

1 > Geología

Hongn, Fernando¹; Carolina Montero-López¹; Silvina Guzmán^{1,2}; Alejandro Aramayo¹

¹ Instituto de Bio y Geociencias del NOA, UNSa, CONICET, 9 de julio 14, (4405) Rosario de Lerma, Salta, Argentina. fhongn@conicet.gov.ar

² Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", CSIC, Sole i Sabaris s/n, 08028, Barcelona, España.

► **Resumen** — La Puna argentina, con una altura de base promedio de 3.500 msnm, forma parte del *plateau* Andino, el segundo más grande del mundo después del Tíbet. Este *plateau* está relacionado a un orógeno no colisional, constituyendo una paradoja en la tectónica de placas. Se ubica en los Andes Centrales, entre los 22° y 27° de latitud sur. Hacia el este limita con las provincias geológicas Cordillera Oriental y Calchaquenia, hacia el sur con las Sierras Pampeanas Septentrionales, Sistema de Famatina y Cordillera Frontal, y hacia el oeste con la Cordillera Occidental, en Chile. Hacia el norte tiene continuidad con el Altiplano boliviano que llega hasta el sur de Perú. Estructuralmente la Puna está caracterizada por fallas inversas y pliegues asociados con rumbos dominantes norte-sur; se destacan también estructuras oblicuas o lineamientos en dirección NE-SO y NO-SE sobre los que se alinean centros volcánicos. Algunas de estas fallas son de edad paleozoica y mesozoica y fueron reactivadas durante el Cenozoico. Esta región sobreelevada, que se diferenció como un área con características geológicas propias durante el Cenozoico, presenta marcadas diferencias con respecto a las provincias geológicas vecinas: se destacan el gran volumen de volcanismo cenozoico ampliamente distribuido, la formación de extensos salares bordeados por bloques de basamento levantados por fallas inversas que conforman sierras de rumbo N-S principalmente, un drenaje cerrado y clima árido. En este capítulo presentamos una reseña de las rocas y estructuras principales que conforman la Puna y su historia geológica.

Palabras clave: Puna, Andes Centrales, Noroeste argentino, deformación, volcanismo.

► **Abstract** — "Geology". The Argentine Puna, with an average elevation above 3,500 m asl belongs to the Andean *plateau*, the second largest *plateau* in the world after the Tíbet. This *plateau* is related to a non-collisional orogen; it is located in the Central Andes, between 22° and 27° S latitude. It limits with the Eastern Cordillera and Calchaquenia to the east, with the Northern Sierras Pampeanas, Famatina System and Frontal Cordillera to the south, and with the Western Cordillera in Chile to the west. Its continuation to the north is the Bolivian Altiplano, which reaches southern Perú. Structurally, reverse faults and related folds with N-S trend define the main structures in the Puna region; NE-SW and NW-SE oblique lineaments along which volcanic centers are aligned, are also conspicuous structural features. Some of these faults are Paleozoic and Mesozoic and have been reactivated during the Cenozoic. This elevated region has distinctive features from the surrounding regions: a widespread profuse Cenozoic volcanism, salt flats bordered by reverse fault-bounded basement ranges with N-S trends, internal drainage and arid climate. The main geological features characterizing the Puna are of Cenozoic age. In this chapter, we present an overview about the main structures and rocks forming the Puna and its geological evolution.

Keywords: Puna, Central Andes, Northwestern Argentina, deformation, volcanism.

INTRODUCCIÓN

La cordillera de los Andes se extiende por aproximadamente 7.000 km a lo largo del borde occidental de América del Sur y constituye una cadena montañosa vinculada a la subducción de litosfera oceánica por debajo del continente sudamericano. La in-

teracción entre las placas tectónicas dispara los procesos geológicos (fundamentalmente deformación, sedimentación y magmatismo) que dan origen a la cordillera. A lo largo de los Andes se reconocen diferentes segmentos que se vinculan con particularidades del sistema de subducción (velocidad, dirección y ángulo de subducción, configuración de la

corteza) que resultan en las diferentes características geológicas de las regiones. Los Andes Centrales que se extienden entre Perú y el centro de Argentina contienen al *plateau* Altiplano Boliviano-Puna Argentina (Figura 1), el segundo más alto del mundo después del Tíbet. Esta altiplanicie es una de las particularidades más conspicuas de los Andes, dado que los *plateaux* son típicos de cordilleras de colisión como la del Himalaya. El acortamiento tectónico, la adición magmática, la escasa capacidad de las cuencas para evacuar los materiales depositados, entre otros, son los mecanismos y procesos vinculados con el margen de subducción (Figura 2) que se proponen como generadores del Altiplano-Puna (Allmendinger, 1986; Oncken *et al.*, 2006).

La porción argentina de la Puna (“región de altura” en quechua) se extiende desde los 22° a 27° de latitud sur, abarcando las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca en el

noroeste de Argentina (Figura 1). La mención de la Puna como región geológica se debe a Brackebusch (1891), sin embargo se atribuye a Keidel (1927) su definición con un enfoque geológico-geomorfológico que sentó las bases para su identificación como provincia geológica o región morfoestructural y que persiste hasta nuestros días. Turner (1972) brindó la primera síntesis de la Puna como provincia geológica, la que a grandes rasgos se mantiene en reseñas posteriores (*e.g.*, Turner y Mon, 1979; Ramos, 1999). El volcanismo y los salares constituyen rasgos típicos de la Puna que la convierten en un paisaje único en el mundo. Sin embargo, sus límites se establecen a partir del drenaje endorreico o cerrado, por lo que sus bordes están marcados por las divisorias de aguas que separan las cuencas con drenaje hacia el interior puneño de aquellas que forman las cabeceras de sistemas que drenan hacia los océanos o hacia otras depresiones como la

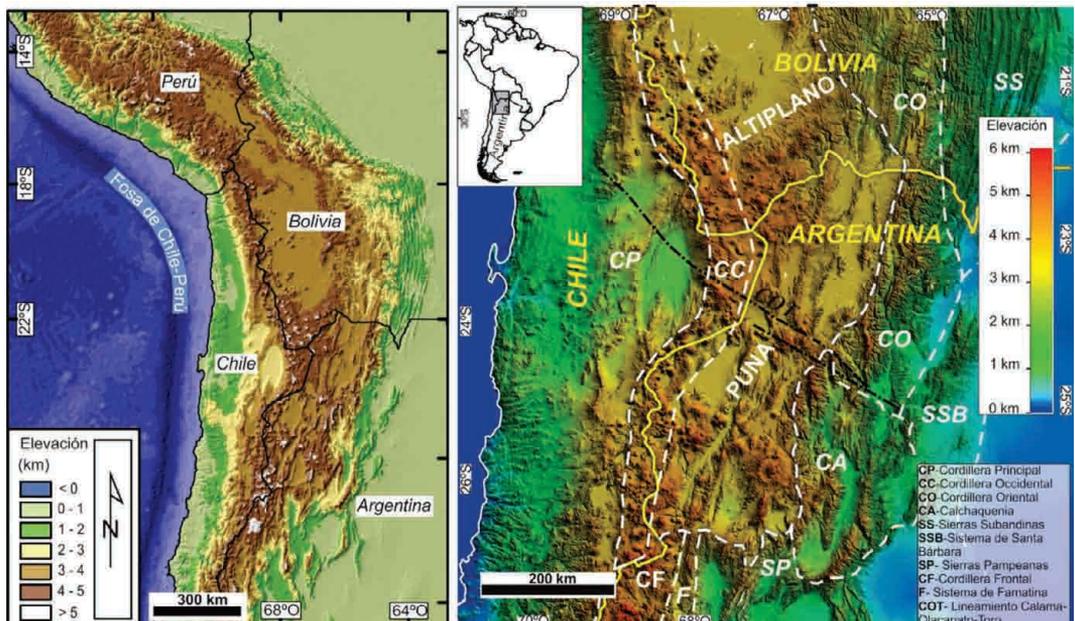


Figura 1. Modelo de elevación digital (MED) de los Andes entre 20° y 28°S donde se indican los límites de la Puna y las regiones o provincias geológicas que la limitan. El modelo destaca nítidamente la altitud que caracteriza a la Puna (nivel de base por arriba de 3.500 m snm) y algunos rasgos geomorfológicos típicos (morfológicas volcánicas, extensas áreas sin relieve marcado y con drenaje cerrado donde se desarrollan los salares). Estos rasgos contrastan con los de regiones vecinas, por ejemplo Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas, donde el MED resalta los valles intermontanos con diferencias de altitud marcadas entre el valle y las sierras circundantes.

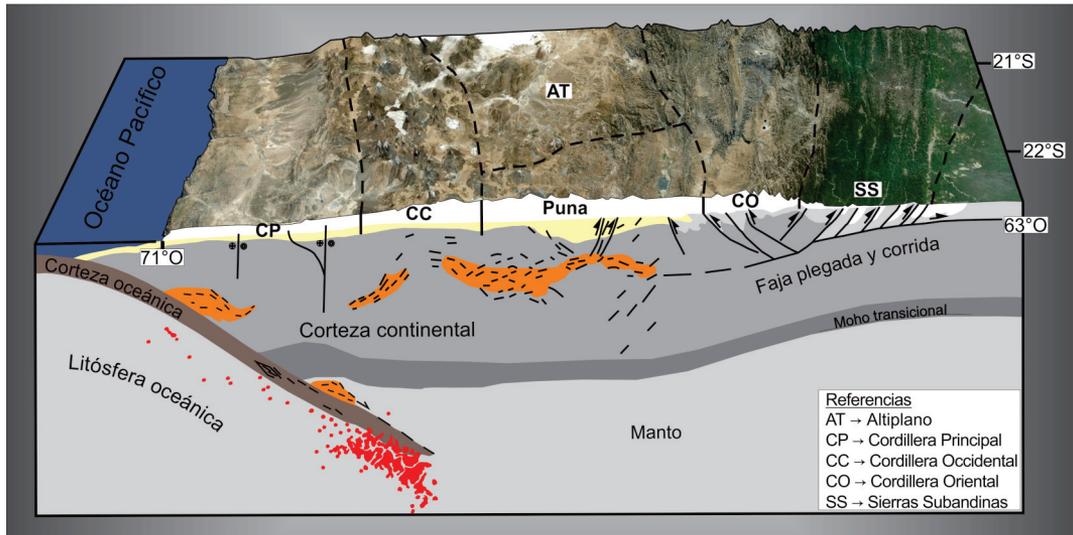


Figura 2. Corte esquemático aproximadamente a los 22°30'S que muestra la Puna en el contexto del borde de subducción de América del Sur. Los sectores de color naranja indican zonas donde se originan fluidos que dan lugar al magmatismo. Los puntos rojos señalan sismos relacionados con la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana. Las líneas negras sintetizan las principales estructuras en niveles corticales superiores (líneas llenas) y medio-inferiores (líneas entrecortadas). Modificado de ANCORP (1996) en Oncken *et al.* (2003).

de Pipanaco en las provincias de Catamarca y La Rioja. La región está caracterizada por una altiplanicie con un nivel de base generalmente por encima de los 3.500 m s.n.m. a partir de la cual emergen sierras con orientación aproximadamente N-S y edificios volcánicos, cuyas altitudes en algunos casos superan los 6.000 m s.n.m. Presenta límites bien definidos hacia el noreste con la Cordillera Oriental, hacia el sureste con Calchaquenia y hacia el sur con la Cordillera Frontal, el Sistema de Famatina y las Sierras Pampeanas. La sierra de San Buenaventura, extendida en dirección este-oeste, marca la divisoria de aguas en el borde sur de la Puna. Hacia el oeste la Puna limita con la Cordillera Occidental y coincide aproximadamente con la frontera argentino-chilena, y con la línea de cumbres formada por los grandes estratovolcanes del Cenozoico superior (Ramos, 1999). Un rasgo representativo de la Puna es su clima árido y seco como resultado de su elevada topografía y su posición latitudinal; las elevaciones que limitan la Puna hacia el oriente retienen la humedad proveniente del

este, rasgo ya mencionado por los primeros autores que estudiaron la región, pero que ha concentrado investigaciones novedosas en los últimos años (*e.g.*, Castino *et al.*, 2016). Alonso *et al.* (1984) dividieron a la Puna en dos grandes regiones de acuerdo con las características del volcanismo y la tectónica: Puna septentrional o jujeña y Puna austral o salto-catamarqueña, limitadas por el lineamiento regional en dirección NO-SE Calama-Olacapato-Toro (COT, Salfity *et al.*, 1975; Mon, 1976) (Figura 1).

ESTRATIGRAFÍA: ORIGEN, EDADES, DISTRIBUCIÓN

El tiempo geológico se divide en eras cuyos límites están marcados por un acontecimiento global, por ejemplo aparición o extinción de especies. Las eras abarcan millones de años (Ma) y se dividen en neoproterozoica (1.000-541 Ma), paleozoica (541-252 Ma), mesozoica (252-66 Ma) y cenozoica (66 Ma – presente). La definición de un nuevo tiempo, el Antropoceno, para

indicar la influencia de la especie humana en los fenómenos globales, es motivo actual de discusión.

El registro geológico de la Puna cubre un extenso lapso que se inicia en el Neoproterozoico-Paleozoico inferior, representado por unidades que constituyen lo que en forma genérica se conoce como el basamento, sobre el cual se disponen unidades sedimentarias y volcánicas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas.

NEOPROTEROZOICO-PALEOZOICO

Las unidades del Neoproterozoico-Paleozoico Inferior (570 a 530-520 Ma) componen importantes afloramientos en la Puna, principalmente conformando el núcleo de las serranías (Figura 3). Las unidades más antiguas están representadas por rocas metamórficas de muy bajo y bajo grado (el metamorfismo ocurre cuando las rocas son soterradas y las condiciones físicas —aumento de temperatura y presión— generan transformaciones y nuevos minerales. El grado metamórfico describe la intensidad de esos cambios. Muy bajo y bajo grado indica que los cambios son suaves, medio grado significa cambios bien definidos y alto grado que las rocas cambiaron sensiblemente su mineralogía y su aspecto respecto a la litología original) que se distinguen de forma genérica como Formación Puncoviscana (Turner, 1960; Aceñolaza y Aceñolaza, 2007) (Figura 4A). Los principales afloramientos de esta formación se encuentran sobre el borde oriental de la Puna y corresponden a sucesiones marinas de profundidades intermedias (talud continental) (Aceñolaza y Aceñolaza, 2007; Adams *et al.*, 2011; Suzaño, 2015). Por su parte, el borde occidental de la Puna de Salta y Catamarca muestra afloramientos aislados de rocas metamórficas que se atribuyen al basamento neoproterozoico-cámbrico (Segerstrom y Turner, 1972; Seggiaro *et al.*, 2004, 2006) todos situados entre el salar de Antofalla y el límite con Chile. En el límite sur de la Puna, en las serranías que forman parte hacia el sur del Sistema de Famatina y de las Sierras Pampeanas (Seggiaro *et al.*,

2006) también se encuentran afloramientos de rocas metamórficas formadas a partir de materiales con edades neoproterozoico-cámbricas.

Las cuarcitas (rocas sedimentarias o metamórficas con alto contenido de cuarzo) cámbricas que tienen amplia distribución en la Cordillera Oriental (Grupo Mesón) están escasamente representadas en la Puna. Las unidades cuarcíticas que afloran en la zona de Potrerillos-Matancilla (al oeste de las Salinas Grandes, Jujuy) son asignadas tanto al Grupo Mesón (Aceñolaza y Bordonaro, 1990; Aceñolaza y Aceñolaza, 2005) como al Grupo Santa Victoria (Buatois y Mángano, 2005). Otros afloramientos de cuarcitas que se asignan con reservas al Cámbrico (y equivalentes temporales del Grupo Mesón) se encuentran hacia el sur del salar de Pocitos (Blasco y Zappettini, 1996), unos pocos kilómetros al norte de El Peñón (Catamarca) y en la sierra de Calalaste (Suzaño, 2015). Recientemente se ha propuesto que estos niveles cuarcíticos en la sierra de Calalaste corresponderían a las rocas más antiguas del noroeste argentino de acuerdo con edades de circones detríticos (590-570 Ma; Naidoo *et al.*, 2016).

Las unidades del Ordovícico corresponden a las rocas paleozoicas de mayor distribución en la Puna e incluyen una amplia diversidad litológica; para su descripción es necesario dividir a la Puna en tres fajas meridionales. La faja oriental está afectada por un metamorfismo regional térmico y tiene magmatismo intenso asociado; la faja central comprende sedimentos ligeramente metamorfizados y la faja occidental contiene escasas sedimentitas y abundantes rocas plutónicas (originadas por la cristalización del magma en profundidad, su presencia en la superficie responde a una exhumación posterior; el granito es un ejemplo típico de roca plutónica).

Las unidades metamórficas que caracterizan el borde oriental de la Puna austral corresponden a materiales del basamento tipo Puncoviscana que fueron afectados por una anomalía térmica que generó rocas metamórficas de grado medio a alto (Becchio *et*

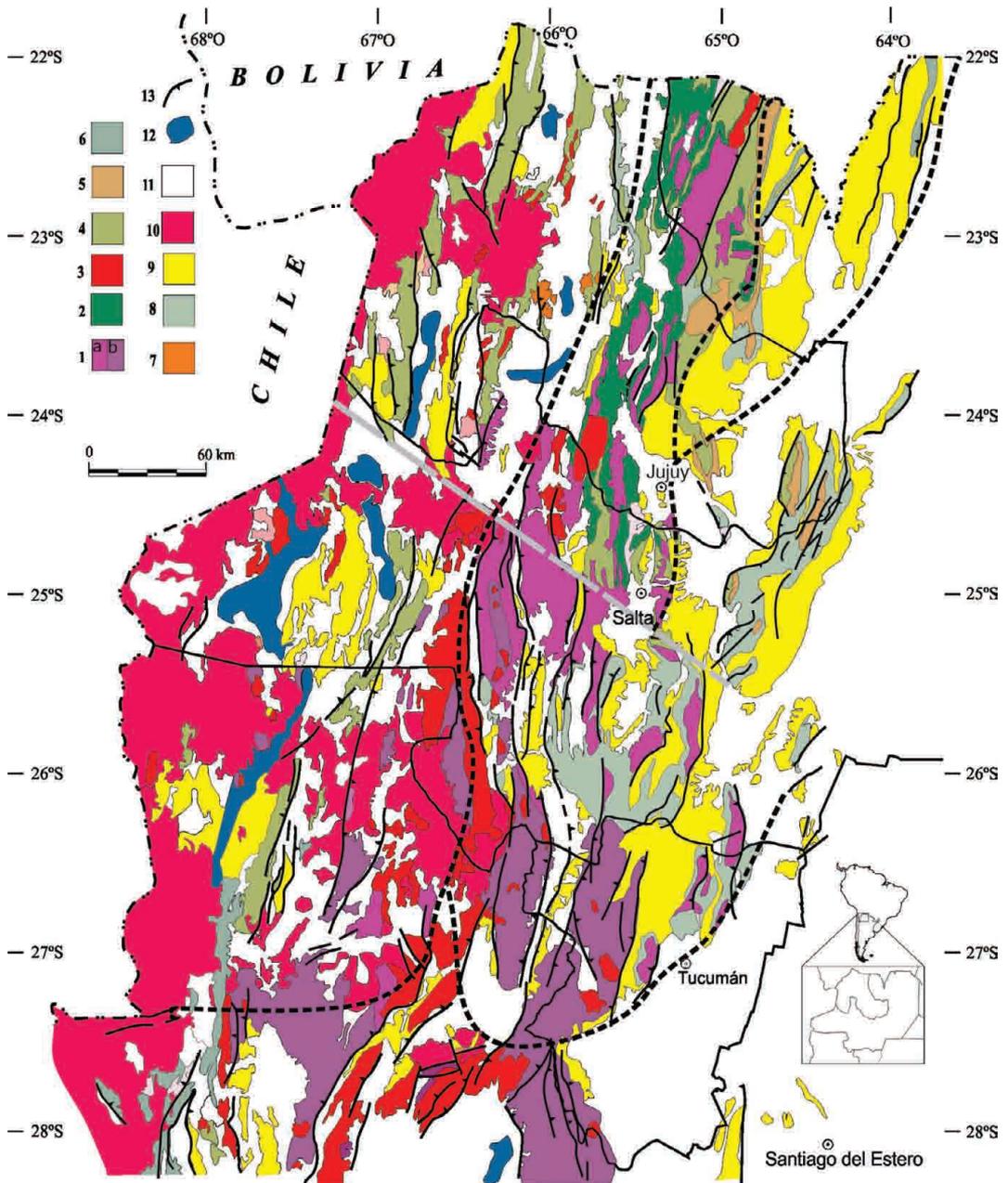


Figura 3. Mapa geológico con las principales unidades litológicas y estructuras de la Puna modificado de Mon y Salfity (1995). Resalta el abundante volcanismo cenozoico que constituye uno de los rasgos característicos de la Puna. **1)** Basamento neoproterozoico-cámbrico inferior; **a)** metamorfismo pampeano de muy bajo y bajo grado; **b)** metamorfismo famatiniano de mediano a alto grado. **2)** Cámbrico (Grupo Mesón en Cordillera Oriental y equivalentes en la Puna). **3)** Plutones del Paleozoico inferior (Cámbrico-Ordovícico). **4)** Ordovícico sedimentario (Cordillera Oriental) y con metamorfismo de muy bajo grado (Puna). **5)** Silúrico-Devónico. **6)** Carbonífero-Pérmico. **7)** Cretácico (plutones). **8)** Cretácico (sedimentitas; Grupo Salta). **9)** Cenozoico sedimentario. **10)** Cenozoico volcánico. **11)** Cuaternario. **12)** Salares. **13)** Principales fallas. La línea gris entrecortada marca el lineamiento de Calama-Olapapato-Toro; las líneas negras entrecortadas, los límites de las provincias geológicas; la línea negra entrecortada con puntos indica los límites internacionales.

et al., 1999; Lucassen y Becchio, 2003; Suzaño, 2015). Este mismo evento de metamorfismo que afectó rocas sedimentarias depositadas durante el Ordovícico Inferior (Tremadociano) se reconoce en unidades de las sierras de Cobres, Tanque y Mal Paso (entre Salinas Grandes y Susques) (Kirschbaum *et al.*, 2006; Coira *et al.*, 2009). A la anomalía térmica ordovícica inferior que generó el metamorfismo también se asocian numerosos cuerpos plutónicos (intrusivos graníticos) en el borde oriental de la Puna austral (e.g., sierras de Ochaqui, Oire, Luracatao, Tacuil, El Peñón, Laguna Blanca) y con manifestaciones más localizadas en la Puna de Jujuy (rocas volcánicas y plutónicas). Estas unidades magmáticas fueron integradas por Méndez *et al.* (1973) en uno de los complejos quizá de mayor difusión en la literatura: la Faja Eruptiva de la Puna Oriental. En algunos sectores fueron emplazados cuerpos mineralizados sin-sedimentarios como los de la sierra de Cobres (Méndez *et al.*, 2001) que se comparan en términos genéticos y de edad con los de la sierra de Aguilar. Allí la mina homónima es una de las mayores, sino la mayor, extracción subterránea en el país con producción de Pb-Zn-Ag.

La faja central incluye extensas serranías con rocas sedimentarias ordovícicas ligeramente metamorizadas (Figura 4B), destacándose las de las sierras de Calalaste, del Gallego, Copalayo, Quebrada Honda-Pozuelos, Guayaos, Rinconada, Cochino, entre otras. Estas unidades cubren un amplio espectro de edades ordovícicas que alojan intercalaciones volcánicas o cuerpos plutónicos menores como las de la sierra de Calalaste (Seggiaro *et al.*, 2006) o las del extremo sur del salar de Pocitos (Kleine *et al.*, 2004). Las unidades de esta faja con edades del Ordovícico Medio-Superior muestran enriquecimientos de oro que dieron lugar a explotaciones en tiempos de la Colonia como la mina Incahuasi (extremo sur del Salar del Hombre Muerto; Navarro García y Rossello, 1989) o las numerosas y pequeñas minas de la sierra de Rinconada (Rodríguez *et al.*, 2001).

La faja occidental extendida sobre el borde oeste de la Puna de Salta y Catamarca

registra manifestaciones aisladas de rocas sedimentarias ordovícicas como las que se reconocen en inmediaciones de los salares de Rincón, Arizaro y Antofalla (Moya *et al.*, 1993; Koukharsky *et al.*, 2002; Seggiaro *et al.*, 2004). En esta región también tienen mayor representación las rocas plutónicas, las cuales fueron integradas en una unidad denominada Faja Eruptiva de la Puna Occidental (Palma *et al.*, 1986).

Afloramientos menores de rocas sedimentarias silúricas y devónicas se encuentran en la zona del Salar de Rincón (Aceñolaza *et al.*, 1972; Donato y Vergani, 1985; Galli *et al.*, 2010). Esta región también preserva niveles del Carbonífero-Pérmico (Figura 4C) que constituyen las exposiciones más septentrionales de unidades de esta edad que adquieren mejor y mayor representación en la Puna de Catamarca (Seggiaro *et al.*, 2006).

MESOZOICO

Durante el Cretácico-Paleoceno, en el noroeste argentino se desarrolló una amplia cuenca de rift continental (las cuencas de rift se localizan donde la corteza está sometida a extensión, lo que provoca su adelgazamiento y fragmentación en bloques. El océano Atlántico inició su historia como una zona de rift que separó África de América. En un rift continental el proceso extensional no alcanza a generar corteza oceánica. Un ejemplo típico de rift continental actual es el rift de África oriental) con algunas intrusiones marinas, denominada cuenca del Grupo Salta, cuyas exposiciones más conspicuas se encuentran en Calchaquenia (Marquillas *et al.*, 2005) y están más restringidas en la Puna. Algunos depósitos ocurrieron en regiones centrales y occidentales de la Puna septentrional, donde se desarrolló el depocentro de Sey que se reconstruye a través de los registros en las áreas de la sierra de Tanque (al oeste de Susques), Huaytiquina-Catua e inmediaciones de San Antonio de los Cobres (Seggiaro *et al.*, 2002; Marquillas *et al.*, 2005). Los depósitos iniciales de esta cuenca (sin-rift, Cretácico Inferior y Superior temprano y medio) constituyen espesas secuencias de

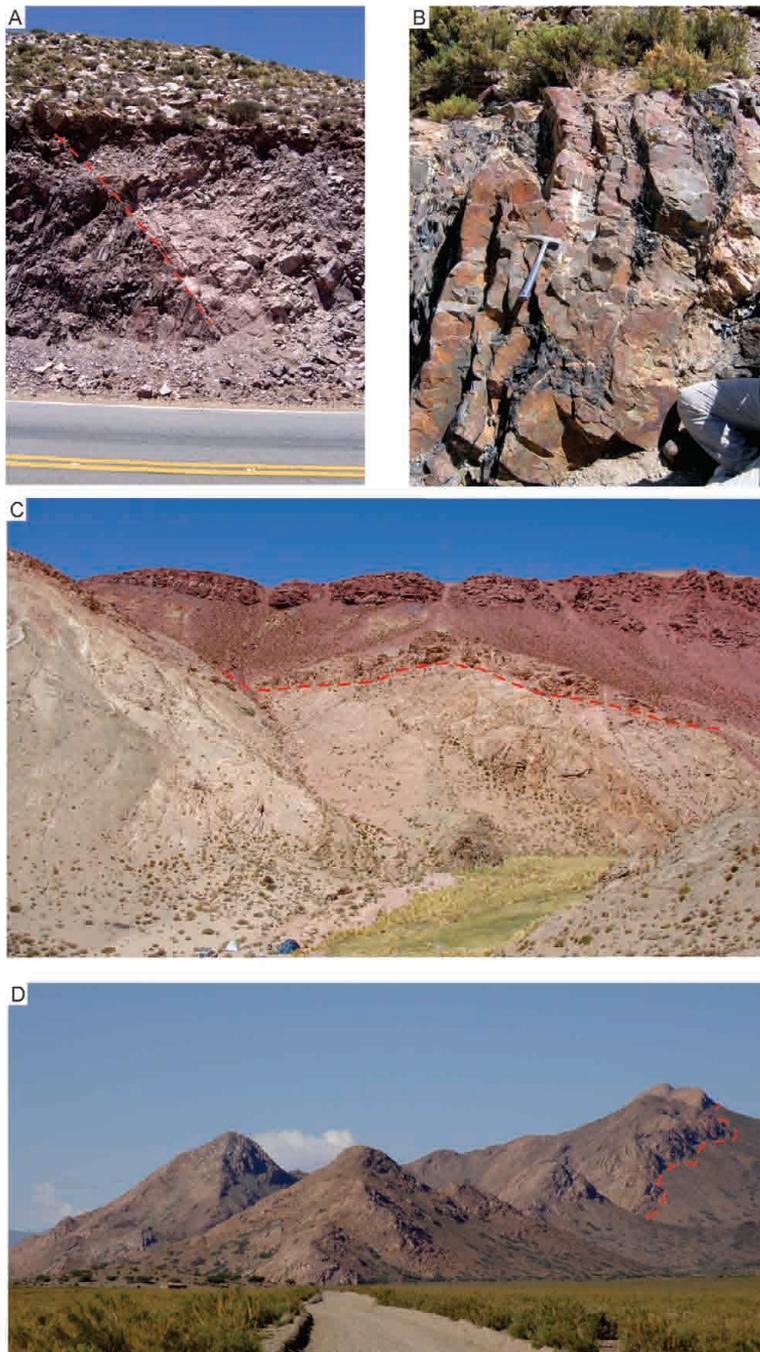


Figura 4. **A)** Vista del basamento de la Formación Puncoviscana cubierto en discordancia por las cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón; abra de Lipán. **B)** Afloramientos de rocas del Ordovícico con metamorfismo de muy bajo grado. Los pliegues con clivaje son característicos de estas unidades; sierra de Cochino. **C)** Vista de las sucesiones ordovícicas plegadas sobre la que se asientan niveles silúrico-devónicos (niveles amarillentos) y carboníferos (niveles rojizos). La línea entrecortada separa sucesiones ordovícicas con mayor plegamiento de las que se le superponen; quebrada de Lari (inmediaciones del Salar de Rincón). **D)** Vista del granito cretácico de Rangel. Es un cuerpo tabular emplazado en rocas ordovícicas (la línea entrecortada indica el contacto); sierra de Cobres.

rocas sedimentarias fluviales de color rojo y en menor medida depósitos lacustres; durante este intervalo también se registraron eventos volcánicos. Las sucesiones de post-rift (Cretácico Superior tardío – Paleógeno) están representadas por sedimentos marinos y principalmente continentales fluviales y lacustres constituidos por areniscas, rocas calcáreas y limolitas.

Durante las etapas iniciales del rift (Jurásico-Cretácico Inferior) se emplazaron cuerpos plutónicos en la Puna septentrional (Zappettini, 2008), como los de Tusaquillas, Aguilar-Abra Laite, Rangel (Figura 4D) y Tanque. En la Puna austral, el magmatismo mesozoico está restringido principalmente a diques y lavas de escasa representación (Seggiaro *et al.*, 2002, 2006).

CENOZOICO

El Cenozoico es el tiempo en el que la Puna adquiere sus características distintivas. Durante muchos años se interpretó que la Puna se originó como tal en el Neógeno, entre 23 y 2,58 Ma (*e.g.*, Allmendinger *et al.*, 1997), sin embargo, las últimas investigaciones plantean que las primeras etapas de la construcción del *plateau* comenzaron en el Paleógeno, entre 66 y 23 Ma (Hongn *et al.*, 2007; del Papa *et al.*, 2013; Canavan *et al.*, 2014; Montero-López *et al.*, 2016). El acortamiento tectónico, el magmatismo (en particular el volcanismo) y la sedimentación fueron procesos fundamentales en este periodo.

En la Figura 3 se diferencia de forma general las unidades cenozoicas sedimentarias y volcánicas. Su escala regional impide distinguir las unidades paleógenas de las neógenas, aunque muestra de forma clara la predominancia de las rocas sedimentarias y en particular de las volcánicas en la geología de la Puna. De hecho, el volcanismo cenozoico es uno de los rasgos distintivos de la región (Grosse y Guzmán, en este volumen).

PALEÓGENO

Los registros de volcanismo paleógeno son escasos en la Puna, restringidos a ma-

nifestaciones aisladas de depósitos volcánicoclásticos en la zona de Pozuelos, al oeste de los salares de Arizaro y Antofalla (Zappettini y Blasco, 2001; Seggiaro *et al.*, 2004, 2006; Canavan *et al.*, 2014; Grosse y Guzmán, en este volumen) y al borde oriental de la Puna norte (Soler y Coira, 2002). Las sucesiones sedimentarias paleógenas rellenaron una serie de cuencas con distintos grados de conectividad separadas por serranías o elevaciones incipientes limitadas por fallas inversas de alto ángulo (Jordan *et al.*, 1997), sin vergencia definida y con un rumbo principal NNE-SSO (Coutand *et al.*, 2001; Steinmetz y Galli, 2015). Los primeros registros de sedimentación son del Eoceno superior hasta el Oligoceno superior dispersos a lo largo de la Puna en las áreas de San Juan de Oro, Tres Cruces-Mina Aguilar, depresión de Pozuelos, Santa Rosa de los Pastos Chicos y Pastos Grandes, salar de Arizaro, salar de Antofalla-sierra de Calalaste, Antofagasta de la Sierra (Alonso y Fielding, 1986; Kraemer *et al.*, 1999; Coutand *et al.*, 2001; Rubiolo *et al.*, 2001; Coira *et al.*, 2004; Seggiaro *et al.*, 2004, 2006; Hongn *et al.*, 2007; del Papa *et al.*, 2013; Canavan *et al.*, 2014; Steinmetz y Galli, 2015; Montero-López *et al.*, 2016). Las sedimentitas continentales paleógenas de color rojo a rojo parduzco oscuro se depositaron en un ambiente fluvial entrelazado y corresponden en general a las formaciones Geste y Vizcachera, a algunos niveles de la Formación Pozuelos en la Puna austral y a las formaciones Peña Colorada y Casa Grande en la Puna de Jujuy.

Estos sedimentos de edad paleógena son trascendentes para dilucidar la historia de levantamiento de los Andes del noroeste argentino y la construcción de la Puna. Su estudio evidencia que la deformación continuó contemporáneamente al depósito de los sedimentos. Estas observaciones indican que durante el Paleógeno algunas protosierras comenzaron a elevarse, definiendo cuencas aisladas y en ocasiones cerradas (Steinmetz y Galli, 2015). Estos análisis, junto a otros como los de del Papa *et al.* (2013) y Montero-López *et al.* (2016) muestran que durante el Paleógeno existían estructuras activas a

lo ancho de toda la actual Puna e inclusive en áreas de la Cordillera Oriental y contrastan con aquellas hipótesis que sugieren que la deformación andina en la Puna ocurrió a partir del Neógeno (*e.g.*, Allmendinger *et al.*, 1997) o que sólo ocurrió en las áreas centrales y occidentales durante el Paleógeno (DeCelles *et al.*, 2007).

NEÓGENO

Los procesos de deformación, magmatismo y sedimentación se intensificaron durante el Neógeno y en particular en el Mioceno, por lo que lo convierten en un lapso de especial interés para el análisis de la evolución andina. Aproximadamente a los 26 Ma se produce la ruptura de la placa de Farallón, la cual genera las placas de Cocos y Nazca. En coincidencia con este fenómeno, el magmatismo en esta porción de los Andes Centrales migra hacia el este. El volcanismo neógeno principalmente extendido a lo largo del borde occidental de la Puna (cercano al límite entre Chile y Argentina) tuvo episodios de expansión con manifestaciones volcánicas que alcanzan el borde oriental de la Puna e inclusive la Cordillera Oriental. Las calderas generaron importantes volúmenes de ignimbritas durante el Mioceno; entre éstas se destacan las de Vilama, Coranzulí y Panizos en la Puna norte y Aguas Calientes y Luingo en Puna austral. Los domos y estratovolcanes también fueron importantes durante todo el Neógeno, mientras que los conos de escoria son importantes recién desde el Mioceno superior. El nevado de Acay representa uno de los únicos plutones neógenos de la Puna y corresponde a una monzodiorita con una edad de 13-12 Ma (Insel *et al.*, 2012). El capítulo de Grosse y Guzmán (en este volumen) provee más detalles sobre los eventos volcánicos que se sucedieron en este lapso en la Puna.

Las secuencias sedimentarias neógenas más características de la Puna se encuentran en la Puna austral en las cuencas de Arizaro, Pastos Grandes y Antofalla; y en la Puna norte en la cuenca de Pastos Chicos y hacia el NO de la sierra de Rinconada (Zappetti-

ni y Blasco, 2001; Hongn y Seggiaro, 2001; Rubiolo *et al.*, 2001; Coira *et al.*, 2004; Seggiaro *et al.*, 2004, 2006). De acuerdo al área donde se encuentran se identifican con diversos nombres formacionales (Formación Sijes y los niveles superiores del Grupo Pastos Grandes en la Puna austral y las formaciones Pisungo y Tiomayo en la Puna septentrional como unidades representativas). En general, son depósitos fluviales y aluviales que se acumularon en los bordes de cuencas cerradas y que en sus áreas más deprimidas albergaron lagos y salares que dieron lugar a importantes depósitos evaporíticos, como los de haluros en los salares de Hombre Muerto, Pastos Grandes, Antofalla y Arizaro, los de sulfatos en Pastos Grandes y los de boratos en Hombre Muerto, Tincalayu, Sijes y Loma Blanca (Alonso, 1986).

CUATERNARIO

Durante el Pleistoceno la actividad volcánica continuó y se emplazaron estratovolcanes, conos de escoria, maares, domos, domos de lava y calderas. En este periodo el volcanismo fue volumétricamente mucho más importante en la Puna austral que en la Puna norte (ver Grosse y Guzmán, en este volumen).

En la Puna austral se produjeron importantes erupciones explosivas durante el Cuaternario, con composiciones predominantemente ácidas (ricas en sílice). Las más importantes por su magnitud corresponden a las calderas del Cerro Galán y Cerro Blanco. La caldera Cerro Galán es una de las más grandes del mundo, con un volumen estimado que supera los 600 km³ (*e.g.*, Sparks *et al.*, 1985; Folkes *et al.*, 2011). La caldera del Cerro Blanco (Seggiaro *et al.*, 2006) es la más joven de la Puna y una de las más jóvenes de los Andes, con actividad posterior a 5.000 años (Montero-López *et al.*, 2010a).

Muchos estratovolcanes se encuentran en el borde occidental de la Puna, como por ejemplo Lullaillaco y Socompa, mientras que otros se encuentran en el interior de la Puna, como es el caso de los volcanes Peinado y Tuzgle.

No se registra volcanismo máfico monogenético en Puna norte, estando la mayor concentración en la Puna sur con escasos ejemplos en el límite con la Puna norte (*e.g.*, Risse *et al.*, 2008).

Los sedimentos cuaternarios cubren ampliamente las zonas deprimidas y las áreas de pie de monte, donde se distinguen depósitos de flujos de detritos, abanicos aluviales, lacustres, terrazas fluviales, coluviales y eólicos. Además se destaca la formación de depósitos evaporíticos que se acumulan en los salares y están formados principalmente por cloruros y en menor proporción por sulfatos y boratos de diferentes características químicas (Alonso *et al.*, 1991).

LAS ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

El origen de la Puna está vinculado a la subducción en el margen occidental de la placa Sudamericana, lo cual generó un importante acortamiento en el que las estructuras resultantes tienen orientaciones en general meridianas (N-S), facilitando la reactivación de estructuras antiguas en episodios de deformaciones más jóvenes (Hongn *et al.*, 2010).

Las rocas del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior preservan estructuras originadas en niveles profundos de la corteza donde la temperatura facilitó el desarrollo de estructuras dúctiles como pliegues, foliaciones y fajas de alta cizalla (Figura 5A). El basamento del borde oriental de la Puna norte registra las estructuras más antiguas,

intensamente deformadas, cuya edad está acotada por la discordancia que lo separa de las sucesiones cámbricas escasamente deformadas (Figura 4A).

La deformación del Ordovícico es la que tiene mayor y mejor expresión en las rocas antiguas de la Puna, la cual tuvo lugar a mayor temperatura y ocurrió conjuntamente con el metamorfismo que registran las rocas del borde oriental de la Puna, desde la sierra de Cobres hacia el sur (ver Figura 4B). Las fallas asociadas a las deformaciones paleozoicas son difíciles de distinguir porque están cubiertas o reactivadas por deformaciones posteriores. Una de las principales fallas de esta edad es la que levanta las rocas metamórficas y plutónicas del borde oriental de la Puna austral sobre rocas con menor grado de deformación y metamorfismo; por ejemplo en las sierras de Copalayo (borde oeste del Salar Centenario) y El Peñón (hacia el SE de Antofagasta de la Sierra).

Las estructuras extensionales vinculadas con el rift cretácico tienen escasa representación en la Puna, destacándose las fallas normales del sin-rift en el borde oriental de la Puna norte (Monaldi *et al.*, 1993), en la sierra de Tanque (Seggiaro *et al.*, 2002) y en cercanías de San Antonio de los Cobres. Las estructuras extensionales cretácicas fueron invertidas tectónicamente y se comportaron como fallas inversas durante el acortamiento cenozoico.

La fase inicial de construcción de la Puna comenzó hace aproximadamente 40



Figura 5. A) Deformación dúctil en rocas del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior en Pasto Ventura. **B)** Falla cuaternaria afectando rocas volcánicas en el conjunto de calderas de Cerro Blanco; las flechas indican el movimiento relativo de los bloques de falla.

Ma (Eoceno) con el desarrollo de fallas en general de rumbo N-S, muchas de ellas por la reactivación de fallas más antiguas (*e.g.*, Oncken *et al.*, 2006; Hongn *et al.*, 2010). La actividad de estas fallas generó grandes pliegues que de forma simple pueden asociarse a cuencas o depresiones (sinclinales) y sierras o elevaciones (anticlinales) a lo largo del territorio de la Puna. Las estructuras paleógenas ya formaban altos o sierras bien definidas que limitaban áreas deprimidas que acumulaban sedimentos. Durante el Neógeno (aproximadamente a partir de los 20 Ma), la actividad tectónica se incrementó con el desarrollo de nuevas estructuras con rumbo predominante N-S y con la reactivación o intensificación de aquéllas que iniciaron su actividad en el Paleógeno (*e.g.*, Mon y Salfity, 1995; Kraemer *et al.*, 1999; Coutand *et al.*, 2001; Seggiaro *et al.*, 2004, 2006). Estas estructuras son las más significativas para la evolución de la Puna porque están asociadas a la etapa de mayor acortamiento y espesamiento cortical; además en ese tiempo se expande el volcanismo hacia el este coincidentemente con la mayor deformación (Guzmán *et al.*, 2014). Los lineamientos transversales al rumbo de la cadena andina constituyen también rasgos notables de la Puna, particularmente porque controlan el emplazamiento de volcanes (Salfity, 1985; Trumbull *et al.*, 2006, entre otros). Uno de los lineamientos más estudiado es el de Calama-Olacapato-Toro (Figura 3) porque a lo largo de su traza se individualizan rasgos bien definidos como alineación de volcanes de diferentes edades, cambios en la distribución de unidades, como también otros que permitieron a Alonso *et al.* (1984) proponer a este lineamiento como el límite que separa las regiones norte y sur de la Puna. Una de las características estructurales que distingue a la Puna austral de la septentrional, es el fallamiento activo y la alta densidad de escarpas jóvenes (*e.g.*, Mon *et al.*, 1988; Allmendinger *et al.*, 1989). La principal deformación neógena en la Puna septentrional ocurrió previo a los 7 Ma como lo documentan los extensos mantos escasamente deformados de las ignimbritas de la caldera

Coranzulí con edad de 6,4-6,8 Ma (Seggiaro, 1994). Por su parte, la Puna austral presenta abundantes estructuras pliocenas y cuaternarias (Figura 5B) (Casa *et al.*, 2014) que controlan en gran parte el volcanismo monogenético. Además, estas estructuras, que en muchos casos son fallas normales asociadas a extensión, se interpretan como resultado del colapso gravitacional (Schoembom y Strecker, 2009; Montero-López *et al.*, 2010b) que es habitual en las zonas de corteza espesada como la de la Puna. Cabe mencionar que la corteza continental en la Puna alcanza un espesor de hasta 70 km, duplicando el que se encuentra en zonas más estables como la llanura pampeana. Este espesor resulta de los procesos geológicos (principalmente deformación, magmatismo y sedimentación vinculados con la interacción de las placas) que condujeron al origen de la Puna.

HISTORIA GEOLÓGICA Y EVOLUCIÓN DEL RELIEVE

Los registros geológicos de la Puna cubren un amplio lapso temporal; los afloramientos más antiguos (700 Ma) conocidos en el Noroeste Argentino se encuentran en la sierra de Calalaste, Puna austral (Naidoo *et al.*, 2016). Sin embargo, la historia geológica de mayor interés para su evolución es la ocurrida durante el Cenozoico.

La cuenca marina de Puncoviscana se extendía en el noroeste argentino a fines del Neoproterozoico e inicios de Fanerozoico. En zonas de plataforma y talud continental se depositaban espesas secuencias de rocas clásticas con delgadas intercalaciones de carbonatos. Un intenso episodio de deformación ocurrió en el Cámbrico inferior a medio, generando una estructura compleja de pliegues apretados y superpuestos con sus respectivos clivajes (estructuras menores que se forman cuando las rocas son sometidas a deformaciones que les provocan cambios internos). Los afloramientos de rocas metamórficas de muy bajo y bajo grado, cuyos principales registros en la Puna se encuentran en las inmediaciones de las Salinas Grandes y en la sierra de Laguna Blanca preservan las unidades

resultantes de este proceso que se conoce como Ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1981). Este ciclo incluye también manifestaciones magmáticas en regiones vecinas como los granitos de Cañaní y partes del batolito de Tastil en la Cordillera Oriental y sin exponentes típicos en la Puna. Estas unidades documentan una etapa de alta movilidad de placas en las que se discuten hipótesis acerca de la participación de terrenos o bloques exóticos que se amalgamaban para constituir América del Sur.

Sobre el basamento con metamorfismo de bajo grado, entre el Cámbrico medio a superior y el Ordovícico, se depositaron las sucesiones clásticas de plataforma. En la base de estas sucesiones se encuentra una de las más, sino la más, significativa discordancia (una discordancia es una superficie que separa rocas deformadas de las que se asientan sobre ellas y que no registran dicha deformación) en la geología de Argentina: la discordancia Tilcárica (Turner, 1960) o Pampeana (Aceñolaza y Toselli, 1981) bien representada en la Cordillera Oriental, mientras que en la Puna se reconoce solamente en su borde nororiental.

Como resultado de los procesos orogénicos ordovícicos, la región de la Puna pasó a formar parte de un área positiva o subpositiva sobre la que no hubo depósito o los depósitos fueron restringidos, el Cratógeno Central Argentino (Bracaccini, 1960) que separó las cuencas hacia el este y oeste de la Puna. La escasez de los registros de rocas silúrico-devónicas y del Paleozoico superior está relacionada a la presencia de este relieve positivo; sin embargo, se reporta la presencia de sedimentos marinos litorales asignados al Silúrico-Devónico en algunos sectores occidentales de la Puna. A finales del Devónico y principios del Carbonífero ocurre otro evento de deformación que redistribuye las cuencas en el Noroeste argentino, dejando en la región de la Puna la cuenca de Arizaro (Mon y Salfity, 1995) con depósitos continentales con intrusiones marinas cuya mejor expresión se encuentra en los cerros Oscuro y Rincón (Aceñolaza *et al.*, 1972; Galli *et al.*, 2010).

Durante el Mesozoico inferior a medio toda la región de la Puna estaba emergida, por lo que no existen rocas de esa edad con la excepción de algunos cuerpos plutónicos que intruyen rocas más antiguas y algunos afloramientos de volcanitas ácidas con intercalaciones de areniscas epiclásticas de edad triásica (Seggiaro *et al.*, 2006). Desde el Jurásico medio hasta principios del Cretácico comienza la apertura del oceánico Atlántico Sur, generando cuencas extensionales en el continente sudamericano. La cuenca de rift intracontinental del Grupo Salta se desarrolló en la Cordillera Oriental y sólo en la parte norte de la Puna (*e.g.*, Schwab, 1984; Marquillas *et al.*, 2005) por lo que no existen registros de rocas mesozoicas en la Puna austral. El origen del rift se vio favorecido por el empujamiento de la placa oceánica que subductaba por debajo del margen occidental de la placa Sudamericana. Esta cuenca, que perduró entre principios del Cretácico y el Eoceno, recibió espesas secuencias principalmente continentales y algunas intrusiones marinas e intercalaciones volcánicas.

A principios del Cenozoico, se produce el cierre e inversión de la cuenca extensional del Grupo Salta y comienza la etapa de acortamiento andino. Así comienza el ciclo más importante en la historia de construcción y elevación de la Puna y de las cuencas de antepaís hacia el este, con la reactivación de fallas y la formación de nuevas estructuras (Hongn *et al.*, 2007, 2010). A partir de los aproximadamente 40 Ma en la región de la Puna se generan cuencas o depocentros con secuencias clásticas rojizas (Kraemer *et al.*, 1999; del Papa *et al.*, 2004; Carrapa *et al.*, 2005; DeCelles *et al.*, 2007; Hongn *et al.*, 2007), algunas de las cuales albergan una variada fauna de vertebrados fósiles (Babot *et al.*, en este volumen). Durante este tiempo prácticamente no hubo registros volcánicos ya que el arco estaba muy poco desarrollado y ubicado íntegramente en lo que actualmente corresponde a Chile, a los ca. 69° O. Hacia el Mioceno se incrementó la tasa de acortamiento dando inicio a la fase principal de levantamiento de la Puna, acompañada por un abundante volcanismo extendido en toda la

Puna. Entre los 24 y 15 Ma se estableció un régimen de drenaje cerrado y un clima árido que facilitó el depósito de evaporitas (Alonso *et al.*, 1991; Vandervoort *et al.*, 1995).

Durante el Cuaternario las cuencas de la Puna recibieron importantes volúmenes de material clástico y químico producto de la erosión de las sierras circundantes (Igarzabal, 1999), además de los depósitos volcánicos que forman extensos mantos de ignimbritas y la formación de edificios volcánicos principalmente en la Puna austral (Grosse y Guzmán, en este volumen). Por otra parte, un fenómeno que se origina como consecuencia del clima, es el proceso de meteorización física, incluyendo el crioclastismo (Seggiaro *et al.*, 2006) y la formación de campos de dunas.

LITERATURA CITADA

- Aceñolaza F. G., Aceñolaza G. 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico-Cámbrico Temprano del Noroeste Argentino. *Latin American Journal Sedimentology and Basin Analysis*, 12: 65-87.
- Aceñolaza G. F., Aceñolaza F. 2007. Insights in the Neoproterozoic / early Cambrian transition of NW Argentina: facies, environments and fossils in the Proto Margin of Western Gondwana. En: P. Vickers-Rich y P. Komarower (eds.), *The rise and the fall of the Ediacaran biota*. The Geological Society of London, Special Publication, 286: 1-13.
- Aceñolaza F. G., Bordonaro O. 1990. Presencia de *Asaphiscus* (Asaphiscidae-Trilobita) en la Formación Lizoite, Potrerillos, Salta y su significado geológico. *Serie de Correlación Geológica*, 5: 21-28.
- Aceñolaza F. G., Toselli A. J. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Publicación Especial, 1287: 1-212.
- Aceñolaza F. G., Benedetto J. L., Koukharisky M., Salfity J. A., Viera O. 1972. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, provincia de Salta, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27: 345-346.
- Adams C. J., Miller H., Aceñolaza F. G., Toselli A. J., Griffin W. L. 2011. The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic-early Paleozoic: Detrital zircon U-Pb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. *Gondwana Research*, 19: 71-83.
- Allmendinger R. 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 97: 1070-1082.
- Allmendinger R. W., Jordan T. E., Kay S. M., Isacks B. L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, 25: 139-174.
- Allmendinger R., Strecker M., Eremchuk E., Francis P. 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 111-130.
- Alonso R. 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina. Tesis Doctoral Fac. de Cs Naturales, Universidad Nacional de Salta, Salta, 196 pp.
- Alonso R., Fielding E. 1986. Acerca de un nuevo yacimiento de vertebrados paleógenos en la Puna Argentina (Antofagasta de la Sierra, Catamarca). III Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Resúmenes: 5, Buenos Aires.
- Alonso R. N., Jordan T. E., Tabbut K. T., Vandervoort D. S. 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology*, 19: 401-404.
- Alonso R., Viramonte J., Gutiérrez R. 1984. Puna Austral – Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. IX Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 43-63, Bariloche.
- Babot J., Aceñolaza G., Carrizo H. A., García-López D. 2018. El registro fósil de la Puna. En: H. R. Grau, M. J. Babot, A. Izquierdo y A. Grau (eds.), *La Puna argentina: naturaleza y cultura*. Serie de Conservación de la Naturaleza, 24: 112-135.
- Becchio R., Lucassen F., Franz G., Viramonte J., Wemmer K. 1999. El basamento Paleozoico Inferior del Noroeste de Argentina (23°-27° S) – Metamorfismo y Geocronología. XIV Congreso Geológico Argentino. Relatorio 1: 58-72, Salta.
- Blasco G., Zappettini E. 1996. Hoja Geológica 2566-I. San Antonio de los Cobres, provincias de Salta y Jujuy, Boletín 217. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR.

- Bookhagen B., Strecker M. R. 2016. Rainfall variability and trends of the past six decades (1950–2014) in the subtropical NW Argentine Andes. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-016-3127-2
- Braccacini O. 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. *Petrotecnia*, 10: 57-68.
- Brackebusch L. 1891. Viajes en las cordilleras de la República Argentina. Traducción del original publicado en 1966. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 45: 197-224.
- Buatois L., Mángano G. 2005. The Cambrian System in Northwestern Argentina: stratigraphical and palaeontological framework discussion. *Geológica Acta* 3: 65-72.
- Canavan R. R., Carrapa B., Clementz M. T., Guade, J., Decelles, P. Schoenbohm L. M. 2014. Early Cenozoic uplift of the Puna Plateau, Central Andes, based on stable isotope paleoaltimetry of hydrated volcanic glass. *Geology*, 42: 447-450.
- Carrapa B., Adelman D., Hilley G. E., Mortimer E., Sobel E. R., Strecker M. R. 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics* 24, doi: 10.1029/2004TC001762.
- Casa A., Yamin M., Wright E., Costa, C., Coppolecchia M., Cegarra M., Hongn F. 2014. Deformaciones Cuaternarias de la República Argentina, Sistema de Información Geográfica. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio geológico Minero Argentino, v2.0 en formato DVD. Buenos Aires.
- Coira B., Caffè P. J., Ramírez A., Chayle W., Díaz A., Rosas S. A., Pérez A., Pérez E. M. B., Orosco O., Martínez M. 2004. Hoja Geológica 2366-I Mina Piquitas. *Boletín* 269. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR.
- Coira B., Kirschbaum A., Hongn F., Pérez, B., Menegatti N. 2009. Basic magmatism in northeastern Puna, Argentina: Chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 374-382.
- Coutand I., Cobbold P. R., De Urreiztieta M., Gautier P., Chauvin A., Gapais D., Rossello E. A., López-Gamundi O. 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics*, 20: 210-234.
- DeCelles P., Carrapa B., Gehrels G. 2007. Detrital zircon U-Pb ages provide provenance and chronostratigraphic information from Eocene synorogenic deposits in northwestern Argentina. *Geology*, 35: 323-326.
- del Papa C. E., Hongn F. D., Petrinovic I. A., Domínguez R. 2004. Evidencias de deformación pre-miocena media asociada al antepaís andino en la Cordillera Oriental (24°35'S – 66°12'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 506-509.
- del Papa C., Hongn F., Powell J., Payrola P., Do Campo M., Strecker M., Petrinovic I., Schmitt A., Pereyra R. 2013. Middle Eocene-Oligocene broken-foreland evolution in the Andean Calchaquí Valley, NW Argentina, insights from stratigraphic, structural and provenance studies. *Basin Research*, 25: 574-593.
- Donato E., Vergani G. 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del Cerro Rincón, provincia de Salta, Argentina. IV Congreso Geológico Chileno. *Actas*, 1: 262-283, Antofagasta.
- Folkes C., Wright H., Cas R., De Silva S., Lesti C., Viramonte, J. 2011. A reappraisal of the stratigraphy and volcanology of the Cerro Galán volcanic system, NW Argentina. *Bulletin of Volcanology*, 73: 1427-1454.
- Galli C., Moya M. C., Arnosio M. 2010. Estudios sedimentológicos en los depósitos carboníferos y pérmicos del borde occidental de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66: 119-132.
- Grosse P., Guzmán S. 2018. Volcanismo. En: H. R. Grau, M. J. Babot, A. Izquierdo y A. Grau (eds.), *La Puna argentina: naturaleza y cultura. Serie Conservación de la Naturaleza*, 24: 30-49.
- Guzmán S., Grosse P., Montero-López C., Hongn F., Pilger R., Petrinovic I., Seggiaro R., Aramayo A. 2014. Spatial-temporal distribution of explosive volcanism in the 25-28°S segment of the Andean Central Volcanic Zone. *Tectonophysics* doi: 10.1016/j.tecto.2014.08.013.
- Hongn F. D., Seggiaro R. E. 2001. Hoja Geológica 2566-III-Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. *Boletín* 248. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR.
- Hongn F., del Papa C., Powell J., Petrinovic I., Mon R., Deraco V. 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26°S): control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology*, 35: 271-274.

- Hongn F., Mon R., Petrinovic I., del Papa C., Powell J. 2010. Inversión y reactivación tectónicas Cretácico-Cenozoicas en el Noroeste Argentino: influencia de las heterogeneidades del basamento Neoproterozoico-Paleozoico Inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66: 38-53.
- Igarzabal A. 1999. Cuaternario de la Puna. En: R. Caminos (ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), Anales 29: 683-687. Buenos Aires.
- Insel N., Grove M., Haschke M., Barnes J. B., Schmitt A. K., Strecker M. R. 2012. Paleozoic to early Cenozoic cooling and exhumation of basement underlying the eastern Puna Plateau margin prior to plateau growth. *Tectonics*, 31, TC6006, doi,10.1029/2012TC003168.
- Jordan T., Reynolds J., Erikson J. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16-33°30'S. En: W. F. Ruddimen (eds.), *Tectonic uplift and climate change*. Springer, New York, pp. 41-61.
- Keidel J. 1927. Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera Principal o Cordillera de Los Andes. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 30: 295-307.
- Kirschbaum A., Hongn F., Menegatti N. 2006. The Cobres Plutonic Complex, eastern Puna (NW Argentina): Petrological and structural constraints for Lower Paleozoic magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 252-266.
- Kleine T., Mezger K., Zimmermann U., Münker C., Bahlburg H. 2004. Crustal evolution along the Early Ordovician Proto-Andean margin of Gondwana: Trace element and isotope evidence from the Complejo Igneo Pocitos (northwest Argentina). *Journal of Geology*, 112: 503-520.
- Koukharsky M., Quenardelle S., Litvak V., Page S., Maisonnave E. B. 2002. Plutonismo del Ordovícico Inferior en el sector norte de la sierra de Macón, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57: 173-181.
- Kraemer B., Adelman D., Alten M., Schnurr W., Erpenstein, K., Kiefer, E., Van Den Bogaard, P., Görlér K. 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna Plateau, the Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 157-182.
- Lucassen F., Becchio R. 2003. Timing of high grade metamorphism: Early Paleozoic U-Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26-29°S). *Journal of Metamorphic Geology*, 21: 649-662.
- Marquillas R. A., del Papa C. E., Sabino I. F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 94: 94-113.
- Méndez V., Navarini A., Plaza D., Viera V. 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. V Congreso Geológico Argentino. *Actas* 4: 89-100, Buenos Aires.
- Méndez V., Segal S. J., Zappettini E. O. 2001. Depósitos paleozoicos de metales base del noroeste de la Argentina: correlación metalogénica y evolución tectónica. VII Congreso Argentino de Geología Económica. *Actas* 1: 27-34, Salta.
- Mon R. 1976. La tectónica del borde oriental de Los Andes en las Provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31: 65-72.
- Mon R., Salfity J. A. 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. En: Tankard, A. J., Suárez, R., Welsink, H. J. (Eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 269-283.
- Mon R., Mena R., Marrett, R., Hongn F. 1988. Rasgos de Neotectónica en la Puna Austral (República Argentina). V Congreso Geológico Chileno. *Actas* 1: 69-83.
- Monaldi R., Salfity J., Vitulli, N., Ortiz A. 1993. Estructuras de crecimiento episódico en el subsuelo de la laguna de Guayatayoc, Jujuy, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino. *Actas* 3: 55-64, Mendoza.
- Montero-López C., del Papa C., Hongn F., Strecker M., Aramayo A. 2016. Syn-sedimentary broken-foreland tectonics during the Paleogene in the Andes of NW Argentina: new evidence from regional to centimeter-scale deformation features. *Basin Research* doi: 10.1111/bre.12112.
- Montero-López M. C., Hongn F., Brod J. A., Seggiaro R., Marrett R., Sudo M. 2010a. Magmatismo ácido del Mioceno Superior-Cuaternario en el área de Cerro Blanco-La Hoyada, Puna Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67: 329-348.

- Montero-López M. C., Hongn F., Marrett R., Seggiaro R., Strecker M., Sudo M. 2010b. Late Miocene-Pliocene onset of N-S extension along the southern margin of the Central Andean Puna plateau from magmatic, geochronological and structural evidences. *Tectonophysics*, 494: 48-63.
- Moya M. C., Malanca S., Hongn F. D., Bahlburg H. 1993. El Tremadociano temprano en la Puna occidental Argentina. XI Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 2: 20-30, Mendoza.
- Naidoo T., Zimmermann U., Vervoort J. 2016. Pre-Pampean metasedimentary rocks from the Argentinian Puna: Evidence for the Ediacaran margin of Gondwana or the Arequipa-Antofalla-Western Pampas block. *Precambrian Research*, 280: 139-146.
- Navarro García L., Rossello E. 1989. Mineralizaciones auríferas en la comarca del Hombre Muerto, Catamarca y Salta, Argentina. En: I. M. Schalamuk, Brodtkorb y H. Leanza (eds.), *Procesos Metalogénéticos*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 3: 51-62, Tucumán.
- Oncken O., Hindle D., Kley J., Elger K., Victor P., Schemmann K. 2006. Deformation of the Central Andean Upper Plate System-Facts, Fiction, and constraints for plateau models. En: O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H. Götze, V. Ramos, M. Strecker, P. Wigger (eds.), *The Andes - Active Subduction Orogeny*. Springer, Berlín, pp. 265-283.
- Palma M., Parica P., Ramos V. 1986. El granito Archibarca: su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41: 414-419.
- Ramos V. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región Andina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina, Anales 29*. Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), Buenos Aires, pp. 651-682.
- Risse A., Trumbull R. B., Coira B., Kay S., van den Bogaard P. 2008. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of mafic volcanism in the back-arc region of the southern Puna plateau, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 1-15.
- Rodríguez G. A., de Acevedo F. I., Coira B., Brodie C. 2001. Mineralizaciones auríferas en sedimentitas ordovícicas de la sierra de Rinconada, Jujuy: implicancias para la exploración minera. *Revista Geológica de Chile*, 28: 3-22.
- Rubiolo D., Seggiaro R., Gallardo E., DiSalvo A., Sanchez M., Turel A., Ramallo E., Sandruss A., Godeas M. 2001. Hoja Geológica 2366-II / 2166-IV, La Quiaca. Geología y provincias de Jujuy y Salta. Boletín 246. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR.
- Salfity J. 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. IV Congreso Geológico Chileno. Actas 2: 119-137, Antofagasta.
- Salfity J., Omarini R., Baldis B., Gutierrez W. 1975. Consideraciones sobre la evolución geotectónica del Precámbrico y del Paleozoico del Norte Argentino. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica. Actas 4: 341-362, Buenos Aires.
- Schoenbohm L., Strecker M. R. 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, Northwest Argentina. *Tectonics* doi: 10.1029/2008TC002341.
- Schwab K. 1984. Contribución al conocimiento del sector occidental de la cuenca sedimentaria del Grupo Salta (Cretácico-Eocénico), en el Noroeste Argentino. IX Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 586-604, Bariloche.
- Seegerstrom K., Turner J. C. M. 1972. A conspicuous flexure in regional structural trend in the Puna of northwestern Argentina. U.S. Geological Survey Professional Paper 800-B, B205-B209.
- Seggiaro R. 1994. Petrología, geoquímica y mecanismos de erupción del complejo volcánico Coranzulí. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 230 pp. Salta.
- Seggiaro R., Becchio R., Martínez L., González O. 2004. Hoja Geológica 2569 - IV. Antofalla. Boletín 343. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR.
- Seggiaro R., Becchio R., Zappettini E. 2002. Inversión tectónica del rift Cretácico en la Puna Septentrional: magmatismo y mineralizaciones asociadas. XV Congreso Geológico Argentino. Actas: 347, El Calafate.
- Seggiaro R., Hongn F., Folguera A., Clavero J. 2006. Hoja Geológica 2769 - II. Paso de San Francisco. Boletín 294. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR.
- Soler M. B., Coira 2002. Volcanismo oligoceno superior - mioceno inferior en la sierra de Pirurayo, Puna jujeña: estrati-

- grafía y mecanismos eruptivos. *Revista de la Asociación. Geológica Argentina*, 57: 160-172.
- Sparks R., Francis P., Hamer R., Pankhurst R., O'callaghan L., Thorpe R. S., Page R. 1985. Ignimbrites of the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 205-224.
- Steinmetz R. L. L., Galli C. 2015. Basin development at the eastern border of the Northern Puna and its relationship with the plateau evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 244-259.
- Suzaño N. 2015. Eventos tectonometamórficos como modeladores petrogenéticos en el basamento de la Puna Austral: Diablillos – sierra de El Peñón. Implicancias en la construcción del borde suroccidental de Gondwana. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Salta, 235 pp.
- Trumbull R., Riller U., Oncken O., Scheuber E., Munier K., Hongn F. 2006. The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implication. En: O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H. Götze, V. Ramos, M. Strecker, P. Wigger (eds.), *The Andes - Active Subduction Orogeny*. Springer, Berlín, pp. 29-43.
- Turner J. C. 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste. *Acta Geológica Lilloana*, 3: 191-226.
- Turner J. C. 1972. Puna. En: A. Leanza (ed.), *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*: 91-116. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Turner J. C., Mon R. 1979. Cordillera Oriental. En: J. C. Turner (ed.), *Geología Regional Argentina. II Simposio de Geología Regional Argentina Tomo 1*: 57-94. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Vandervoort D. S., Jordan T. E., Zeitler P. K., Alonso R. N. 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentina Central Andes. *Geology*, 23: 145-148.
- Zappettini E. 2008. El plutonismo mesozoico en Jujuy. En: Coira, B. y Zappettini, E. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Jujuy. XVII Congreso Geológico Argentino. Relatorio*: 244-249, Jujuy.
- Zappettini E. O., Blasco G. 2001. Hoja Geológica 2569-II, Socompa, provincia de Salta, República Argentina. *Boletín* 26: 65. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR.