

# Estratigrafía, bioestratigrafía y cronología del Mioceno superior de la provincia de San Juan (Argentina)

---

Víctor H. CONTRERAS<sup>1</sup>, Adriana I. BRACCO<sup>2</sup>, Juan A. BARALDO<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología Dr. Emiliano P. Aparicio (INGEO) y Departamento Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Complejo Universitario Islas Malvinas. Av. Ignacio de la Roza y calle Meglioli, (5400) San Juan. E-mail: vcontre@unsj-cuim.edu.ar

<sup>2</sup> Instituto de Geología Dr. Emiliano P. Aparicio (INGEO) y Departamento Biología, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Complejo Universitario Islas Malvinas. Av. Ignacio de la Roza y calle Meglioli, (5400) San Juan. E-mail: adrygeo@gmail.com

<sup>3</sup> Departamento Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Complejo Universitario Islas Malvinas. Av. Ignacio de la Roza y calle Meglioli, (5400) San Juan. E-mail: jbaraldo@unsj-cuim.edu.ar

## RESUMEN

### Palabras clave:

Estratigrafía  
Bioestratigrafía  
Cronología  
Mioceno superior  
San Juan  
Argentina

En la región central de la Cordillera de los Andes (Argentina) se han realizado numerosos estudios basados en la magnetoestratigrafía de las secuencias Cenozoicas de cuencas de antepaís, mostrando el carácter intermitente del levantamiento, con numerosos pulsos, a veces no coincidentes entre sí, en especial en el ámbito de Precordillera y Sierras Pampeanas. La depresión intermontana que separa la Cordillera Frontal de la Precordillera, se denomina cuenca de Iglesia y tuvo una importante sedimentación durante el Cenozoico, que comenzó a los 17 Ma. Esta cuenca, en su inicio, fue parte de la cuenca de antepaís del Bermejo, para luego comenzar a funcionar como una cuenca a cuesta de las láminas de corrimientos precordilleranos. La cuenca del Bermejo es una de las mejores estudiadas de la región andina y sus secuencias, con espesores superiores a los 9.000 m, presentan una buena correlación a partir de la comparación de la energía de las facies sedimentarias, con las tasas de sedimentación, en las cuales los períodos de máxima carga tectónica están vinculados con altas tasas de sedimentación, pero con sedimentos de baja energía.

El análisis de los depósitos sinorogénicos de la Cordillera de los Andes muestra la estrecha relación que guardan los episodios de deformación y el apilamiento tectónico, con el desarrollo de estas cuencas, sin embargo, es necesario remarcar que: donde existe buena información geocronológica, magnetoestratigráfica y bioestratigráfica, se pone en evidencia la falta de sincronismo de los tiempos de levantamiento y deformación.

## ABSTRACT

### Keywords:

Stratigraphy  
Biostratigraphy  
Chronology  
Upper Miocene  
San Juan  
Argentina

“THE STRATIGRAPHY, BIOSTRATIGRAPHY AND CHRONOLOGY OF THE UPPER MIOCENE OF THE SAN JUAN PROVINCE (ARGENTINA)”. In the central region of the Cordillera de los Andes (Argentina) several studies had been based on the magnetostratigraphy of the Cenozoic sequences foreland basins. These have shown the intermittent nature of the uprising, with many pulses, sometimes not matching each other, especially in the Precordillera and Sierras Pampeanas. Intermountain

depression that separates the Cordillera Frontal front ridge of the Precordillera, is called Iglesia basin and had an important sedimentation during the Cenozoic, that began 17 Ma. This basin, in his origin or source, was part of the basin of foreland of the Bermejo, to then began to operate like a basin to costs of them sheets of landslides precordilleranos. The Bermejo basin is one which the best studied of the Andean region these sequences, with thicknesses higher to the 9,000 m, has a good correlation from the comparison of the energy of them sedimentary facies, with sedimentation rates, in which the maximum load tectonics periods are linked with high rates of sedimentation, but with sediments source of low energy. The analysis of sinorogenic deposits of the Cordillera de los Andes, shows the close relationship that saved both episodes of deformation and the stacking tectonic, with the development of these basins. However, is necessary remark the following: where there is good geocronologica, magnetoestratigraphic and biostratigraphic information is puts in evidence the lack of synchronism of rising times and deformation, even within the same basin.

## INTRODUCCIÓN

La problemática más importante que presentan las sucesiones sedimentarias cenozoicas del oeste de Argentina, son las correlaciones de las mismas, debido a la importante fragmentación que presentan sus afloramientos, originada por la tectónica andina. Otra cuestión, por la cual se requiere más precisiones del Mioceno superior de la región y en particular de la provincia de San Juan, es porque: Stappembeck (1910), Groeber y Tapia (1926) y Weidmann *et al.* (1985), entre otros, consideran a todo el “Terciario” de la Precordillera de San Juan dentro del complejo “Calchaquí” o “Calchaquense”, litológicamente constituido por diversos tipos de rocas clásticas y piroclásticas. Es oportuno aclarar que originalmente los términos: “Araucanense”, “Calchaquense” o “Calchaquí” tienen una connotación estrictamente bioestratigráfica (Irigoyen, 1969; Pascual y Odreman Rivas, 1973) y no litoestratigráfica como ha sido utilizado por geólogos de campo, para casi todo el Neógeno del pie cordillerano desde Jujuy hasta Mendoza. En las últimas décadas, se ha evidenciado un notable incremento de estudios sedimentológicos, magnetoestratigráficos, radiométricos y paleontológicos sobre el Neógeno sedimentario de la provincia de San Juan (Argentina), los cuales proveen importante información para establecer correlaciones de éstos

afloramientos. A continuación se presenta una síntesis de las principales secuencias sedimentarias de la provincia de San Juan (Argentina), correspondientes al lapso Mioceno superior, segmento temporal común a la mayoría de los afloramientos, extendiéndose en algunas secciones estratigráficas locales, hasta el Plioceno inferior y en otras, hasta el Pleistoceno inferior.

### Puchuzum - Villa Nueva (Calingasta)

La secuencia continental neógena de la quebrada Candelaria, se dispone en las proximidades de las localidades de Puchuzum y Villa Nueva, en la región norteña del valle de Calingasta, en el ámbito de la Cordillera Frontal (figura 1). La misma fue reconocida por Peralta *et al.* (1995) como parte de la cuenca de Iglesia – Rodeo (valle de Iglesia), correlacionándola con la Formación Las Flores. La base de la secuencia se desconoce por encontrarse cubierta por depósitos aluviales cuaternarios y recientes, que también la sobreyace en sus términos superiores en franca relación de discordancia erosiva. En la cabecera de la quebrada Candelaria, los depósitos del neógenos, sobreyace en discordancia erosiva y angular a sedimentitas marinas correspondientes al Grupo Ciénaga del Medio (Eopaleozoico), evidenciando la existencia de un paleorelieve pre-Neógeno. La secuencia neógena presenta un espesor de 350 m (figura 2) y una disposición subhorizontal ( $\sim 4^\circ$ ), conformada en términos generales por depósitos volcánoclasticos y areniscosos, integrados en ciclos granodecipientes, de conglomerados a pelitas y con bases de tipo erosivo. A continuación se presenta una descripción basada en los trabajos de Peralta *et al.* (1995) y Bracco *et al.* (2011).

El tramo inferior consiste de 130 m de depósitos conglomerádicos, areno-conglomerádicos, tobáceos y en menor proporción, por bancos psamo-pelíticos. Los depósitos conglomerádicos presentan fábrica clasto-sostén, estructura masiva y en parte imbricación de clastos; la matriz es escasa, compuesta de areniscas medianas. Estos depósitos conforman típicas estructuras de corte y relleno de canal de gran tamaño, con espesores de 1 a 3 m y con marcada gradación normal. Tanto en las psefitas como en las psamitas, predominan clastos de composición volcánica silíceas y en menor grado plutónicas, presentando un elevado grado de madurez textural y buena selección. Algunos canales en su tope, presentan niveles pelíticos de espesor inferior a 0,50 m, con grietas de desecación y traza de invertebrados (artrópodos) evidenciando el carácter efímero de los canales. En la porción más alta de este tramo, se reconocen depósitos de desbordamiento “overbank” con marcada gradación inversa, desde limolitas pardo rojizas a areniscas, en parte conglomerádicas, finas a medianas.

El tramo medio comprende unos 80 m de depósitos psamo-pelíticos, en bancos limolíticos a limo-areniscosos de coloración rojiza, con intercalaciones de niveles carbonosos y conglomerádicos, con estructura de corte y relleno. Este tramo de la secuencia general, se destaca por la presencia de tres intercalaciones de arcillas bentónicas, con espesores de 3, 5 y 10 m, respectivamente (figura 2), con geometría mantiforme, con base transicional sobre depósitos de la planicie aluvial distal, y

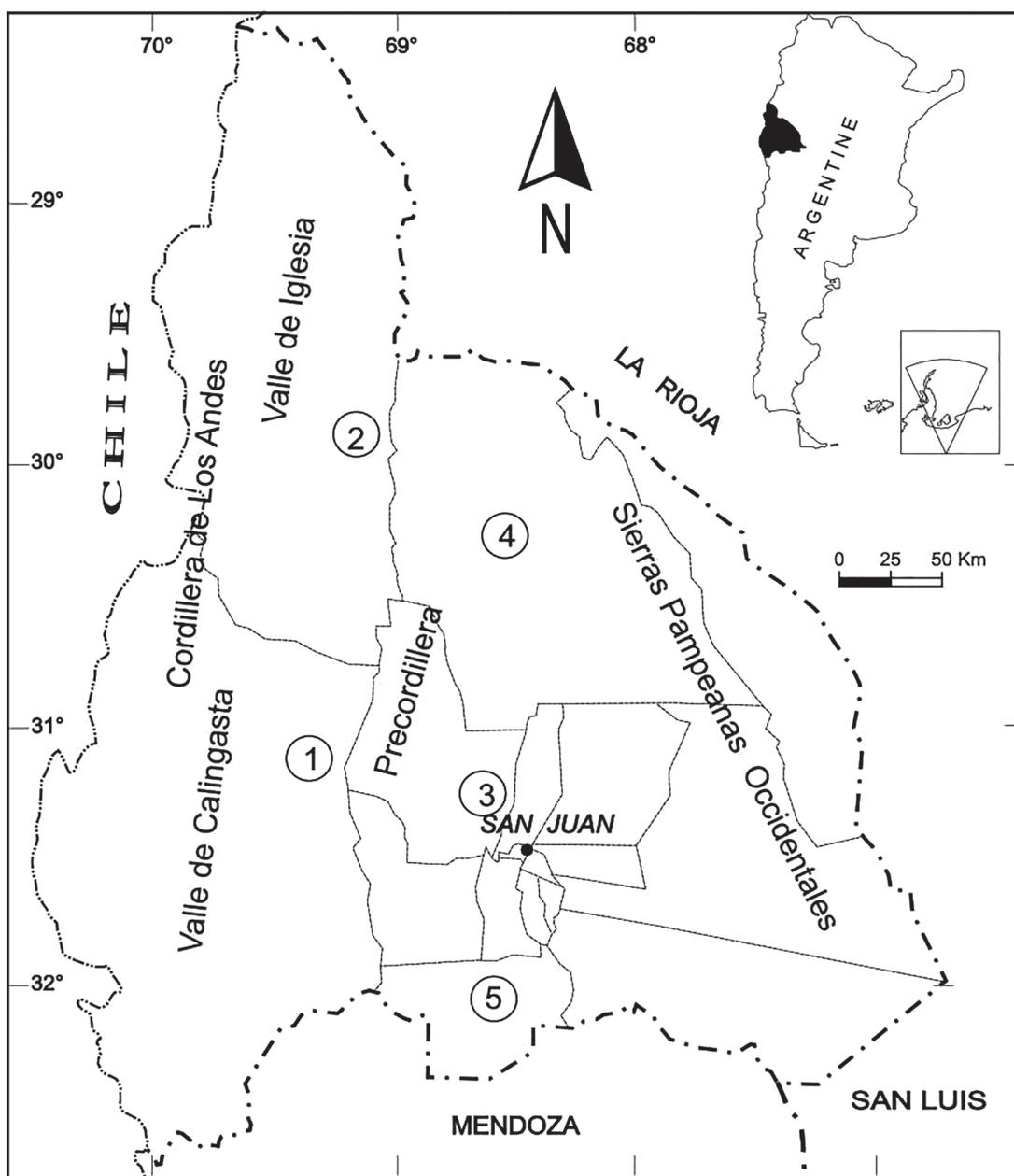


Figura 1. Ubicación geográfica y morfoestructural de las principales secuencias del Mioceno superior de la provincia de San Juan (Argentina): 1, Puchuzum – Villa Nueva; 2, Iglesia-Rodeo-Angualasto; 3, Loma de Las Tapias; 4, sierras de Huaco, Mogna y del Morado y 5, La Chilca – Pederal – Los Berros – Cerro Salinas.

topes netos o erosivos infrayaciendo a depósitos de relleno de canales. En la base de los bancos bentoníticos, son frecuentes fangolitas de coloración rojiza con grietas de desecación y la intercalación de niveles finos de carbonatos (caliche), que evidencia condiciones de clima árido-semiárido, con elevada evaporación. Las fangolitas rojizas presentan restos de mamíferos (Peralta *et al.*, 1995; Contreras, 1996; Cerdeño y Contreras, 2000); icnitas de vertebrados (Contreras *et al.*, 1995; Contreras, 2006; Contreras y Peralta, 2011) y trazas de invertebrados (Peralta *et al.*, 1995; León y Bracco, 2008; Bracco *et al.*, 2011).

Todas estas evidencias paleontológicas son características de un sistema deposicional aluvial distal con emplazamiento de un sistema lacustre recurrente y cada ciclo comprende una etapa de crecimiento del lago, que aquí reconocemos como “Lago Puchuzum”. Los niveles lacustres contienen un rico acervo paleontológico (figura 2), constituido por: moluscos gasterópodos y bivalvos, artrópodos ostrácodos e insectos, peces Teleostei - Cyprinodontiformes, vegetales (tallos y hojas), plumas de aves (Peralta *et al.*, 1995; Contreras y Peralta, 1998; Contreras, 2006) y palinomorfos (Prámparo *et al.*, 1998).

El tramo superior con 140 m de espesor, está compuesto por depósitos arenoconglomerádicos, con intercalaciones de niveles pelíticos de coloraciones verdosas a rosadas. Se destaca la porción superior de este tramo, por una importante participación de niveles conglomerádicos, alternados por niveles limo-areniscosos de coloración pardo rojiza. Este tramo de la secuencia neógena se observa en contacto

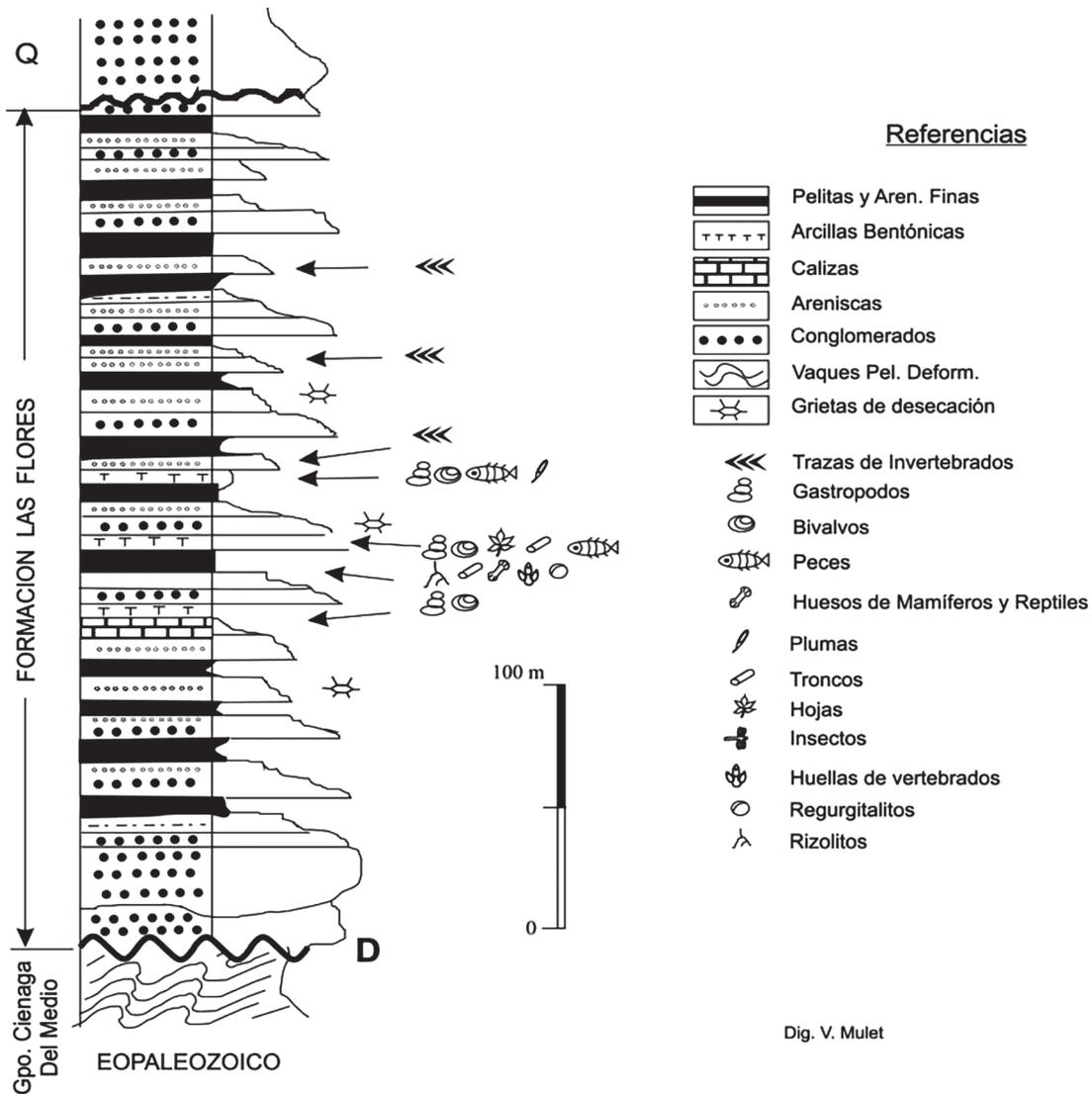


Figura 2. Estratigrafía y contenido paleontológico de la secuencia neógena de Puchuzum (Departamento Calingasta) (basado en Peralta *et al.*, 1995 y Contreras, 1996).

discordante con depósitos silicoclásticos de edad Eopaleozoica, que es asignado al Grupo Ciénaga del Medio (Peralta *et al.*, 1995), evidenciando la presencia de un paleorrelieve sobre el cual se depositó el Neógeno local.

La interpretación general de la secuencia neógena de la Quebrada Candelaria es que se originó en un sistema de abanicos aluviales, con episodios de flujos entrelazados “braided” con desarrollo de planicies de inundación y un lago (Lago Puchuzum) con diversas etapas de avance y retroceso, que han sido correlacionados por su similitud con la Formación Las Flores, en la Cuenca de Iglesia-Rodeo por (Wetten, 1975; Beer *et al.*, 1990; Re y Barredo, 1994).

La mayor parte de los restos de paleovertebrados constatados en el tramo medio de la secuencia de la Quebrada Candelaria (figura 2), entre los que se destacan, restos óseos e icnitas de mamíferos y aves, que proceden de los niveles dispuestos entre los dos primeros mantos de arcillas bentónicas conformando una asociación poco numerosa, en número de individuos, pero sí muy diversa, de tal forma que ha permitido asignar la misma a la Edad Huayqueriense (Mioceno Superior tardío) (Peralta *et al.*, 1995; Contreras *et al.*, 1995; Contreras, 1996; Cerdeño y Contreras, 2000; Contreras y Peralta, 2011).

### Iglesia – Rodeo - Angualasto (Iglesia)

Las sedimentitas neógenas que conforman la “Cuenca de Iglesia” poseen un espesor que supera los 3.500 m y representan el registro generado en una depresión ubicada entre Cordillera Frontal, por el oeste y Precordillera, por el este, en la región noroeste de la provincia de San Juan (Wetten, 1975) (figura 1). El origen y evolución de la misma, se vinculan con las primeras etapas de los frentes de corrimientos andinos (cuencas de antepaís), en coincidencia con los procesos iniciales de subducción de bajo ángulo, de la placa de Nazca respecto a la Sudamericana, hecho ocurrido hace unos 20 Ma. (Snyder *et al.*, 1990; Beer y Jordan, 1989; Beer *et al.*, 1990).

La Cuenca de Iglesia, presenta una forma elongada, extendiéndose por unos 70 km en sentido norte-sur y unos 20 km en sentido este-oeste. Los afloramientos neógenos, muestran una mayor continuidad y calidad, en las localidades de Angualasto, Tudcum, Rodeo, Las Flores e Iglesia (Wetten, 1975). También, se han reconocido sedimentitas correlacionables con los términos superiores de la secuencia de Iglesia, en el área de Puchuzum-Villa Nueva (Calingasta), a unos 90 km al sur de la localidad de Iglesia (Peralta *et al.*, 1995).

Los datos aportados por la sismoestratigrafía indican depocentros sedimentarios con espesores de unos 3.500 m, en cambio, las secciones aflorantes, especialmente las registradas sobre el borde oriental de la cuenca y en correspondencia con los niveles inferiores y medios de la secuencia neógena, no exceden los 600 m para el área de Rodeo (Johnson *et al.*, 1987) y unos 900 m para el área de Angualasto, información que indicaría un progresivo acunamiento de la secuencia neógena hacia sus bordes (Beer *et al.*, 1987; Beer *et al.*, 1990; Jordan *et al.*, 1997).

Se han propuesto diferentes esquemas de interpretación y nomenclatura de las secuencias estratigráficas neógenas de la Cuenca de Iglesia (tabla 1). Las mismas

surgen del hecho de que los depósitos se reconocen superficialmente de manera saltuaria, con significativos cambios faciales y acñamientos laterales, aspectos sedimentológicos propios de un relleno sedimentario donde prevalecieron ambientes aluviales, desarrollados en áreas estrechas y en concomitancia con eventos tectónicos intra y extracuencales.

El primer investigador del neógeno del valle de Iglesia designó con el nombre de Grupo Iglesia, a los sedimentos de esta edad y región, integrado por las formaciones Lomas del Campanario y Las Flores (Wetten, 1975). La Formación Lomas del Campanario se compone de un miembro inferior aglomerádico volcánico y uno miembro superior conglomerádico poligénico, con predominancia de clastos volcánicos y con intercalaciones tobáceas (Wetten, 1975) (figura 3). Para esta sección, se han descrito facies de avalanchas volcánicas, indicando como posible centro de efusión el área del Cerro Negro de Iglesia (Bercowski, 1993; Ré *et al.*, 1994). La Formación Las Flores sobreyace en discordancia erosiva a la formación anterior, presentando una sección inferior conglomerádica y una superior, integrada por potentes bancos de areniscas tobáceas grises y conglomerados con clastos de andesitas, culminando la secuencia con areniscas y pelitas bien estratificadas, de tonos rojizos, castaños y amarillentos (Wetten, 1975) (figura 3).

En la Hoja Geológica 18 C Jáchal se designó como Formación Rodeo (Furque, 1979) a las sedimentitas que integran el Grupo Iglesia (*sensu* Wetten, 1975) (tabla 1), describiendo una sección inferior conglomerádica con clastos de rocas efusivas, areniscas conglomerádicas y areniscas finas. La sección superior integrada por alternancias de areniscas de tonos rosados, grises y blanquecinos de composición tobácea, culminando la secuencia con areniscas pardas rojizas.

Para el área de Cuesta del Viento, sector nororiental de la cuenca, Gagliardi *et al.* (2001) han identificado cinco secciones estratigráficas, con un espesor de 510 m. Una unidad basal de brechas poligénicas (Sección I), la que infrayace a niveles de brechas volcánicas, tobas e ignimbritas (Sección II). Ambas, correlacionadas con los miembros aglomerádicos y conglomerádicos, de la Formación Lomas del Campanario (*sensu* Wetten, 1975). La Sección III está compuesta por areniscas claras y conglomerados intercalados, la Sección IV con pelitas, areniscas y esporádicos niveles

**Tabla 1.** Síntesis de las interpretaciones y nomenclaturas utilizadas para la estratigrafía del Neógeno del valle de Iglesia (San Juan, Argentina).

Wetten (1975)		Furque (1975)	Beer <i>et al</i> (1990)		Contreras <i>et al.</i> (1990)	Gagliardi <i>et al.</i> (2001)	Ré <i>et al.</i> (2003)	
Grupo Iglesia	Fm Las Flores	Fm Rodeo	Fm Rodeo	Mb. Las Flores	Grupo Iglesia	Fm Rodeo	Grupo Iglesia	Secuencia 2-11 Fm Las Flores
	Fm Lomas del Campanario			Mb. Lomas del Campanario				Fm Lomas del Campanario

conglomerádicos y la Sección V formada por pelitas y areniscas, estas tres últimas secciones han sido correlacionadas con la Formación Las Flores (*sensu* Wetten, 1975) (figura 3). También, proponen que las formaciones Lomas del Campanario y Las Flores, son tramos estratigráficos parciales de la Formación Rodeo (*sensu* Furque, 1975), desestimando la relación de discordancia angular para el contacto entre esas unidades reconocida por Wetten (1975) y Contreras *et al.* (1990). Por ello consideran que la designación de Formación Rodeo, para identificar a la secuencia neógena de Iglesia, sería la más adecuada (Gagliardo *et al.*, 2001) (tabla 1). Las rocas del Grupo Iglesia afloran en las cercanías de las localidades de Angualasto, Rodeo y Tudcum, y han sido estudiadas por métodos sismográficos (Beer *et al.*, 1990; Jordan *et al.* 1996, Jordan *et al.*, 1997) que ha permitido identificar once secuencias depositacionales en esta unidad, separadas entre sí por superficies de discordancias erosivas, de las cuales al menos siete están aflorando (secuencias 1 a 7). Ré *et al.* (2003) indicaron que la secuencia 1 podría ser equivalente a la Formación Lomas del Campanario

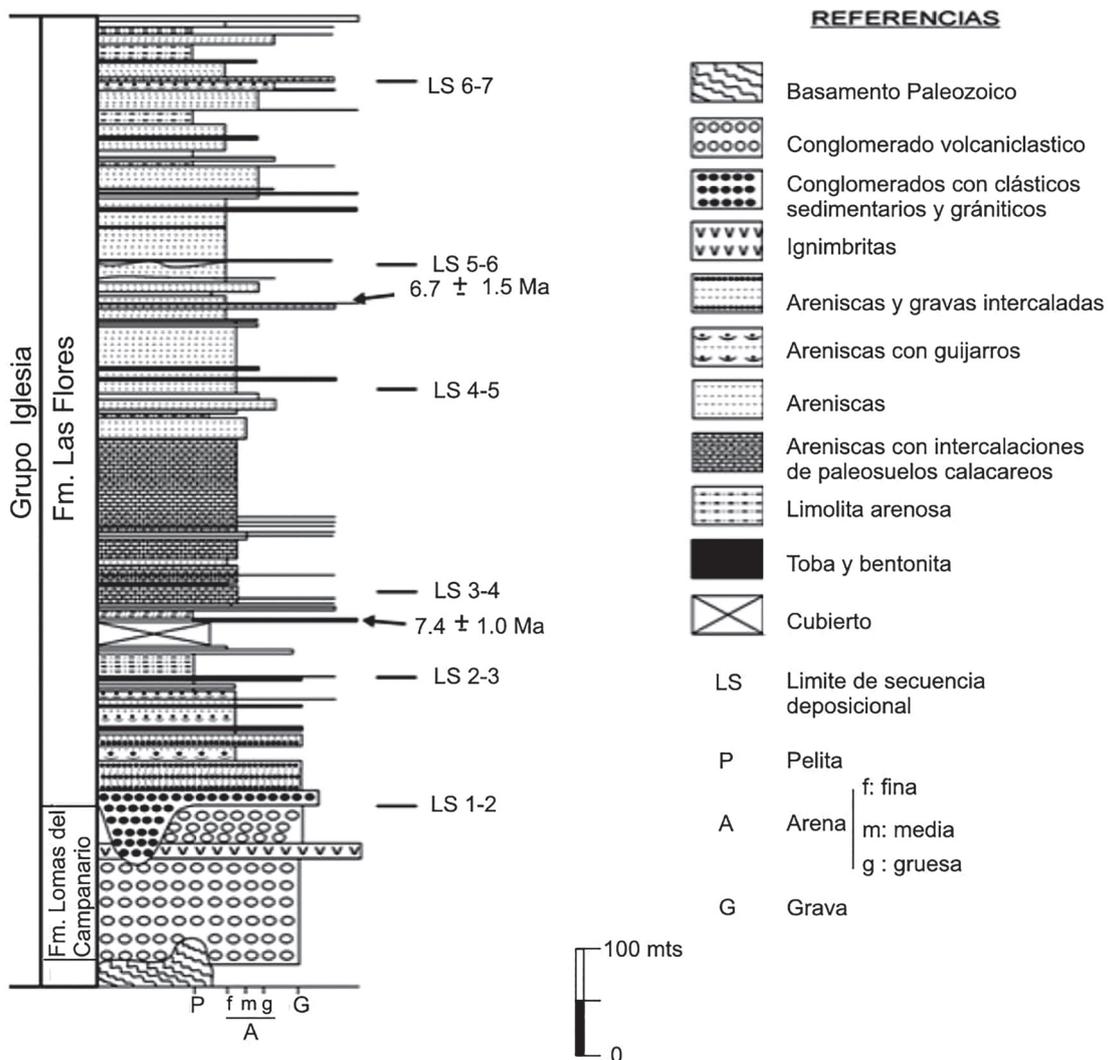


Figura 3. Estratigrafía y cronología de la secuencia neógena aflorante en el área Iglesia-Rodeo-Angualasto (Departamento Iglesia) (modificado de Contreras *et al.*, 2013).

(*sensu* Wetten, 1975), mientras que el conjunto que va desde la secuencia 2 hasta la 11, indudablemente corresponde a la Formación Las Flores (*sensu* Wetten, 1975) (tabla 1). Las dataciones radiométricas realizadas en los diferentes niveles del Grupo Iglesia evidenciaron un rango de edades que varía entre 19,  $8 \pm 1.1$  Ma y 5,  $1 \pm 0, 1$  Ma (Leveratto, 1976, Johnson *et al.*, 1987; Jordan *et al.*, 1993; Jordan *et al.*, 1997; Ré *et al.*, 2003). En relación a ello, plantearon que la secuencia 1 habría comenzado a acumularse hace unos 17 Ma, durante el Mioceno medio, mientras que el conjunto de secuencias que va desde la 2 hasta la 11, se habría acumulado entre los 8, 8 Ma y los 4, 0 Ma, durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano (Ré *et al.*, 2003).

Los datos paleontológicos éditos son concordantes con la cronología analizada anteriormente (Contreras y Castro, 1991; Contreras, 2007b, Contreras *et al.*, 2013). Entre ellos se destaca la primera mención de *Macrochorobates scalabrinii* en la provincia de San Juan, incrementando el área de distribución en el territorio argentino y corroborando su abundancia en los valles intermontanos del noroeste (Contreras *et al.*, 2013). A su vez, confirman la propuesta previa (e.g., Scillato-Yané, 1982; Tauber, 2005; Brandoni *et al.*, 2012) que sugiere una conexión biogeográfica entre la Región Subandina y la Región Pampeana, durante el Mioceno tardío. Este período, coincide con la Edad de las Planicies Australes (Mioceno tardío-Plioceno tardío) (Pascual y Bondesio, 1982), etapa durante la cual los pastizales y las sabanas herbáceas dominaron los paisajes de América del Sur y el levantamiento de la Cordillera Frontal, en el noroeste de la Argentina, provocó la aridización de las áreas ubicadas entre la Cordillera Central y las Sierras Pampeanas (Pascual *et al.*, 1996; Ortiz Jaureguizar, 1998; Ortiz Jaureguizar y Cladera, 2006). En concordancia con esto, Ruskin y Jordan (2007) indicaron que el lapso 6.9-6.3 Ma, en el que se encuentra representado el nivel portador de *M. scalabrinii* se corresponde con el desarrollo de un período de frío global (Zachos *et al.*, 2001), durante el cual la cuenca de Iglesia se caracterizó por un marcado incremento en las condiciones de aridez y la expansión de vegetación de tipo C4. Estas interpretaciones son coherentes con las exigencias ecológicas inferidas para *M. scalabrinii*, el cual habría estado adaptado a condiciones climáticas templado-cálidas, similares a las de la actual región chaqueña, y ambientes abiertos, semiáridos, con desarrollo de pastizales o parcialmente arbolados; según se deduce de la comparación con los representantes actuales de mayor talla de la tribu Euphractini (Scillato-Yané, 1975; Scillato-Yané, 1979; Carlini y Scillato-Yané, 1995).

### Loma de Las Tapias (Ullum – Albardón)

La sucesión sedimentaria neógena expuesta el área Loma de Las Tapias, en el centro de la provincia de San Juan (figura 1), fue conocida oportunamente con la denominación de Estratos Calchaqueños (Stappembeck, 1910) y se debe una primera asignación temporal al Plioceno, basado en el hallazgo de restos de vertebrados (Groeber y Tapia, 1926). A partir de la década del 80 se inició una serie de estudio sobre el área, que ha permitido comprender con bastante detalle los principales aspectos geológicos: estructura, sedimentología, geomorfología y cronología (Bercowski *et al.*, 1986, 1987; Contreras *et al.*, 2001; Milana *et al.*, 2003; Rodríguez, 2004;

Suvires y Contreras, 2011); paleontología y bioestratigrafía (Contreras, 1981, 1989, 1990, 1991, 2000; Contreras *et al.*, 1990, 2001; Contreras y Acosta, 1998; Soria, 2001; Ciancio *et al.*, 2006; Contreras y Baraldo, 2011; Olivares *et al.*, 2013, 2016; Miño-Boilini *et al.*, 2014; González Ruiz *et al.*, 2014; Agnolin *et al.*, 2016).

La información estratigráfica, cronológica y bioestratigráfica que se dispone sobre el Neógeno de Loma de Las Tapias, ofrece la perspectiva de contar con otra secuencia fosilífera tipo del Neógeno en el Oeste de Argentina. Sobre la base de las características que presenta el área, como son: una alta diversidad de taxones de mamíferos, una secuencia limitada por sendas discordancias regionales, un conjunto de datos cronológicos (datación radiométrica y magnetoestratigrafía) y además, una escasa complejidad estructural de los afloramientos, hacen posible contrastar esta secuencia con otras contemporáneas de la región oeste y este de nuestro país.

La región de Loma de Las Tapias, está ubicada en la porción marginal de la Precordillera Oriental (*sensu* Ortiz y Zambrano, 1981). La columna estratigráfica local, se inicia con calizas y margas calcáreas correspondientes a la Formación La Laja (Cámbrico inferior-medio) que conforman la Sierra de Marquezado y el extremo austral de la Sierra de Villicum (Bordonaro, 1980), delimitando estos asomos de rocas paleozoicas, se extiende una amplia zona deprimida, en la cual se desarrolla la sucesión neógena de Loma de Las Tapias, compuesta por las formaciones: Loma de Las Tapias, Mogna y El Corral, con un relieve de suaves lomadas, sobre el cual la erosión ha elaborado un paisaje típico de huayquerías o tierras malas “badlands”.

La Formación Loma de Las Tapias fue reconocida originalmente y subdividida en tres miembros: Limolita La Colmena, Arenisca Albardón y Conglomerado El Chilote (Serafini *et al.*, 1986). Posteriormente, se ha identificado en los depósitos que constituyen el Miembro Conglomerado El Chilote (Fm Loma de Las Tapias, *sensu* Serafini *et al.*, 1985), dos unidades litoestratigráficas que son las formaciones Mogna y El Corral (Rodríguez, 2004), con amplia distribución en el ámbito de la Precordillera Oriental y Central, en la región que se extiende al norte del río San Juan.

**Formación Loma de Las Tapias.**— Está integrada por un miembro inferior denominado Limolita La Colmena, compuesto por un conglomerado basal de carácter brechoso, de pocos metros de espesor, sucedido por limolitas, pardo claras y arcilitas, pardo rojizas interestratificadas, que alternan con areniscas finas y medias, grisáceas. Las limo-arcilitas presentan laminación paralela y grietas de desecación. En la base de las areniscas, suele observarse granulometría más gruesa y estratificación cruzada. Este miembro posee un espesor de 263 m. El miembro superior denominado Miembro Arenisca Albardón, posee un espesor de 1.100 m, está constituido por areniscas conglomerádicas tobáceas y alternancias de areniscas finas, medias y gruesas de color gris y gris parduzco. Con limolitas pardo claras y arcilitas pardo rojizas, entre las que se intercalan bancos conglomerádicos. Estos últimos, se hacen más frecuentes e incrementan su espesor hacia la parte superior del miembro.

El ambiente de sedimentación de esta unidad litoestratigráfica, ha sido estudiado por Bercowski *et al.* (1987) y Contreras *et al.* (2001), para quienes la secuencia es típicamente granoestratocreciente, lo cual indica una periódica elevación del área de

aporte, originado la progradación de los depósitos de planicie fluvial anastomosada media, sobre el sector distal de un abanico aluvial “playa lake”, durante la evolución de una cuenca de antepaís “forelandbasin”.

**Formación Mogna.**— Esta unidad corresponde, en parte, al ex Miembro Conglomerado El Chilote, de la Formación Loma de Las Tapias (*sensu* Serafini *et al.*, 1986). Según, Rodríguez (2004), esta unidad presenta tres miembros diferenciados en base a características litofaciales y paleoambientales. Se trata de una secuencia sedimentaria granoestratocreciente con una potencia total de 522 m. Localmente los estratos presentan forma tabular. En su base presenta un pasaje transicional con la infrayacente Formación Loma de Las Tapias y su techo está delimitado por el cambio de facies conglomerádicas fluviales de esta formación, a las conglomerádicas aluviales (Bajadas) de la Formación El Corral.

Formación El Corral. Corresponde a los términos estratigráficos cuspidales del ex Miembro Conglomerado El Chilote, Formación Loma de Las Tapias (Serafini *et al.*, 1986). Esta unidad litoestratigráfica ha sido reconocida por Rodríguez (2004) en el área de Loma de Las Tapias, presentando un espesor total de 120 m y está compuesta por conglomerados de color gris claro a oscuro y limo-arcilitas pardo rojizas. Los clastos de los conglomerados son de origen ígneo y sedimentario (areniscas y grauvacas), aunque el porcentaje de las grauvacas aumenta hacia el techo casi un 50 % y donde participan de manera importante clastos de rocas carbonáticas. En su base, presenta un pasaje neto transicional con la Formación Mogna infrayacente y su techo presenta una relación discordante, tanto erosiva como angular, con los depósitos cuaternarios.

La correlación de la columna estratigráfica de Loma de Las Tapias se ha realizado en base a la información de carácter primario disponible, como es la datación radiométrica de una toba ubicada en el Miembro Arenisca Albardón (Formación Loma de Las Tapias), para la cual obtuvieron una edad de  $7.0 \pm 0.9$  Ma (Bercowski *et al.*, 1986) (figura 4). Además, la bioestratigrafía, en base de las asociaciones de paleovertebrados, fundamentalmente de mamíferos. Los paleovertebrados documentados en esta cuenca, se distribuyen mayormente entre los niveles superiores del Miembro Limolita La Colmena (Formación Loma de Las Tapias) y la mitad inferior del Miembro Arenisca Albardón, de esta misma unidad, de cuyo análisis se desprende que los taxos de mamíferos registrados en las asociaciones A y B (tabla 2), representan grupos faunísticos característicos de las edades Chasiquense y Huayqueriense, respectivamente (Contreras 1991, 2000, 2007<sup>a</sup>; Contreras *et al.*, 2001; Contreras y Baraldo, 2011, Mones, 2014) (figura 4).

Por último, Bercowski *et al.* (1986) analizaron y establecieron la historia de polaridad magnética, para gran parte de la columna estratigráfica neógena local. Esta historia magnetoestratigráfica está acotada estratigráficamente a los niveles cuspidales del Miembro Limolita La Colmena (Formación Loma de Las Tapias), que afloran en el costado nordeste del aliviadero de la Presa de Embalse Ullum, abarcando todo el tramo correspondiente al Miembro Arenisca Albardón (Formación Loma de Las Tapias) y los términos inferiores de la Formación Mogna, ambos expuestos ampliamente en el faldeo occidental de Loma de Las Tapias. La historia

de polaridad magnética local aportada por Bercowski *et al.* (1986) presenta una morfología en la cual se reconocen cinco magnetozonas de polaridad normal y seis magnetozonas de polaridad inversa y fue comparada oportunamente con escalas de tiempo que hoy se encuentran superadas por la GTS de Gradstein *et al.* (2004) y los valores cronológicos de los límites de las magnetozonas han variado considerablemente (figura 4).

La cronología de los términos basales y cuspidales, de la columna estratigráfica

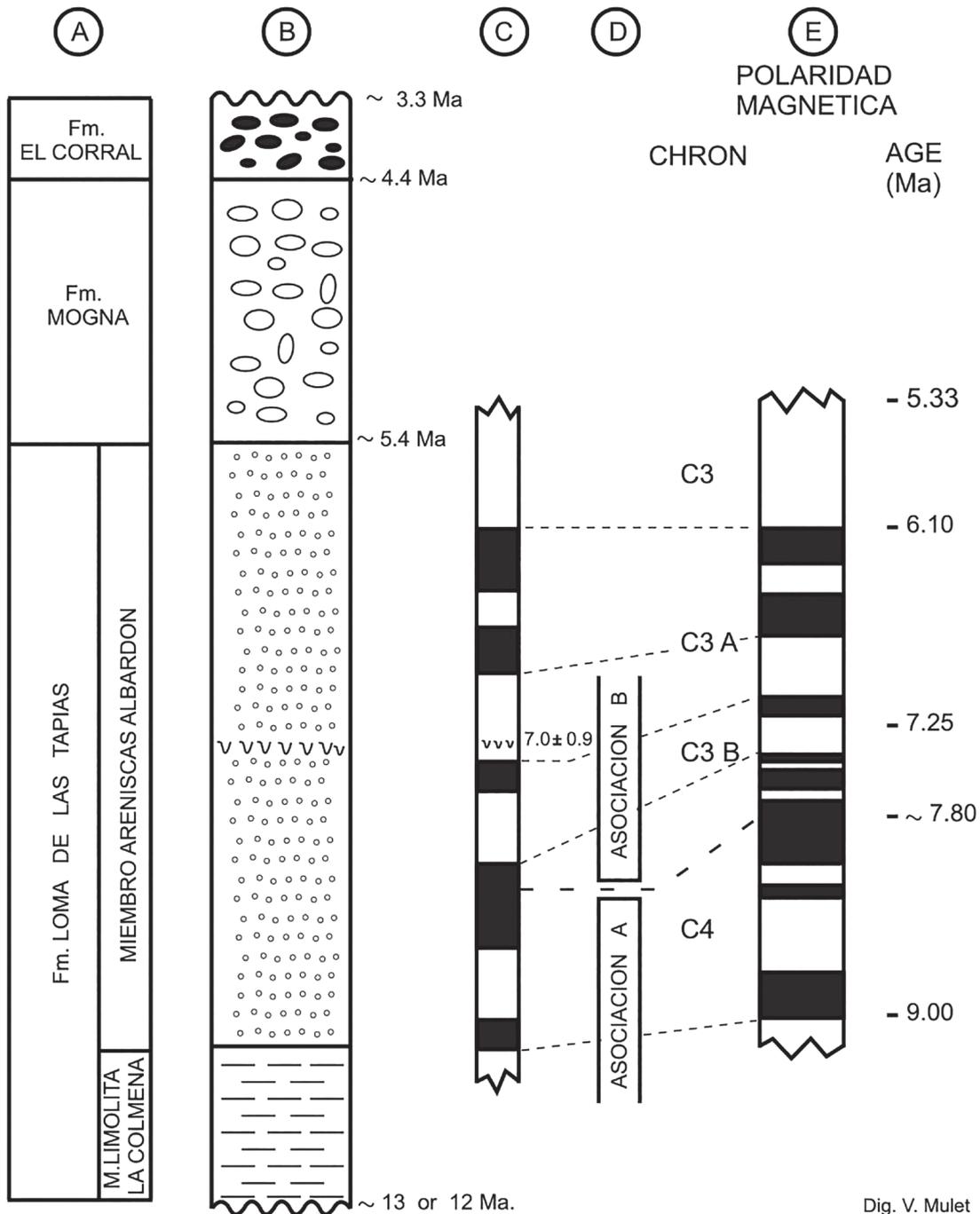


Fig. V. Mulet

Figura 4. Estratigrafía, cronología y bioestratigrafía del Mioceno superior – Plioceno inferior de Loma de Las Tapias (departamentos Ullum y Albardón) (tomado de Contreras y Baraldo, 2011).

de Loma de Las Tapias, se han calculado a partir de tasas de acumulación extrapoladas y estimadas para ambos tramos (Contreras *et al.*, 2001; Rodríguez, 2004). Las relaciones estratigráficas de la sección neógena de Loma de Las Tapias, están indicadas por una paraconcordancia, para la base, con el Miembro Calcáreo Margoso Inferior de la Formación La Laja, de edad Cámbrico inferior (Bordonaro, 1980), y una discordancia angular y por fallas en sectores localizados, con la cubierta cuaternaria (Serafini *et al.*, 1986; Contreras *et al.*, 2001; Rodríguez, 2004).

La sección neógena de Lomas de Las Tapias, constituida por las formaciones Loma de Las Tapias, Mogna y El Corral, se encuentra limitada por sendas discontinuidades que, según datos cronológicos independientes (paleontológicos y paleomagnéticos), permiten correlacionarla dentro del cuadro del diatrofismo andino (Irigoyen, 1969), con la Fase Quechua, desarrollada en el Mioceno medio (aproximadamente a los 13 o 12 Ma), y la Fase Diaguita, ocurrida a mediados del Plioceno (aproximadamente a los 3, 5 Ma). Esta última, con fases previas (Van der Hammer *et al.*, 1973) documentadas en la sección de Loma de Las Tapias, por la aparición de niveles conglomerádicos cerca de los 9 Ma (Contreras y Baraldo, 2011).

En general, se interpreta que el Neógeno de Loma de Las Tapias corresponde a una secuencia continental granoestratocreciente producto de la elevación periódica del área de aporte, originando en consecuencia, la programación, en primera instancia, de la parte proximal de un abanico aluvial (Formación Mogna) y luego el desarrollo de conos aluviales (Formación El Corral), sobre una planicie fluvial anastomosada (Bercowski *et al.*, 1987) representada por los dos miembros de la Formación Loma de Las Tapias y correspondientes ambos al paleorío San Juan (*sensu* Milana, 1991 y Rodríguez, 2004).

### Sierras de Huaco – Mogna – del Morado (Jáchal)

Las unidades neógenas aflorantes al norte de la ciudad de San Juan, en el departamento Jáchal, forman parte de un conjunto de serranías que en dirección norte- sur, reciben los nombres de sierras de Huaco, Mogna y del Morado (figura 1). Estos afloramientos constituyen una de las series continentales más completas de la región, con un espesor aproximado de 6.000 m de potencia.

Los estudios geológicos se han realizado principalmente en las zonas que comprenden las sierras de Huaco y del Morado. Algunos autores han utilizado el nombre de sierra de Mogna para describir los depósitos aflorantes en la sierra del Morado (Cuerda *et al.*, 1984; Milana, 1991; Furque *et al.*, 2003; Milana *et al.*, 2003; Cuerda *et al.*, 1981), sin diferenciar que se tratan de dos cordones serranos diferentes, interceptado transversalmente por el río Jáchal. Al sur del río, la sierra recibe el nombre geográfico de Sierra del Morado y al norte, Sierra de Mogna. En la presente publicación, se utilizan los nombres formales que figuran en el mapa de la Dirección Regional de Catastro de la Provincia de San Juan, para designar las distintas serranías de la zona.

**Tabla 2.** Listado de Taxones que integran las dos asociaciones de vertebrados reconocidas para la Formación Loma de Las Tapias.

CUADRO DE LAS ASOCIACIONES DE TAXONES PRESENTES EN LA FORMACION LOMA DE LAS TAPIAS	
Asociación A:	
Mammalia: Marsupialia: Didelphidae:	<i>Thylatheridium sp.</i>
	Borhyaenidae: <i>Contrerascynus borhyaenoides</i>
Xenarthra: Dasyopodidae:	<i>Homopeltephilus sp.</i>
	<i>Vetelia gandhii</i>
	<i>Kraglievichia sp. cf. K. paranense</i>
	<i>Proeuphractus sp.</i>
	<i>Prozaedyus sp.</i>
	<i>Chasicotatus sp.</i>
	Glyptodontidae: <i>Palaeohoplophorus sp.</i>
	Megatheriidae: <i>Plesiomegatherium sp.</i>
	Nothrotheriinae: gén et sp. indet.
Rodentia: Hydrochoeridae:	<i>Cardiatherium chasicoense</i>
	Dinomyidae: <i>Carlesia pendolai</i>
	<i>Tetrastylus sp.</i>
	Caviidae: <i>Cardiomyus sp.</i>
	Chinchillidae: <i>Lagostomopsis sp.</i>
Litopterna: Protheriidae:	<i>Neobrachytherium ullumense</i>
	Macraucheniidae: <i>Theosodon sp.</i>
Notoungulata: Intertheriidae:	<i>Protypotherium sp.</i>
	Mesotheriidae: <i>Typotheriopsis chasicoensis</i>
	Hegetotheriidae: <i>Paedotherium minor</i>
	<i>Hemihegetotherium torresi</i>
	? <i>H. achathaleptum</i>
	Toxodontidae: <i>Paratrigodon sp.</i>
	<i>Ocnerotherium sp.</i>
Reptilia: Squamata: Teiidae	indet.
Chelonia: Cryptodira: Testudinidae	indet.
Aves: Neognathae: Charadriiformes, Thinocoridae	indet.
Asociación B:	
Mammalia: Marsupialia: Didelphidae:	gen. et sp. indet.
Xenarthra: Dasyopodidae:	<i>Vassallia sp.</i>
	<i>Chorobates villosissimus</i>
	Euphractinae indet.
	<i>Kraglievichia sp.</i>
	Glyptodontidae: ? <i>Hoplophractus sp.</i>
	Megalonychidae: gen. et sp. indet.
	Nothrotheriinae: gen. et sp. indet.
Rodentia: Abrocomidae:	<i>Protabrocoma sp.</i>
	Echimyidae: <i>Ullumys pattoni</i>
	Hydrochoeridae: <i>Cardiatherium sp.</i>
	Eumegamyidae: <i>Gyriabrus sp.</i>
	Caviidae: <i>Orthomyctera sp.</i>
	Chinchillidae: <i>Lagostomopsis sp.</i>
Litopterna: Macraucheniidae:	gen. et sp. indet.
Notoungulata: Mesotheriidae:	<i>Typotheriopsis ?silveyrai</i>
	Hegetotheriidae: <i>Hemihegetotherium achathaleptum</i>
	<i>Paedotherium sp. cf. P. borrelloii</i>
	Toxodontidae: gen. et sp. indet.
Amphibia: Anura: Ceratophryidae:	<i>Ceratophrys sp.</i>

Los afloramientos en el área de la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna para otros autores) representan la secuencia más completa del Neógeno de la región, con su base expuesta. Algunas unidades estratigráficas, tienen continuidad hacia el norte, en la Sierra de Huaco y en el sur, afloran en el extremo norte de la Sierra de Villicum y en Loma de Los Pozos, ubicada al oeste de Sierra del Morado (figura 1).

La información sobre el área, está integrada por dos líneas de estudio: una de carácter regional, que muestran grandes lineamientos geológicos de la cuenca de

antepaís (Fielding *et al.*, 1989; Allmendinger *et al.*, 1990; Jordan *et al.*, 1993; Zapata y Allmendinger, 1996) y la otra, de carácter local, con información cronoestratigráfica (Johnson *et al.*, 1986; Jordan *et al.*, 1990), sedimentológica (Beer *et al.*, 1987; Beer y Jordan, 1989; Damanti y Jordan, 1989; Milana *et al.*, 2003) y paleontológica (Pascual y Bondesio, 1963; Contreras y Gargiulo, 1986; Contreras *et al.*, 1998) que han permitido interpretar las secuencias de las sierras del Morado y Huaco, como resultado de la evolución tectosedimentaria de la cuenca del Bermejo. Ésta cuenca, en el Neógeno, ocupó el área centro y norte de la Provincia de San Juan, abarcando grandes áreas de la Sierras Pampeanas Occidentales y toda Precordillera, Oriental y Central (Jordan *et al.*, 1999).

A continuación se describe brevemente las unidades estratigráficas, siguiendo el esquema estratigráfico propuesto por Kelly (en Pascual y Bondesio, 1963), cuya utilización fue analizada y propuesta por Contreras *et al.* (1990) y actualmente, reconocida por otros autores (Milana, 1991; Milana *et al.*, 2003).

**Formación Rio Salado.**— Aflora en las sierras de Huaco y del Morado y en el norte de la Sierra de Villicum. El espesor medido en la Sierra del Morado, es de 200 m y sobreyace a unidades paleozoicas y mesozoicas, mediante una discordancia de bajo ángulo. Esta unidad, está integrada por tres miembros: el inferior, conglomerádico; el medio, con pelitas homogéneas y con niveles de bentonitas y el superior, con predominancia de areniscas (Milana, 1991). El ambiente sedimentario se interpreta como depósitos de “playa lake” limoso, con épocas de inundación que favorecen la bioturbación y épocas de desecación, pasando a fluvial efímero con canales explotados y capas arenosas en la planicie de intercanales (Milana *et al.*, 2003). Un nivel de bentonita, del miembro medio, fue datado por el método de traza de fisión, en la Sierra de Huaco, obteniéndose una edad  $17.0 \pm 1.9$  Ma (Tabbutt *et al.*, 1987) (figura 5). Los resultados magnetoestratigráficos indican que el rango cronológico de esta formación es de 18 a 16 Ma, ubicándola en el intervalo Mioceno inferior alto – Mioceno medio (Milana, 1991; Milana *et al.*, 2003) (figura 5).

**Formación del Jarillal.**— Con espesores variables, en la Sierra del Morado de 800 m; en la Sierra de Huaco de 750 m (Beer *et al.*, 1987) y menor, en el extremo norte de la Sierra de Villicum. Esta unidad esta diferenciada en tres miembros: el inferior, con predominio de arenas y pelitas rojas; el medio, con predominio de pelitas, yeso y el superior, con bancos de areniscas amalgamados (Milana, 1991). Las relaciones estratigráficas son transicionales con la infrayacente Formación Rio Salado y con la suprayacente Formación Huachipampa. Este contacto superior, marca una ruptura en las características estratigráficas, determinado por las variaciones ambientales vinculadas al cambio climático en el Mioceno (Beer *et al.*, 1987). El ambiente sedimentario es interpretado como un sistema fluvial efímero, caracterizado por los canales arenosos tabulares, que hacia techo se amalgaman y planicies aluviales limosas (Milana *et al.*, 2003).

Originalmente, esta formación, fue asignada al Terciario superior (Plioceno) por Kelly (1962). En los niveles superiores de esta unidad, fueron detectadas y colectadas huellas de vertebrados, que fueron asignadas a reptiles triásicos (Casamiquela en

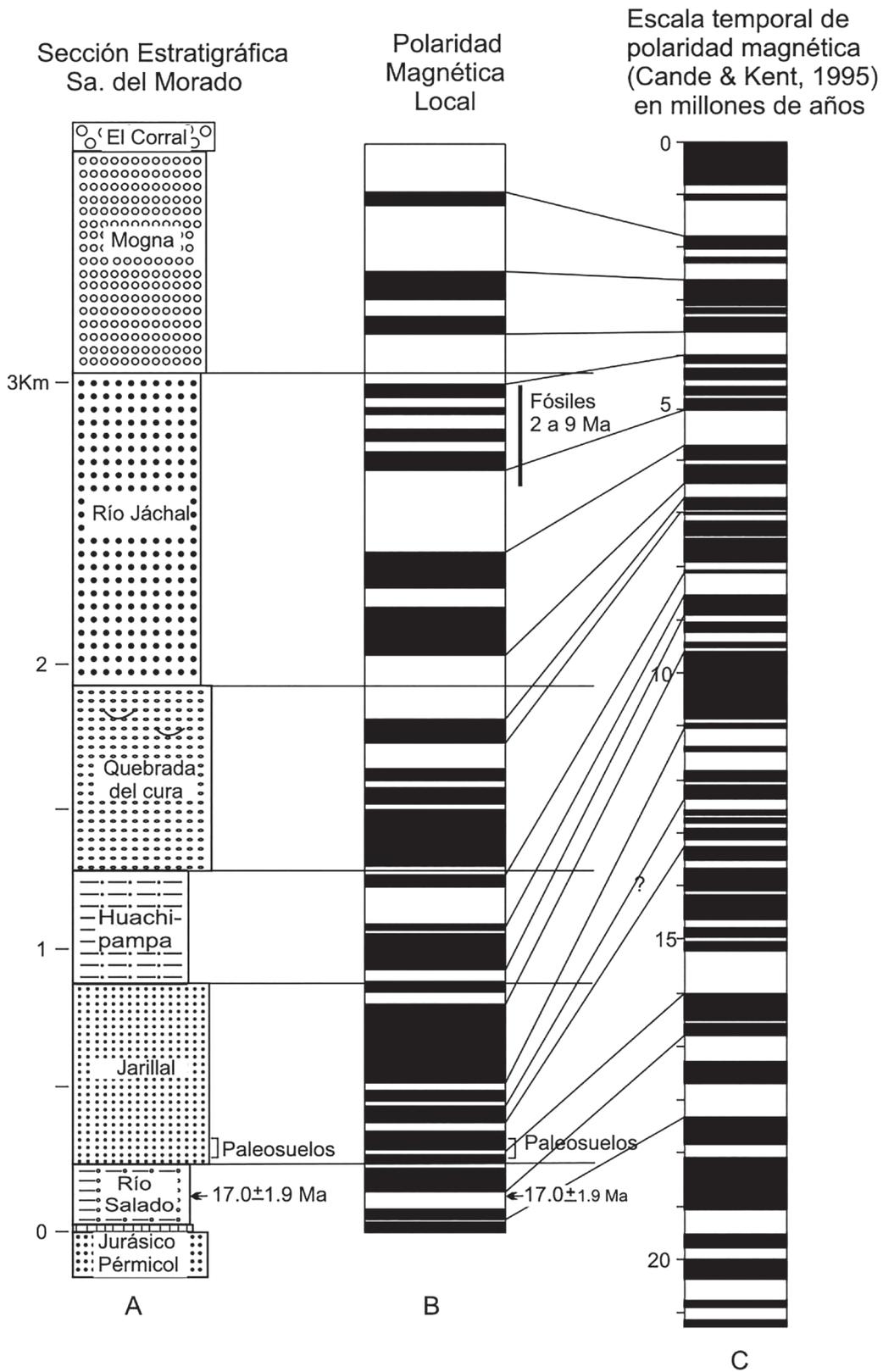
Cuerda *et al.*, 1984). Un estudio posterior, de estas icnitas, determinó que correspondían a mamíferos, lo que permitió asignar un rango temporal Mioceno inferior a medio, para ésta formación (Contreras y Gargiulo, 1986). Según comparaciones magnetoestratigráficas sus límites formacionales estarían entre 16, 5 Ma y 8, 5 Ma (Milana, 1991).

**Formación Huachipampa.**— Posee un espesor de 500 m, en la Planicie de Huachipampa y disminuye a 100 m, en el área de la Sierra del Morado (Milana, 1991), en tanto en la Sierra de Huaco, posee una potencia de 600 m (Johnsson *et al.*, 1986). Compuesta por areniscas tobáceas, de gran continuidad lateral, que pasan a pelitas muy bioturbadas con niveles limo-arenosos. Las relaciones estratigráficas de la Formación Huachipampa son concordantes y transicionales en techo (Fm Quebrada del Cura) y base (Fm Quebrada del Jarillal). Por sus características se interpreta un ambiente fluvial de ríos entrelazados someros y explayados, en clima árido (Milana, 1991; Milana *et al.*, 2003).

Los restos de paleovertebrados documentados en ésta formación y estudiados por Pascual y Bondensio (1963), la asignan al Plioceno. En la Sierra de Huaco se data el primer nivel de arenisca tobáceas, dando una edad de 10.3 Ma (Johnsson *et al.*, 1986).

**Formación Quebrada del Cura.**— Presenta un espesor de 1.450 m en la Sierra de Huaco (Johnsson *et al.*, 1984) y de 643 m, en la Sierra del Morado (Milana *et al.*, 2003). Integrada por tres miembros: el inferior y superior, con predominancia de pelitas ricas en yeso y el medio compuesto por pelita, en parte arenosa y yeso (Milana *et al.*, 2003). Las relaciones estratigráficas son concordante y transicionales, con la suprayacente Formación Río Jáchal y con la subyacente Formación Huachipampa. El ambiente es interpretado, en la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna) como depósitos fluviales efímeros de baja pendiente (Milana *et al.*, 2003). En la Sierra de Huaco, se ha obtenido por traza de fisión una edad de  $7.1 \pm 0.8$  Ma, en cenizas volcánicas (Johnson *et al.*, 1986), permitiendo interpretar que las mismas se depositaron entre 8.25 y 6.25 Ma, durante el Mioceno superior (Jordan *et al.*, 1990) (figura 5).

**Formación Río Jáchal.**— En la Sierra de Huaco presenta un espesor de 2.500 m, de los cuales, 1.500 m de espesor superior corresponde a conglomerados (Johnsson *et al.*, 1984); en la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna) presenta un espesor de 1.108 m (Milana *et al.*, 2003). Dividida en tres miembros: el inferior, constituido por limos verdes claros y oscuros, con una capa continua de coquinas de gasterópodos y pelecípodos (Kelly, 1962); el miembro medio, caracterizados por facies heterolíticas arenosas, con numerosas grietas de desecación y el miembro superior, integrado por areniscas y pelitas, con estructuras de deformación y bioturbación. Se interpreta estos depósitos originados por ríos efímeros, con sistemas lagunares y planicies aluviales dominadas por corrientes de manto (Milana, 1991). El miembro inferior indica condiciones ambientales con mayor aporte hídrico, mientras que el medio y superior indicarían un clima más árido (Milana *et al.*, 2003). En las facies heterolíticas aflorantes en la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna), se han do-



Dig.V. Mulet

**Figura 5.** Sección estratigráfica esquemática de la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna); historia de polaridad magnética local y correlación con la escala de polaridad magnética global (modificado de Milana *et al.*, 2003).

cumentado icnitas de vertebrados, asignadas al Mioceno superior tardío, alrededor de 5,5 Ma (Contreras *et al.*, 1998; Contreras, 2007b). En la Sierra de Huaco, por el método de traza de fisión se obtuvo una edad  $6.1 \pm 0.9$  Ma (Johnson *et al.*, 1986). La magnetoestratigrafía ha permitido acotar la antigüedad de la Formación Río Jáchal entre 6.1 y 3.76 Ma (Milana, 1991) (figura 5).

**Formación Mogna.**— Esta unidad presenta un espesor de 250 m en la Sierra de Huaco y de 680 m en la Sierra del Morado. Está constituida por facies conglomerádicas, con predominio de clastos de rocas ígneas, y facies de arenas y gravillas, formando cuerpos laminares. La base de esta unidad, es notablemente diacrónica y neta, pero no es una discontinuidad ya que el conglomerado de base se afina hasta desaparecer de forma tal, que parte de la Formación Mogna se interdigita lateralmente con la Formación Río Jáchal (Milana *et al.*, 2003). Esta formación marca un gran cambio respecto a la Formación Río Jáchal, debido a la brusca aparición de los conglomerados y permite asegurar que se depositaron en una faja de canales entrelazados de un río permanente, que por las características de estos depósitos, corresponderían probablemente al antiguo Río San Juan (Milana, 1997; Milana *et al.*, 2003).

**Formación El Corral.**— Definida para el área de Jáchal- Huaco (Furque, 1979). En la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna) aflora con un espesor de 127 m y sobreyace a la Formación Mogna. Al norte del río Jáchal, ambas unidades se interdigitan lateralmente. La Formación El Corral, está compuesta por gravas mal seleccionadas, con matriz arenosa, con clastos sobredimensionados de 35 cm, con predominio de clastos de calizas y areniscas verdes (grauvacas). Estos conglomerados son interpretados como depósitos no canalizados en un ambiente de bajada (Milana, 1997; Milana *et al.*, 2003).

Los datos estratigráficos, cronológicos y paleontológicos mencionados, han permitido la correlación, de la secuencia de la Sierradel Morado (= Sierra de Mogna) con la escala de polaridad magnética global (figura 5) (Milana *et al.*, 2003). Se destaca que la secuencia de la Sierra del Morado (= Sierra del Mogna), representa un registro continuo de acumulación que va entre los 19 y 1 Ma. La correlación es aceptable entre los 19 y 17 Ma, pero en la base de la Formación del Jarillal se dificulta por la presencia de paleosuelos (17 y 11, 5 Ma). A partir de la mitad superior de la Formación del Jarillal, hasta el techo de la secuencia se puede correlacionar muy bien lo que podría significar su uso como estratotipo para el Neógeno local y regional (Milana *et al.*, 2003).

Los principales eventos que afectan la historia de la secuencia de la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna) son los cambios en la velocidad de acumulación que demarcan 4 intervalos principales y los eventos sedimentarios más notables (Milana *et al.*, 2003): 1) velocidad intermedia – baja (Formación Río Salado), entre los 19 -17 Ma. Relacionado con la apertura de la cuenca, lo que genera los depósitos de playa lake que continúan con el primer intervalo de progradacional del sistema fluvial efímero; 2) velocidad muy baja (parte inferior- media de la Formación del Jarillal), entre 17 a 11, 5 Ma, época de formación de suelos con ríos de alto nivel de erosión

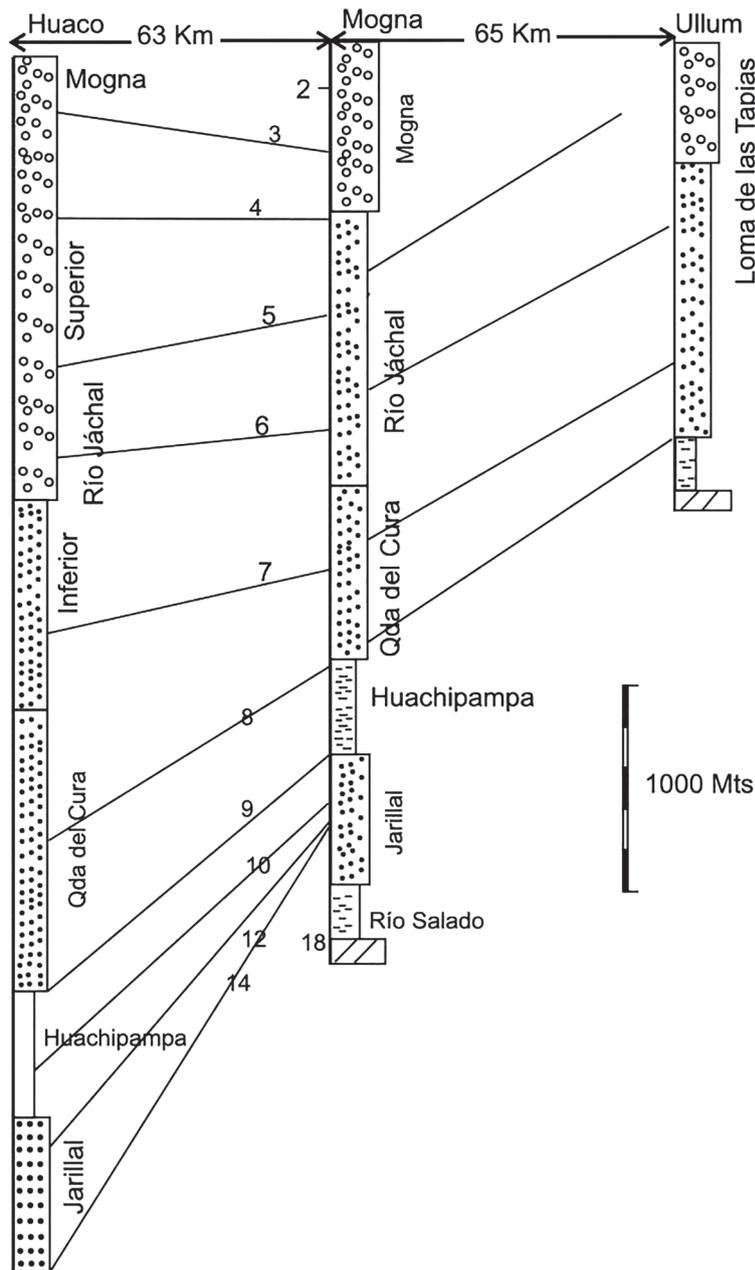
y escasa acumulación; 3) velocidad alta ( parte alta de Formación del Jarillal, hasta parte media de la Formación Río Jáchal), entre 11, 5 a 6 Ma, correspondiente al segundo intervalo progradacional del sistema fluvial efímero y 4) velocidad intermedia-alta (parte superior de la Formación Río Jáchal hasta el tope de la secuencia), entre 6 a 1, 2 Ma, correspondiente al tercer intervalo progradacional, con eventos lacustres en la Formación Río Jáchal. A los 4 Ma aparecen los conglomerados de la Formación Mogna y a los 1, 6 Ma, los conglomerados de bajada de la Formación El Corral (figura 5) (Milana *et al.*, 2003).

Los numerosos datos cronoestratigráficos conocidos, reflejan la estrecha interacción entre la tectónica andina y la subsidencia de la cuenca del Bermejo (Johnsson *et al.*, 1984, 1986, 1987; Damanti y Jordan, 1989; Jordan *et al.*, 1990; Fernández *et al.*, 1996). Desde el punto de vista morfoestructural, las sierras de Huaco, de Mogna y del Morado, forman parte del sistema definido como Precordillera Oriental, que se caracteriza por estructuras con vergencia hacia el oeste, con despegue en carbonatos eopaleozoicos (Ortiz y Zambrano, 1981). Por otra parte, la Precordillera Occidental y Central, representan un sistema de seis corrimientos que avanzaron en secuencia, a través de la cuenca del Bermejo. Los corrimientos más jóvenes fueron cortando hacia el este, primero rocas paleozoicas y luego a los depósitos sinorogénicos neógenos, entre los 20 y 5 Ma (Allmendinger *et al.*, 1990). La Precordillera Oriental es reinterpretada actualmente, como asociada a levantamientos del basamento no expuestos en superficie (Fielding y Jordan, 1989; Zapata y Allmendinger, 1996).

La secuencia de la Sierra del Morado, caracteriza la progradación de una cuña aluvial, empujada por la deformación que avanzo hacia el este. La evolución asociada a las fases tectónicas sugiere una reología del basamento, disímil a lo largo del eje norte-sur de la cuenca. La subsidencia inicial, disminuye hacia el sur, por lo que la historia de acumulación en las sierras de Huaco y del Morado está emparentada (figura 6). En la etapa de la deformación principal, la subsidencia de la cuenca de antepaís fue tan importante, que las secuencias de las sierras del Morado y de Huaco, comienzan a compartir la historia de acumulación a los 8, 5 Ma con la secuencia ubicada al sur de Mogna, en Ullum, Precordillera Oriental (figura 6) (Milana *et al.*, 2003) y a los 9, 0 Ma en Loma de Las Tapias (= Ullum) (Contreras y Baraldo, 2011).

### **La Chilca – Pedernal – Los Berros – Cerro Salinas (Sarmiento)**

En el sur de la provincia de San Juan en la localidad de La Chilca, departamento Sarmiento, se ha descrito una secuencia terciaria de unos 1.500 m de espesor (Bercowski *et al.*, 1993) (figura 1). La columna local se asocia en su base con rocas paleozoicas dispuesta en un ambiente tectónico de Precordillera Central. Estos autores, han descrito diversos conjuntos de facies para el Neógeno local, que se pueden caracterizar de la siguiente forma: facies de planicie aluvial, con descargas efímeras; facies de abanico medio y asociaciones de facies de abanico proximal (o bajada). Las facies, la composición de los clastos y el desarrollo de la columna de La Chilca,



**Figura 6.** Correlación de las secciones de las sierras de Huaco, del Morado (= Sierra de Mogna) (Jáchal) y Loma de Las Tapias (= Ullum) (Tomado de Milana *et al.*, 2013).

presenta una gran similitud con la columna de Río Azul (Jáchal). También, han obtenido una edad radimétrica de  $15,4 \pm 0,16$  Ma para una toba ubicada en la base de la secuencia y de acuerdo a los promedios de los coeficientes de sedimentación, para el techo de la misma, han estimado una edad de 10 a 12 Ma.

Los depósitos Neógeno del área de Pedernal –Cerro Salinas, han sido interpretada como una secuencia sinorogénica proximal e intermedia del “Terciario”, sin reconocer unidades litoestratigráficas específicas (Ramos *et al.*, 1997) (figura 1). El análisis de los depósitos sinorogénicos de la Cordillera de Los Andes, ha mostrado la estrecha relación que guardan los episodios de deformación y el apilamiento

tectónico, con el desarrollo de estas cuencas (Ramos, 1999). Sin embargo, se destaca la existencia de buena información geocronológica y magnetoestratigráfica que pone en evidencia la falta de sincronismo de los tiempos de levantamiento y de deformación, aun dentro de la misma cuenca. Las supuestas fases de deformación y levantamiento muestran variaciones de 7 a 8 Ma. Si bien, existe un diacronismo de las supuestas fases diastróficas, es evidente que hay periodos de mayor o menor actividad tectónica, que en general, coinciden con los cambios de los vectores o en la intensidad de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y la Sudamericana (Ramos, 1999).

Los depósitos neógenos aflorantes en la gran depresión intermontana ubicada entre la Precordillera Oriental y la Precordillera Central, en el extremo sur de la provincia de San Juan (figura 1), se distribuyen desde el Río Ancho, Loma de los Papagayos, el Río de los Papagayos, la Estancia de La Ciénaga, Los Cerros de la Cuchilla, Los Huaicos del Carrizalito, el Arroyo del Infiernillo, El Río de la Flecha y el piedemonte de los cerros Hediondos y Punta del Cerro hasta el Río del Agua (Bordonaro *et al.*, 2002). Los afloramientos indicados anteriormente, fueron mapeados dentro de las formaciones Albarracín y Mogotes (Cuerda *et al.* 1988), mientras que otros los incluyeron en las formaciones Albarracín y Mogna (Ramos y Vujovich, 2000).

En una caverna cárstica, ubicada sobre el faldeo oriental del Cerro Pedernal de los Berros (Precordillera Oriental) (figura 1), se ha informado la presencia de un cocodrilo asignado en forma preliminar, al género Caimán (Reptilia, Eousuchia, Alligatoridae), asociado a numerosos restos de mamíferos marsupiales didelfidos. A base de los especímenes de marsupiales documentados se interpreta preliminarmente una edad Neógeno tardío, en sentido amplio para el origen y relleno de la caverna aludida (Contreras, 2005; Contreras y Hernández, 2006). Se destaca que los cocodrilos son prácticamente desconocidos para el Neógeno de la región centro-occidental de Argentina, existiendo para la región de la Mesopotamia y el Noroeste de Argentina, un importante registro fósil.

El género Caimán, indica actualmente cuerpos de agua medianamente estables y un clima al menos templado cálido. Los antecedentes mencionados y los paleovertebrados documentados en el Cerro Pedernal de los Berros, permiten interpretar las condiciones paleoambientales para la región sureña de la provincia de San Juan, durante el Neógeno. Esto es, que el sistema de humedales que conforman actualmente las lagunas de Guanacache y del Rosario, en la región limítrofe de San Juan y Mendoza, debió tener un origen muy antiguo, cercano a los 10 millones de años (Mioceno superior). En este sentido, es posible plantear también, una hipótesis paleoambiental de mayor envergadura, que extiende el Dominio Subtropical sudamericano durante el Neógeno, hasta el sur de la provincia de San Juan (Contreras y Hernández, 2006).

## CONCLUSIONES

En la región central de la Cordillera de los Andes (Argentina), se han realizado numerosos estudios basados en una precisa magnetoestratigrafía de las secuencias Cenozoicas de las cuencas de antepaís, a partir de los pioneros trabajos de Johnson *et al.* (1984, 1986) y Ramos (1999). Estos han mostrado el carácter intermitente del levantamiento, con numerosos pulsos, a veces no coincidentes entre sí, en especial en el ámbito de Precordillera y Sierras Pampeanas (Ramos, 1999).

La depresión intermontana que separa la Cordillera Frontal de la Precordillera es una cuenca compleja, que tuvo una importante sedimentación durante el Cenozoico, en parte controlada por el antiguo límite de la plataforma continental eopaleozoica (Cuerda *et al.*, 1988). Su sector norte conocido como cuenca de Iglesia, ha sido estudiado por diversos autores, entre los que se destacan los estudios de Beer *et al.* (1990), quien la interpretó como una cuenca a cuesta "piggy back basin", de las láminas de corrimiento de la Precordillera occidental (Ramos, 1999). Se han documentado nuevas edades de las sedimentitas de esa cuenca, demostrando que luego de su inicio, a los 17 Ma la cuenca ha sido reactivada por corrimientos fuera de secuencia, aproximadamente a los 7 Ma (Jordan *et al.*, 1997).

La cuenca de antepaís del Bermejo, es una de las mejores estudiadas de la región andina. Los estudios magnetoestratigráficos, en combinación con estudios sedimentológicos y de procedencia, han permitido establecer la evolución de los depósitos sinorogénicos y los tiempos de levantamiento de la faja plegada y corrida asociada (Ramos, 1999). Las secuencias de esta cuenca, con espesores superiores a los 9.000 m, presentan una buena correlación a partir de la comparación de la energía de las facies sedimentarias, con las tasas de sedimentación, en las cuales los períodos de máxima carga tectónica están vinculados con altas tasas de sedimentación, pero con sedimentos de baja energía. Un ejemplo son las pelitas de la Formación Huachipampa, que coinciden con un período de rápida subsidencia, indicando un estadio de subcolmatación de la cuenca, contrastando con las unidades anteriores, de mayor energía (formaciones Río Salado y del Jarillal), pero que se depositaron en un período de relativa tranquilidad del frente orogénico. Esto está indicando que la irrupción de conglomerados en la cuenca, está más relacionada con períodos de tranquilidad, cuando la subsidencia es mínima, más que con períodos de tectónica activa y levantamiento, cuando la rápida subsidencia impide la progradación de las facies hacia el antepaís (Ramos, 1999). Si se comparan las secciones de las Juntas, correspondiente a la parte más occidental y proximal de la cuenca de Bermejo, con la de Huaco, ubicada en la parte media de la cuenca, y las del Campó de Talampaya, en el sector más distal, se puede analizar el comportamiento de la cuenca de antepaís antes de su fragmentación. El sector proximal de Las Juntas está marcando el inicio del levantamiento asociado a la Cordillera Frontal, y la inyección de diferentes corrimientos de la Precordillera Occidental. La sección es canibalizada alrededor de los 9 Ma, y la historia se puede continuar con lo que antecede en el sector medio de Huaco. Hasta los 9 Ma, este sector, tenía una posición distal con respecto al frente de deformación de la Precordillera y baja tasa de subsidencia (Ramos 1999). A partir de los 9 Ma, en forma coincidente con la canibalización del sector anterior,

el área comienza a tener una rápida subsidencia y la sedimentación culmina con la depositación de la Formación Mogna en el Plioceno tardío-Pleistoceno temprano (Milana, 1991; Milana *et al.*, 2003; Rodríguez, 2004; Contreras y Baraldo, 2011).

El análisis de los depósitos sinorogénicos de la Cordillera de Los Andes muestra la estrecha relación que guardan los episodios de deformación y el apilamiento tectónico, con el desarrollo de estas cuencas. Sin embargo, es necesario remarcar lo siguiente: donde existe buena información geocronológica, magnetoestratigráfica y bioestratigráfica se pone en evidencia la falta de sincronismo de los tiempos de levantamiento y deformación, aun dentro de la misma cuenca (Ramos, 1999).

### AGRADECIMIENTOS

A las doctoras Estela Meissl (INGEO, UNSJ) por la lectura crítica del manuscrito y Laura I. León (INGEO, UNSJ) por las correcciones del Abstract. A Vicente E. Mulet (CONICET, INGEO-UNSJ) por el procesamiento de las figuras incluidas en el presente trabajo.

El presente trabajo es una contribución del Proyecto: “Estudio sedimentológico y bioestratigráfico del neógeno de las Sierras de Huaco y Mogna, Departamento Jáchal, San Juan, Argentina”, CICITCA-UNSJ, código E 993. (Res. N° 077/15-CS)-Período 2016-2017. Dir. Adriana Bracco.

### BIBLIOGRAFÍA

- Agnolin, F. L., Tomassini, R. L. y Contreras, V. H. 2016. Oldest record of Thinocoridae (Aves, Charadriiformes) from South America. *Anales de Paléontologie* 102: 1-6.
- Allmendinger, R. W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. y Isacks, B. L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in a magmatic orogeny: the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9: 789-809.
- Beer, J. A., Jordan, T. E. y Johnson, N. M. 1987. Velocidad de sedimentación y ambiente sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la precordillera de Huaco. Provincia de San Juan. *Acta X Congreso Geológico Argentino*. 2: 83-86.
- Beer, J. A. y Jordan, T. E. 1989. The effects of Neogene thrusting on deposition in the Bermejo Basin, Argentina. *Journal Sedimentary Petrology* 59: 330-345.
- Beer, J.A., Allmendinger, R.W., Figueroa, D.E. y Jordan, T.E. 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. *The American Association Petroleum Geological Bulletin* 74: 1.183-1.202.
- 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. 1° Reunión Argentina de Sedimentología, Asociación Argentina de Sedimentología: 169-172. La Plata.

- Bercowski, F., Berenstein, L. R. de, Johnson, N. M. y Naeser, C. W. 1987. Litofacies y paleoambientes del Terciario en Loma de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, Volumen 2: 101-104. Buenos Aires.
- Bercowski, F. 1993. Facies piroclásticas en el Terciario del Valle de Iglesia, provincia de San Juan, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Volumen 4: 206-215. Mendoza.
- Bercowski, F., Ruzycki, L., Jordan, T. E., Zeitler, P., Caballero, M. M., y Pérez, I. 1993. Litofacies y edad isotópica de la secuencia La Chilca y su significado paleogeográfico para el neógeno de Precordillera. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Volumen 1: 212-217. Mendoza.
- Bordonaro, O. 1980. El Cámbrico en la Quebrada de Zonda, Provincia de San Juan: Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (1): 26-41.
- Bordonaro, O., Cardinali, A., Cardo, R., Díaz, I. 2002. El neógeno comprendido entre el Río Ancho y el Río del Agua, Precordillera Central de San Juan, nueva interpretación estratigráfica y tectosedimentaria. 15º Congreso Geológico Argentino. Actas. El Calafate.
- Bracco, A. I., León, L. I., Prámparo, M., Cerdeño, E. y Contreras, V. H. 2011. Stratigraphy and sedimentology of the Neogene deposits of Puchuzum, San Juan, Argentina. En: J. A. Salfity & R. A. Marquillas (Eds.) Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 65-74. SCS Publisher.
- Brandoni, D., Schmidt, G. I., Candela, A., 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. Ameghiniana 49 (3): 375-387.
- Carlini, A. A. y Scillato-Yané, G.J. 1995. *Chorobatesrecens* (Xenarthra, Dasypodidae) y un análisis de la filogenia de los Euphractinii. Revista del Museo de La Plata (NS), Paleontología 9: 225-238.
- Cerdeño, E. y Contreras, V. H. 2000. El esqueleto postcranial de *Hemihegetotherium* (Hegetotheriidae, Notoungulata) del Mioceno superior de Puchuzum, San Juan, Argentina. Revista Española de Paleontología 15 (2): 171-179.
- Ciancio, M. R., Krmpotic, C. M., Soibelzon, E. y Urrutia, J. J. 2006. Los Dasypodidae (Mammalia, Xenarthra) de la Formación Loma de Las Tapias, San Juan, Argentina. Implicancias paleobiogeográficas. Ameghiniana 43: 30R.
- Contreras, V. H. 1981. Características bioestratigráficas del Terciario de Loma de Las Tapias, departamento Ullum, provincia de San Juan. 8º Congreso Geológico Argentino. 4: 813-822. San Luis.
- Contreras, V. H. 1989. Un nuevo Borhyaenidae (Mammalia, Marsupialia) proveniente de la Formación Loma de Las Tapias (Mioceno superior-Plioceno), provincia de San Juan, Argentina. 6º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados: 55-58. San Juan.
- Contreras, V. H. 1990. Un nuevo Hatlyacyninae (Mammalia, Borhyaenidae) del Chasiyuense (Mioceno superior) de la provincia de San Juan, Argentina. 5º

- Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas 1: 163-168. San Miguel de Tucumán.
- Contreras, V. H. 1991. Un Abrocomidae (Rodentia, Caviomorpha) en el Huayque-riense (Mioceno superior) de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 28 (3-4): 405.
- Contreras, V. H. 1996. Paleontología, paleoecología y cronoestratigrafía del Neógeno de Puchuzum, provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 33 (4): 462.
- Contreras, V. H. 2000. El Neógeno tardío de Loma de Las Tapias-Quebrada de Ullum. Departamentos Ullum, Albardón y Rivadavia, Provincia de San Juan: Revista Ciencias, Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, CD-ROM: 1-11.
- Contreras, V.H. 2005. Hallazgo de un cocodrilo aligatórico y mamíferos marsupiales neógenos en una caverna cárstica del sur de la provincia de San Juan. Informe Técnico Preliminar, inédito. Empresa La Buena esperanza: 1-16. San Juan.
- Contreras, V. H. 2006. Huellas de un mamífero notounguladohegetotherio en el Neógeno de San Juan. *Ameghiniana* 43 (4): 32R.
- Contreras, V. H. 2007a. Un nuevo Euphractini (Cingulata, Dasypodidae) en el Neógeno de San Juan, oeste de Argentina. *Ameghiniana*, 44: 11R.
- Contreras, V. H. 2007b. *Macrochorobates scalabrinii* (Moreno y Mercerat) (Cingulata, Dasypodidae) en el Neógeno del Valle de Iglesia, San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 44:11R.
- Contreras, V. H. y Acosta, J. C. 1998. Presencia de anuro (Anura: Ceratophryidae) en el Mioceno tardío de la Provincia de San Juan, Argentina. Su significado paleoecológico, paleoclimático y paleozoogeográfico. *Boletín Sociedad Biológica de Concepción* 69: 83-88.
- Contreras, V. H y Baraldo, J. A. 2011. Calibration of the Chasicoan-Huayquerian stages boundary (Neogene), San Juan, western Argentina. En: J. A. Salfity & R. A. Marquillas (Eds.) *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, SCS Publisher: 111-121.
- Contreras, V. H. y Castro, D. R. 1991. Primer registro de vertebrados en el Neógeno del valle de Iglesia, San Juan, Argentina. 8º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados: 25. La Rioja.
- Contreras, V. H. y Gargiulo, J. E. 1986. Nueva interpretación de las icnitas de la Formación Del Jarillal, Sierra de Mogna, provincia de San Juan, Argentina. 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera Acta 2 (1): 198-203. Buenos Aires.
- Contreras, V. H. y Hernández, J. E. 2006. Hallazgo de un cocodrilo aligatórico y mamíferos marsupiales neógenos en una caverna cárstica en el sur de San Juan. 22º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. *Ameghiniana* 43 (4): 32R. San Juan.
- Contreras V.H., Damiani O., Milana J. P., Bracco A. y Barrera O. 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan 1: 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. 8° Congreso Colombiano de Geología. Actas I: 1-15. Manizales, Colombia.
- Contreras, V. H. y Peralta, S. H. 1998. Primeras evidencias de insectos fósiles en el Neógeno de San Juan, Oeste de Argentina. Aspectos tafonómicos y paleoecológicos relacionados. Acta Geológica Leopoldensia, XXI (46/47): 83-89. RS.
- Contreras, V. H. y Peralta, S. H. 2011. Taxonomía y paleoecología de la icnofauna de vertebrados neógenos de Puchuzum, San Juan, oeste de Argentina. Ameghiniana, 48 (4): R 155-R 156. Buenos Aires.
- Contreras, V. H.; Peralta, S.H. y Muñoz, M. A. 1995. Puchuzum, San Juan: Una Nueva Icnofauna de vertebrados en el Neógeno del área occidental de Argentina. II° Jornadas Argentinas de Icnología, Actas, pp. 48-73, San Juan, Argentina.
- Contreras, V. H.; Tomassini, R. L.; Pérez, A. M. y Oliva, C. 2013. *Macrochorobates-calabrinii* (Moreno & Mercerat) (Cingulata, Dasypodidae) en el Mioceno tardío de la provincia de San Juan (Argentina). Implicancias biocronoestratigráficas y paleobiogeográficas. Revista Brasileira do Paleontologia 6 (2): 309-318, Maio/Agosto.
- Contreras V. H., Peralta S. H. y Milana J. P. 1998. Rastrilladas cuadrupedales y homopodias del Mioceno Superior tardío de la Sierra del Morado, Departamento Jáchal, San Juan, Argentina. Actas Geológicas Leopoldensia, XXI (46/47): 201-207. RS.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R., y Schauer, O. C., 1981. Geología de la Sierra de Mogna, Prov. de San Juan. 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 139-158. San Luis.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R. y Schauer, O. C. 1984. Descripción geológica de la Hoja 19d Mogna, Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 192. Buenos Aires.
- Cuerda, A.; Cingolani, C. y Schauer, O. 1988. Descripción geológica de la Hoja 21 c. San Juan. Servicio Geológico Nacional (inédita), 233 p. Buenos Aires.
- Damanti, J. F. y Jordan, T. E. 1989. Cementation and compaction history of synorogenic foreland basin sedimentary rocks from Huaco, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 73: 858-873.
- Fernández, A. y Jordan, T. E., 1996. Analysis of controls on foreland basin stratigraphy using seismic and outcrop data: application to the Bermejo Basin, central Andes, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 1: 373-384.
- Fielding E. y Jordan T. 1989. Active deformation at the boundary between the Precordillera and Sierras Pampeanas, Argentina, and comparison with the ancient Rocky Mountain deformation. En: Schmidt, C. J. y Perry, W. J. (Eds.), Interaction of the Rocky mountain foreland and the Cordillera Thrust belt, Geological Society America, Memoir 171: 143-162.
- Furque, G. 1979. Descripción geológica de la hoja 18c, Jáchal (Provincia de San Juan). Servicio Geológico Nacional, Boletín 164, pp. 1-79. Buenos Aires.

- Furque, G., Gonzalez P y Caballé M. 2003. Hoja Geológica 3169-II San José de Jáchal. Provincia de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 259. P: 1-56.
- Gagliardo, M. L.; Caselli, A. T.; Limarino, C. O.; Colombo Piñol, F. y Tripaldi, A. 2001. Las unidades terciarias de la cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades formacionales. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 56: 121-125.
- González Ruiz, L. R.; Góis, F.; Scillato Yané, G. J.; Oliva, C.; Contreras, V. H. y Esteban, G. 2014. New records of *Vetelia Ameghino* (Mammalia, Xenarthra, Dasypodidae) in the Miocene of Argentina: Anatomical and paleobiogeographic implications. 4<sup>o</sup> International Palaeontological Congress, pp. 722. Mendoza.
- Groeber, P. y Tapia, A. 1926. Condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique de la Quebrada de Ullum (San Juan): Buenos Aires, Dirección Nacional de Geología y Minería (Servicio Geológico Minero Argentino), Fascículos 25-26.
- Irigoyen, M. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina (Relato): *Ameghiniana*, v. 6, no. 4, p. 315-329.
- Johnsson, P. A.; Johnson, N. M.; Jordan, T. E. y Naeser, C. W., 1984. Magnetic polarity, stratigraphy and age of the Quebrada del Cura, Río Jáchal and Mogna Formations near Huaco, San Juan province. 9<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Acta 3: 81-96. San Carlos de Bariloche.
- Johnson, N. M, Jordan, T. E, Johnsson, P. A. y Naeser, C. W., 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an Eastern Andean Foreland Basin, San Juan Province, Argentina. en: Allen, P. A. and Homewood, P. (Eds.) *Foreland Basins*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 8, p. 223-235.
- Johnson, A. T.; Jordan, T. E; Johnson, N. M. y Naeser, C. 1987. Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcániclastica, Rodeo, provincia de San Juan, Argentina. 10<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 83-86., San Miguel de Tucumán.
- 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.
- Jordan, T. E.; Drake, R. E. y Naeser, C. W. 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jáchal, San Juan, Argentina. 12<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino y 2<sup>o</sup> Congreso De Exploración de Hidrocarburos, Actas 2, p. 132-141. Mendoza.
- Jordan, T. E; Fernández, A.; Fernández Seveso, F.; Ré, G. y Milana, J. P. 1996. Asymmetric duration of sequences and their boundaries in the Mio-Pliocene nonmarine Iglesia basin, Argentina Andes: *Geological Society of America*, p. A1186.
- Jordan, T. E.; Kelley, S.; Fernández, A.; Fernández Seveso, F.; Ré, G. y Milana, J. P. 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesia y

- Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. 2º Jornadas de Geología de Precordillera. Actas, p. 142-147, San Juan.
- Jordan, T. E., Schlunegger, F., y Cardozo, N., 1999. Múltiples hipótesis en la evolución de la cuenca neógena de antepaís de Bermejo, Argentina. 14º Congreso Geológico Argentino, 2: 193-196. Salta.
- León, L., y Bracco, A. 2008. Evidencias de la actividad orgánica en sedimentos fluviales en el área de Puchuzum, Neógeno, Departamento Calingasta, San Juan. 12º Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes. La Plata.
- Leveratto, M. A. 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y implicancias estratigráficas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31: 53-58.
- Milana, J. P., 1991. Sedimentología y Magnetoestratigrafía de Formaciones Cenozoicas en el área de Mogna, y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan, 300 pp., inédita.
- Milana, J. P., 1997. El significado tectosedimentario de las formaciones Mogna y El Corral. II Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan, Actas, p. 148-153.
- Milana J. P., Bercowski 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.
- Miño-Boilini, A. R.; Tomassini, R. L. y Contreras, V. H. 2014. First record of Scelidotheriinae Ameghino (*Xenarthra*, *Myodontidae*) from the Chasicuan Stage (late Miocene) of Argentina. Estudios Geológicos, 70 (1): e007. doi: <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.41551.291>.
- Mones, A. 2014. *Contrerascynus*, new name for *Simpsonia* Contreras, 1990 (Mammalia, Sparassodonta, Hathlyacynidae), non Rochebrune, 1904 (Bivalvia, Unionidae), non Baker, 1911 (Gastropoda, Lymnaeidae). Revista brasileira de paleontologia; 17 (3): 435-436, Setembro/Dezembro. doi: 10.4072/rbp.2014.3.12
- Olivares, A. I.; Verzi D. H. y Contreras, V. H. 2013. Un nuevo equímido (Rodentia, Octodontoidea) del Mioceno tardío de la provincia de San Juan. 27º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Resúmenes pp. 70. La Rioja.
- Olivares, A. I.; Verzi D. H.; Contreras, V. H. y Pessoa, L. 2016. A new Echimyidae (Rodentia, Hystricomorpha) from the late Miocene of southern South America. Journal of Vertebrate Paleontology, (11 pages). DOI:10.1080/02724634.2017.12-39204.
- Ortiz Jaureguizar, E. 1998. Paleoecología y evolución de la fauna de mamíferos de América del Sur durante la “Edad de las Planicies Australes” (Mioceno superior-Plioceno superior). Estudios Geológicos. 54: 161-169.
- Ortiz Jaureguizar, E. y Cladera, G. 2006. Paleoenvironmental evolution of southern South America during the Cenozoic. Journal of Arid Environments, 66: 489-532. doi:10.1016/j.jaridenv.2006.01.007
- Ortiz, A. y Zambrano, J. J., 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 59-74. San Luis.

- Pascual, R. y Bondensio, P.; 1963. Nuevo tipo de morfología dentaria en un *Cardiatheriinae* (Rodentia: Hydrochoeridae) del Plioceno inferior de Huachipampa (San Juan). *Ameghiniana*, 3 (2): 43-49.
- Pascual, R. y Bondesio, P. 1982. Un roedor *Cardiatheriinae* (Hydrochoeridae) de la Edad Huayqueriense (Mioceno Tardío) de La Pampa. Sumario de los ambientes terrestres en la Argentina durante el Mioceno. *Ameghiniana*, 19 (1-2): 19-35. Buenos Aires.
- Pascual, R. y Odreman Rivas, O. 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. 5º Congreso Geológico Argentino, III: 298-338.
- Pascual, R.; Ortiz Jaureguizar, E. y Prado, J. L. 1996. Land mammals: Paradigm for Cenozoic South American Geobiotic evolution. *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen A*, 30: 265-320.
- Peralta, S. H., Muñoz, M., y Contreras, V. H. 1995. El Neógeno fosilífero de Puchuzum, Valle de Calingasta, provincia de San Juan, Argentina. *Revista Ciencias*, v. 4, no. 6, p. 57-62. San Juan.
- Prámparo, M. B., Papú, O. H. y Contreras, V. H. 1998. Primer registro palinológico en el Neógeno de la localidad de Puchuzum, Provincia de San Juan, Argentina. 7º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Asociación Paleontológica Argentina, p. 27. Bahía Blanca.
- Ramos, V. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región Andina. *Geología Argentina*, Anales 29 (22): 651-682. Buenos Aires.
- Ramos, V. A.; Cegarra, M.; Lo Forte, G. y Comínguez, A. 1997. El frente orogénico en la sierra de Pedernal (San Juan, Argentina): su migración a través de los depósitos orogénicos. 8º Congreso Geológico Chileno, Acta 3: 1709-1713. Antofagasta.
- Ramos, V. y Vujovich, G. 2000. Hoja Geológica 3169- IV. San Juan. Escala 1:250.000. SEGEMAR, Boletín 243.82 p., Buenos Aires.
- Ré, G. y Barredo, S.P. 1994. La secuencia volcánicas neógeno de Rodeo y su correlación con el volcanismo andino a partir de estudios magnetoestratigráficos. 5º Jornadas Argentinas de Sedimentología, 211-216. Tucumán.
- Ré, G.; Jordan, T. E. y Kelley, S. 2003. Cronología y paleogeografía del Terciario de la cuenca intermontana de Iglesia septentrional, Andes de San Juan, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 58 (1): 31-48.
- 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. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 108 p., Inédita.
- Ruskin, B. G. y Jordan, T. E. 2007. Climate change across continental sequence boundaries: paleopedology and lithofacies of Iglesia Basin, northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 77: 661-679.
- Scillato-Yané, G. J. 1975. Presencia de *Macroeuphractus retusus* (Xenarthra, Dasypodidae) en el Plioceno del area Mesopotamia (Argentina). Su importancia bioestratigráfica y paleobiogeográfica. *Ameghiniana*, 12: 322-328.

- Scillato-Yané, G. J. 1979. Notas sobre los Dasypodidae (Mammalia, Edentata) del Plioceno del territorio argentino. I. Los restos de Edad Chasiquense (Plioceno inferior) del sur de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana*, 14: 133-144.
- Scillato-Yané, G. J. 1982. Los Dasypodidae (Mammalia-Edentata) del Plioceno y Pleistoceno de Argentina. Universidad Nacional de La Plata, 159 p. Inédita.
- Serafini, R. L., Bustos, N. E. y Contreras, V. H., 1986. Geología de la Formación Loma de Las Tapias (nov. nom.), quebrada de Ullum, provincia de San Juan. 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera, Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografías y Reuniones, n° 2, p. 77-82.
- Snyder, D.; Ramos, V. y Allmendinger, R. 1990. Thickskinned deformation observed on deep seismic reflections profiles in western Argentina. *Tectonics*, 9 (4): 773-788.
- Soria, M. F. 2001. Los Protheroheriidae (Litopterna, Mammalia): sistemática, origen y filogenia. Monografías del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 1: 1-167. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza, *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería (Servicio Geológico Minero Argentino)*, v. 4, no. 3, 179 p. Buenos Aires.
- Suvires, G. M. y Contreras, V. H. 2011. Late Cenozoic geology and geomorphology of the Loma de Las Tapias area, San Juan, west central Argentina. En: J.A. Salfity y R. A. Marquillas (eds.) *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, SCS Publisher, p. 427-436.
- Tabbutt, K. D., Naeser, C. W., Jordan, T. E. y Cervený, P. F., 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobas miopliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Actas, 4: 222-224.
- Tauber, A. A. 2005. Mamíferos fósiles y edad de la Formación Salicas (Mioceno tardío) de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 42: 443-460.
- Van der Hammen, T., Werner, J. H. y Van Dommelen, H., 1973, Palynological record of the upheaval of the northern Andes: a study of the Pliocene and lower Quaternary of the Colombian eastern cordillera and the evolution of its High-Andean biota. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 16, p. 1-122.
- Weidmann, R.; Cardinali, A. y Simon, W. 1985. Propuesta de ordenamiento de la nomenclatura estratigráfica de las sedimentitas terciarias de la Precordillera Sanjuanina. 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera, Acta I: 342-347. San Juan.
- Wetten, C. 1975. Estudio geológico-económico de un yacimiento de diatomitas y análisis de mercado. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 5, p. 513-529. Buenos Aires.
- Zachos, J.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E. y Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma. to present. *Science*, 292: 686-693. doi:10.1126/science.1059412.
- Zapata, T. R. y Allmendinger, R. W., 1996. Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina. *Tectonics*, 15: 1065-1083.