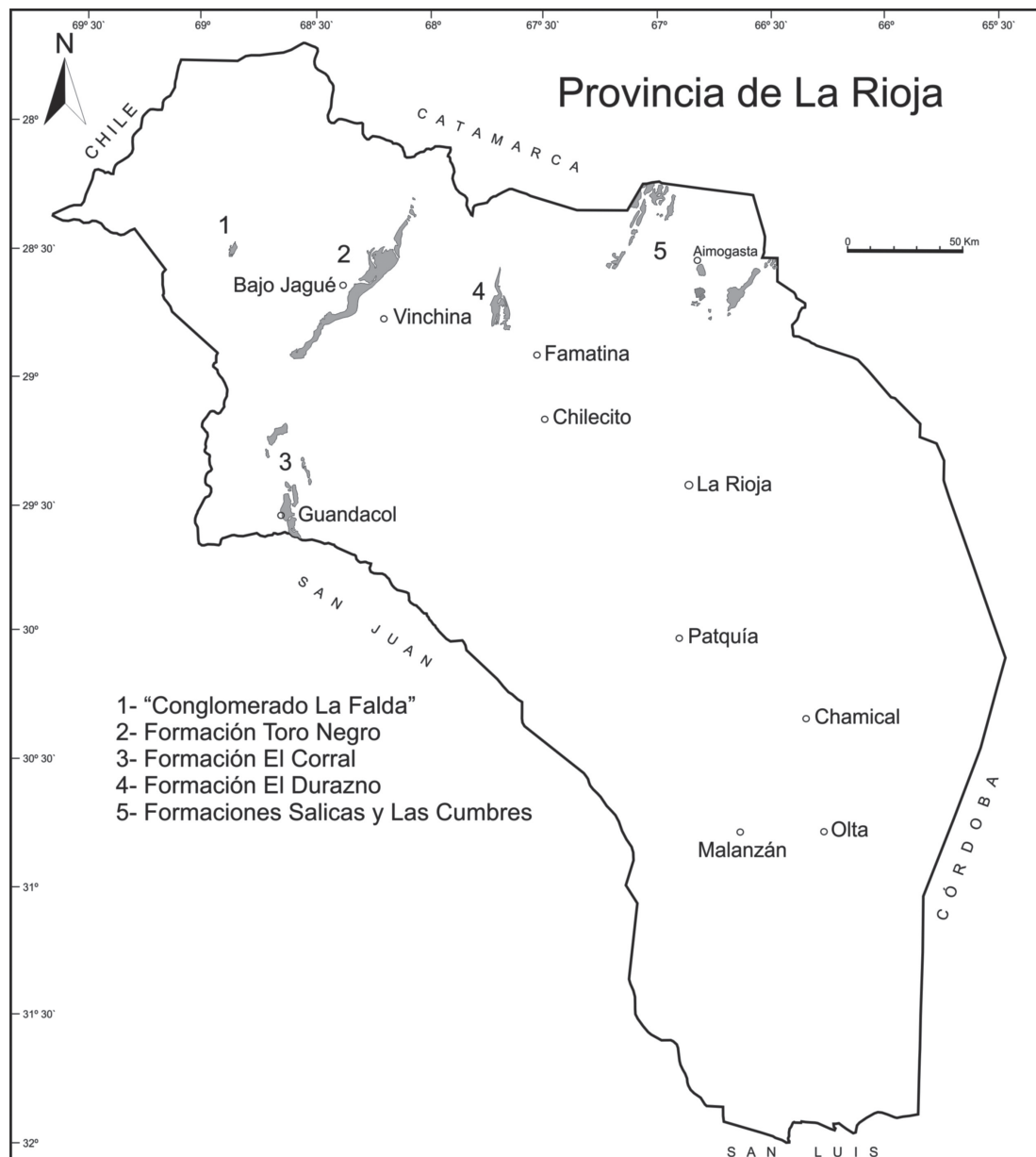


Figura 4. Distribución de los afloramientos de las sedimentitas asignadas al Plioceno en la provincia de La Rioja.

El paleoambiente sedimentario corresponde a sistemas fluviales multicanalizados (entrelazados) de alta energía y emplazamiento proximal al área de aporte. El "conglomerado La Falda" indica el desplazamiento hacia el este del orógeno andino y el ascenso y destechado del granito que forma el núcleo de la Sierra del Peñón.

Hasta el presente no se hallaron fósiles y carecemos de dataciones radimétricas de esta unidad; sin embargo, por las relaciones estratigráficas y correlaciones con unidades próximas, como los infrayacentes "Conglomerados y areniscas Refugio del Peñón", se ha interpretado una edad Mioceno tardío o Plioceno temprano (Limarino *et al.*, 2016).

Tabla 4. Cuadro de correlación de las unidades sedimentarias del Plioceno en la provincia de La Rioja.

Espacio	Sierra del Peñón	Sierra de Los Colorados	Sistema del Famatina	Sierra de Velasco
Tiempo				
Pleistoceno		Fm. Santa Florentina		Fm. Las Cumbres
Plioceno				
	“Conglomerado La Falda”	Fm. Toro Negro	Fm. El Durazno Mb. El Álamo	Fm. Salicas
Mioceno	“Conglomerado A. Refugio del Peñón”	Fm. Vinchina	Mb. Río Blanco	

Formación Toro Negro (Turner, 1964).— Esta unidad es litológicamente muy homogénea y se dispone en una secuencia homoclinal, que buza hacia el oeste. Se reconocen dos miembros, el inferior con predominio de sedimentos finos (areniscas finas y pelitas, con conglomerados y tobas subordinadas) y con contenido fosilífero (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Krapovickas *et al.*, 2009) y el superior con predominio de conglomerados medianos a gruesos e intercalaciones de tobas. El perfil tipo se encuentra en la quebrada de La Troya, donde su miembro inferior tiene un espesor de 1.643 o 1.684 m (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Ciccioli *et al.*, 2010). Se caracteriza por la alternancia de sedimentos epiclásticos y piroclásticos. Los primeros consisten en una alternancia de potentes estratos de areniscas pardas y rojizas con niveles pelíticos verdes y marrones; eventualmente se intercalan cuerpos tabulares o lentiformes de conglomerados gruesos. Los estratos de arenisca tienen entre 2 y 4 m promedio de potencia y una geometría tabular. Son areniscas finas, medianas y gruesas con moderada a buena selección y predominio de matriz ferruginosa. Los niveles pelíticos se desarrollan a lo largo de todo el tramo stratigráfico y se presentan como cuerpos tabulares. Estos sedimentos están finamente laminados, en algunos casos se pudieron observar estructuras de calcos de carga y grietas de desecación en la superficie del estrato. Los cuerpos conglomerádicos son lentiformes y no presentan desarrollo horizontal significativo. Se trata de paraconglomerados medianos a gruesos, polimícticos, de aspecto masivo. Los clastos son subangulosos y están pobremente seleccionados, alcanzando los 15-20 cm de diámetro en su eje mayor. En general la matriz es arenosa y en algunos casos arcillosa.

En el miembro superior predominan las facies conglomerádicas masivas, las que en algunos casos presentan clastos imbricados. Estos depósitos conforman potentes cuerpos tabulares de gran extensión areal y base erosiva, y se intercalan con facies finas de pelitas de aspecto masivo.

La Formación Toro Negro, en su conjunto (tabla 4), corresponde a depositación sinorogénica asociada a un frente montañoso tectónicamente activo (frente orogénico andino). El miembro superior representa la sedimentación en abanicos aluviales de alta eficiencia de transporte (abanicos húmedos) que pasan lateralmente a llanuras

aluviales con desarrollo de canales entrelazados de baja sinuosidad, representadas por el miembro inferior. El arreglo vertical de facies se debe a la progradación del sistema, producto del avance del frente orogénico (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006).

La edad de la Formación Toro Negro es motivo de discusión. Hay dataciones que indican una edad Pliocena temprano ($4,3 \pm 1,0$ Ma, Tabutt *et al.*, 1989), obtenida para la toba basal de esta formación, coincidiendo con la edad sugerida por la asociación de mamíferos fósiles, mientras que otras dataciones demuestran una edad Mioceno tardío sobre niveles de tobas vítreas ubicadas en el contacto entre los miembros inferior y superior (superior (K40/Ar40: $8,6 \text{ Ma} \pm 0,3$ y $6,8 \pm 0,2$ Ma; Ciccioli *et al.* 2005). Sin embargo, no se descarta que la parte cuspidal de la unidad alcance el Plioceno temprano, por tal motivo se considera que el miembro superior de esta formación tiene una edad Plioceno (Ciccioli *et al.*, 2010).

Recientemente, Amidon *et al.* (2016) dan a conocer edades numéricas de U-Pb de tefra volcánica y zircones detríticos, demostrando que la depositación de la Fm Toro Negro (cuenca de Vinchina) ocurrió, aproximadamente, entre 6,9 Ma y 2,3 Ma (Mioceno tardío a Pleistoceno temprano).

En el miembro inferior se registraron numerosos niveles fosilíferos que contienen icnitas, briznas, troncos, restos de mamíferos y aves. De Iuliis *et al.* (2004) describieron una nueva especie de Megatheriinae (Mammalia, Xenarthra): *Pyramiodotherium scillatoyanei*, procedente de los niveles superiores del miembro inferior de la Formación Toro Negro. El género *Pyramiodotherium* también ha sido registrado en el “Araucanense” (i.e., Formación Andalhuala + Formación Corral Quemado) de la provincia de Catamarca y en el “Mesopotamiense” de la provincia de Entre Ríos (Carlini *et al.*, 2002; Brandoni y Carlini, 2009; Bonini y Brandoni, 2015).

Rodríguez Brizuela (2004) registró la presencia de Vulturidae (Aves, Ciconiiformes) en la Formación Toro Negro; en tanto que Rodríguez Brizuela y Tauber (2006) analizan los mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Mioceno tardío-Plioceno). Los autores indicaron la presencia de los géneros *Proeuphractus*, *Chorobates*, *Paleuphractus*, *Doellotatus*, *Lomaphorops*, *Urotherium* y *Neuryurus* (Xenarthra, Cingulata); *Xyophorus*, *Plesiomegatherium* y *Proscelidodon* (Xenarthra, Tardigrada); *Abrocoma*, *Protabrocoma* y *Propediolagus* (Rodentia, Caviomorpha); y *Eoauchenia* (Liptopterna).

Por su parte, Krapovickas *et al.* (2009) realizaron estudios icnológicos en la mencionada unidad, registrando la presencia de huellas que refieren a paseriformes y aves cursoriales, entre las aves; y a tardígrados, proterotéridos, macrauquénidos y roedores, entre los mamíferos.

Los troncos fueron estudiados por Martínez y Rodríguez Brizuela (2011), quienes determinaron la presencia de la nueva especie *Gleditsioxylon riojana* (Leguminosae, Caesalpinoideae) en esta formación.

El conjunto de evidencias sugiere disponibles que las condiciones climáticas fueron inicialmente semiáridas y templadas a cálidas o bien el desarrollo de subambientes semiáridos dentro de un contexto general de mayor humedad. El análisis de concentraciones de Be en los sedimentos, permitió identificar una variación en las tasas de paleoerosión, reconociendo dos etapas de ralentización en el Mioceno tardío (6.1 – 5.3 M.a.) y Plioceno medio (3.6 – 3.3 M.a.). Los mismos están vincula-

dos a periodos de aridez y sincrónicos con condiciones frías en relación a estadios glaciales globales (Amidon *et al.*, 2017).

Formación El Durazno (Turner, 1962; Dávila, 2005).— Esta formación tiene su mejor exposición en la quebrada del río homónimo, en el Sistema del Famatina, donde fuera definida por Turner (1962). Es la unidad de mayor distribución areal, yace sobre la Formación Santo Domingo (Mioceno medio) mediante una superficie erosiva y está cubierta por la Formación Santa Florentina (Pleistoceno). Está compuesta por dos miembros, uno inferior llamado Miembro Río Blanco (Mioceno tardío) y otro superior o Miembro El Álamo (Mio-Plioceno). Los 876 m de la unidad están constituidos en un 70% por conglomerados polimícticos medianos a gruesos. El resto de las litologías, en orden de importancia, lo constituyen areniscas gruesas medias, frecuentemente tobáceas, tobas y muy escasas areniscas finas y limolitas (Dávila y Astini, 2003; Dávila, 2005).

El Miembro El Álamo está compuesto por 507 m de conglomerados gruesos polimícticos, clasto soportados de coloraciones claras, con escasas intercalaciones y cuñas arenosas estratificadas. Próximo al techo de la formación, se reconoció un potente banco de tobas de 10 m de espesor aproximadamente. Los conglomerados constituyen más del 99% de este miembro y son comunes las fábricas clasto soporte, estructuras de corte y relleno e imbricación de clastos. El ambiente de depositación de este miembro se interpretó como fluvial de ríos entrelazados de alta movilidad (e.g., Dávila y Astini, 2003; Dávila, 2005).

La edad Mio-Plioceno asignada al Miembro el El Álamo está sustentada por una datación en el techo del Miembro Río Blanco de $5,8 \pm 0,9$ Ma y en la base del Miembro El Álamo de $4,0 \pm 0,8$ Ma (Dávila, 2005)

Formación Salicas (Socic, 1972, 1973; = *Formación Schaqui*, Turner, 1971).— Considerando la sección estratigráfica integrada, la Formación Salicas está compuesta predominantemente por arena fina y areniscas (Sm) y limos arcillosos y limolitas (Fm) de color pardo rojizo, alternando con capas interestratificadas de color gris amarillento y tonalidades más claras. Estos sedimentos se amalgaman en bancos tabulares con estratificación horizontal. También se han observado estratos finos de arena gruesa, grava fina y niveles de tobas bien definidos, expuestos en los afloramientos orientales de la Villa Mazán-Villa Mervil (Bossi *et al.*, 2009). El grado de litificación por el cemento calcáreo es variable. La presencia de niveles de calcretes continuos y muy persistentes permite interpretar un origen pedogenético.

La información proporcionada por el registro paleontológico y la interpretación geológica sugieren que la Formación Salicas pudo haberse depositado en llanuras bajo condiciones intermedias de temperatura y sequía. Este ambiente fue probablemente dominado por pastizales abiertos con áreas boscosas cercanas a ríos y lagunas, estando expuesto a inundaciones episódicas típicas de ambientes semidesérticos. Los niveles de paleosuelos arcillosos, registrados principalmente en la parte inferior de la secuencia estratigráfica, serían indicativos de períodos alternativos de mejoramiento climático (Brandoni *et al.*, 2012).

Esta unidad litoestratigráfica fue asignada, con dudas, al Plioceno (Sosic, 1973; Combina y Santiesteban Bové, 2000a) o al Plioceno superior (Turner, 1971), sobre la base de las relaciones estratigráficas dentro de un marco regional. Otros autores se basaron en el registro paleontológico para asignarla al Mioceno tardío (Chasicuense-Huayqueriense; Mulé *et al.*, 1997; Bossi *et al.*, 1999). Los últimos estudios permitieron determinar una edad Mioceno tardío (Huayqueriense) para algunos niveles con restos de vertebrados, aunque no se descartó que pudiera extenderse su edad hasta el Plioceno (Tauber, 2005; Brandoni *et al.*, 2012).

En esta formación se registró la presencia de varios linajes de mamíferos fósiles (e.g., Notoungulata, Litopterna, Xenarthra, Rodentia; Mioceno tardío), a la vez que se mencionó la presencia de tortugas, aves (probablemente Ciconiidae), anuros, gasterópodos y plantas acuáticas (Tauber, 2005). En lo que se refiere a los mamíferos, este autor reconoció los Cingulata: *Macrochorobates*, *Proeuphractus*, *Chaetophractus* y *Eosclerocalyptus*; los Rodentia: *Neophanomys*, *Lagostomus*, *Orthomyctera* y *Potamarchus*; y los Notoungulata: *Protypotherium*, *Pseudotypotherium*, *Hemihegetotherium* y *Tremacyllus*. Por otra parte, consideró que el elenco de mamíferos indica una edad Huayqueriense para la asociación y los niveles fosilíferos estudiados y que está vinculada con aquella presente en las formaciones Chiquimil y Andalhuala de la provincia de Catamarca. También se documentó la presencia de trazas de insectos xilófagos asignables a bupréstidos sobre tallos afines a *Prosopis* (Tauber y Mazzoni, 2003) y de aves (Anseriformes, Anatidae) en la icnofacies de *Scoyenia* (Tauber *et al.*, 2007). Asimismo se estudiaron troncos fósiles de las Leguminosae, Mimosoideae – *Prosopis* y *Prosopisinoxylon anciborae* (Pujana, 2010; Pujana *et al.*, 2011, 2014).

Brandoni *et al.* (2012) y Cerdeño y Schmidt (2013) presentaron una nueva colección de mamíferos de la Formación Salicas con lo cual se incrementó la diversidad paleomastozoológica de dicha unidad, agregando para la unidad (e.g., *Chasicotatus*, *Paedotherium*, *Neobrachytherium* y posiblemente *Cardiomys*) que se suman a los reportados por Tauber (2005), con lo cual la diversidad asciende a aproximadamente 16 géneros.

Formación El Corral (Furque, 1963).— Esta unidad aflora desde el norte de la provincia de La Rioja hasta la provincia de San Juan formando fajas de orientación norte sur.

Está compuesta por sucesiones sedimentarias sinorogénicas de cima de cuña interna (*wedge top deposits* o cuenca “*piggy back*”) del Plioceno (o Plio-Pleistoceno para algunos autores), aflorantes en los flancos de la Precordillera Argentina y en la Sierra de Los Colorados (Furque, 1963, 1972a y b, Jordan *et al.*, 1993; Milana *et al.*, 2003; Tedesco *et al.*, 2004; Tedesco *et al.*, 2013).

Las facies que componen esta unidad son Gm: conglomerados clasto soportados masivos, Gp: conglomerados con estratificación cruzada tabular plana, Gmm: conglomerados matriz soportados masivos, Gi: conglomerados imbricados, Gh: conglomerados con estratificación horizontal, SGm: areniscas guijarrosas masivas, Sm: areniscas masivas y Fm: pelitas masivas, conformando todas ellas cuerpos tabulares (Tedesco *et al.*, 2013). Sobre la base del análisis de estas facies y sus asociaciones, estos autores interpretaron que los ambientes de depositación de esta formación,

variaron entre sistemas fluviales entrelazados de gravas y abanicos aluviales medios a cercanos, dominados por flujos por gravedad y frentes montañosos dominados por flujos canalizados distantes.

Para esta formación no se han reportado fósiles, sin embargo, hay consenso sobre que su edad abarcaría el intervalo Mioceno tardío-Plioceno, y para algunos autores podría llegar al Pleistoceno temprano, debido a que se encuentra intercalada entre las formaciones Toro Negro (Mioceno tardío – Plioceno temprano) y Santa Florentina (De Alba, 1954; Pleistoceno temprano) (Ciccioli *et al.*, 2005; Ciccioli, 2008; Limarino *et al.*, 2010; Tedesco *et al.*, 2013; Japas *et al.*, 2016).

Formación Las Cumbres (Socic, 1972).— La Formación Las Cumbres aflora ampliamente entre las sierras de Velasco y Paimán al sur y las sierras de Vinquis y Zapata al norte (provincias de La Rioja y Catamarca), cubriendo concordantemente la Formación Salicas (Mioceno tardío-Plioceno temprano). La Formación Las Cumbres tiene un espesor máximo medido de 600 m y está compuesta por una sucesión granocreciente de conglomerados y areniscas, desarrolladas en una gran bajada aluvial formada durante el pico del levantamiento de las Sierras Pampeanas, donde se reconocieron cuatro alonidades (Bossi *et al.*, 2007, 2009).

La sección inferior está constituida por areniscas medianas a gruesas que forman niveles tabulares de base irregular de 2 a 3 m de espesor, a veces terminados en barrancas abruptas contra depósitos arenosos finos y escasas limolitas (espesor 430 m). La sección superior compuesta casi exclusivamente por conglomerados polimícticos principalmente clasto soportados en disposición granocreciente, con guijas y gujarros, frecuentemente imbricados.

Se interpretó que el clima durante la depositación de esta unidad fue árido, con áreas de aporte cercanas constituidas por montañas en activo ascenso. La presencia de carbonato sinsedimentario (calcretos y rizoconcreciones) se explica como el producto de procesos freático edáficos en un clima árido. La amplia extensión de conglomerados indica un transporte masivo de gran penetración en la cuenca vecina definida por el Bolsón de Pipanaco. El gran volumen de conglomerados acumulados en una región tan extensa, implica una producción de cascajo en el área fuente muy superior a la actual. En parte puede atribuirse a un ambiente tectónico muy activo, pero también podría adicionarse un clima árido con un invierno muy riguroso y frío (Bossi *et al.*, 2009).

Se interpretó que el ambiente habría evolucionado desde fluviales y eólicas en la sección basal, variando a barreales y planicie de distributarios (escorrenteras y barras efímeras) con abundantes calcretos y rizoconcreciones. Posteriormente se habrían generado mesoformas de canales, con barras bien definidas y una etapa final de abandono, fue rellenado por capas tabulares de arenas finas, limos, arcilla y una capa de micrita, que pueden interpretarse como un depósito lacustre somero. Sobre todo el conjunto anterior yacen conglomerados finos arenosos que forman un extenso sistema de canales y planicie aluvial.

La edad de esta unidad es considerada Plio-Pleistoceno, por yacer transicionalmente sobre la Formación Salicas, portadora de mamíferos fósiles asignados a la edad mamífero Huayqueriense (Tauber, 2005; Brandoni *et al.*, 2012) y por ser

correlacionable con la Formación Guanchín que aflora en el Bolsón de Fiambalá, provincia de Catamarca (Bossi *et al.*, 2009).

PALEOAMBIENTE

Los paleoambientes depositacionales de la región de Cuyo han sido interpretados en determinadas áreas en las que se destaca la magnitud de los afloramientos sedimentarios, el ambiente tectónico dominante y/o la identificación de las sucesiones portadoras de fósiles con los que se intenta establecer correlaciones con las edades biocronológicas reconocidas en América del Sur (SALMA).

El activo régimen tectónico del Plioceno en la región de Cuyo (Ramos, 1999) y las condiciones paleoclimáticas dominantes, sugieren diversas sucesiones estratigráficas y características paleoambientales vinculadas al levantamiento de la Cordillera de los Andes. En consecuencia, los depósitos varían desde fluviales de alta energía hasta lacustres, con frecuente desarrollo de paleosuelos, dunas eólicas, depósitos evaporíticos y volcanoclásticos.

El vulcanismo Plioceno resulta evidente en Mendoza Oriental. Originalmente, Groeber (1947b) propuso la denominación de Coyocholitense (=Basalto II) para incluir a los productos volcánicos pliocenos de composición basáltica y andesítica (e.g., Sruoga *et al.*, 2012). Niveles cineríticos de escaso espesor fueron también reconocidos en algunas de las unidades discutidas en el texto (formaciones Tunuyán, Bajada Grande y La Huertita). Asimismo, en San Juan, tanto los depósitos volcánicos como volcanoclásticos, aparecen en las cuencas más occidentales de la cordillera y del valle intermontano contiguo, interestratificados con depósitos proximales de abanicos aluviales (formaciones Los Bañitos, Olivares, Chinchas, Lomas del Campanario, Las Flores, Lomas del Inca y Puchuzum) y en ocasiones depósitos lacustres temporales (formaciones Puchuzum, Lomas del Inca, Las Flores). Mientras que, en La Rioja, la depositación sinorogénica asociada a un frente montañoso tectónicamente activo, se reconoce en la cuenca de antepaís de Vinchina, donde se acumuló la Formación Toro Negro.

Posiblemente para el Plioceno los ambientes áridos y semiáridos ya estaban establecidos en la región, así lo indican las evidencias sedimentológicas y edafológicas. Probablemente, las alturas máximas en la cordillera de los Andes cercanas a los 5000 msnm que habrían favorecido el desarrollo de la sombra pluviométrica. En Mendoza, cabe destacar la presencia de ambientes eólicos en las formaciones Tunuyán, Bajada Grande, La Huertita y Río Seco del Zapallo, a su vez, en San Juan, vinculados a la Formación Chinchas en la zona cordillerana, y luego hacia la zona de Sierras Pampeanas, la Formación Angostura, mientras que, en La Rioja se reconocen en la Formación Las Cumbres.

En líneas generales desde el punto de vista paleoambiental, las unidades pliocenas están representadas mayormente por depósitos de tipo aluvial y fluvial. En tal sentido, se pueden distinguir diferentes condiciones depositacionales en relación con la posición de las cuencas o depocentros donde los mismos fueron acumulados,

aunque siempre se reconoce una fuerte vinculación con el levantamiento de la Cordillera, la Precordillera y las Sierras Pampeanas.

Se identifican ambientes caracterizados por una red de canales entrelazados a anastomosados de baja sinuosidad y poca profundidad, asociados a extensos y predominantes complejos de llanura arenosa y extensas planicies de inundación donde se desarrolló la vegetación, como así también, condiciones de moderada a baja energía con estadios lacustres someros, y estratos con abundante precipitación de yeso y carbonato. Asimismo, los depósitos de los valles intermontanos presentan unidades vinculadas a abanicos aluviales proximales y distales, y con depósitos de barreales interestratificados.

Evidencias de paleosuelos se reconocen en La Rioja (formaciones Toro Negro, Salicas y Las Cumbres) y San Luis (Formación Río Quinto), los mismos pudieron desarrollarse en la planicie de inundación o en áreas protegidas de intercanal con niveles freáticos altos (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Prado *et al.*, 1998; Basaez *et al.*, 2013).

DISCUSIÓN

En la región de Cuyo, los afloramientos de las sedimentitas vinculadas al Plioceno están ampliamente distribuidos en toda el área y son producto del relleno de cuencas de carácter intra e intermontanas que en algunos casos alcanzan importantes espesores y en otros una amplia distribución areal. A escala regional, los afloramientos se encuentran aislados, lo que dificulta su correlación. Sin embargo, los últimos avances en el conocimiento de las evidencias paleontológicas y el aporte significativo de las edades absolutas, ha demostrado la continuidad evolutiva con los depósitos miocenos y ha permitido elaborar interpretaciones de correlación estratigráfica. La génesis de las unidades sedimentarias pliocenas de la región está estrechamente vinculada al levantamiento de la Cordillera. Así, en las unidades más occidentales se distinguen facies volcánicas y volcanoclásticas de arco, y facies aluviales proximales. Mientras que hacia el oriente, las facies son más distales y los depósitos volcanoclásticos tienden a aparecer resedimentados.

Para el Plioceno, la Cordillera de los Andes habría alcanzado alturas cercanas a los 5000 msnm (Giambiagi *et al.* 2014), lo que habría favorecido el desarrollo de la sombra pluviométrica hacia el este y consecuentemente el establecimiento de climas más áridos.

En los depocentros se reconocen ambientes fluviales, eólicos y lacustres, caracterizados por sedimentos silicoclásticos, desarrollo de paleosuelos, y trazas fósiles (raíces, coprolitos, icnitas de vertebrados e invertebrados), acompañados de depósitos volcanoclásticos.

Respecto a la paleontología de la región, cabe destacar que las principales citas corresponden a los mamíferos fósiles, sin embargo, las sucesiones también son portadoras de otros vertebrados, invertebrados, troncos, polen e icnitas (e.g., Rovereto, 1914; Bordas, 1934, 1941, Rusconi, 1936, 1939; Pascual, 1954; Prado *et al.*, 1998; De Juliis *et al.*, 2004; Georgieff *et al.*, 2004; Tauber, 2005; Rodríguez Brizuela y Tauber,

2006; Contreras, 2007; Cerdeño *et al.*, 2008, Krapovickas *et al.*, 2009; Alonso *et al.*, 2011; Bracco *et al.*, 2011; Chiesa *et al.*, 2011a, b; Forasiépi *et al.*, 2011; Krapovickas y Nasif, 2011; Martínez y Rodríguez Brizuela, 2011; Vucetich *et al.*, 2011; Brandoni *et al.*, 2012; Cerdeño y Schmidt, 2013; García Massini y Pujana, 2013; Turazzini, 2013; Garrido *et al.*, 2014; Turazzini y Miquel, 2014).

El Plioceno demarca un cambio en las comunidades terrestres de América del Sur, con la extinción de varios clados característicos de la fauna autóctona hacia el Plioceno medial (e.g., Kraglievich, 1952; Tonni *et al.*, 1992). Algunos autores han vinculado este fenómeno con los profundos cambios ambientales y climáticos vinculados a la orogenia Andina, dispersión de pastizales y establecimiento de ambientes áridos a semiáridos (e.g., Ortiz Jaureguizar *et al.*, 1995; Cione y Tonni, 2001), mientras que otros han argumentado a favor del impacto de un meteoro en la región Pampeana alrededor de los 3,3 Ma (Schultz *et al.*, 1998; Vizcaíno *et al.*, 2004). Durante el Plioceno, la conexión terrestre entre América del Norte y del Sur habría estado definitivamente establecida (ver Coates y Stallard, 2013 y referencias allí citadas sobre el origen del Istmo de Panamá), facilitando el movimiento faunístico entre ambos continentes (e.g., Woodburne, 2010; Cione *et al.*, 2015). Los primeros componentes de origen Holártico registrados en América del Sur son los carnívora Procyonidae, reconocidos para el Mioceno tardío. En los depósitos del Plioceno de la región de Cuyo, el prociónido *Chapalmalania altaefrontis* fue recuperado de la Formación Tunuyán (Mendoza). Sin embargo, cabe destacar que aún para el Plioceno los elementos endémicos de la fauna sudamericana son los dominantes en los ecosistemas terrestres.

Comparando con otras unidades portadoras del territorio argentino (e.g., Catamarca, este volumen), las asociaciones faunísticas de la región de Cuyo son aún escasas. Estas diferencias en la paleodiversidad pueden ser consecuencias del desarrollo de paleoambientes más extremos en la región, como a la falta de trabajos de campo y estudios sistemáticos, contribuyendo artificialmente al sesgo en el registro fósil. De esta forma, los trabajos de campo sistemáticos y la calibración de las unidades litoestratigráficas, tienen el potencial de brindar una reconstrucción más precisa de sus ecosistemas en asociación a la evolución de la Cordillera de los Andes, los cambios ambientes y climáticos asociados.

CONCLUSIONES

Se presenta una compilación actualizada de los depósitos pliocenos de la región de Cuyo, incluyendo las provincias de San Luis, Mendoza, San Juan y La Rioja. A lo largo del texto se discute sobre la estratigrafía, la paleontología y la reconstrucción paleoambiental de cada una de las unidades tratadas.

Las sucesiones pliocenas de la región de Cuyo guardan una fuerte continuidad estratigráfica con aquellas miocenas, las que en conjunto acompañan el levantamiento del orógeno andino, reconociendo paleoambientes sedimentarios acordes a esta vinculación, con un incremento en la aridización. Así, los depocentros más occidentales presentan facies volcánicas y volcanoclásticas asociadas a facies clásticas

de abanicos proximales con llanuras arenosas y ríos entrelazados a anastomosados. En los depocentros más orientales, las sucesiones resultan más externas al área de aporte principal y están dominadas por las litofacies finas de abanicos distales, barreales y depósitos lacustres efímeros, donde los paleoambientes habrían evolucionado localmente a playas salinas o lagos someros y playas de bolsones, bajo un clima de mayor aridez.

Los ambientes predominantes son de tipo aluvial y fluvial. Durante el Plioceno y en asociación al levantamiento andino, se habrían establecido depósitos eólicos, en particular, en los centros de las cuencas.

Las asociaciones faunísticas del Plioceno de la región de Cuyo son aún escasas comparadas con otras conocidas del territorio argentino. La ausencia de fósiles en los afloramientos de algunas de las áreas mencionadas, representa una dificultad en la propuesta de correlación bioestratigráfica. Asimismo, los fósiles conocidos hasta el momento (vertebrados, invertebrados, plantas e icnitas) proceden de formaciones cuya asignación temporal es contradictoria con algunas dataciones radimétricas disponibles. Esto demuestra la necesidad de revisar el significado bioestratigráfico y geocronológico de las evidencias disponibles. Sin embargo, resulta interesante destacar que las asociaciones fósiles en determinados sectores de las cuencas cuyanas, permiten evaluar la evolución de la sucesión de la biota durante el lapso Mioceno tardío a Plioceno medio.

Se consideran necesarios más trabajos sistemáticos de campo y la calibración de las unidades litoestratigráficas por medio de dataciones radimétricas, lo que ayudará a ajustar con mayor precisión las correlaciones intra e inter cuencales, así como también la temporalidad en relación con la elevación del orógeno andino, considerando el potencial de brindar una reconstrucción más precisa de los paleoecosistemas que se desarrollaron en asociación a la evolución de la Cordillera de los Andes, los cambios paleoambientales y climáticos asociados.

AGRADECIMIENTOS

A los pobladores rurales y demás personas que de distintas maneras colaboran en el desarrollo del conocimiento geológico de nuestro país. Contribución a los proyectos: PUE 0091 (IANIGLA), PICT 2015-966, ProICo 3-2-0514 (UNSL), al Dr. O. Limarino por la lectura crítica del manuscrito (San Juan), al Tecn. José Di Ronco.

Contribuciones.— J.C., A.B., N.L., San Luis; R.B., F.J.P., A.M.F., Mendoza; C.C., I.O., San Juan; A.T., D.B., La Rioja. Todos los autores han leído y han contribuido a la versión final del manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

- Agnolin F. L., Tomassini R. L. y Contreras V. H. 2016. Oldest record of *Thinocoridae* (Aves, Charadriiformes) from South America. *Annales de Paléontologie* 102: 1-6.
- Alonso M. S., Limarino C. O., Litvak V. D., Poma S. M., Surino J. y Remesal M. B. 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30°S during the andean orogeny: Cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan, Argentina). En: Salfity, J.A. y Marquillas (Eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*: 23-45. SCS, Salta, Argentina.
- Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias en la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales del Museo Nacional* 3: 343-428.
- Amidon, W. H., Ciccioli, P. L., Marensi, S. A., Limarino, C. O., Burch Fisher, G., Burbank, D. W. y Kylander-Clark, A. 2016. U-Pb ages of detrital and volcanic zircons of the Toro Negro Formation, northwestern Argentina: Age, provenance and sedimentation rates. *Journal of South American Earth Sciences* 70: 237-250.
- Amidon, W. H., Burch Fisher, G., Burbank, D. W., Ciccioli, P. L., Alonso, R. N., Gorin, A. L., Silverhart, P. H., Kylander-Clark, A. R. C. y Christoffersen, M. S. 2017. Mio-Pliocene aridity in the south-central Andes associated with Southern Hemisphere cold periods. *PNAS* 114, 6474-6479, doi: 10.1073 / pnas.1700327114.
- Azcuy, C. y Morelli, J. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18e, Paganzo, Provincias de La Rioja y San Juan. Servicio Geológico Nacional. Inédito.
- Astini, R. y Oviedo, N. 2014. La posición estratigráfica de la Formación Los Llanos (calcretes-silcretes) y sustratos pedogenizados y significado geológico en el ámbito de las Sierras Pampeanas. XIX Congreso Geológico Argentino. Actas CD, Córdoba.
- Baldis, B. 1963. Geología de la zona situada al Sud de Ea. Leoncito, Departamento de Calingasta, Provincia de San Juan. Tesis de Licenciatura (Inédito), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 18 pp. Inédito.
- Basaez, A., Chiesa, J. y Lucero, N. 2013. Estratigrafía y paleontología del sector medio de la cuenca Río Quinto (Mioceno superior-Pleistoceno tardío), San Luis, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 25 (1-2): 37-48.
- Bastías, H. 1991. Complejo volcánico Olivares: un gran evento magmático mio - plioceno en los Andes a 30° latitud sur. VI Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 520 - 524. Viña del Mar.
- Beer, J. A. 1989. Magnetic polarity stratigraphy and deposition environments of the Bermejo basin and seismic stratigraphy of the Iglesia basin. Central Andes. Tesis Doctoral, Cornell University, 195 p. (inédito). Ithaca.
- Beer, J. A., Almendinger, R. W., Figueroa, D. E. y Jordan, T. E. 1990. Seismic Stratigraphy of a Neogene Piggyback Basin. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74 (8): 1183-1202.

- Beer, J. A., Jordan, T. E. y Johnson, N. M. 1987. Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco, provincia de San Juan, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 83-86. San Miguel de Tucumán.
- Berman, W. D. 1994. Los Carnívoros Continentales (Mammalia-Carnivora) del Cenozoico en la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata, 413 pp. La Plata, Buenos Aires.
- Bercowski, F. 1993. Facies piroclásticas en el Terciario del valle de Iglesia, provincia de San Juan, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 206-215. Mendoza.
- Bercowski, F. y Figueroa, D. 1987. Flujos Piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera, San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas, 4: 225-227. S. M. de Tucumán.
- Bercowski, F., Berenstein L. R. de, Johnson, N. M. y Naeser C. W. 1986. Sedimentología, magnetoestratigrafía y edad isotópica del Terciario en Loma de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan. I Reunión Argentina de Sedimentología, Asociación Argentina de Sedimentología, Actas 1: 169-172. La Plata, Buenos Aires.
- Biondi, J. L. 1937. Informe Geológico sobre el Dpto. General Belgrano, Provincia de San Luis. Yacimientos Petrolíferos Fiscales - Informe Interno Inédito 0124, 63 pp. Buenos Aires.
- Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba 19: 5-221.
- Bonini, R. A. y Brandoni, D. 2015. *Pyramiodontherium Rovereto* (Xenarthra, Tardigrada, Megatheriinae) from the Early Pliocene of San Fernando, Catamarca Province, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 52 (6): 647-655.
- Bonini, R., Forasiepi, A. M., Prevosti, F. J., Garrido, A. C., Barbeau, D. L., Turazzini, G. F., Echarri, S., Pujos, F., Macphee, R. D. E., Verzi, D., Vera, B., Cerdeño, E., Pérez, M. E., Rasia, L. L., Esteban, G. y de la Fuente, M. S. 2016. Avances en paleontología, estratigrafía y edad de la Formación Huayquerías (Mioceno tardío, Mendoza). XXX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Actas 1: 61, Buenos Aires.
- Bordas, A. F. 1934. Los fósiles de la cantera Santa Isabel, provincia de San Luis. *Revista Minera* 6 (4): 97-98.
- Bordas, A. F. 1941. Nuevos restos fósiles de la Formación de Los Llanos (San Luis). *Physis* 19: 23-27.
- Bossi, G. E. 1977. La Formación Cerro Rajado, Provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana* 14: 19-40.
- Bossi, G. E., Georgieff, S. M. y Vides, M. E. 2007. Arquitectura y paleoambientes de los depósitos fluviales gravosos de la Formación Las Cumbres (Neógeno), en Villa Mervil, La Rioja, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 14 (1): 53-75.

- Bossi, G. E., Muruaga, C. M. y Gavrilloff, I. J. C. 1999. Sierras Pampeanas. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.). Geología del Noroeste Argentino: 329-360. XIV Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires.
- Bossi, G. E., Georgieff, S. M., Muruaga, C. M., Ibáñez, L. M. y Sanagua, J. G. 2009. Los conglomerados sintectónicos de la Formación Las Cumbres (Plio-Pleistoceno), Sierras Pampeanas de La Rioja y Catamarca, Argentina. *Andean Geology* 36 (2): 172-196.
- Bracaccini, O. I. 1938. Informe geológico sobre las Huayquerías de San Carlos. Informe YPF, Buenos Aires. Inédito.
- Bracaccini, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-Mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 258: 81-105.
- Bracco, A., León, L., Prámparo, M., Cerdeño, E. y Contreras, V. 2011. Stratigraphy and sedimentology of the Neogene deposits of Puchuzum, San Juan, Argentina. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds.). *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*: 65-74. SCS Publisher, Salta.
- Brandoni, D., y Carlini, A. A. 2009. On the presence of *Pyramiodontherium* (Mammalia, Tardigrada, Megatheriidae) in the “Conglomerado osífero” (late Miocene) of Argentina and its biogeographical implications. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 115 (1): 111-123.
- Brandoni, D., Schmidt, G. I., Candela, A. M., Noriega, J. I., Brunetto, E., y Fiorelli, L. E. 2012. Mammals from the Salicas Formation (Late Miocene), La Rioja Province, Northwestern Argentina: Paleobiogeography, age, and paleoenvironment. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 49 (3): 375-387.
- Cardó, R., y Díaz, I. N., 1999. Hoja Geológica 3169-I, Rodeo, Provincias de San Juan. Servicio Geológico-Minero Argentino.
- Carlini, A. A., Brandoni, D., Scillato-Yané, G. J. y Pujos, F. 2002. Una nueva especie de megaterino (*Xenarthra*, Megatheriidae) del Mioceno tardío-Plioceno de Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 39 (3): 367-377.
- Cerdeño, E. y Bond, M. 1998. Taxonomic revision and phylogeny of *Paedotherium* and *Tremacyllus* (Pachyrukhinae, Hegetotheriidae, Notoungulata) from the Late Miocene to the Pleistocene of Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 18: 799-811.
- Cerdeño, E. y Schmidt, G. I. 2013. Milk molars or extra premolars in Mesotheriinae (Mesotheriidae, Notoungulata): New insights into an old controversy. *Geobios* 46: 195-202.
- Cerdeño, E., Chiesa, J. y Ojeda, G. 2008. Presence of *Oxydontherium* (Macraucheniiidae, Litopterna) in the Rio Quinto Formation, San Luis, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 25: 217-226.
- Chiaromonte, L., Ramos, V. A. y Araujo, M. 2000. Estructura y sismotectónica del anticlinal de Barrancas, cuenca cuyana, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (4): 309-336.
- Chiesa, J., Basaez, A., Navio, J., Strasser, E., Ojeda, G. y Lucero, N. 2011a. Miocene-Pliocene stratigraphy of the San Luis Province, Argentina. En: J. Salfity y R. Marquillas (Ed.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*:

- 75-89. Instituto del Cenozoico, Universidad Nacional de Salta. Salta. SCS Publisher.
- Chiesa, J., Lucero, N., Cerdeño, E., Ojeda, G. y Prado, J. 2011b. Bioestratigrafía del Neógeno en la Cuenca del Río Quinto, San Luis, Argentina. En: Calvo J., Porfiri J., González Riga B. y Dos Santos D. (Eds.), *Paleontología y dinosaurios desde América Latina: 89-96*. Editorial Universidad Nacional de Cuyo (Mendoza).
- Ciccioli, P. L. 2008. Evolución paleoambiental, estratigrafía y petrología sedimentaria de la Formación Toro Negro (Neógeno), Sierras Pampeanas Noroccidentales (Provincia de La Rioja). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 336 pp. Buenos Aires.
- Ciccioli, P. L. y Marensi, S. A. 2012. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Toro Negro (Neógeno), antepaís fracturado andino, noroeste argentino. *Andean Geology* 39 (3), 406-440.
- Ciccioli, P. L., Limarino, C. O. y Marensi, S. A. 2005. Nuevas edades radimétricas para la Formación Toro Negro en la Sierra de los Colorados, Sierras Pampeanas Noroccidentales, prov. La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (1): 251-254.
- Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Marensi, S. A., Tedesco, A. M. y Tripaldi, A. 2010. Estratigrafía de la cuenca de Vinchina (Terciero), Sierras Pampeanas, Provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (1): 146-155.
- Cione, A. L. y Tonni, E. P. 1995. Bioestratigrafía y cronología del Cenozoico de la región Pampeana. En: Alberdi, M. T., G. Leone y E. P. Tonni, (Eds.). *Evolución biológica y climática de la región Pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el Mediterráneo occidental: 47-74*. Museo Nacional de Ciencia Naturales. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Cione, A. L. y Tonni, E. P. 2001. Correlation of Pliocene to Holocene southern South American and European vertebrate-bearing units. *Bollettino Della Societa Paleontologica Italiana* 40: 1-7.
- Cione, A. L., Gasparini, G., Soibelzon, E., Soibelzon, L. H., y Tonni, E. P. 2015. *The Great American Biotic Interchange. A South American Perspective*. Springer, Dordrecht.
- Coates, A. G. y Stallard, R. F. 2013. How old uis the Isthmus of Panama? *Bulletin of Marine Science* 89 (4): 801-813.
- Coira, B. L. y Koucharsky, M. M. 1970. Geología y Petrología de la Sierra Brava, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 444-466.
- Combina, A. y Santiesteban Bové, C. 2000. Descripción de las unidades estratigráficas de los abanicos cuaternarios de la Sierra de Velasco-La Rioja Argentina. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 65-66. Mar del Plata, Buenos Aires.
- Contreras, V. H. 2007. *Macrochorobates scalabrini* (Cingulata, Dasyopodidae) en el Neógeno del valle de Iglesia (San Juan, Argentina). XXIII Jornadas Argentinas

- de Paleontología de Vertebrados. Actas: 14, Trelew. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 44 (4): 11.
- Contreras, V. H. y J. A. Baraldo. 2011. Calibration of the Chasicoan–Huayquerian stage boundary (Neogene), San Juan, western Argentina. En J. A. Salfity y R. A. Marquillas (Eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*: 111–121. Instituto del Cenozoico, Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina, SCS Publisher.
- Contreras, V. H., Tomassini R. L., Pérez M. A. y Oliva C. 2013. *Macrochorobates scalabrini* (Moreno & Mercerat) (Cingulata, Dasypodidae) en el Mioceno tardío de la provincia de San Juan (Argentina). Implicancias biocronoestratigráficas y paleobiogeográficas. *Revista Brasileira de Paleontologia* 16: 309-318.
- Contreras, V., O. Damiani, P. Milana, A. Bracco y Barrera, O. 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan: 154- 185. San Juan.
- Contreras, V. H., Monetta, A., Baraldo, J., Vallecillo, G., Weidmann, R. y Pesenti, J. 2001. Bioestratigrafía y edad de la Formación Loma de las Tapias, San Juan, Argentina. VIII Congreso Colombiano de Geología, Actas 1: 1-15. Manizales.
- Cortés, J. M. 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. In XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 168-178.
- Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1997. Hoja Geológica Santa Rosa (3366-II), San Luis y Córdoba. Dirección Nacional del Servicio Geológico - Universidad Nacional de San Luis. Boletín N° 373. Buenos Aires, 89 pp.
- Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1999. Hoja Geológica San Francisco, 3366-I, San Luis, San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico - Universidad Nacional de San Luis. Boletín N° 293. Buenos Aires, 76 pp.
- Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 2001. Hoja Geológica San Luis, 3366-III, Provincias de San Luis y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico - Universidad Nacional de San Luis. Boletín N° 278. Buenos Aires, 92 pp.
- Costa, C., Ortiz Suárez, A., Miró, R., Chiesa, J., Ojeda, G., Gardini, C., Carugno Duran, A., Guerstein, P., Strasser, E., Morla, P. y Tognelli, G. 2005. Hoja Geológica Villa Mercedes, 3366-IV, Provincia de San Luis. Dirección Nacional del Servicio Geológico - Universidad Nacional de San Luis. Boletín N° 348. Buenos Aires, 83 pp.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R. y Schauer, O. C. 1984. Descripción geológica de la Hoja 19d Mogna. Servicio Geológico Nacional, Boletín 192.
- Dalla Salda, L.H. y Varela, R. 1981. Informe preliminar sobre la geología de la Hoja 21d-Villa Cólón. Inédita Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.

- Dávila, F. M. 2005. Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), Sierra de Famatina, La Rioja: Su significado en el relleno del antepaís fragmentado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (1): 32-48.
- Dávila, F. M. y Astini, R. 2003. Las eolianitas de la sierra de Famatina (Argentina): interacción paleoclima-tectónica en el antepaís fragmentado andino central durante el Mioceno medio?. *Revista Geológica de Chile* 30 (2): 187-204.
- Dávila, F.M. y Lithgow-Bertelloni, C. 2015. Dynamic uplift during slab flattening. *Earth Planetary Sciences Letter* 425: 34-43.
- Dávila, F.M., Astini, R.A., Jordan, T.E., Gehrels, G. y Ezpeleta, M. 2007. Miocene forebulge development previous to broken foreland partitioning in the Southern Central Andes, West-Central Argentina. *Tectonics* 26 (5): DOI: 10.1029 / 2007TC002118.
- De Alba, E. 1954. Descripción geológica de la Hoja 16 c Villa Unión, Provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Minería, Boletín 82: 1-81.
- De Carles, E. 1911. Ensayo geológico descriptivo de las Guayquerías del Sur de Mendoza (Dep. de San Carlos). *Anales del Museo Nacional Historia Natural de Buenos Aires* 22: 77-95.
- De Iuliis, G., Ré, G. H. y Vizcaíno, S. F. 2004. The Toro Negro megatheriinae (Mammalia, Xenarthra): a new species of *Pyramiodontherium* and a review of *Plesiomegatherium*. *Journal of Vertebrate Paleontology* 24: 214-227.
- Deschamps, C. M., Vieytes, E. C., Olivares, A. I. y Vucetich, M. G. 2009. Primer registro de *Cardiatherium chasicoense* (Rodentia: Hydrochoeridae) fuera del área pampeana (Argentina) y su valor bioestratigráfico. *Ameghiniana* 46: 295-305.
- Deschamps, C. M., Vucetich, M. G., Verzi, D.H. y Olivares, A. I. 2012. Biostratigraphy and correlation of the Monte Hermoso Formation (Early Pliocene, Argentina): the evidenc efrom caviomorph rodents. *Journal of South American Earth Sciences* 35: 1-9.
- Dessanti, R. N. 1946. Hallazgo de depósitos glaciales en las Huayquerías de San Carlos (Mendoza). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 46 (4): 270-284.
- Dessanti, R. N. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c-Cerro Diamante (Provincia de Mendoza): Boletín de la Dirección Nacional de Minería 85: 1-79.
- Dessanti, R. N. 1973. Descripción geológica Hoja 29-b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139, 70 págs. Buenos Aires.
- Di Paola, E. 1994. Distribución y evolución de los depósitos Cenozoicos de la provincia de San Luis entre los 32°20' y 34° de latitud sur. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1 (1): 33-52.
- Di Paola, E. y González, M. 1992. Silicofitolitos en secuencias continentales terciario-pleistocenas de la Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 113-113.
- Di Paola, E. y Rivarola, D. 1992. Formación San Roque: complejo fanglomerádico - fluvial terciario, sur de la sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47 (1): 23-29.

- Di Paola, E., Lacreu, H., Rivarola, D. y Strasser, E. 1990. Respuesta sedimentaria al diastrofismo cenozoico. Subcuenca Potrero de los Funes y las Chacras, provincia de San Luis. III Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 114-118.
- Echarri, S., Forasiepi, A. M., Garrido, A. C. Prevosti, F. J. Turazzini, G. F. y Vera, B. 2013. Las Huayquerías de Mendoza. Nuevos trabajos de campo y resultados preliminares. II Simposio del Mioceno–Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Libro de Resúmenes Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 50 (1): 15-16.
- Esteban, G., Nasif, N., y Georgieff, S. M. 2014. Cronobioestratigrafía del Mioceno tardío–Plioceno temprano, Puerta de Corral Quemado y Villavil, provincia de Catamarca, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26 (2): 165-192.
- Ezpeleta, M., Dávila, F. M. y Astini, R. A. 2006. Estratigrafía y paleoambientes de la Formación Los Llanos (La Rioja): Una secuencia condensada miocena en el antepaís fragmentado andino central. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (2): 171-186.
- Fiorelli, L. E., Grellet-Tinner, G., Alasino, P. H. y Argañaraz, E. 2012. The geology and palaeoecology of the newly discovered Cretaceous neosauropod hydrothermal nesting site in Sanagasta (Los Llanos Formation), La Rioja, northwest Argentina. Cretaceous Research 35: 94-117.
- Fiorelli, L. E., Leardi, J. M., Hechenleitner, E. M., Pol, D., Basilici, G. y Grellet-Tinner, G. 2016. A new Late Cretaceous crocodyliform from the western margin of Gondwana (La Rioja Province, Argentina). Cretaceous Research 60: 194-209.
- Fiorelli, L., Grellet-Tinner, G., Argañaraz, E., Larrovere, M., Chornogubsky, L., Torrens, J. y Hechenleitner, M. 2011. Record of the first cretaceous continental fauna from La Rioja province, northwestern Argentina: geo-paleontological implications. 22nd LAK 2011, Heidelberg Abstracts 57.
- Flores, M. 1969. El bolsón de las Salinas en la provincia de San Luis. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 311-327, Mendoza.
- Folguera, A. y Zarate, M. 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64: 692-712.
- Folguera, A. y Zarate, M. 2011. Neogene sedimentation in the Argentine foreland between 34°30'S and 41°S and its relation to the Andes evolution. En: Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (Eds.), Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: 123- 134. Salta, SCS Publisher.
- Forasiepi, A. M., Goin, F. y Martinelli, A. G. 2009. Contribution to the knowledge of the Sparassocynidae (Mammalia, Metatheria, Didelphoidea), with comments on the age of the Aisol Formation (Neogene), Mendoza Province, Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology 29: 1252-1263.
- Forasiepi, A. M., Martinelli, A. G., de la Fuente, M. S., Dieguez, S. y Bond, M. 2011. Paleontology and stratigraphy of the Aisol Formation (Neogene), San Rafael, Mendoza. En: J. A. Salfity y R.A. Marquillas (eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 135-154. SCS Publisher. Salta.

- Forasiepi, A. M., Soibelzon, L. H., Gomez, C. S., Sánchez, R., Quiroz, L. I., Jaramillo, C. y Sánchez-Villagra, M. R. 2014a. Carnivorans at the Great American Biotic Interchange: new discoveries from the northern neotropics. *Naturwissenschaften* 101: 965–974.
- Forasiepi, A. M., Cerdeño, E., Bond, M., Schmidt, G. I., Naipauer, M., Straehl, F. R., Martinelli, A. G., Garrido, A. C., Schmitz, M. D. y Crowley, J. L. 2014b. New toxodontid (Notoungulata) from the Early Miocene of Mendoza, Argentina. *Paläontologische Zeitschrift* 85: 185–200.
- Francis, J. 1965. Los géneros de la subfamilia Mesotheriinae (Tyotheria, Notoungulata) de la República Argentina. *Boletín del laboratorio de paleontología de vertebrados* 1 (1): 1-31.
- Frenguelli, J. 1930. Las Guayquerías de San Carlos en la provincia de Mendoza. *Universidad Nacional del Litoral, Departamento de Extensión Universitaria* 9: 7-54.
- Frenguelli, J. 1931. Observaciones geográficas y geológicas en la región de Sayapé (Pcia. de San Luis). Escuela Normal Superior “José M. Torres”, 68 pp.
- Furque, G. 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b. Guandacol (Provincias de La Rioja y San Juan): Buenos Aires, Argentina Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92.
- Furque, G. 1972a. Descripción Geológica de la Hoja 16b. Cerro La Bolsa (Provincias de La Rioja y San Juan): Buenos Aires, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 125.
- Furque, G. 1972b. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina: 237-287*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Furque, G. 1979. Descripción geológica de la hoja 18c, Jachal. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 125, 79p. Buenos Aires.
- Furque, G., González, P. y Caballé, M. 1998. Descripción de la Hoja Geológica 3169-II, San José de Jáchal (Provincias de San Juan y La Rioja). Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 259, 150
- García-López, D. A. y Babot, M. J. 2015. A Late Miocene *Argyrolagidae* (Mammalia, Metatheria, Bonapartheriiformes) from Northwestern Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 52 (3): 314-323.
- García Massini, J.L. y Pujana, R.R. 2013. Silicified termite coprolites in mesquite-like wood from the Miocene of La Rioja, Argentina. *International Journal of Plant Sciences* 174 (3): 585-591.
- Garrido, A. C., Turazzini, G. F., Bond, M., Aguirrezabala, G. y Forasiepi, A. M. 2014. Estratigrafía, vertebrados fósiles y evolución tectosedimentaria de los depósitos neógenos del Bloque de San Rafael (Mioceno–Plioceno), Mendoza, Argentina. *Acta Geologica Lilloana* 26 (2): 133-164.
- Georgieff, S.M., Herbst, R., Esteban, G.I. y Nasif, N. 2004. Análisis paleoambiental y registro paleontológico de la Formación Desencuentro (Mioceno Superior), Alto de San Nicolás, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 41: 45-45.
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P.P., Godoy, E., Hoke, G.,

- Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., García, V. H., Suriano, J., Moreiras, S. M. y Pagano, S. D. 2014. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33°40' S): from the Pacific coast to the Andean foreland Geological Society, London, Special Publications, 399, first published on February 27, 2014, doi:10.1144/SP399.14
- Goin, F. J., Montalvo, C. I. y Visconti, G. 2000. Los marsupiales (Mammalia) del Mioceno superior de la Formación Cerro Azul (Provincia de La Pampa, Argentina). *Estudios Geológicos* 56: 101-126.
- Góis Lima, F. 2013. Análisis morfológico y afinidades de los Pampatheriidae (Mammalia, Xenarthra). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 312 pp., La Plata, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d-San Rafael y zona occidental vecina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19 (3): 151-188.
- González Díaz, E. F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d- San Rafael, Provincia de Mendoza. *Boletín de la Dirección Nacional de Minería* 132: 1–127.
- Grellet-Tinner, G. y Fiorelli, L.E. 2010. A new Argentinean nesting site showing neosauropod dinosaur reproduction in a Cretaceous hydrothermal environment. *Nature Communications* 1, 32.
- Groeber, P. 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hojas Domuyo, Marí Mahuida, Huarhaur-Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2: 347-408.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* II (2):141-176. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones* 1:1-174 (1980), Buenos Aires.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”, Ciencias Geológicas* 1: 235–352.
- Groeber, P. 1952. Glacial tardío y postglacial en Patagonia. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata* 1: 79–103.
- Gross, W. 1948. Cuadro tectónico del valle de Punilla. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 3 (2): 73-132.
- Guiñazú, J.R. 1962. Los llamados Estratos de los Llanos en la Provincia de San Luis y su contenido de rodados de rocas andesíticas y restos de mamíferos fósiles. *I Jornadas Geológicas Argentinas. Actas* 2: 89-95, San Juan.
- Hechenleitner, E. M. 2017. Dinosaurios saurópodos de la Formación Los Llanos (Cretácico, La Rioja, Argentina): ocurrencia, caracterización sistemática y tafonómica, bioestratigrafía, análisis paleoambientales y sus implicancias geológico-regionales. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 161 pp, La Plata, Buenos Aires.
- Hechenleitner, E. M., Fiorelli, L. E., Larrovere, M. A., Grellet-Tinner, G. y Carignano, A. P. 2014. Comment on “Dynamic topography in South America” by Federico M. Dávila & Carolina Lithgow-Bertelloni. *Journal of South American Earth Sciences* 50: 93-94.

- Hünicken, M. A. 2005. La Formación Sanagasta y el Parque Geológico (Cretácico Superior) con nidos y huevos de Dinosaurios, Valle de Sanagasta, Provincia de Las Rioja, Argentina. En: Aceñolaza, F., Aceñolaza, G., Hunicken, M. y Toselli, A. (Eds.), Serie de Correlación Geológica, Simposio Bodenbender 19:75-82. INSUGEO.
- Ibañez, O. 2015. Volcanismo y mineralización carbonática asociada en el sector centro y este de la Faja Volcánica Terciaria (entre Cerro Pelado y Sierra El Morro), San Luis, Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 304 pp, San Luis, Argentina.
- Iglesia Llanos, M. P. 1995. Geología del área de Manantiales al este del cordón del Espinacito, Provincia de San Juan. Información Tecnológica, 50 (1-4), 195-211.
- Japas, M. S., Ré, G. H., Oriolo, S. y Vilas, J. F. 2016. Basement-involved deformation overprinting thin-skinned deformation in the Pampean flat-slab segment of the southern Central Andes, Argentina. *Geological Magazine* 153 (5/6): 1042–1065, Cambridge University Press.
- Johnson, P., Johnson, N. M., Jordan, T. E., y Naeser, C. W. 1984. Magnetic polarity stratigraphy and age of the Quebrada del Cura, Río Jachal, and Mogna Formations near Huaco, San Juan Province. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 81-96.
- Johnson, N. M., Jordan, T. E., Johnson, P. y Naeser, C. W. 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern andean foreland, San Juan province. Argentina. *International Association of Sedimentologists "Foreland Basin"*, 8: 63 - 75.
- Johnson, A. T., Jordan, T. E. Johnson N. M. y Naeser, C. 1987. Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcanoclástica, Rodeo, provincia de San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 83-86. Tucumán.
- Jordan, T. y Damanti, J. 1990. Estudios paleogeográficos de cuencas neogénicas, San Juan, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 247-250. San Juan.
- Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Damanti, J. F. y Drake, R. E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30°–31°, Andes mountains. *Journal of Geology* 101: 135–156.
- Jordan, T. E., Kelley, S., Fernández, A., Fernández Seveso, F., Re, G. y Milana, J.P. 1997. Vinculaciones entre las historias de las Cuencas de Iglesias y del Bermejo. II Jornadas de Geología de Precordillera, Actas1: 142-147.
- Jordan, T. E., Ruttly, P. M., McRae, L. E., Beer, J. A., Tabbutt, K. y Damanti, J. F. 1990. Magnetic polarity stratigraphy of the Miocene Rio Azul Section, Precordillera thrust belt, San Juan province, Argentina. *Journal of Geology* 98: 519-539.
- Kelly, J. 1962. Geología de la Sierra de Móquina y perspectivas petrolíferas, Departamento de Jáchal, Provincia de San Juan. Y.P.F., Informes Inéditos Nos. 1157-1159.

- Kraglievich, J.L. 1934. La antigüedad Plioceno de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal, deducidas de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. Montevideo. Imprenta El Siglo Ilustrado, 136 p.
- Kraglievich, J.L. 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar. Resumen Preliminar. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradición, Mar del Plata 1: 8-37.
- Kraglievich, J. L. 1957. Revisión de los roedores extinguidos del género *Eumysops* Ameghino, 1888. (Nota preliminar). Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 1 (3): 38-41.
- Kraglievich, J. L. y Olazábal, A. G. 1959. Los prociónidos extinguidos del género *Chapalmalania* Ameghino. Revista del Museo Argentino de Ciencia Naturales "Bernardino Rivadavia" 6: 1-59
- Krapovickas, V. y Nasif, N. L. 2011. Large caviomorph rodent footprints of the Late Oligocene Vinchina Formation, Argentina. *Palaeontologia Electronica* Vol. 14, Issue 2; 12A:13p; palaeo-electronica.org/2011_2/256/index.html.
- Krapovickas, V., Ciccioli, P.L., Mángano, M.G., Marsicano, C.A. y Limarino, C.O. 2009. Paleobiology and paleoecology of an arid-semiarid Miocene South American ichnofauna in anastomosed fluvial deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 284: 129-152.
- Llanos, M. 1995. Geología del área de Manantiales al este del cordón del Espinacito, provincia de San Jua. *Información Tecnológica* 50 (1-4): 195-211.
- Limarino, C. O., Ciccioli, P. L. y Marensi, S. A. 2010. Análisis del contacto entre las formaciones Vinchina y Toro Negro (Sierra de los Colorados, provincia de La Rioja, Argentina), sus implicancias tectónicas. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 17: 113-132.
- Limarino, C. O., Ciccioli, P. L., Krapovickas, V. y Benedito, L. D. 2016. Estratigrafía de las sucesiones mesozoicas, paleógenas y neógenas de las quebradas Santo Domingo y El Peñón (Precordillera septentrional riojana). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73 (3): 301-318.
- Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., Net, L., Re, G., y Caselli, A. 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14 (7): 751-762.
- Limarino C.O., Gutiérrez. P. R., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Ostera, H. y Linares, E. 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54 (2): 177-181.
- Lippmann, M. J. 1966. Geología del extremo sur de la Sierra de San Luis. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 75 pp. Buenos Aires.
- Litvak V.D. y Page, S., 2002. Nueva evidencia cronológica en el Valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (4): 483-486.

- Litvak, V. D., y Poma, S. 2005. Estratigrafía y facies volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Valle del Cura: magmatismo paleógeno en la Cordillera Frontal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (2): 402-416.
- Litvak, V.D., Poma, S. y Limarino, C.O. 2004. Volcanismo piroclástico de edad miocena media en el Valle del Cura, provincia de San Juan: nuevos datos geológicos y geocronológicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (3): 514-517.
- López, G. M., Vucetich, M. G., Carlini, A. A., Bond, M., Pérez, M. E., Ciancio, M. R., Pérez, D. J., Arnal, M. y Olivares, A. I. 2011. New Miocene mammal assemblages from Neogene Manantiales Basin, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. En: Salfity, J.A. y Marquillas (Eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*: 211-226. SCS, Salta, Argentina.
- Malizia, D. C., Reynolds, J. H. y Tabbutt, K. D. 1995. Chronology of Neogene sedimentation, stratigraphy, and tectonism in the Campo de Talampaya region, La Rioja Province, Argentina. *Sedimentary Geology* 96: 231-255.
- Malizia, D., Limarino, C.O., Sosa-Gomez, J., Kokot, R., Nullo, F., y Gutierrez, P. 1997. Descripción Hoja Geológica Portezuelo de Conconta, escala 1: 100.000. Secretaría de Minería de la Nación (inédito), 284 p., Buenos Aires.
- Marshall, L. G. 1985. Geochronology and Land-Mammal biochronology of the transamerican faunal interchange. En: Stehli E G. y Webb S. D. (Eds.), *The Great American Biotic Interchange*: 49-85. Plenum Press, New York.
- Marshall, L. G., Drake R. E. y Curtis G.H. 1986. 40K-40Ar calibration of Late Miocene-Pliocene mammal-bearing Huayquerías and Tunuyán Formations, Mendoza province, Argentina. *Journal of Paleontology* 60: 448-457.
- Marshall, L. G., Butler, R. F., Drake, R. E., Curtis, G. H. y Tedford, R. H. 1979. Calibration of the Great American Interchange. *Science* 204: 272-279
- Martínez, L.C.A. y Rodríguez Brizuela, R. 2011. *Gleditsioxylon riojana* nov. sp. en el Neógeno de Argentina. Sus relaciones paleoambientales y biogeográficas. *Geobios* 44: 461-472.
- Melchor, R. N., Genise, J. F., Farina, J. L., Sánchez, M. V., Sarzetti, L. y Visconti, G. 2010. Large striated burrows from fluvial deposits of the Neogene Vinchina Formation, La Rioja, Argentina: A crab origin suggested by neoichnology and sedimentology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291: 400-418.
- Méndez, V., Zanettini J. C. M. y Zappettini, E. 1995. Geología y metalogénesis del orógeno andino central. Secretaría de Minería de la Nación, *Anales* 23, 190 pp Buenos Aires.
- Milana, J. P., 1994. Secuencias aluviales asociadas a variaciones hidrológicas: consideraciones teóricas y ejemplos. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1:103-124.
- Milana, J. P., 1997. El significado tectosedimentario de las formaciones Mogna y El Corral. II Jornadas de Geología de Precordillera, *Actas*: 148-153. San Juan.
- Milana, J. P., Bercowsky, F. y Jordan, T. 2003. Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la sierra de Mogna, y su relación con la cuenca de antepaís andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 447-473.

- Milana, J. P., Cevallos, M., Zavattieri, A. M., Pramparo, M. y Papu, H. O., 1993. La secuencia Terciaria de Pachaco: Sedimentología, Edad, Correlaciones y significado paleogeográfico. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas: 1: 226-234. Mendoza.
- Miño-Boilini A. R., Tomassini R. L. y Contreras V. H. 2014. First record of Scelidotheriinae Ameghino (*Xenarthra*, *Mylodontidae*) from the Chasicuan Stage/Age (late Miocene) of Argentina. *Estudios Geológicos* 70: e007.
- Mirré, J. 1966. Geología del Valle del Río de Los Patos (entre Barreal y Las Hornillas). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21 (4): 211-232.
- Mulé, P., Powell, J.E. y Bossi, G. 1997. Notoungulados de la Formación Salicas (Mioceno), La Rioja, Argentina. Aspectos sedimentológicos y cronológicos. XIII Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Actas: 13. La Rioja.
- Narciso, V., Santamaría, G. y Zanettini, J. C. M. 2004. Hoja Geológica 3769-I, Barrancas. Provincias de Mendoza y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 253, 60 pp. Buenos Aires.
- Olivares, A. I., 2009. Anatomía, sistemática y evolución de los roedores caviomorfos sudamericanos del género *Eumysops* (Rodentia, Echimyidae). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 246 pp., La Plata, Buenos Aires.
- Olivares, A. I., Verzi, D. H. y Vucetich, M. G. 2012. Definición del género *Eumysops* Ameghino, 1888 (Rodentia, Echimyidae) y sistemática de las especies del Plioceno temprano de la Argentina central. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 49 (2): 198-216.
- Olivares, A. I., Verzi, D. H., Contreras, V. H. y Pessôa, L. M. 2017. A new Echimyidae (Rodentia, Hystricomorpha) from the late Miocene of southern South America. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 37 (1): e1239204. doi: 10.1080/02724634.2017.1239204
- Ortiz Jaureguizar, E., Prado, J.L. y Alberdi, M.T. 1995. Análisis de las comunidades de mamíferos continentales del Plio-Pleistoceno de la región pampeana y su comparación con la del área de mediterráneo occidental. En: Alberdi, M.T., Leone, G. y Tonni, E.P. (Eds.), *Evolución Biológica y Climática de la Región Pampeana durante los Últimos Cinco Millones de Años. Un Ensayo de Correlación con el Mediterráneo Occidental*: 385-406. Monografías del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid.
- Parker, G., 1974. Posición estratigráfica del "Famatinense" y sus correlaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (2): 231-247.
- Pascual, R. 1954. Adiciones a la fauna de la Formación de Los Llanos de San Luis y su edad. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata* 1 (2): 113-121.
- Pascual, R. y Bondesio, P. 1981. Sedimentitas cenozoicas. En: Yrigoyen, M. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis*: 117-154. VIII Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires.
- Pascual, R. y de la Fuente, M. S. 1993. Vertebrados fósiles cenozoicos. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos.

- En: Ramos, V. A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*: 357-363. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino de Petróleo. Buenos Aires.
- Pascual, R. y Odreman Rivas, O. 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadores de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. V Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 293-338, Bahía Blanca.
- Peralta, S., Muñoz, M. y Contreras, V., 1995. El Neógeno fosilífero de Puchuzum, valle de Calingasta, provincia de San Juan Argentina. *Ciencias, San Juan*, 4 (6): 57-62.
- Pérez, D.J., 1996. Estudio geológico del Cordón del Espinacito y regiones adyacentes, provincia de San Juan. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral (inérita, Buenos Aires, pp.262.
- Pérez, D. J., 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32 302 S), San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14 (7): 693-705.
- Polanski J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17:127-349.
- Prado J., Chiesa, J., Tognelli, G., Cerdeño E. y Strasser, E. 1998. Los mamíferos de la Formación Río Quinto (Plioceno), Prov. de San Luis, Argentina. Aspectos Bioestratigráficos, Zoogeográficos y Paleoambientales. *Revista Estudios Geológicos* 54: 153-160.
- Prevosti, F. y Soibelzon, L.H. 2012. Evolution of the South American carnivores (Mammalia, Carnivora): a paleontological perspective. En: B.D. Patterson y L.P. Costa (Eds.) *Bones, clones, and biomes: an aO-million year history of modern Neotropical mammals*: 102-122. University of Chicago Press.
- Prevosti, F. J., Forasiepi, A. y Zimicz, N. 2013. The Evolution of the Cenozoic Terrestrial Mammalian Predator Guild in South America: Competition or Replacement?. *Journal of Mammalian Evolution* 20: 3-21.
- Pujana, R.R. 2010. Una nueva Mimosoideae (Leguminosae) de la Formación Salicas (Mioceno), provincia de La Rioja, Argentina. X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y VII Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 1: 203. La Plata.
- Pujana, R. R., Martínez, L. C. A. y Brea, M. 2011. El registro de maderas fósiles de Leguminosae de Sudamérica. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 13 (2): 183-194.
- Pujana, R. R., Martínez, L. C. A., García Massini, J. L., Di Iorio, O. y Pena Steinhardt, A. 2014. Legume (Mimosoideae) fossil woods from the Late Miocene (Salicas Formation) of northwestern Argentina. *Revista Brasileira de Paleontologia* 17 (3): 317-326.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29 (3): 41-96. Buenos Aires.

- Ramos, V., y Vujovich, G., 2000. Hoja Geológica San Juan, escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín, Buenos Aires, 245, 82.
- Re, G., 1994. Magnetoestratigrafía de la secuencia neogénica aflorante en arroyo Chaleta. Angualasto San Juan. Implicancias tectosedimentarias. V Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 205 - 209.
- Re, G. y Barredo, S. 1993. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48 (3-4): 241-246.
- Re, G. y Barredo, S., 1993. Estudio magnetoestratigráfico y tasa de sedimentación del grupo Iglesia, en sus afloramientos aledaños a la localidad de Angualasto (provincia de San Juan). XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 148 - 155. Mendoza.
- Re, G., Jordan, T. y Kelley, S., 2003. Cronología y paleogeografía del Terciario de la Cuenca Intermontana de Iglesia septentrional, Andes de San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58: 31-48.
- Reguero, M. A., y Candela, A. M. 2011. Late Cenozoic mammals from the Northwest of Argentina. En: Salfity J. A. y Marquillas R.A. (Eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 411-426. SCS Publisher, Salta.
- Reynolds, J. 1988. Neogene tectonics in the Central Andes (27°-33°S) of Western Argentina, based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Thesis Ph. Doc. Dartmouth College. Inédito.
- Riggs, E. S. y Patterson, B. 1939. Stratigraphy of Late Miocene and Pliocene deposits of the Province of Catamarca (Argentina) with notes on the fauna. *Physis* 14: 143-162.
- Rivarola, D. y E. Di Paola, 1993. Síntesis de la Evolución de los Depósitos Cenozoicos en el Sur de la Sierra de San Luis. Localidades del Potrero de Los Funes y Sector centro-norte de Las Chacras. Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 204-211.
- Rodríguez, D. J., 2004. Estudio sedimentológico y estratigráfico del Neógeno superior de Loma de Las Tapias, con el fin de interpretar la evolución del antiguo río San Juan. Universidad Nacional de San Juan.
- Rodríguez Brizuela, R. 2004. Registro de Vulturidae (Aves, Ciconiiformes) en el Neógeno de la provincia de La Rioja, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 6 (2): 307-311.
- Rodríguez Brizuela, R. y Tauber, A. 2006. Estratigrafía y mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Plioceno), Departamento Vinchina, noroeste de la provincia de La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 43 (2): 257-272.
- Rodríguez Fernández, L., Heredia, N., Marin, G., Quesada, C., Ragona, D. y Cardó, R. 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes Argentinos entre los 30° y 31° de latitud Sur. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 111-124.
- Rovereto, C. 1914. Los estratos araucanos y sus fósiles. *Anales del Museo Nacional Historia Natural de Buenos Aires* 25: 1-247.
- Rusconi, C. 1936. Restos de mamíferos terciarios de San Luis. *Boletín Paleontológico de Buenos Aires* 6: 1-4.

- Rusconi, C. 1939. Lista de los mamíferos miocénicos de las Huayquerías de Mendoza. *Physis* 14: 461-471.
- Rusconi, C., 1946. Presencia de mamíferos terciarios en San Juan. Imprenta de la Universidad Nacional del Litoral, Sante Fé.
- Ruskin, B.G. y Jordan, T.E. 2007. Climate change continental sequence boundaries: paleopedology and litofacies of Iglesia Basin, northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 77: 661-679.
- Santa Cruz, J. N. 1979. Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. Prov. de San Luis. Rep. Argentina. VII Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 335-349, Neuquén.
- Schiller, W. 2012. La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 7: 1-68.
- Schultz, P.H., Zarate, M., Hames, W., Camilión, C. y King, J. 1998. A 3.3Ma impact in Argentina and possible consequences. *Science* 282: 2061-2063.
- Sepúlveda, E., Bermúdez, A., Bordonaro, O. y Delpino, D. 2007. Hoja Geológica 3569-IV, Embalse El Nihuil, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 268: 1-52.
- Sepúlveda, E., Carpio, F. W., Regairaz, M. C., Zanettini, J. C. M. y Zárate, M. A. 2000. Hoja Geológica 3569-II, San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín. 321.
- Serafini, R. L., Bustos, N. E., y Contreras, V. H., 1986. Geología de la Formación Loma de Las Tapias, Quebrada de Ullum, provincia de San Juan. I Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas 2, 77-82.
- Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del Río Grande y Paluco: Edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 154-169.
- Soria, M. 1983. Vertebrados fósiles y edad de la Formación Aisol, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (3-4): 299-306.
- Sosic, M. V. J. 1973. Descripción de la Hoja Geológica 14e, Salar de Pipanaco. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 137: 1-47.
- Sozzi, H., Ojeda, G. y Di Paola, E. 1995. Estratigrafía y sedimentología de abanicos aluviales cenozoicos en el área de Nogolí, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50 (1-4): 165-174.
- Sruoga, P., Japas, M., Oriolo, S. y Feineman, M. 2012. The Diamante Caldera-Maiipo Volcano complex: a potential hazard in the Central Andes of Argentina (34°10' S). IAVCEI Meeting. Bolsena. Italia.
- Suvires, G. y Contreras, V. 2011. Late Cenozoic geology and geomorphology of the Loma de las Tapias area, San Juan, West Central Argentina. En: Salfity, J.A. y Marquillas (Eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*: 427-436. SCS, Salta, Argentina.
- Tabbutt, K. D., Naeser, C. W., Jordan, T. E. y Cervený, P. F. 1989. New fission-track ages of Mio- Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 408-419.

- Tapia, A. y Rigal, R. 1933. Geología del Paso de las Carretas y sus alrededores, Relacionada con la construcción de un dique de embalse. Dirección de Minas y Geología, Buenos Aires, Boletín N° 37, 56 pp.
- Tauber, A. A. 2005. Mamíferos fósiles y edad de la Formación Salicas (Mioceno tardío) de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 42: 443–460.
- Tauber, A. A., 2007. Primer yacimiento de huevos de dinosaurios (Cretácico Superior) de la provincia de La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 44: 11-28.
- Tauber, A. A. y Mazzoni, A. F. 2003. Trazas de insectos xilófagos de la Formación Salicas (Mioceno tardío) de la provincia de Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 40: 94.
- Tauber, A., Rodríguez, P. y Krapovickas, J. 2007. Icnitas de aves la Formación Salicas (Neógeno) de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. Reunión Anual de Comunicaciones, Corrientes. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 4 (4): 84.
- Tedesco, A. M., Limarino, C. O., Tripaldi, A., 2004. La Formación El Corral (Plioceno) en el río Yanso (provincia de La Rioja), un ejemplo de sedimentación sintectónica. X Reunión Argentina de Sedimentología, Actas I: 165. San Luis.
- Tedesco, A. M., Limarino, C. O., Tripaldi, A. y Suriano, J. 2013. Dinámica de la acumulación sedimentaria de los depósitos de cima de cuña (wedge top deposits) de la Formación El Corral, provincia de La Rioja, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30 (3): 552-568.
- Tomassini, R. L., Montalvo, C. I., Deschamps, C. M. y Manera, T. 2013. Biostratigraphy and biochronology of the Monte Hermoso Formation (Early Pliocene) at its type locality, Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 48: 31-42.
- Tonni, E.P., Alberdi, M.T., Prado, J.L., Bargo, M.S. y Cione, A.L. 1992. Changes of mammal assemblages in the Pampean Region (Argentina) and their relation with the Plio-Pleistocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 95: 179–194.
- Trümpy, E y Lehz, R. 1937. División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato. *Boletín de Informaciones Petroleras* 14: 39-56.
- Turazzini, G. F. 2013. Estratigrafía, paleontología y ambientes depositacionales de la sección media de la Formación Aisol (Neógeno), Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 111pp. Buenos Aires.
- Turazzini, G. F. y Miquel, S. 2014. A terrestrial gastropod community from the Early Pliocene (Neogene) of Mendoza, Argentina, with description of a new species of *Radiodiscus* Pilsbry and Ferriss, 1906 (Mollusca: Pulmonata: Charopidae). *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 51: 396-404.
- Turner, J. 1962. Estratigrafía del tramo medio de la sierra de Velasco y región al oeste (La Rioja). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 43: 5-54. Córdoba.

- Turner, J. 1964. Descripción Geológica de la Hoja 15c Vinchina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100: 1-81.
- Turner, J. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 15d, Famatina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 126.
- Ubilla, M. y Rinderknecht, A. 2003. A late Miocene Dolichotinae (Mammalia, Rodentia, Caviidae) from Uruguay, with comments about the relationships of some related fossil species. *Mastozoología Neotropical* 10: 293-302
- Verzi, D.H. y Quintana, C.A. 2005. The caviomorph rodents from the San Andrés Formation, east-central Argentina, and global Late Pliocene climatic change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219: 303-320.
- Verzi, D.H., Montalvo, C.I. y Vucetich, M.G. 1999. Afinidades y significado evolutivo de *Neophanomys biplicatus* (Rodentia, Octodontidae) del Mioceno tardío-Plioceno temprano de Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 36 (1): 83-90.
- Verzi, D.H., Olivares, A.I. y Morgan C.C. 2017. Systematics and evolutionary significance of the small Abrocomidae from the early Miocene of southern South America. *Historical Biology* 29: 411-422.
- Vizcaíno, S.F., Fariña, R.A., Zárate, M.A., Bargo, M.S. y Schultz, P. 2004. Palaeoecological implications of the mid-Pliocene faunal turnover in the Pampean Region (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 213: 101-113.
- Vucetich, M. G., Deschamps, C. M., Morgan C. C. y Forasiepi A. M. 2011. A new species of *Cardiomyinae* (Rodentia, Hydrochoeridae) from western Argentina. Its age and considerations on ontogeny and diversity of the subfamily. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 48 (4): 556-567.
- Wetten, C. 1975. Estudio geologic-económico de un yacimiento de diatomitas y análisis de mercado. II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 5: 513-529. Buenos Aires.
- Woodburne, M. 2010. The Great American Biotic Interchange: dispersals, tectonics, climate, sea level and holding pens. *Journal of Mammalian Evolution* 17: 245-264.
- Yamín, M.G., 2007. Neotectónica del bloque Barreal, margen noroccidental de la Precordillera Sur. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 281 pp, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M. R. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. Geología y recursos naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Explotación de Hidrocarburos. En: Ramos, V. A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza: 123-148. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino de Petróleo. Buenos Aires.
- Yrigoyen, M. R. 1994. Revisión estratigráfica del Neógeno de las Huayquerías de Mendoza septentrional, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 31 (2): 125-138.
- Yrigoyen, M. V., Brown, R.L. y Ramos, V. A. 1995. Magnetic polarity stratigraphy and sequence thrusting: 33°S latitude, Mendoza province, Central Andes of

- Argentina. COMTEC-ICL Andean Thrust Tectonics Symposium, San Juan. Abstracts 16–17.
- Zambrano, J. y Damiani, O., 1992. Investigaciones Hidrogeológicas en el Área Cuesta del Viento. Informe Centro Regional de Aguas Subterráneas. 179, 49 p. (inédito).
- Zambrano, J. J., y Suvires, G., 2005. Aporte a la Geología del Alto de Mogna, al norte de la depresión del Tulum, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*: 60 (2): 425-427.
- Zuzek, A. B. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 18 f. Chamental, provincia de La Rioja. *Boletín del Servicio Geológico Nacional*, pp.161.