

Estratigrafía y paleoambientes de los depósitos del Plioceno de la Cordillera Oriental argentina

Claudia I. GALLI¹, Ricardo N. ALONSO², Beatriz L. COIRA³,
Patricio HERRERA OVIEDO³, Ornela E. CONSTANTINI³,
Andrea BARRIENTOS GINES⁴, Juan Pablo VILLALBA ULBERICH³

¹ INECONA-CONICET, Instituto de Geología y Minería, Av. Bolivia 1661, (4600) S. S. de Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150, (4400) Salta. Argentina. E-mail: claudiagalli@fibertel.com.ar.

² CEGA-CONICET, Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150, (4400) Salta, Argentina. Email: rnalonso@uolsinectis.com.ar.

³ INECONA-CONICET, Instituto de Geología y Minería, Av. Bolivia 1661, (4600) S. S. de Jujuy, Argentina. E-mail: bcoira2015@gmail.com.

⁴ CEGA-UNSa, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150, (4400) Salta, Argentina. Email: agines@unsa.edu.ar.

RESUMEN

Palabras clave:

Formaciones Piquete
Maimará
Uquía
Mal Paso
San Felipe
Plioceno

Este estudio proporciona los resultados del primer análisis integrado de las cuencas intermontanas del Plioceno en Cordillera Oriental, Noroeste de Argentina. Dentro del área de estudio, se han identificado cuatro cuencas intermontanas principales rellenadas por sedimentos continentales durante todo el período Plioceno, o en algunos casos desde antes, Mioceno superior, como es el caso de la Formación Maimará. El depocentro principal y de mayor extensión areal es la cuenca Piquete, que seguramente formaba varias cuencas intermontanas conectada por ríos de primer, segundo y tercer orden, desarrollada en la Sierra de Zapla, Lesser, Güemes, Rey-Lumbrera, Guachipas y Valle de Lerma. Estas cuencas recibieron sedimentos gruesos conglomerádicas y areniscas con variados espesores. El depocentro en las áreas de cuenca de la Quebrada de Humahuaca estuvo separado de la cuenca Casa Grande-Tres Cruces, antes del Plioceno, debido a Sierra Alta estuvo elevada desde el Eoceno medio, con conexiones parciales durante algún tiempo del Plioceno. En el Oeste, los depósitos son denominados Formación Mal Paso y en el este Formación Maimará y Formación Uquía. El relleno sedimentario Plioceno del Valle Calchaquí se inicia con el desarrollo de grandes conos aluviales que progradan hacia el Oeste, representado por la Formación San Felipe.

ABSTRACT

Keywords:

Piquete
Maimará
Uquía
Mal Paso
San Felipe formations
Pliocene

“STRATIGRAPHY AND PALAEOENVIRONMENT OF PLIOCENE DEPOSITS OF EASTERN CORDILLERA, ARGENTINA”. This study provides the results of the first integrated study of Pliocene basins in the Northwest Argentina. Within the study area, four main depocentres have been identified where continental sediments accumulated in the Pliocene period. The principal depocentre extends along the Sierra de Zapla, Valle de Lerma and the Subandean Belt. This

basin received coarse conglomerates and sandstones with varying thickness called Piquete Formation. The depocentre in the basal area of the Quebrada de Humahuca was separated of Casa Grande-Tres Cruces basin before Pliocene time, as the Sierra Alta was uplift in Eocene. In the Casa Grande-Tres Cruces basin the deposits are represented by Mal Paso Formation and in the Quebrada de Humahuca by Maimará and Uquía formations. In the Calchaquí Valley sedimentary infilling was represented by a gradual alluvial fan progradation corresponding to the San Felipe Formation.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos pliocenos de la Cordillera Oriental se caracterizan por acumularse en cuencas intermontanas desarrolladas en un basamento precámbrico-paleozoico, deformado por los ciclos orogénicos Pampeano, Famatiniano, y una cobertura discordante de edad meso-cenozoica. Los afloramientos del Mesozoico se alinean a lo largo de corredores, enmarcados generalmente por fallas de dirección submeridiana. La sucesión de depósitos del Cenozoico está representada por el relleno sinorogénico de la cuenca de antepaís vinculado con el ciclo orogénico Andino, que comenzó durante el Eoceno medio a superior. Las estructuras relacionadas con el evento tectónico extensional del Mesozoico son fallas normales alineadas en bandas de dirección N-S. Las estructuras compresionales del ciclo Andino son cabalgamientos, fallas inversas y pliegues relacionados con una vergencia predominante hacia el Este.

La Cordillera Oriental comprende una región con rocas metasedimentarias e intrusivas del Proterozoico a Paleozoico inferior (Jezek *et al.*, 1985; Omarini 1983), que fueron deformadas y elevadas a lo largo de fallas de doble vergencia norte-noreste, y fueron además responsables de la deformación de los sedimentos de las cuencas de antepaís e intermontanas del Neógeno (Figura 1; Mon y Salfity, 1995).

El lineamiento del Toro, que es una mega traza de rumbo NO a ESE, separa dentro de la Cordillera Oriental zonas con geología contrastante (Figura 1, Mon *et al.*, 2004; Kley *et al.*, 2005). Hacia el Norte, los afloramientos están dominados por rocas del Precámbrico y Paleozoico inferior, sobre las cuales apoyan depósitos del Grupo Orán. Al Sur del lineamiento, en cambio, capas replegadas de la Formación Puncoviscana están cubiertas por estratos del Grupo Salta (Cretácico-Paleoceno), y sobre estos apoyan los del Grupo Orán (Vergani y Starck, 1989).

MARCO ESTRATIGRÁFICO

La Cordillera Oriental presenta al Sur extensos afloramientos de rocas del basamento precámbrico, y de forma irregular depósitos del Mesozoico y Cenozoico (figura 1).

El Paleozoico se compone principalmente de los cuerpos plutónicos, los cuales intruyen al Precámbrico (figuras 1, 2).

La distribución de estas unidades resulta de la superposición de diferentes eventos tectónicos que han afectado a la zona desde el Paleozoico: eventos de deformación del Paleozoico temprano, orogenia ordovícica oclóyica, cuenca de *rift* cretácica del Grupo Salta Rift y orogenia cenozoica andina (Salfity y Marquillas, 1981; Hongn y Becchio, 1999; Becchio *et al.*, 2008).

El basamento paleozoico presenta cuerpos intrusivos como tonalitas y pegmatitas (Tonalita La Viña, Cámbrico), granitos grises y pegmatitas (Granito La Angostura, Granito Alto del Cajón, Ordovícico) y granitos rosados (Granito Pucará, Granito Alto del Cajón, Ordovícico; Toselli y Rossi, 1984; Hongn y Mon, 1999). En el sector oeste de la zona de estudio en el límite Cordillera Oriental – Puna, se reconoce la Sierra de Vázquez (figura 1) compuesta por esquistos sillimaníticos y migmatitas, correspondientes al Complejo Metamórfico Río Blanco (Hongn y Seggiaro, 2001). La continuación norte de esta sierra, está representada por Cumbres de Luracatao (figura 1), formadas por granitoides paleozoicos del borde oriental de la Puna (Complejo Eruptivo Oire) los que se subdivide en dos grupos: a) granitos y granodioritas con pegmatitas y b) granitos y granodioritas milonitizados (Hongn y Seggiaro, 2001).

La cubierta sedimentaria está compuesta por depósitos del Grupo Salta del Cretácico-Paleógeno (Brackebusch, 1883, nom. subst. Turner, 1959) y del Grupo Payogastilla del Paleógeno-Neógeno.

En la zona de Cordillera Oriental los depósitos del Grupo Salta, representado de base a techo por los subgrupos Pirgua (Reyes y Salfity, 1973), Balbuena y Santa Bárbara (Moreno, 1970) se disponen en tres subcuencas: Metán, Alemania, Pucará-Brealito. El Subgrupo Pirgua representa el relleno de la etapa sinrift y, los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara el relleno de las etapas postrift temprano y tardío, respectivamente (Salfity y Marquillas, 1994; Marquillas *et al.*, 2005). En la subcuenca de Brealito afloran depósitos del Subgrupo Pirgua y del Subgrupo Santa Bárbara; en la subcuenca de Pucará se reconocen solo afloramientos del Subgrupo Pirgua; mientras en el valle Calchaquí, en el sector norte (Tin-Tin) aflora todo el Grupo Salta y hacia el sur (San Lucas) solo el techo del Subgrupo Santa Bárbara.

Los depósitos sinorogénicos del Cenozoico están representados por el Grupo Payogastilla en el Valle Calchaquí y por el Grupo Orán en la zona este de Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara.

En un principio se pensó que los depósitos sinorogénicos del Grupo Payogastilla representaban las facies proximales, mientras que los depósitos del Grupo Orán representaban las facies distales de la cuenca de antepaís andino (Díaz y Malizzia, 1984).

El Grupo Payogastilla está compuesto por depósitos continentales, de base a techo, conformado por las formaciones Los Colorados (Eoceno Medio-Oligoceno), Angastaco (Mioceno medio a superior), Palo Pintado (Mioceno superior) y San Felipe (Plioceno – Pleistoceno inferior). El Grupo Orán (Russo y Serraiotto, 1978) está subdividido, de base a techo, por el Subgrupo Metán y el Subgrupo Jujuy (Gebhard *et al.*, 1974).

La presencia de estratos de crecimiento y discordancias en los sedimentos sinorogénicos cenozoicos del extremo sur de la Cordillera Oriental demuestra que la deformación migró hacia el este, desde la Puna hasta el Sistema de Santa Bárbara. La migración de la deformación hacia el antepaís en la faja plegada y fallada de los Andes, y la descripción de discordancias y geometrías de crecimiento, tanto en superficie como en subsuelo, están bien documentadas y permite precisar la edad de las estructuras y determinar la distribución de la deformación a lo largo del tiempo en la cuña orogénica. La evolución estructural de la zona fue controlada principalmente por la inversión de las cuencas extensivas del *rift* cretácico del Grupo Salta, que se superpone a la migración general de la deformación hacia el antepaís, para algunos autores en una cuenca de “antepaís fragmentada” y para otros en un “sistema de cuenca de antepaís” (Carrera y Muñoz, 2008 y 2013; Hongn *et al.*, 2011; Strecker *et al.*, 2012). El sistema imbricado de cabalgamientos de la parte occidental de la Cordillera Oriental, a pesar de ser vergente hacia el Oeste, se desarrolló hacia el antepaís durante el Mioceno medio-superior dando lugar a un sistema de cabalgamientos de bloque superior (fuera de secuencia). La velocidad de propagación de los cabalgamientos aumentó en el Mioceno superior- Plioceno inferior cuando se desarrolló la parte oriental de la Cordillera Oriental. Durante este estadio, en la Cordillera Oriental se observa una deformación generalizada dando lugar a un sistema sincrónico de cabalgamientos. Posteriormente, la deformación estuvo restringida a la parte oriental. Finalmente, durante el Pleistoceno-Holoceno, la deformación afectó una zona más amplia, incluyendo toda la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara, reactivando los cabalgamientos desarrollados con anterioridad (Carrera y Muñoz, 2008).

Formación Piquete

La Formación Piquete (Gebhard *et al.*, 1974) tiene amplia distribución areal en la zona del Sistema de Santa Bárbara y Sierra de Zapla (Figura 2). Su localidad tipo se halla en las márgenes del río Las Cañas, afluente izquierdo del río Juramento, a la altura de la localidad de El Galpón (Salta).

Está constituida por areniscas pardo rojizo pálido, muy finas hasta gruesas, cuarzosas, arcillosas a limolíticas en parte. Alternan lentes y bancos de conglomerados polimícticos, con rodados de calizas, además de cuarcitas, cuarzo, y escasas tobas y arcilitas (figura 3, Gebhard *et al.*, 1974).

El techo de esta unidad está siempre erosionado. Guarda una relación de discordancia con la Formación Guanaco, infrayacente, de la cual se diferencia generalmente por poseer clastos de la Formación Yacoraite.

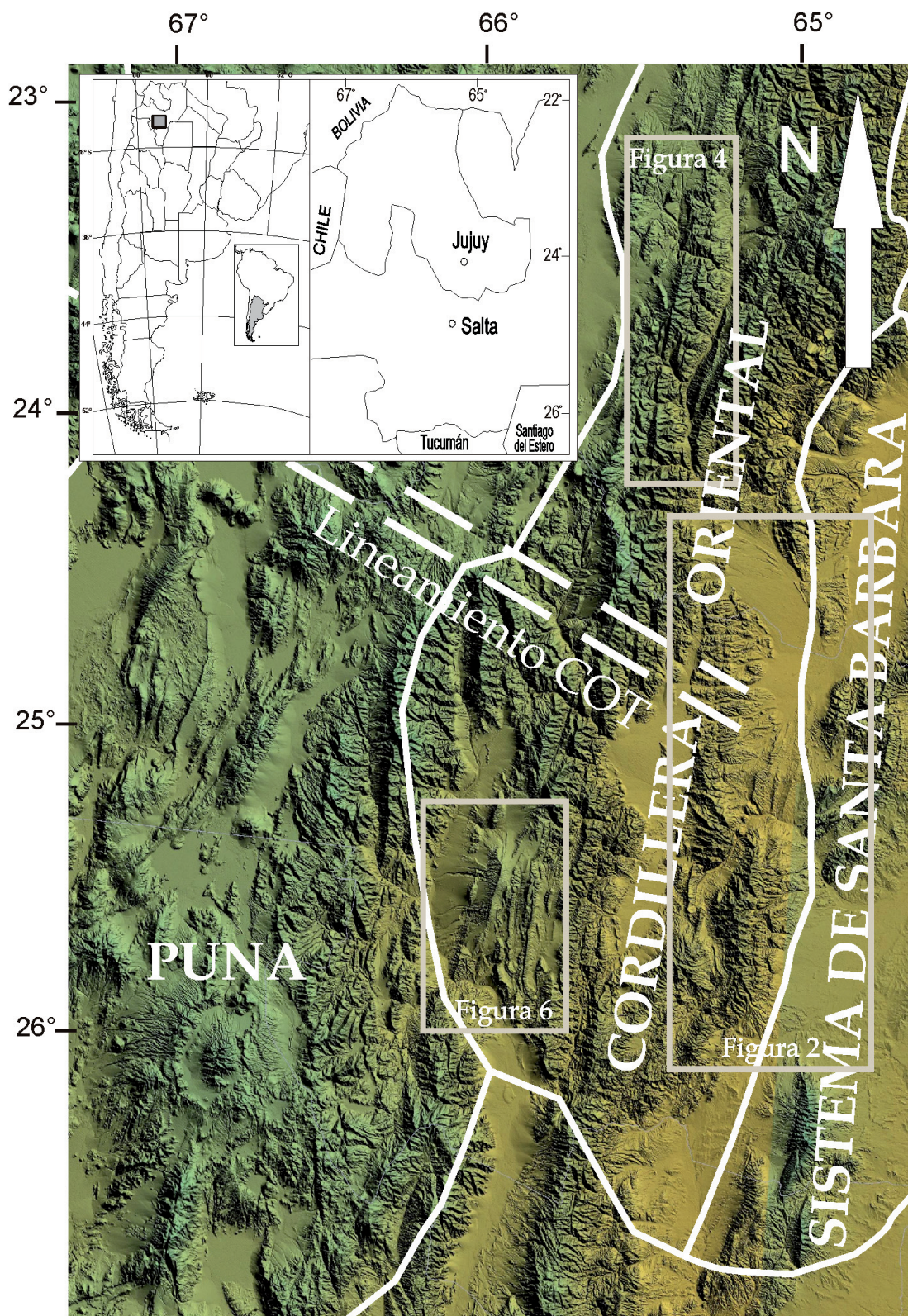


Figura 1. Mapa de ubicación regional de las cuencas del Plioceno. Figura 2: Ubicación del sector Sur-Este de Cordillera, Figura 4: Ubicación cuencas de Tres Cruces-Casa Grande y cuenca Humahuaca, Figura 6: Ubicación del Valle Calchaquí-Tonco-Amblayo.

Los datos de espesores medidos son considerados parciales en virtud de que su techo no aflora. En el río de Las Cañas es 870 m, en el arroyo González 830 m, en la quebrada Piquete 400 m y en el río Guanaco 195 metros.

Los depósitos pliocenos de la Formación Piquete se acumularon como consecuencia de la fuerte estructuración que produjo el levantamiento de Sierras Subandinas, Sistema de Santa Bárbara y parte de Cordillera Oriental, con la conformación de cuencas intermontanas, como el Valle de Lerma y El Valle de Siancas. La distribución de los mayores espesores de la Formación Piquete, se encuentran en estos valles (Starck y Vergani, 1996).

La Formación Piquete yace en discordancia erosiva o paraconformidad sobre los depósitos de la Formación Guanaco en el Sistema de Santa Bárbara (Cristallini *et al.*, 1997) y en otras áreas está separada por una discordancia angular, como en Cordillera Oriental (González Villa, 2002; Carrera y Muñoz, 2008).

Estudios paleomagnéticos y edades de trazas de fisión en apatitas de una toba (Coronel Moldes) dieron en la sección basal de esta unidad, una edad de 5 Ma (Reynolds *et al.*, 1994; 2000). En el tercio superior fue datada una toba en $1,3 \pm 0.2$ Ma (Malamud *et al.*, 1995).

La sección tipo de la Formación Piquete se encuentra en el río Las Cañas, departamento Anta, provincia de Salta. En el sector oriental de la Sierra de Santa Bárbara, se observa buena calidad de afloramientos en cercanías del Parque El Rey. En el sector occidental de la Sierra de Zapla alcanza espesores de aproximadamente 2000 m (arroyo Tunalito y río Los Alisos) y presenta el registro de niveles de tobas blanquecinas finas vitrocrystalinas riódacíticas a dacíticas con espesores de 1,80 a 3 m en el río Tunalito y 0,80-0,40 m en el río los Alisos.

La Formación Piquete está compuesta por conglomerados pardo-rojizos, matriz soporte, con clastos de 1 a 50 cm de diámetro, con gradación normal y entrecruzamientos. En estos depósitos hay menor participación de tobas que en la Formación Guanaco y mayor participación de clastos del Grupo Salta. Intercalan areniscas gruesas a muy gruesas y conglomerádicas, pardo-rojiza, macizas o con laminación paralela, en estratos cuneiformes o tabulares muy gruesos (figura 3a).

Paleoambiente.— La Formación Piquete está relacionada con una serie de conos aluviales de limitadas dimensiones, distribuidos en los flancos de las depresiones estructurales y dominadas por flujos de detritos. Estos conos habrían tenido mayor desarrollo en el sector oriental y alejados a los frentes de corrimientos se habrían desarrollado llanuras de inundación con pequeños sistemas lacustres (Figura 3b; González Villa, 2002).

Dominan facies conglomerádicas macizas de depósitos hiperconcentrados y facies de areniscas macizas acumuladas por corrientes efímeras. En el sector norte, en la Sierra de Zapla, intercalan limolitas y calizas depositadas en pequeños sistemas lacustres (ej. Arroyo Tunalito, González Villa, 2002).

Los conglomerados de la Formación Piquete contienen rodados de calizas de la Formación Yacoraite, característica que en una primera etapa permitió distinguirla de la Formación Guanaco; sin embargo, esta cualidad no es una herramienta válida para diferenciarlas, debido a que en algunos sectores se reconocen clastos de calizas

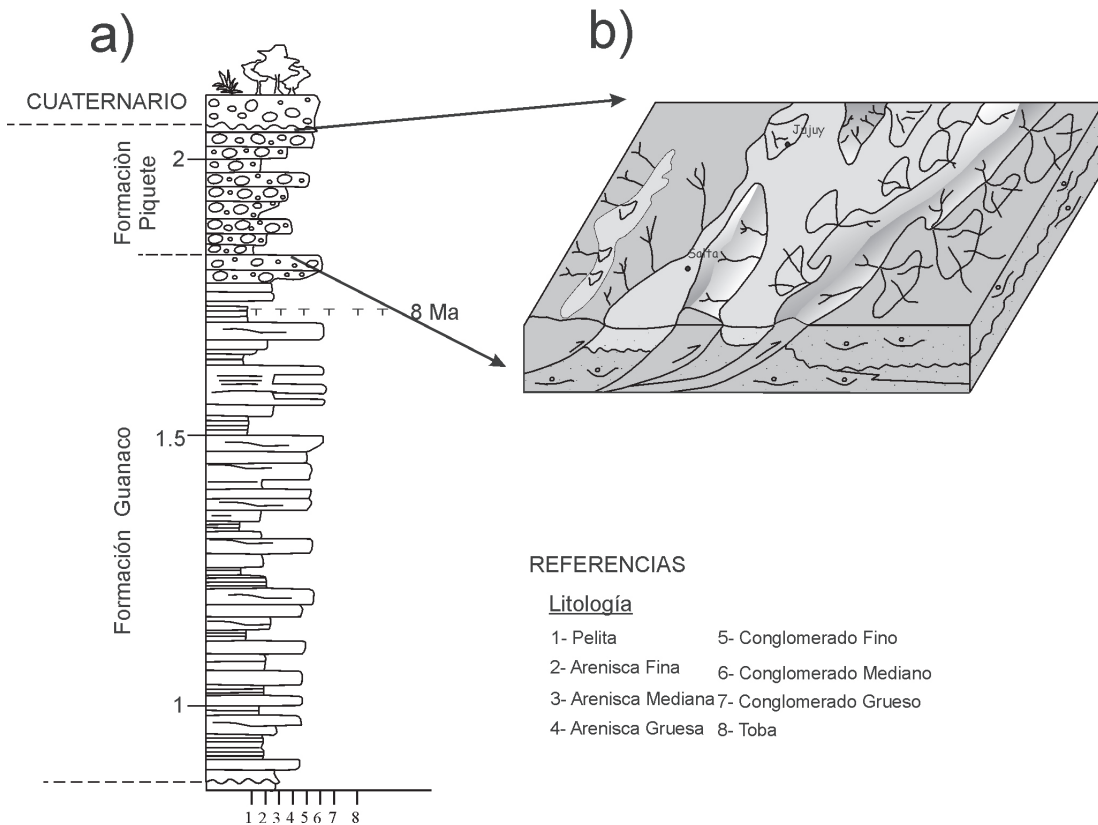


Figura 3. a) Columna estratigráfica generalizada de la Formación Piquete, b) Block diagrama representando el paleoambiente sedimentario de la Formación Piquete (González Villa, 2002).

Formación Maimará, Formación Uquía (Quebrada de Humahuaca) – Formación Mal Paso (Tres Cruces y Valle de Casa Grande)

En la Quebrada de Humahuaca los afloramientos de la Formación Maimará se encuentran distribuidos en escamas tectónicas, desde el sur de Tilcara hasta la localidad de Purmamarca, sin base expuesta con el basamento (figura 4).

La Formación Maimará (Salfity *et al.*, 1984) está restringida al sector central y sur de la Quebrada de Humahuaca, no aflorando su base y está constituida por una serie de entre 35 y 400 m de areniscas y conglomerados con intercalaciones de tobas blancas (Figura 5a). Los niveles más arenosos cercanos a la base suelen tener paleosuelos mal desarrollados. Los depósitos están ordenados en una secuencia estrato y granocreciente. La Formación Uquía (Castellanos, 1950), tiene carácter local quedando restringida al sector centro-norte de la Quebrada de Humahuaca, entre las localidades de Coctaca y Huacalera. Está constituida por unos 70 a 100 m de areniscas de grano fino de tonos blanco amarillentos, con intercalaciones de conglomerados y niveles de tobas. Hasta hace algunos años, para algunos autores, la Formación Maimará interdigitaba lateralmente, hacia el norte, con la Formación Uquía, mientras que para otros es de edad mamífero Huayqueriense (Mioceno tardío, Reguero y Candela, 2008). La Formación Uquía ha provisto un interesante registro fosilífero de vertebrados que documenta un gran evento ocurrido durante el Plioceno-

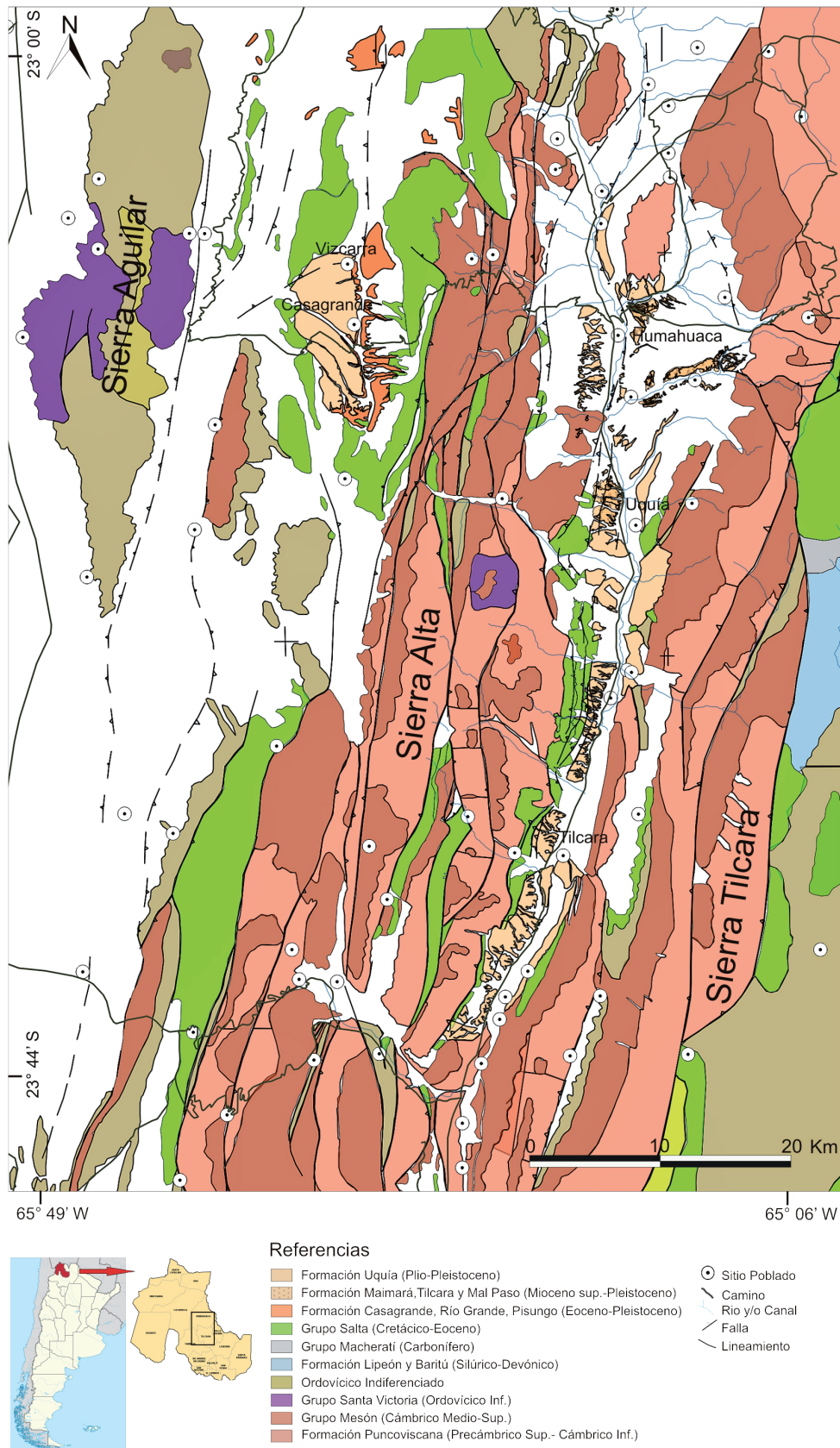


Figura 4. Mapa de ubicación de los afloramientos de la Formación Maimará, Formación Uquia (Quebrada de Humahuaca) y Formación Mal Paso (Tres Cruces y Valle de Casa Grande) (Base tomada de González *et al.*, 2003).

no y el Pleistoceno temprano que está directamente vinculado al Gran Intercambio Biótico en América del Sur (GIBA, Reguero *et al.*, 2007; Reguero y Candela 2008, 2011). Estos autores, en base al análisis de registros fósiles de vertebrados proveen información sobre las condiciones paleoambientales; como *Erethizon* (Reguero *et al.*, 2007), *Hydrochoeropsis dasseni* y un diente de cocodrilo, los cuales indican condiciones subtropicales a tropicales bajo climas húmedos y cálidos sugiriendo habitats abiertos con cuerpos de aguas lénticos.

Pingel *et al.* (2013) en base a la datación (U-Pb en zircón) de niveles de tobas intercaladas en la Formación Maimará en la Quebrada de Humahuca acotó los depósitos de la Formación Maimará entre 5.92 y 4.18 Ma, datos coincidentes con la edad Ar/Ar en biotita determinada por Galli *et al.* (2016) en un nivel piroclástico de la sección media de dicha Formación en la localidad de Maimará. Por otra parte, Pingel *et al.* (2014) en base a la variación en la composición isotópica de hidrógeno en vidrios volcánicos de dichas tobas y de niveles piroclásticos intercalados en depósitos neógeno-cuaternarios de la cuenca de Humahuaca, concluyen que existen dos tendencias principales que acompañan los eventos tectosedimentarios de la cuenca de Humahuaca. Entre 6,0 y 3,5 Ma, los resultados de δD están asociados con la elevación de superficie del área de aporte (Sierra Alta, Oeste). Después de 3,5 Ma, los valores δD muestran un enriquecimiento abrupto en deuterio, lo que es interpretado como una nueva elevación y además un bloqueo para el transporte de humedad en el Este (Sierra de Tilcara, este), y la aparición de condiciones semiáridas de la cuenca. Tales barreras orográficas a lo largo de los flancos orientales de los Andes Centrales han impedido el transporte de humedad hacia el interior orogénico; y ha ayudado a mantener la aridez interna.

Según estudios tectónicos, estratigráficos y paleomagnéticos, se establece una edad para la Formación Maimará entre ~ 7 y 3,5 Ma (Galli *et al.*, 2016). Estos depósitos están caracterizados por un primer estado o sección basal de la Formación Maimará dominada por tectonismo y subsidencia en la cuenca, y genera un control en el estilo fluvial, espesor y paleocorrientes. La Sierra Alta ubicada al oeste fue reactivada a los 7 Ma con un incremento en la tasa de acomodación (0,266 mm/a). Los depósitos están caracterizados por sistemas fluviales efímeros, que comprenden llanuras de inundación, depósitos inconfiados de areniscas laminadas y canales multiepisódicos (Galli *et al.*, 2016). La proveniencia de los depósitos basales de la Formación Maimará está dominado por areniscas cuarzosas, con abundante líticos de vidrio volcánico, clastos del basamento Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico, localizado al oeste de la cuenca. La edad de la base de estos depósitos, según datos paleomagnéticos es ~ 7 a 6.4 Ma (figura 5a; Galli *et al.*, 2016).

El segundo estado o parte superior de la Formación Maimará comprende un depósito de un sistema fluvial perenne entrelazado y la proveniencia de las areniscas está dominada por clastos de cuarcita, rocas sedimentarias; y conglomerados con clastos proveniente de rocas del Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico y Cretácico-Paleógeno. La edad de la sección media es 6.4 Ma a 4.8 Ma, y se establece un decrecimiento de la tasa de acumulación a 0.11 mm/a (Galli *et al.*, 2016). Este intervalo corresponde a un período de tranquilidad tectónica

Los niveles piroclásticos intercalados en la Formación Maimará brindan por otra parte, en base a sus distintivas características geoquímicas, información respecto a su proveniencia. Dentro de ellos se pueden diferenciar dos grupos en base a sus distintas filiaciones de arco, así como condiciones de presión en sus fuentes. El mejor representado muestra características geoquímicas comparables a los registros explosivos de las calderas Guacha, la Pacana y Pastos Grandes, que están situadas a 200 y 230 km al oeste de la zona de estudio (22°-23°30' LS). Los miembros del segundo grupo son químicamente similares a la Ignimbrita Merihuaca proveniente de la Caldera Cerro Galán localizada a 290 km al Sud-Sudoeste (Galli *et al.*, 2016).

En base al análisis de proveniencia de zircones detríticos de la Formación Uquía (cuenca de Humahuaca) y su equivalente temporal Formación Mal Paso (Fernández *et al.*, 1973; Plioceno superior – Pleistoceno inferior; Galli *et al.*, 2015), en el valle de Casa Grande al este, sumado a dataciones U-Pb de niveles piroclásticos y una columna paleomagnética en la cuenca de Humahuaca, Streit *et al.* (2015) indican una pérdida progresiva de la conectividad fluvial de la cuenca de Casa Grande con la cuenca de Humahuaca aguas abajo entre 3 y 2,1 Ma, lo que resulta en el aislamiento de la cuenca Casa Grande entre los 2,1 Ma a y los <1,7 Ma, restableciéndose la conectividad fluvial a los ~ 0,8 Ma. Este episodio de aislamiento de la cuenca se atribuye a la elevación de la Sierra Alta.

La Formación Mal Paso en la cuenca de Casa Grande, está compuesta de depósitos de 120 m de espesor del Plio-Pleistoceno, que se encuentran en discordancia con las areniscas

de la Formación Casa Grande (Eoceno-Oligoceno, Boll y Hernández, 1986). Estos depósitos poseen un nivel toba en la base con una edad de $3,74 \pm 0,04$ Ma y otro nivel en el techo de $0,80 \pm 0,02$ Ma (Streit *et al.*, 2015). Está compuesto de litofacies conglomerádicas finas a gruesas, con estratificación paralela, entrecruzamientos y macizas, con bases canalizadas. El estudio paleoambiental, proveniencia, su distribución areal y evolución está en proceso.

Paleoambiente Formación Maimará.— El depósito de la Formación Maimará en conjunto (figura 5a) muestra tres elementos arquitecturales: i) en la base caracterizado por depósitos de vaques macizas con algunas intercalaciones de conglomerados; ii) sección media con conglomerados canalizados con geometría lenticular (CHm, techo del perfil Maimará, figura 5a) y iii) otra arquitectura en el techo del depósito, perfil Huichaira sur, con vaques en mantos con geometría tabular de gran extensión lateral (LS) asociadas a desarrollo de planicie de inundación (FF) (figura 5a). Limitados por superficies erosivas, con frecuentes conglomerados intraformacionales fangosos y niveles de pelitas con grietas de desecación y nódulos de yeso (FF). En base a la asociación de litofacies, jerarquía de contactos y evolución vertical se han definido elementos arquitecturales y sistemas fluviales para los depósitos de la Formación Maimará. De base a techo se reconoce un “Sistema Fluvial Efímero”, “Sistema Fluvial Entrelazado Profundo” y un “Sistema Fluvial Efímero Medio a Distal” (Galli *et al.*, 2016).

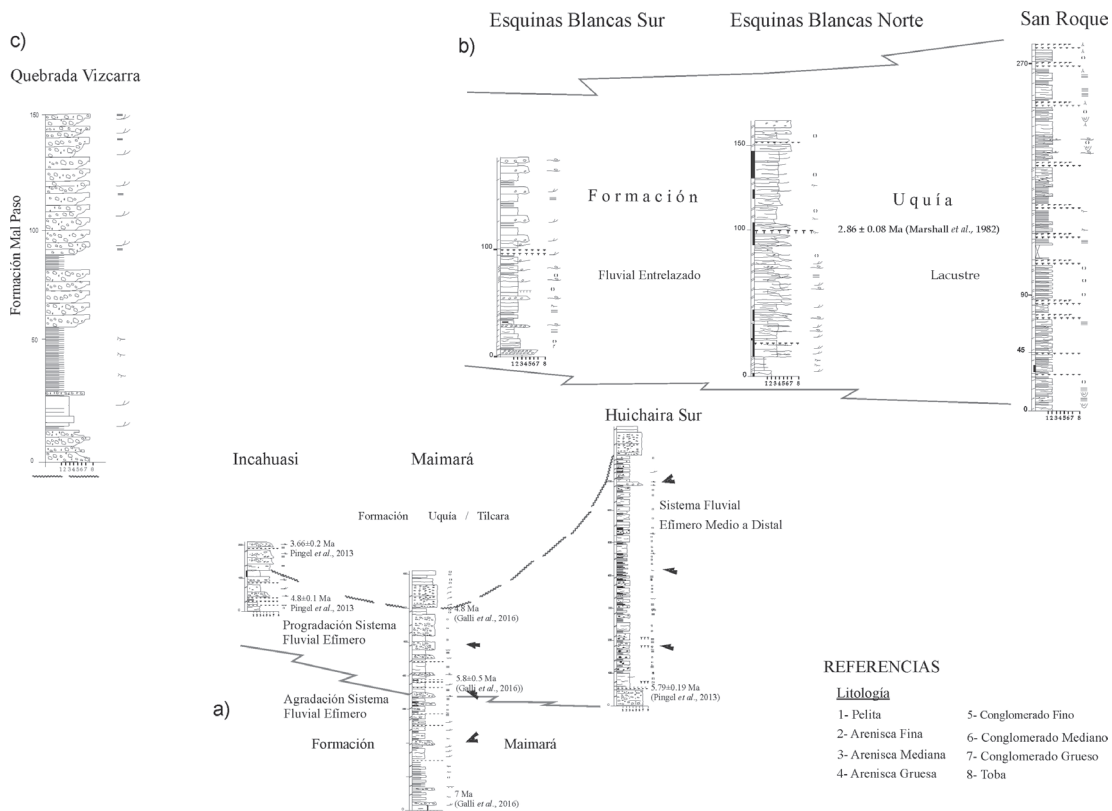


Figura 5. a) Columna estratigráfica generalizada de la Formación Maimará, b) Formación Uquía (Quebrada de Humahuaca) y c) Formación Mal Paso (Tres Cruces y Valle de Casa Grande).

Sistema fluvial efímero.— Ha sido identificado en los depósitos basales de la Formación Maimará, (figura 5a) en la localidad de Maimará. Se inicia con facies de areniscas medianas a gruesas, macizas (Am), algunos estratos presentan clastos de grava angulosos (Amc), en estratos individuales de 1,5 a 2 metros de espesor, con bases erosivas. Intercalan frecuentes depósitos de conglomerados macizos (Cmm) y con gradación inversa y normal (Cmg). Estas acumulaciones conforman formas de lecho (SB) intercaladas con depósitos de flujo de gravedad (SG), las cuales han sido interpretados como acumulaciones de flujos efímeros (Galli *et al.*, 2016).

Sistema Fluvial Entrelazado Profundo.— Este sistema fluvial ha sido identificado en los depósitos de la sección media de la Formación Maimará, localidad de Maimará (figura 5a). Está compuesto por cuerpos lenticulares y cuneiformes, con relleno monoepisódico y multiepisódico, de más de 20 m de ancho y 5 a 8 m de potencia que están conformados por conglomerados macizos o imbricados (Cmm, Ci), cuya superficie basal fue interpretada como de una jerarquía equivalente al 5° orden de Miall (2006). La sucesión comienza con base erosiva, cóncava o irregular a la que se asocian conglomerados de la litofacies Chi y Cmg. Las paleocorrientes medidas en este elemento arquitectural a partir de clastos imbricados indican flujos con una dispersión que varían entre SW y WSW.

Estos canales rematan con areniscas macizas y laminadas (Sm y Sl) y con areniscas con estratificación entrecruzada planar y en artesa (Sp y St), desarrolladas por la migración de formas de lecho arenosas bi y tridimensionales en la parte superior de las barras (Miall 2006) y conforman los elementos SB y DA. Algunas facies de paleosuelos presentan una poco usual estructura sedimentaria orgánica como “bolas de escarabajos” (Alonso *et al.*, 1982).

Sistema Fluvial Efímero Medio a Distal.— Este sistema fluvial ha sido identificado en los depósitos del tope de la Formación Maimará, localidad Huichaira Sur. Está caracterizado por la abundancia de litofacies de areniscas gruesas a finas y en menor proporción conglomerados. En la base se distinguen cuerpos lenticulares o cuneiformes de areniscas macizas, con laminación tangencial y laminar (Al-Am-At), con escasas intercalaciones de conglomerados macizos y granodecrecientes (Cmg-Cmm), limitados por superficies de 4° y 5° orden y han sido identificados como canales multiepisódicos (elemento CHm).

Estos depósitos canalizados culminan con litofacies de vaques y areniscas mantiformes de gran extensión lateral, con superficies basales erosivas, interestratificadas con depósitos pelíticos laminados (Pl), con grietas de desecación (Pgr) y niveles de yeso y nódulos de yeso alabastrino (Am, Pgr), limitados por superficies de 4° orden (Galli *et al.*, 2016).

Paleoambiente Formación Uquía.— Está constituida por unos 70 a ~ 700 m de areniscas de grano fino, pelitas y conglomerados blancos amarillentos y pardo claro, con intercalaciones de niveles de tobas con espesores variables, acumulados bajo condiciones climáticas más benignas que la Formación Maimará, en un sistema fluvial entrelazados, asociado a abanicos aluviales y en algunos sectores a acumulaciones lacustres (figura 5b; Galli *et al.*, 2014; Herrera Oviedo *et al.*, 2015). Estudios de detalle sobre las características y evolución paleoambiental, como así también de proveniencia de la Formación Uquia están en realización.

Paleoambiente Formación Mal Paso.— Hasta el presente no hay un análisis paleoambiental en detalle de los depósitos de la Formación Mal Paso, se lo está realizando en la actualidad. El relleno de la cuenca consiste en estratos en su mayoría fluvial con algunas intercalaciones lacustres (Streit *et al.*, 2015). La arquitectura fluvial de los depósitos se caracteriza por asociaciones de litofacies, de base a techo, se distinguen dos ciclos (figura 5c). El primero es granodecreciente y estratodecreciente, con conglomerados medianos a gruesos con estratificación paralela (Cm) y entrecruzamientos (Ct) bases erosivas y formas canalizadas que conforman barras longitudinales relleno canales menores. Asociados a litofacies de areniscas laminadas y pelitas con laminación ondulítica (Al y Pc). El ciclo superior está compuesto de un depósito granocreciente y estratocreciente de litofacies de conglomerados medianos a muy gruesos (Cm y Ct), con escasos niveles de areniscas intercaladas (figura 5c).

Formación San Felipe (Grupo Payogastilla – Valle Calchaquí)

La Formación San Felipe (Díaz, 1987; Díaz y Malizzia, 1983) está caracterizada por facies conglomerádicas, con clastos imbricados en canales de baja sinuosidad, que conforman un sistema de abanico fluvial entrelazado, que progresivamente cambia a un sistema fluvial entrelazado gravoso con canales poco profundo (Galli y Reynolds, 2012).

Los depósitos de la Formación San Felipe (techo del Grupo Payogastilla) se encuentran afectados por numerosas fallas y pliegues que afectan su espesor, que es mayor a 600 metros. Los afloramientos se encuentran bien expuestos en la quebrada Salta y en la quebrada San Miguel (figura 6). El pasaje entre la Formación Palo Pintado y la Formación San Felipe es neto y concordante, evidenciado por la brusca aparición de conglomerados muy gruesos, granosoporte, con clastos imbricados y en menor proporción areniscas y pelitas. Dentro de los fósiles encontrados se tiene placas de gliptodonte y vértebras de mamífero (edentado, Díaz *et al.*, 1989). Presenta niveles de tobas vítreas de composición traquiandesítica de hasta 2 m de espesor. Sus características geoquímicas que evidencian condiciones magmáticas a mayores presiones que las de los niveles piroclásticos registrados en las formaciones Angastaco y Palo Pintado así como una mayor contaminación cortical, han permitido discriminar entre ellas resultando muy útiles como trazadores estratigráficos (Coira *et al.*, 2014). Por otra parte, la similitud de sus características geoquímicas con las de las ignimbritas emitidas por la Caldera del Cerro Galán ha permitido postular como potencial centro emisor a dicha estructura volcánica (Coira *et al.*, 2014), activa dentro del lapso temporal de los registros piroclásticos de La Formación San Felipe datados en 5,17, 4,04, 3,28 Ma (Bywater-Reyes *et al.* 2010, U/Pb zircón) y hacia su techo en 2,3 Ma (Carrapa *et al.*, 2011, U/Pb zircón).

Bywater-Reyes *et al.* (2010) analizan los depósitos del techo de la Formación Palo Pintado y la Formación San Felipe evaluando la tasa de sedimentación. Indican que la edad de aparición de los conglomerados de la Formación San Felipe es a los 5,2 Ma y que la tasa de sedimentación no cambia significativamente entre ambas formaciones (0,32 techo Formación Palo Pintado a 0,34 mm/a base Formación San Felipe), aumentando hacia el techo de la Formación San Felipe (1,6 mm/a) a los 4 Ma (Formación San Felipe superior) y que además a esta edad hay un cambio en la dirección de las paleocorrientes asociadas a clastos derivados de la sierra de Los Colorados. Concluyen que el control principal no es tectónico sino climático.

Paleoambiente.— La Formación San Felipe está caracterizada por depósitos conglomerádicos, acumulados en canales de baja sinuosidad en donde dominan barras gravosas, profundidades de aproximadamente 0.7 metros. Las acumulaciones son de forma tabular, presentan numerosas superficies menores de erosión interna y depósitos de corrientes tractivas (Facies de conglomerados macizos granodecreciente Cmg, conglomerados con clastos imbricados Ci). Presenta canales abandonados en el estado bajo de flujo y son rellenados por lentes de arena y conforman los elementos de formas de lecho arenosa, los cuales se encuentran subordinados.

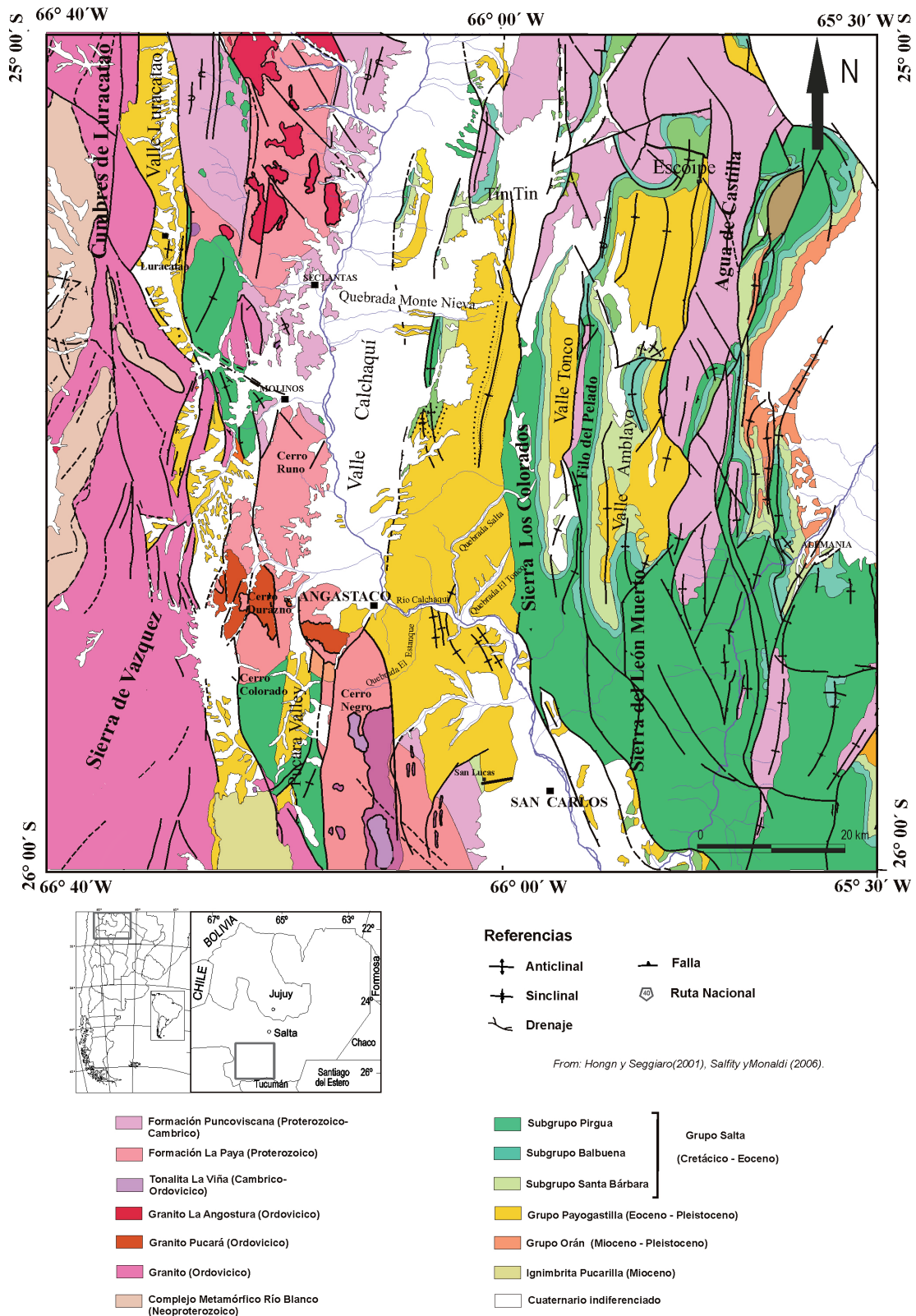


Figura 6. Mapa de ubicación de los afloramientos del Grupo Payogastilla (Eoceno medio – Plioceno).

Las facies conglomerádicas son espesas, con dimensiones mayores de 7 m, con depósitos multiepisódicos formados en depósitos de abanicos aluviales distributarios gravoso-dominados (Miall, 2006). Las características de los conglomerados son: buena selección, escasa matriz, buen redondeamiento de los clastos e imbricados, en estratos tabulares muy gruesos de 2 hasta más de 7 m de potencia, constituyendo depósitos de barras longitudinales (Facies de conglomerados imbricados Ci). También presenta conglomerado mal seleccionados, clasto sostén, caóticos de flujos de detritos no cohesivos (Facies Cmg) y wackes macizas (Facies Vm) de flujos densos (figura 7b).

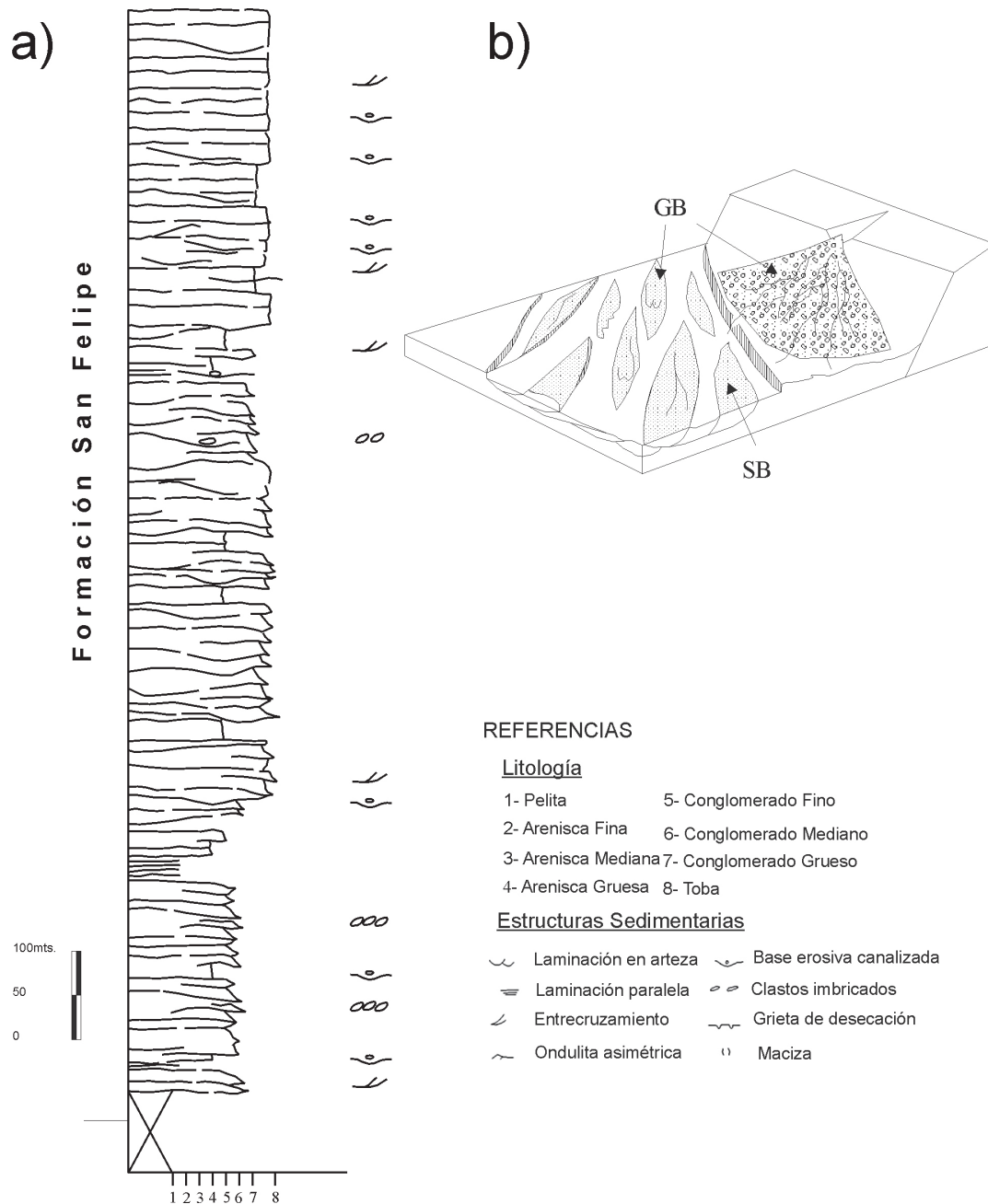


Figura 7. a) Columna estratigráfica generalizada de la Formación San Felipe (Tope Grupo Payogastilla), b) Block diagrama representando el paleoambiente sedimentario de la Formación San Felipe.

En base a estas características la Formación San Felipe se habría depositado en un ambiente fluvial entrelazado gravoso asociado a abanico fluvial entrelazado (Galli *et al.*, 2012 y 2014).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado por UNSa (CI-UNSa – 2287 y 1966), AGENCIA (PICT 2012-1984), y UNJu (SECTER-UNJu - E08/033 y E08/030). Los autores agradecen la edición final de los gráficos contenidos en este manuscrito realizado por el Geól. Víctor Bercheñi (CI-UNSa-2287). Al Dr. Gilberto Aceñolaza un agradecimiento especial por la evaluación realizada.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, R. N., González, C. E. y Pelayes, H. A. 1982. Hallazgo de roedores y nidos de escarabeidos en el Terciario Superior de la Sierra de Vaqueros, Salta, República Argentina: *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas* 5: 1-3.
- Becchio, R., Sola, A. y Chocobar, R. 2008. Metamorfismo de alto grado y magmatismo granítico asociado durante el Paleozoico Inferior, Sierra de Molinos, Valles Calchaquíes, Salta. XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy. Asociación Geológica Argentina y SEGEMAR, San Salvador de Jujuy.
- Boll, A. y Hernández, R. 1986. Interpretación estructural del área Tres Cruces. *Boletín de Informaciones Petroleras* 3: 2-14.
- Brackebusch, L. 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba Boletín* 2: 137-184.
- Bywater-Reyes, S., Carrapa, B., Clementz, M. y Schoenbohm, L. 2010. Effect of late Cenozoic aridification on sedimentation in the Eastern Cordillera of northwest Argentina (Angastaco basin). *Geology* 38: 235-238.
- Carrera, N. y Muñoz, J. A. 2008. Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentine Andes): Constraints from growth strata. *Tectonophysics* 459: 107-122. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.068.
- Carrera, N. y Muñoz, J. A. 2013. Thick-skinned tectonic style resulting from the inversion of previous structures in the southern Cordillera Oriental (NW Argentine Andes). En Nemcok, M., Mora, A. R. y Cosgrove, J. W. (Eds), *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion*. Geological Society, London, Special Publications, 377, <http://dx.doi.org/10.1144/SP377.2>.
- Castellanos, A. 1950. El Uquiense. Sedimentos neógenos de Uquiá (Senador Pérez) de la Provincia de Jujuy (Argentina): Rosario, Universidad Nacional del Litoral, Facultad de Ciencias Matemáticas, Físico-Químicas y Naturales, Serie Técnico-Científica 36: 1-56.
- Coira, B., Galli, C. I., Mahlburg Kay, S., Kay, R. W. y Flores, P. 2014. Niveles piroclásticos como herramientas de correlación en los depósitos cenozoicos del Grupo

- Payogastilla, Valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, en el noroeste de Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71 (2): 147-160
- Cristallini, E., Comínguez, A. H. y Ramos, V.A. 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: Tectonic inversion in Northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences 10 (5-6): 403-421.
- Díaz, J. 1987. Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Superior de la región comprendida entre los valles de los ríos Calchaquí y Guachipas, provincia de Salta, República Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán (inédito), 122 p., San Miguel de Tucumán.
- Díaz, J. I. y Malizzia, D. C. 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí (departamento de San Carlos, provincia de Salta). Boletín Sedimentológico 2: 8-28.
- Díaz, J. y Malizzia, D. 1984. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí (Dpto. San Carlos; Salta), Boletín Sedimentológico 2: 8-28.
- Fernández Garrasino, C., Gebhard J. y Narciso, V. 1984. Mapa geológico del Noroeste argentino, 1:500.000. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 208-210, Buenos Aires.
- Fernández, J., Bondesio, P. y Pascual, R. 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbrera (Eoceno, ¿Eógeno?) de Jujuy. Ameghiniana 10: 152-171.
- Galli, C. I., Vides, M. E. y Reynolds, J. H. 2012. Control tectónico y climático en la composición de los depósitos de la Formación Palo Pintado (Mioceno superior) en el río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Actas 1: 20, Salta.
- Galli C. I., Coira B., Alonso R., Reynolds J., Matteini M. y Hauser, N. 2014. Evolución de la cuenca de antepaís Cenozoica del Grupo Payogastilla, en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, noroeste Argentina". IXX Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 22-23, Córdoba.
- Galli, C. I., Coira, L. B., Alonso, R. N. y López Steinmetz, R. L. 2014. Los depósitos de las formaciones Maimará y Uquía (Mioceno superior-Pleistoceno) de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. IXX Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 55-56. Córdoba.
- Galli, C. I., Coira, B. L. Alonso, R. N., Villalba Ulberich. J. P. y Herrera Oviedo, E. P. 2015. La Cuenca de Antepaís Cenozoica de Casa Grande, Provincia de Jujuy. III Simposio del Mioceno Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Actas 1: 17. Corrientes.
- Galli, C. I., Ramírez, A., Barrientos, C., Reynolds, J., Viramonte, J. G. y Idleman, B. 2008. Estudio de proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Mioceno Medio-Superior) aflorantes en el río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 353-354, Jujuy.
- Galli, C. I., Ramírez, A., Reynolds, J., Viramonte, J. G., Idleman, B. y Barrientos, C., 2011-a. Proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Cenozoico), río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68: 263-278.

- Galli, C. I., Anzotegui, L. M., Horn, M. Y. y Morton, L. S. 2011-b. Paleoambiente y paleocomunidades de la Formación Palo Pintado (Mioceno-Plioceno), Provincia de Salta, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28: 161-174.
- Galli, C. I. y Reynolds, J. H. 2012. Evolución paleoambiental del Grupo Payogastilla (Cenozoico) en el valle Calchaquí – Tonco, provincia de Salta, Argentina. En: Marquillas, R. A., Sánchez, C. y Salfity, J. A. (Eds.), *Relatorio de la XIII Reunión Argentina de Sedimentología*: 67-80. Salta. SCS Publisher.
- Galli, C. I., Coira, B., Alonso, R. N., Iglesia Llanos, M. P., Prezzi, C. B. y Kay, S. M. 2016. Tectonostratigraphic history of the Neogene Maimará basin, Northwest Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, 52: 234-259. doi: 10.1016/j.jsames.2016.09.007.
- Galli, C. I., Coira, B. L., Alonso, R. N., Matteini, M. y Hauser, N. 2014. Evolución tecto-sedimentaria del Grupo Payogastilla y su relación con el arco volcánico del Cenozoico, en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, provincia de Salta, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 26 (1): 30-52.
- Gebhard, J., Giudici, A. R. y Oliver Gascon, J. 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (3): 359-375.
- González Villa, R. E. 2002. El Subgrupo Jujuy (Neógeno), entre los 24°–26°LS y 64°–66°LO, tramo centro austral de la cadena subandina Argentina, provincias de Salta y Jujuy, Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 256 p., Salta, Argentina.
- Hain, M. P., Strecker, M. R., Bookhagen, B., Alonso, R. N., Pingel, H. y Schmitt, A. K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S), *Tectonics*, 30, TC2006, doi:10.1029/2010TC002703.
- Herrera Oviedo, E. P., Galli, C. I., Cónsole Gonella, C., Coira, B. L. y Alonso, R. N. 2015. Proveniencia de los conglomerados basales de la Formación Uquía (Plioceno-Pleistoceno), en el río Yacoraite, Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Actas 1: 55. Corrientes.
- Hongn, F. D. y Mon, R. 1999. La deformación ordovícica en el borde oriental de la Puna. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J.G. (Eds.) *Geología del Noroeste Argentino. XIV Congreso Geológico Argentino, Relatorio* 1: 212-216, Salta.
- Hongn, F. y Seggiaro, R. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. *Boletín* 248, 87 p., escala 1:250.000.
- Hongn, F. y Becchio, R. 1999. Las fajas miloníticas de Brealito, basamento del Valle Calchaquí, Salta, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 74-87.
- Hongn, F., del Papa, C., Powell, J., Payrola Bosio, P., Petrinovic, I. y Mon, R. 2010. Fragmented paleogene foreland basin in the Valles Calchaquí, NW of Argen-

- tina. En: Salfity J.A., Marquillas R.A. (Eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, SCS Publisher, 198-210.
- Jezek, P., Willner, A., Acenolaza, F. y Miller, H. 1985. The Puncosvicana trough: A large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield, *Geologische Rundschau* 74: 573-584.
- Kley, J., Rossello, E. A., Monaldi, C. R. y Habighorst, B. 2005. Seismic and field evidence of Cretaceous normal faults and selective inversion, Salta rift, Northwest Argentina. *Tectonophysics* 399, 155-172.
- Malarmud B. D., Jordan, T., Alonso, R. N., Gallardo, E. y González, R. 1995. Four new Quaternary ash and tuff ages, Lerma valley, NW Argentina. *American Geophysical Union, Fall Meeting, V22b-12, Abstracts*.
- Marquillas, R. A., del Papa, C. E. y Sabino, I. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94: 94-113.
- Marshall, L. G., Butler, R. F., Drake, R. E. y Curtis, G. H. 1982. Geochronology of Type Uquian (Late Cenozoic) land mammal age, Argentina. *Science* 216: 986-989.
- Miall, A.D. 2006. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. 4th corrected printing. Springer 581 pp.
- Mon, R., Monaldi C. R. y Salfity, J. A. 2004. Interferencia de pliegues en el valle del río Juramento – Cordillera Oriental (provincia de Salta). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 213-219.
- Mon, R. y Salfity, J. A. 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. In A. J. Tankard, R. Suarez y H.J. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. *Memoir* 62: 269-283.
- Monaldi, C. R., González, R. E. y Salfity, J. A. 1996. Thrust fronts in the Lerma valley, Salta, Argentina, during the Piquete formation deposition, Pliocene-Pleistocene. *Symposium International sur la Géodynamique Andine*: 447-450, Saint-Malo.
- Monaldi, C. R. y Kley, J. 1997. Balanced cross sections of the northern Santa Bárbara system and Sierra de Zapla, northwestern Argentina. *VIII Congreso Geológico Chileno, Actas* 1: 180-184, Antofagasta, Chile.
- Omarini, R. 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana, entre el valle de Lerma y la faja eruptiva de la Puna. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, 220 p.
- Pingel, H., Alonso, R. N., Mulch, A., Rohrmann, A., Sudo, M. y Strecker, M. R. 2014. Pliocene orographic barrier uplift in the southern Central Andes. *Geology* 42: 691-694. doi:10.1130/G35538.1
- Pingel, H., Strecker, M. R., Alonso, R. N. y Schmitt, A. K. 2013. Neotectonic basin and landscape evolution in the Eastern Cordillera of NW Argentina, Humahuaca Basin (~24°S). *Basin Research* 25: 1-20.
- Reguero, M. A. y Candela, A. M. 2008. Bioestratigrafía de las secuencias neógenas tardías de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. *Implicancias pa-*

- leoambientales y paleobiogeográficas. Relatorio, XVII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 286-296. San Salvador de Jujuy.
- Reguero, M. A. y Candela, A. M. 2011. Late Cenozoic mammals from the Northwest of Argentina: biochronological and biogeographical problems and perspective. En *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina* (Eds. Salfity, J.A. y Marquillas, R.A.). Instituto del Cenozoico, Universidad de Salta: 411-426.
- Reguero, M. A., Candela, A. M. y Alonso, R. N. 2007. Biochronology and biostratigraphy of the "Uquian" mammals (Pliocene-Early Pleistocene, NW of Argentina) and their significance in the Great American Biotic Interchange. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 1-16.
- Reyes, F. C. y Salfity, J. A. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. V Congreso Geológico Argentino, Actas: 355-385. Carlos Paz.
- Reynolds, J. H., Idleman, B. D., Hernández, R. M. y Naeser, C. W. 1994. Preliminary chronostratigraphic constraints on Neogene tectonic activity in the Eastern Cordillera and Santa Bárbara System, Salta Province, NW Argentina. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 26, no. 7, p. A-503.
- Reynolds, J., Galli, C. I., Hernández, R. M., Idleman, B. D., Kotila, J. M., Hilliard, R. H. y Naeser, C. W. 2000. Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, northwest Argentina: Magnetic stratigraphy from the Metán Subgroup, Sierra de González. *Geological Society of America Bulletin* 112: 1736-1751.
- Russo, A. y Serraiotto, A. 1978. Contribución al conocimiento de la Estratigrafía Terciaria del Noroeste Argentino. VII Congreso Geológico Argentino. Actas I: 715-730, Neuquén.
- Salfity, J. A., Brandán, E. M., Monaldi, C. R. y Gallardo, E. F. 1984. Tectónica compresiva en la Cordillera Oriental argentina, latitud de Tilcara (Jujuy). IX Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 427-434, Buenos Aires.
- Salfity, J. A. y Marquillas, R. M. 1981. Las unidades estratigráficas cretácicas del Norte de Argentina. En: Volkheimer, W. Y., Musacchio, E. (Eds) *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires, 303-317.
- Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. 1986. Marco tectónico y correlaciones del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno), República Argentina. En: *Cretácico de América Latina*, I Simposio, La Paz. PICG-UNESCO, Paris, 174-188.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentina. En Salfity, J.A. (Ed.) *Cretaceous Tectonics of the Andes*, Friedr Vieweg & Sohn, Braunschweig-Wiesbaden, *Earth Evolution Science*: 266-315.
- Starck, D. y Vergani, G. 1996. Desarrollo tecto-sedimentario del Cenozoico en el sur de la Provincia de Salta-Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino. Actas I: 433-452, Buenos Aires.
- Strecker, M. R., Hilley, G. E., Bookhagen, B. y Sobel, E. R. 2012. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and

- NW Argentina. En: Busby, C., Azor Pérez, A. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins Recent Advances*, Wiley-Blackwell, 508-521.
- Streit R., Burbank D. W., Strecker M., Alonso R. N., Cottle J. M. y Kylander-Clark A. R. 2015. Controls on intermontane basin filling, isolation and incision on the margin of the Puna Plateau, NW Argentina (~23°S). *Basin Research* 1-25, doi: 10.1111/bre.12141.
- Toselli, A. J. y Rossi, J. N. 1984. Metamorfismo de las Cumbres Calchaquíes: Petrología del basamento esquistoso entre La Angostura y Tafí del Valle, Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39 (3-4): 262-275.
- Vergani, G. y Starck, D. 1989. Aspectos estructurales del Valle de Lerma al sur de la Ciudad de Salta. *Boletín de Informaciones Petrolíferas* 16: 2-9. Buenos Aires.