

Brechas y conglomerados epiclásticos dentro de los complejos volcánicos del sureste de la Puna y su relación con la fragmentación del antepaís

Ricardo A. ASTINI^{1,2}, R. Agustín MORS^{1,2} y Fernando J. GOMEZ^{1,2}

¹Universidad Nacional de Córdoba (UNC), Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Centro de Análisis de Cuencas. Córdoba, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA). Córdoba, Argentina.

E-mail. ragustinmors@gmail.com

Editor: Diego A. Kietzmann

RESUMEN

La evolución del extremo sur de la Puna resulta de procesos dinámicos que incluyen la formación de una cuenca de antepaís paleógena asociada con una cuña orogénica con propagación hacia el Este, una posterior segmentación que permitió el desarrollo de cuencas intermontanas aisladas durante el Mioceno medio, seguido de un profuso magmatismo superficial asociado con extensión hasta el presente. Independientemente de los mecanismos que operaron y hayan o no estado relacionados con desplome y delaminación de pequeños trozos de litósfera que indujeron contracción superficial, fragmentación del basamento y subsidencia localizada seguidos de rebote y extensión, estas cuencas intermontanas ocurrieron en el sur de la Puna y la transición hacia las Sierras Pampeanas (~27° S). En este trabajo contribuimos con el estudio del relleno sedimentario de uno de estos depocentros ubicado en el borde sur de la Puna, en la provincia de Catamarca, estudiando un intervalo sefítico no volcánico y mal seleccionado, excepcionalmente bien preservado dentro de una unidad predominantemente volcánica y en un contexto de deformación de piel gruesa. El mapeo detallado junto al análisis composicional y de arquitectura interna nos permite sugerir que este intervalo estratigráficamente acotado entre ca. 9 y 7 Ma representa depósitos coluviales y de abanicos aluviales proximales adyacentes a corrimientos de basamento y depositados en un depocentro fuertemente subsidente (cuenca de Las Papas). Este registraría los estadios iniciales de compartimentación que permitieron preservar la carga más gruesa del sistema en una depresión sin drenaje externo que, de estar ligada con el resto del antepaís, habría sufrido canibalización y no desarrollaría la misma acomodación.

Palabras clave: *Puna austral, Mioceno medio, cuencas intermontanas, depósitos coluviales, brechas epiclásticas.*

ABSTRACT

Epiclastic breccias and conglomerates within the volcanic complexes of the southeast Puna and their relation to the foreland fragmentation. The evolution of southern Puna results of protracted dynamic processes, including the formation of a Paleogene eastward-propagating orogenic wedge, a later segmentation allowing development of more restricted, probably isolated, intermontane basins during mid-Miocene, and pervasive surface magmatism and extension reaching the present. Regardless particular driving mechanisms and whether or not localized lithospheric drips induce surface contraction, basement fragmentation and localized subsidence followed by isostatic rebound and extension, such intermontane basins occurred within southern Puna and the transition (~27° S) to the Sierras Pampeanas. In this work, we contribute to the understanding of the sedimentary infill within the bordermost region of the Puna plateau, in Catamarca Province, by focusing into a non-volcanic coarse-grained poorly sorted interval, exceptionally preserved within a predominantly volcanic unit and developed in the context of thick-skinned deformation. Detail mapping together with internal architecture and composition analysis allowed us to suggest that this stratigraphically constrained interval (bracketed between ca. 9-7 Ma) represents colluvial to proximal alluvial fan facies adjacent to basement thrusts deposited within a rapidly subsiding depocenter (Las Papas basin). This basin records the initial stages of compartmentalization allowing to accommodate the coarse-grained loads within an internally drained depocenter that, otherwise, would usually cannibalize into more open and externally connected basins within the foreland.

Key words: *Southern Puna, mid-Miocene, intermontane basins, colluvial deposits, epiclastic breccias.*

INTRODUCCIÓN

En el borde sureste de la Puna Catamarqueña se ha desarrollado un intenso magmatismo que ha dado origen a numerosos depósitos volcánicos y volcanoclásticos durante el Neógeno y cuya expresión última es la Caldera del Cerro Blanco (Bustos *et al.* 2015, Baez *et al.* 2015), ubicada en el extremo Este de la Cordillera de San Buenaventura. Esta expresión de magmatismo superficial se asocia con el segmento de volcanismo activo en los Andes centrales (Deruelle 1982, Stern 2004), desarrollado inmediatamente al norte de la zona de subducción subhorizontal (Barazangi y Isacks 1976, Isacks 1988). Toda esta estratigrafía, en general volcanogénica, apoya alternativamente sobre basamento cristalino o sobre unidades ordovícicas, y ha sido cartografiada por varios autores (Seggiaro *et al.* 2000, Montero López *et al.* 2010a, 2010b, Bustos *et al.* 2015) que proponen una diversidad de nombres, algunos de los cuales resultan poco claros y difíciles de correlacionar. A excepción de las unidades predominantemente clásticas descritas y analizadas por Kraemer *et al.* (1999) en la región ubicada al noroeste (en los alrededores del salar de Antofalla) y aquellos depósitos analizados en Pasto Ventura ubicados hacia el noreste del área de estudio, escasos depósitos epiclásticos han sido mencionados dentro de esta región. Sin embargo, dentro de la estratigrafía volcánica, para la cual se ha utilizado una nomenclatura de complejos (e.g., Complejo volcánico La Hoyada), se disponen unidades de gran espesor (>400m) de depósitos enteramente silicoclásticos que han sido básicamente ignorados y que pueden arrojar luz sobre la interpretación geológica de la región y de las cuencas sedimentarias que tuvieron lugar y aún hoy se preservan.

El motivo de esta contribución es resaltar algunas incongruencias que surgen de nuestro mapeo reciente en la región sureste de la Puna, al norte de Fiambalá, con motivo de estar investigando las termas de Los Hornos y con el objetivo de aclarar aspectos estratigráficos que deben ser tenidos en cuenta en las interpretaciones que se hacen sobre la evolución geológica de la región durante el Neógeno. Asimismo, aprovechamos para hacer enmiendas en

la nomenclatura estratigráfica, utilizando los procedimientos previstos en el Código Argentino de Estratigrafía (CADE 1992).

MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA INVESTIGADA

La región de estudio se ubica entre 26°50' y 27° L. S y 67°40' y 67°50' L. O en el extremo Este de la Cordillera de San Buenaventura, cartografiada dentro del cuadrante SE de la Hoja Geológica Paso de San Francisco (Seggiaro *et al.* 2000) y su continuación sur en la Hoja Fiambalá (Rubiolo *et al.* 2001). Esta región (Fig. 1) ubicada inmediatamente al SSO del complejo caldérico del Cerro Blanco (Arnosio *et al.* 2005, Báez *et al.* 2015, 2017) coincide con la terminación austral de la Puna y presenta un marcado gradiente topográfico caracterizado por profundas incisiones (Montero López *et al.* 2014, Zhou y Schoenbohm 2015) que permiten la exposición del basamento cristalino. Este último constituye el sustrato de la comarca y está formado por metamorfitas de mediano a alto grado (esquistos, gneises y migmatitas) caracterizadas por una marcada foliación que afecta a rocas de origen granítico (ortogneises y milonitas), intercalaciones de ortoanfibolitas y filonaciones ígneas más jóvenes. Genéricamente, este basamento recibe el nombre de Formación Famabalasto (Becchio *et al.* 1999, Seggiaro *et al.* 2000). Los afloramientos de este basamento se extienden ininterrumpidamente (en sentido N-S) entre la localidad de Las Papas y nuestra área de estudio donde son cubiertos en no concordancia por mantos volcanoclásticos y por las unidades sefíticas silicoclásticas que se dan a conocer en este trabajo.

Más al oeste, dentro de la misma región (Seggiaro *et al.* 2000) se describen unidades metasedimentarias estratificadas del Ordovícico (Fig. 1) como parte del basamento de la región (Aceñolaza y Toselli 1981, Alonso *et al.* 1984, Zimmermann *et al.* 1999, 2002, Seggiaro *et al.* 2000). Se trata de metapelitas verde oliva y meta-volcanitas interestratificadas que a pesar de su foliación pizarreña aún conservan patrones de estratificación primaria y han sido asignadas al Complejo Volcano-Sedimentario Cortaderas Chicas (Seggiaro

et al. 2000). A nivel regional estas últimas se correlacionan con unidades del Grupo Famatina y la Formación Las Planchadas, aflorantes más al sur, y con unidades del Grupo Calalaste incluyendo a la Formación Falda Ciénaga aflorantes más al norte (véase Astini 2003). Por encima del basamento, más al oeste apoyan unidades del Paleozoico superior (Carbonífero y Pérmico), mientras que más al norte le siguen algunas unidades asignadas al Paleógeno y Neógeno (Kraemer *et al.* 1999, Seggiaro *et al.* 2000, Voss 2002).

El conjunto de depósitos volcánicos y volcanoclásticos, tan abundantes en esta región, ha sido cartografiado como perteneciente a varios complejos volcánicos que se sucedieron durante el Neógeno (Seggiaro *et al.* 2000, Montero López *et al.* 2010a, 2015). Entre ellos, el Complejo volcánico La Hoyada constituye el basamento sobre el cual se emplazó el Complejo volcánico Cerro Blanco (Seggiaro *et al.* 2000, *emend* Arnosio *et al.* 2005), la manifestación del volcanismo más joven de la Puna Austral (Bustos *et al.* 2015, Baez *et al.* 2015). Según Bustos *et al.* (en prensa) el Complejo volcánico La Hoyada constituye un registro longevo de volcanismo episódico Mio-Plio-Pleistoceno caracterizado por la superposición de varios eventos desarrollados entre ca. 9 y 2 Ma. Estos autores señalan que dentro del conjunto se desarrollan pulsos iniciales (entre ca. 9 - 7 Ma) predominantemente riolíticos de naturaleza explosiva, seguidos de expresiones lávicas andesítico-dacíticas y de pequeños domos emplazados dentro de un marco regional compresivo (entre ca. 7 - <4,63 Ma), conformando una división inferior y una serie de productos efusivos andesíticos-dacíticos con depósitos piroclásticos y epiclásticos asociados (entre 4,63 - 1,37 Ma) en una división superior. Aunque no documentado en los trabajos de Bustos *et al.* (2015, 2017) se hace referencia a un paquete fluvial separando ambos complejos. Asimismo, Montero López *et al.* (2010b, 2015) reconocieron y documentaron paquetes conglomerádicos que asignaron a depósitos fluviales intercalados con la Ignimbrita Aguada La Alumbra. Esta última unidad ha sido incluida dentro del conjunto inferior del Complejo volcánico La Hoyada (Bustos *et al.* 2015, en prensa) y dentro del Grupo Rincón

(Montero López *et al.* 2015) aunque no ha sido analizada ni considerada en detalle. Dentro de la prolongada historia de deformación del borde austral de la Puna se registran etapas de deformación compresiva paleógenas (Kraemer *et al.* 1999, Zhou *et al.* 2016) y neógenas (Allmendinger 1986, Allmendinger *et al.* 1989, Marrett *et al.* 1994, Marrett y Strecker 2000, Riller y Oncken 2003) seguidas de evidencias de extensión a partir del Plioceno (Schoenbohm y Strecker 2009, Montero López *et al.* 2010a). La deformación más significativa en el borde sureste se desarrolló durante el Mioceno medio y Plioceno, caracterizada por un acortamiento horizontal NO-SE que generó corrimientos de piel gruesa afectando el zócalo cristalino (Allmendinger 1986). Esta deformación generó la fragmentación morfológica característica de la Puna (Allmendinger *et al.* 1997, Zhou *et al.* 2016). El acortamiento generó extensión subhorizontal N-S al que se asocian fallas de rumbo O-NE y fallas normales (e.g., Allmendinger *et al.* 1989, Marrett *et al.* 1994). Estudios más recientes (Montero López *et al.* 2010b), indican que la extensión que se mantiene activa hasta el presente se habría iniciado antes de 5Ma. Como destacan Bustos *et al.* (2015, en prensa) la cinemática de fallas menores muestra la predominancia de un acortamiento E-O y/o subvertical y una extensión N-S a NNE-SSO que controla fracturas extensionales subverticales de dirección E-O a ESE-ONO en la región. Desde un punto de vista geomorfológico Montero López *et al.* (2014) concluyeron que un importante escalonamiento topográfico ya estaba desarrollado a partir de ca. 9 Ma en el extremo austral de la Puna, que abarca nuestra región de estudio (Fig. 2). Dichos autores dataron la Ignimbrita Las Papas que se apoya directamente sobre el basamento (Formación Famabalasto) en $9,24 \pm 0,03$ Ma indicando la presencia de valles incisos desarrollados como consecuencia de la tectónica de bloques y diferencias de relieve superiores a 500m entre el borde de la Puna (ubicado por sobre de los 2000 m s.n.m.) y la región de Sierras Pampeanas. Hacia el sur, los bloques de Sierras Pampeanas limitados por corrimientos de alto ángulo vergentes al Este generan pliegues de cubierta (Rubiolo *et al.* 2001), sobre los que normalmen-

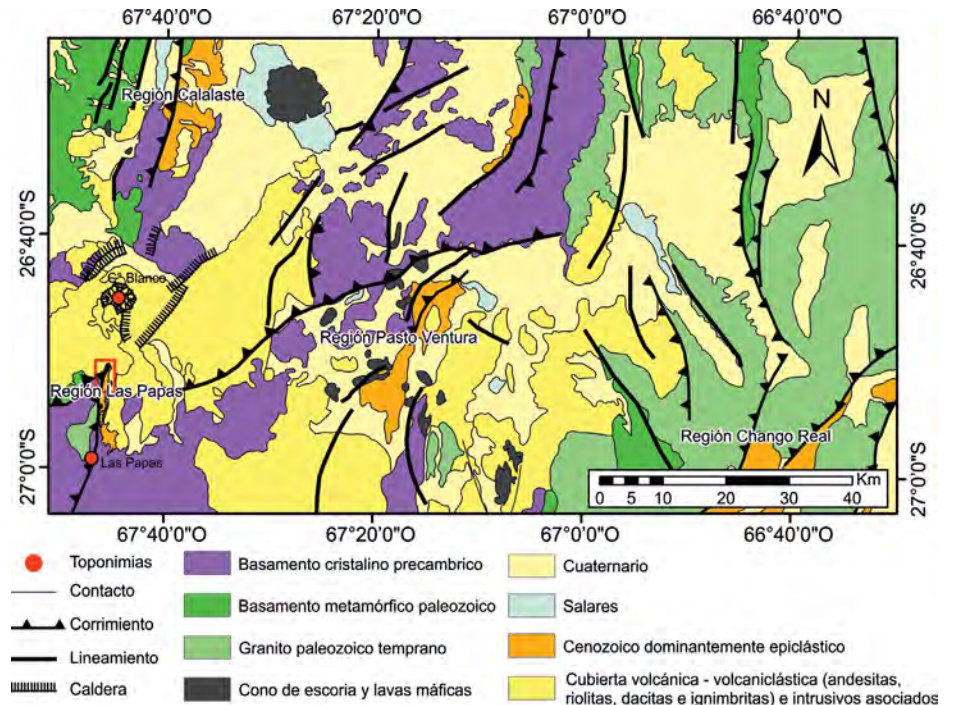


Figura 1. Mapa de ubicación regional mostrando el borde sureste de la Puna Catamarqueña (cordillera de San Buenaventura) con ubicación de los principales depósitos cenozoicos de la región (modificado de Allmendinger *et al.* 1989, Seggiaro *et al.* 2000, Rubiolo *et al.* 2001, Zhou and Schoenbohm 2015, Zhou *et al.* 2016). En recuadro rojo región cartografiada en detalle en la figura 2.

te apoyan discordantemente depósitos conglomerádicos pobremente litificados (Punaschotter, Penck 1920), plio-pleistocenos (Bossi *et al.* 2001, Carrapa *et al.* 2008, Strecker *et al.* 2009). Desde un punto de vista geológico regional, la estructura transversal representada por la cordillera volcánica de San Buenaventura coincide con el deslinde entre el segmento andino central con subducción plana y el de subducción normal desarrollado hacia el norte (Cahill y Isacks 1992). Numerosos trabajos han interpretado la evolución geológica neógena de esta región (Allmendinger 1986, Allmendinger *et al.* 1997, Carrapa *et al.* 2005, 2006, Montero López *et al.* 2010b, 2014, Zhou y Schoenbohm 2015, Zhou *et al.* 2016, Bustos *et al.* en prensa). Sin embargo, es aún escaso el conocimiento de unidades estratigráficas que, de alguna manera, puedan reflejar la dinámica de cuencas que tuvieron lugar. Por esta razón, resulta conveniente profundizar el conocimiento estratigráfico incluyendo registros sedimentarios no estudiados con anterioridad, que pueden brindar luz sobre cuencas asociadas.

ENMIENDA DEL "COMPLEJO VOLCÁNICO LA HOYADA"

Nuestra intención en esta sección es esclarecer la nomenclatura estratigráfica adaptándola al Código Argentino de Estratigrafía y resaltar la naturaleza no volcánica del intervalo estudiado. El conocimiento geológico de la región se sintetiza y actualiza en la Hoja Paso de San Francisco (Seggiaro *et al.* 2000) que desarrolla la estratigrafía de la región y en particular describe la estratigrafía volcánica neógena, separándola en complejos volcánicos. Dado que se han omitido importantes espesores de rocas sedimentarias silicoclásticas asociadas, sugerimos agregarlas en el presente trabajo. En este sentido, y de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía (CAE, 1992) proponemos incorporar y enmendar la nomenclatura existente a los efectos de completar el universo litológico presente en la zona que, a la vez, puede permitir establecer nuevas interpretaciones.

La enmienda propone incluir dentro del "Complejo volcánico La Hoyada" a un potente intervalo sefítico epiclástico, car-

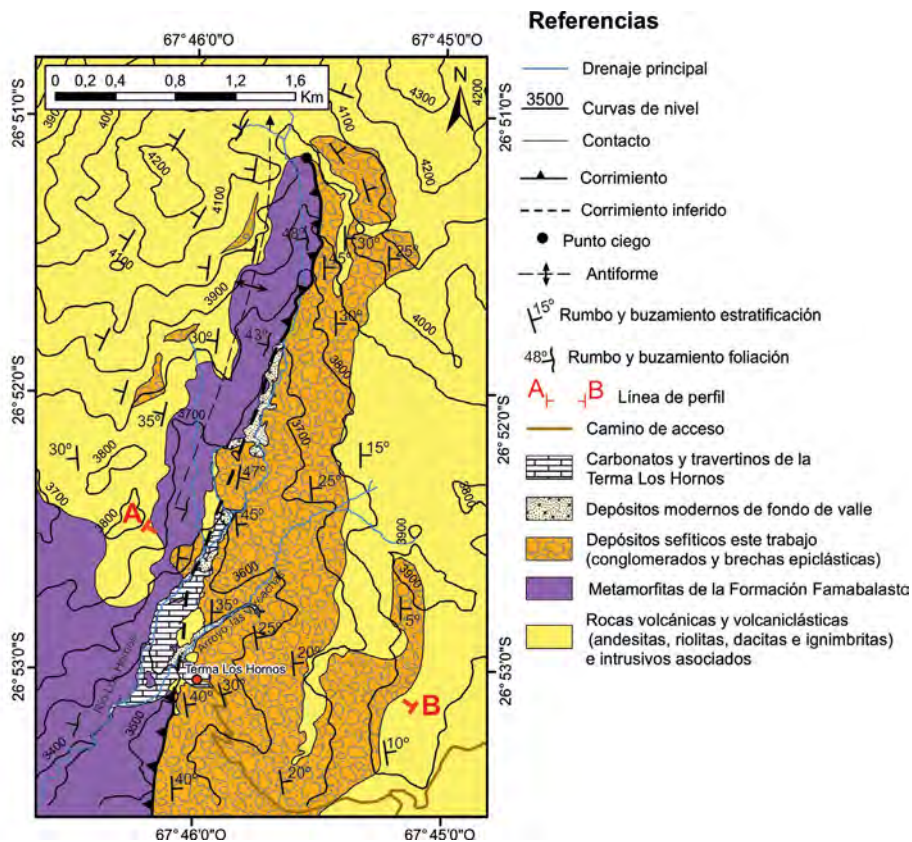


Figura 2. Mapa del área de estudio en los alrededores de la terma Los Hornos (véase ubicación en Figura 1) con demarcación del perfil A-B' en figura 3.

el nombre de Formación Amkha. Este nombre deriva de la traducción quechua de Las Papas, nombre de la localidad más conocida próxima a estos asomos, dado que el nombre Las Papas ya ha sido utilizado para denominar a una ignimbrita localizada inmediatamente al sur de dicha localidad (Montero López *et al.* 2011). Como estratotipo de la unidad se propone al perfil E-O que atraviesa las termas Los Hornos y cuyo camino de acceso corta a gran parte de esta unidad (Fig. 3). La razón de cambiar la categoría de Complejo a Grupo es que según el CAE (1992) el primer término no posee una clara connotación de jerarquía y alude a cierta complejidad interna si bien se acepta como un tipo de unidad litoestratigráfica. La denominación Complejo volcánico excluye la posibilidad de contener subdivisiones no volcánicas, como es el caso de los conglomerados y brechas silicoclásticas aquí incluidas dentro de la Formación Amkha. Dado que sumados los espesores volcánicos y no volcánicos estratificados que registra la unidad (>1000m), es razonable que se utilice la denominación de mayor rango y por esta razón, proponemos denominarlo con la categoría de "grupo". Mientras que Bustos *et al.* (2015) continúan utilizando la denominación de Complejo volcánico La Hoyada como único término para englobar la totalidad de los depósitos volcánicos-volcánoclasticos de la región, Montero López *et al.* (2010b) separan el Complejo volcánico La Hoyada, desarrollado más al norte, y el Complejo volcánico Aguada Alumbraera, desarrollado más al sur, que constituirían equivalentes estratigráficos. Montero López *et al.* (2015) generaron una división en grupos, aunque los mismos no han sido adecuadamente definidos, ni cartografiados. Más recientemente Bustos *et al.* (en prensa) englobaron las unidades definidas por Montero López *et al.* (2015) dentro del Supersistema San Buenaventura y lo separaron del Supersistema La Hoyada. Estas aparentes confusiones de nomenclatura posiblemente se asocian con las dificultades de acceso que presenta la región, la variabilidad areal de los depósitos y el limitado número de dataciones que presentan.

tografiado a diversas escalas, y que alcanza 450 m de espesor. Las brechas y conglomerados que lo componen tienen color rojo-morado pálido, estratificación cruda y muy buena continuidad areal, pudiendo cartografiarse por decenas de kilómetros en la región de estudio (Fig. 2). Aunque lateralmente varía el espesor y el grado de interdigitación que presenta con depósitos volcánoclasticos (ignimbritas) de colores grises claros y rosados, la unidad es fácilmente reconocible por su aspecto áspero, la disposición en bancos gruesos y rasgos de intemperismo característicos de depósitos sefíticos.

De acuerdo con el CAE (1992) sugerimos reemplazar el término Complejo por el de Grupo, incorporando una unidad predominantemente silicoclástica junto al conjunto de ignimbritas y brechas volcánicas estratificadas que caracterizan al denominado "Complejo volcánico La Hoyada" (Seggiaro *et al.* 2000, Bustos *et*

al. 2015). Si bien no es nuestro objetivo adicionar más nombres en la literatura, resulta muy importante incluir y dar a conocer este registro sedimentario no volcánico puesto que permite interpretar una importante disponibilidad de espacio de acomodación y una historia de soterramiento y exhumación asociada a la generación y destrucción de cuencas sedimentarias que tuvieron lugar en esta región.

Atendiendo a la inalterabilidad de los topónimos, que según el código (CAE 1992, art. 19, pg. 16) deben preservarse, proponemos entonces cambiar la denominación de Complejo volcánico La Hoyada, término arraigado en la literatura, por Grupo La Hoyada. De esta manera, estaríamos cambiando el rango de la unidad (de Complejo a Grupo) y redefiniéndola (enmienda) para incorporar dentro del mismo una unidad de menor rango claramente diferenciable y cartografiado, para la cual proponemos

CARTOGRAFIA Y DISTRIBUCIÓN DE LAS BRECHAS Y CONGLOMERADOS EPICLÁSTICOS DEL GRUPO LA HOYADA

Un potente intervalo conglomerádico (Fig. 4) que en las inmediaciones de las termas Los Hornos supera los 450 m de espesor constituye la Formación Amkha (Fig. 5), unidad predominantemente no volcánica del Grupo La Hoyada (*emend. supra*). Entre los conglomerados y brechas que caracterizan a esta unidad intercalan varios paquetes ignimbríticos, lenticulares a escala regional, que se disponen con mayor frecuencia hacia el tope de la unidad. Esta unidad posee una granulometría gruesa, coloración rojiza pálida a morada asociada con el color de los cementos ferruginosos en las matrices y una pobre estratificación interna (estratofábrica cruda). Tanto en afloramientos como a la distancia se diferencian litosomas con geometría cuneiforme a la escala del kilómetro, que desarrollan patrones de bandeado, rugosidad y aspereza típicos de los depósitos sedimentarios de calibre grueso. Internamente se diferencian paquetes y bancos gruesos y muy gruesos, acentuados por la meteorización que realza los diferentes saltos texturales. A nivel regional, se observa un patrón de solapamiento del conglomerado sobre el basamento (Fig. 6a y Fig. 6b) tanto en la región noroeste del mapa como en

sectores del bloque yacente (Fig. 2). Los espesores máximos de la unidad se registran a la latitud de las termas Los Hornos, decreciendo hacia el sur y norte en detrimento de espesores crecientes de depósitos volcánoclasticos, incluyendo brechas volcánicas e ignimbritas.

La unidad aflora a ambos lados de una gran estructura antiformal asimétrica y con vergencia Este, cuyo núcleo está constituido por rocas del basamento cristalino que, hacia el norte se hunde por debajo de la cubierta neógena y hacia el sur lo cabalga. (Fig. 2). La continuación sur de esta estructura constituye uno de los corrimientos principales (vergentes al Este) que exponen basamento en la región de Las Papas y ha sido cartografiado por Seggiaro *et al.* (2000) y Rubiolo *et al.* (2001). Un punto de rechazo cero (punto ciego) de este corrimiento regional se dispone inmediatamente al norte de las termas Los Hornos (Fig. 2) en donde la cubierta neógena forma un cierre periclinal amplio con inmersión hacia el norte. Tanto el plano de la falla de alto ángulo con vergencia al Este como la disposición asimétrica de los buzamientos en la cubierta neógena en ambos flancos de la estructura permiten cartografiar un gran pliegue anticlinal asimétrico (Fig. 2) que se desarrolló en la cubierta sedimentaria (*drape fold*), condicionando la disposición geométrica de la estratificación que se acomoda a la deformación del basamento. Asociados con esta estructura mayor hay un conjunto

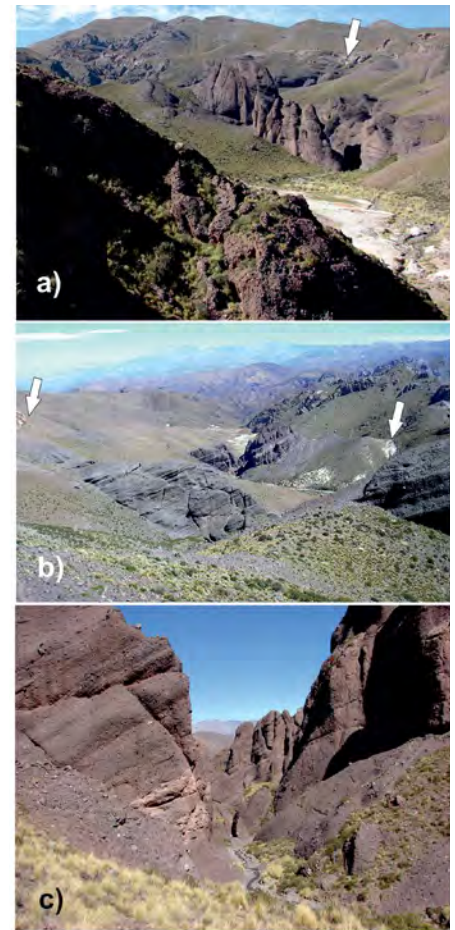


Figura 4. Vistas panorámicas de la unidad sefítica epiclástica intercalada en el Grupo La Hoyada en el borde sureste de la Puna Catamarqueña (cordillera de San Buenaventura). a) Vista hacia el noreste desde las termas Los Hornos. Nótese el típico aspecto rugoso y paisaje formando torres en los conglomerados rojizos donde se intercalan unidades ignimbríticas (flecha); b) vista panorámica hacia el sur desde la naciente del río Los Hornos, mostrando los afloramientos de la unidad sefítica en primer plano y más atrás, asomos de basamento formando parte del bloque alto del corrimiento Las Papas. La sección basal de la unidad buza con ángulos de entre 45° y 35° al Este mientras que en la sección superior el buzamiento disminuye hasta 5°. Nótese niveles de ignimbritas (flechas) en la base y el techo (Foto cortesía de Carolina Montero López); c) Detalle de los conglomerados y brechas rojizas en la boca de la quebrada del río Los Hornos, aguas arriba de las termas.

de fallas de alto ángulo (Fig. 2) dispuestas con rumbo norte-sur que desplazan y escalonan al conglomerado con cinemática normal dirigidas hacia el bloque bajo (al Este), que pueden interpretarse como producto de relajación. Asimismo, en el flanco oeste de la estructura mayor (desarrollado sobre la pared colgante del corrimiento de zócalo) se exponen conjuntos de dúplex y cabalgamientos de piel fina con despegues que indican transporte



Figura 3

Figura 3. Perfil geológico (ubicado en figura 2) y ubicación del estratotipo de la unidad sefítica (Formación Amkha) descrita y analizada en el presente trabajo. Nótese el abanicamiento interno de la unidad. La ignimbrita compuesta del tope corresponde a la Ignimbrita Aguada La Alumbreira datada en $7,14 \pm 0,19$ Ma y $7,17 \pm 0,02$ Ma por Montero López *et al.* (2010b).

tectónico hacia el ESE (100°) que duplican parcialmente niveles del Neógeno. El plano principal del corrimiento de piel gruesa afectando al basamento ($345/50^\circ$ O) se expone al fondo de la quebrada donde se asocia con una brecha tectónica frágil y numerosos planos menores subparalelos rellenos con jaboncillo de falla.

La estratigrafía en ambos flancos del pliegue (Fig. 2) y su proyección hacia el sur en el bloque colgante ubicado al oeste y el yacente (o bloque bajo) ubicado al Este, difiere tanto en espesores como en el ordenamiento vertical. En el flanco Este de la estructura anticlinal y su continuación hacia el sur, es donde constituye el registro estratigráfico más extenso y continuo (Fig. 3) y expone los máximos espesores estratigráficos (Fig. 4 a-b y Fig. 5). Dentro de este bloque bajo, la unidad se dispone con un claro abanicamiento de los buzamientos (Fig. 3 y 7a). La estratificación hunde, próximo al plano del corrimiento, con ángulos de hasta 45° al Este y progresivamente menores alejándose del plano de falla hasta alcanzar los 5° , próximo al borde Este de la cuenca de drenaje de las termas Los Hornos (borde del mapa de detalle del presente estudio, Fig. 2), donde coincide con asomos de unidades ignimbríticas suprayacentes. En contraposición, sobre el flanco oeste de la estructura y su continuación sur que forma el bloque sobrecorrido, los espesores estratigráficos de esta unidad se restringen a megacuerpos lenticulares (Fig. 7c) de hasta 100m de espesor y 250 m de extensión lateral y se disponen entre unidades ignimbríticas y brechas andesítico-riolíticas que, a su vez, descansan apoyadas sobre delgados conglomerados que cubren el basamento cristalino. El contacto entre el Grupo La Hoyada y el basamento es una no concordancia de carácter regional, estando el tope del basamento fuertemente alterado por meteorización física y oxidación. Por encima del mismo, se desarrolla un regolito basal con características de brecha residual pobremente estratificada (Fig. 8a), que en algunos sitios llega a tener varios metros de espesor. En el flanco oeste, por encima se dispone un paquete mixto de depósitos volcanogénicos y epiclásticos, brechas volcánicas y tobas lapillíticas gradadas seguido de aglomerados e ignimbríticas grises y andesitas rosadas. Este

conjunto basal en el flanco oeste posee espesor variable, alcanzando ~ 200 m y, localmente, está afectado por incisiones profundas que han sido rellenas con brechas y conglomerados epiclásticos constituyendo los megacuerpos lenticulares (Fig. 6c) antes mencionados. Las sefitas que lo conforman, constituyen rellenos de grandes aristas erosivas con rumbo ONO-ESE, comparables con paleovalles. Esto indica que la sedimentación en este flanco de la estructura mayor no fue continua, sino que alternaron etapas de incisión con pasaje sedimentario y etapas de agradación. Los intervalos epiclásticos se intercalan en el flanco oeste entre paquetes predominantemente volcanoclásticos que corresponden con niveles típicos del "Complejo volcánico La Hoyada" (Seggiano *et al.* 2000, Montero López *et al.* 2010a y b, Bustos *et al.* 2015, 2017), enmendado en el presente trabajo como Grupo La Hoyada.

La cartografía de detalle en la región de las termas Los Hornos permite interpretar que el corrimiento Las Papas (Fig. 1 y 4b) que afecta al zócalo cristalino con vergencia Este se prolonga desde el sur (Rubiolo *et al.* 2001) culminando en esta región (Fig. 2). Si bien se desconoce cómo el punto ciego se resuelve en profundidad, en superficie genera un cierre periclinal que afecta al Grupo La Hoyada (Mio-Plioceno) que además de numerosas unidades ignimbríticas, involucra al intervalo epiclástico sefítico objeto de nuestro estudio. Esta unidad sedimentaria se desarrolla con marcada asimetría en ambos flancos del anticlinal y sus respectivas prolongaciones (al sur del punto ciego) en las paredes colgante y yacente del mencionado corrimiento de zócalo. Mientras que en la pared yacente aflora el grueso de la unidad con buena continuidad lateral, en la pared colgante y flanco oeste del cierre periclinal la unidad se restringe dentro de megacuerpos lenticulares interpretables como paleovalles.

En la pared colgante, la unidad desarrolla un notable abanicamiento estratal con una rotación progresiva de 40° en sentido antihorario (Fig. 3). La rotación aparente de los estratos está dada por múltiples superficies de truncamiento interno (Fig. 7a) que aumentan el espesor hacia el Este, logrando generar un efecto de con-

vergencia hacia el bloque alto (yacente). Esta estratofábrica permite interpretar que la deformación fue contemporánea con la depositación y, por lo tanto, se trata de estratos de crecimiento generados durante la propagación del corrimiento que le dio origen y de la respectiva estructura anticlinal generada en la cubierta. Más al sur (fuera del área cartografiada), donde el corrimiento Las Papas adquiere más rechazo y separa basamento aflorante al oeste de la falla de los depósitos sedimentarios ubicados en la pared colgante, la unidad se dispone formando un pliegue sinforme que también muestra el desarrollo de discordancias progresivas (*cf.*, Riba 1976, Anadón *et al.* 1986) acuñadas hacia el oeste.

El encajamiento de las brechas y conglomerados epiclásticos formando paleova-

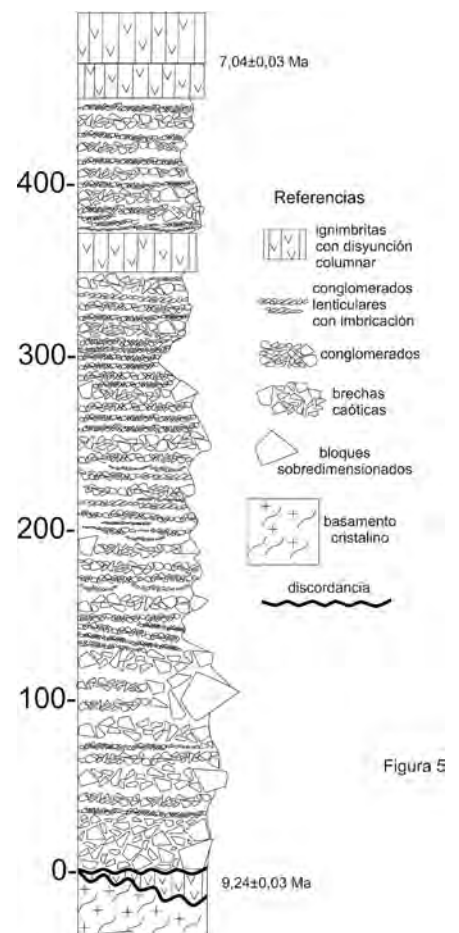


Figura 5. Columna estratigráfica del estratotipo de las brechas y conglomerados de la Formación Amkha en el borde sureste de la Puna Catamarqueña (véase Fig. 2 y Fig. 3). Las edades de las ignimbríticas de la base son de Montero López *et al.* (2014) y las del tope de Montero López *et al.* (2010b).

lles sobre la pared colgante y flanco oeste del anticlinal (Fig. 2 y 6a) indica el desarrollo de etapas de incisión y relleno caracterizadas por la geometría lenticular de los depósitos sefíticos que indican que este flanco se comportó periódicamente como zona de alimentación de los sistemas pedemontanos que se encuentran al Este de la falla. En contraposición, el flanco Este y la pared yacente del corrimiento sufrieron



Figura 6. Yacencia y relaciones de campo. a) Cierre periclinal norte asociado al punto ciego del corrimiento Las Papas (véase Fig. 2). Nótese que en ambos flancos los buzamientos de la cubierta son opuestos, mientras que la foliación de las metamorfitas es con alto ángulo al oeste ($345^{\circ}/50^{\circ}\text{O}$). La línea de puntos separa la cubierta neógena del basamento cristalino; b) Detalle de la unidad sefítica solapando el flanco Este del cierre periclinal asociado al punto ciego del bloque de basamento fallado. En línea de trazos amarilla se marca el contacto y en línea rosa llena se muestra el plano de falla con indicación de la cinemática (flecha). Nótese la intercalación de un cuerpo ignimbritico (flecha blanca) dentro del conglomerado epiclástico; c) Detalle en el flanco oeste donde los conglomerados se encuentran formando megacuerpos lenticulares incisos e intercalados entre ignimbritas.

hundimiento, permitiendo la acumulación casi ininterrumpida de brechas y conglomerados epiclásticos.

EDAD

Según Montero López *et al.* (2010b) edades de $7,14\pm 0,19$ Ma y $7,17\pm 0,02$ Ma en las ignimbritas del “Complejo Aguada Alumbraera” y de $7,04\pm 0,03$ Ma en el “Complejo La Hoyada” suprayacen a los depósitos conglomerádicos aquí estudiados (véase Fig. 3 y 5). Esto indicaría que el grueso de las brechas y conglomerados es anterior a ca. 7 Ma, aunque en nuestro relevamiento de campo (véase Fig. 2) hemos hallado restos de un intervalo ignimbritico ubicado en la base de la edad, particularmente bien expuesto en el borde oeste-noroeste del área cartografiada en detalle. Asimismo, una edad máxima para la unidad sefítica está dada por una datación de $9,24\pm 0,03$ Ma de la Ignimbrita Las Papas (Montero López *et al.* 2014), siendo la unidad más antigua de la columna neógena de la región. La ignimbrita Las Papas apoya directamente sobre el basamento en el bloque alto del corrimiento Las Papas, inmediatamente al sur de dicha localidad, habiendo quedado preservada como un notable relicto del alzamiento que afecta a la región (Montero López *et al.* 2014). De esta manera, la unidad sefítica aquí estudiada queda acotada al intervalo entre ca. 9 y 7 Ma con un buen margen de confianza.

De acuerdo con los espesores máximos del intervalo sefítico epiclástico, las tasas de acomodación habrían sido altas. Lamentablemente, carecemos de edades para las ignimbritas intercaladas en la base de la unidad (Fig. 3 y 5). Sin embargo, es claro que el volcanismo (Bustos *et al.* 2015, 2017) ocurrió sincrónicamente con el depósito de los conglomerados y brechas.

FACIES Y COMPOSICIÓN

La unidad se compone de brechas sedimentarias inmaduras que gradan a conglomerados polimícticos dispuestos en paquetes de espesor decamétrico con buena continuidad lateral, sin un ordenamiento

vertical definido y registrando una variedad de facies sintetizadas en el Cuadro 1. Superficies erosivas o contrastes composicionales resaltan algunos límites internos y se asocian particularmente con superficies de truncamiento interno (Fig. 7a).

La unidad carece de un ordenamiento vertical claro o separación en series de bancos o ciclos mayores con tendencias granulométricas. Niveles con bloques de basamento que superan 1m de diámetro se disponen aleatoriamente desde la base hasta el tope, aunque son más comunes en la sección media y superior de la unidad. En algunos intervalos, la unidad muestra un bandeado de colores dado por cambios composicionales de las poblaciones de clastos que contiene.

Desde un punto de vista geométrico, los paquetes de conglomerados amalgamados tienen continuidad lateral superior a los centenares de metros. No obstante, los bancos individuales que los componen denotan acuñamientos suaves y atenua-



Figura 7. Estratofábricas en la unidad sefítica silicoclástica. a) nótese el abanicamiento estratal que se registra en toda la unidad incluyendo discordancias erosivas de bajo ángulo que producen truncamientos internos. Nótese el nivel de color gris más rico en clastos volcánicos próximo al tope; b) se observa la típica estratofábrica con bloques angulosos con tamaños superiores a 0,50 m dispersos dentro del depósito. El espesor aflorante en la imagen supera los 100 m.

mientos laterales de su espesor a la escala de afloramientos.

Dentro de la unidad se pueden separar distintas facies (Cuadro 1, Fig. 5 y 8) con un agrupamiento aleatorio. En orden de abundancia la facies más común es la de “brechas de bloques” (Fig. 7a), seguida por las “brechas gruesas y medianas con estratificación cruda” (Fig. 7b) y los “conglomerados medianos con imbricación” (Fig. 8f). Por último, los menos comunes son los “conglomerados bimodales con estratificación cruzada” que incluyen cuñas de arena (Fig. 7g). Mientras que las dos primeras facies indican predominio de procesos gravitacionales con escasa capacidad selectiva y de redondeamiento, involucrando caídas de bloques individuales y avalanchas (Nemec y Steel 1984, Blair y McPherson 1994, 2009) los conglomerados indican un cierto grado de retrabajo a partir de corrientes desde hiperconcentradas hasta fluidales y turbulentas (*stream flows*) (cf., Steel y Thompson 1983, Smith 2000), pobremente canalizadas (Hartley *et al.* 1992, Hampton y Horton 2007) y de carácter estacional (Bull 1997). Esto último se infiere a partir de la escasez de conjuntos con estratificación cruzada y parches clastosoportados con buena imbricación indicando etapas con tracción reducida o interrumpida. La ausencia de estructuras de corte y relleno entre los depósitos sefíticos indica escaso atrincheramiento (DeCelles *et al.* 1991), mientras que la falta de desarrollo y preservación de cuñas de arena indica una limitada capacidad de segregación, común en cursos efímeros o estacionales (Kelly y Olsen 1993).

Si bien la composición de estos depósitos sefíticos es en general polimíctica (Fig. 8) predominan composiciones derivadas del basamento local compuesto por metamorfitas de mediano y alto grado y granitoides foliados, conformando entre el 70% y el 100% de estos depósitos. Mientras que en las poblaciones más gruesas (bloques) estas litologías componen entre el 95% y 100%, en los conglomerados medianos, alternativamente las litologías volcánicas o las derivadas de metapelitas y metaareniscas verdes llegan a formar hasta un 30% del total. Entre las litologías de origen volcánico se destacan andesitas, dacitas y riolitas de colores blanquecinos, grises

claros y rosados. Éstas son de similar composición que los intrusivos que afectan al basamento cristalino de la región y las cubiertas volcánicas que lo solapan (Bustos *et al.* 2015, 2017) que forman parte del Grupo La Hoyada. Dentro de la unidad no se hallaron composiciones sedimentarias ni clastos de areniscas rojas reciclados desde unidades del Paleozoico superior ni del Paleógeno, indicando que, de haber existido dicha cubierta sedimentaria, la misma habría sido exhumada y erosionada con anterioridad a la generación de estos depósitos. Tampoco se hallaron porcentajes significativos de cuarzo de vena o fragmentos de pegmatitas o de rocas máficas, que con alguna frecuencia se encuentran dentro del basamento.

Las facies de brechas están casi exclusivamente formadas por fragmentos angulosos del basamento, tanto aquellas que forman los cuerpos megalenticulares en el flanco oeste como también los niveles interdigitados en el grueso de la unidad. No obstante, se destacan algunos intervalos métricos, dentro de las brechas, que se componen de altos porcentajes de clastos de origen volcánico o de metapelitas y filitas verdes. Estos forman dentro de los conglomerados niveles distintivos y destacados por su cambio de color (Fig. 7a) asociado con la litología dominante: de colores grises blanquecinos cuando están dominados por clastos volcánicos riolítico-andesíticos y de colores verde oliva cuando están dominados por metapelitas y filitas.

Las facies conglomerádicas poseen composiciones algo más variadas (Fig. 8e), aunque también dominan ampliamente las composiciones derivadas del basamento. Estos pueden ser más homogéneos, mal seleccionados, gruesos a medianos y pueden tener extremos clasto-soportados y bimodales con cierta organización interna (véase Cuadro 1).

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

El análisis de facies llevado a cabo en la unidad apoya un modelo paleoambiental con abanicos aluviales dirigidos al sureste con terminaciones puntuales en la desembocadura de cañones alimentadores (Fig.

9) que quedaron preservados en la región noroeste del área cartografiada (véase Fig. 2). Esto permite explicar los marcados cambios de espesores y de geometría de los depósitos sefíticos a ambos lados del plano de corrimiento. Asimismo, puede interpretarse que la mayor parte de los depósitos del estratotipo representan una alternancia de facies coluviales y depósitos generados principalmente a partir de flujos de gravedad y flujos hiperconcentrados. La pobre madurez textural y composicional de los depósitos marca una procedencia local y escaso transporte. Dada la geometría cuneiforme que a escala del kilómetro poseen los litosomas de brechas y conglomerados como así también las ignimbrítas intercaladas en la unidad, puede interpretarse que las dimensiones de estos abanicos eran relativamente reducidas, tratándose de geoformas conoidales con aporte puntual y marcada agradación. Esto es común en sistemas coluviales (Blikra y Nemec 1998) que además se caracterizan por una elevada proporción de brechas como las que forman estos depósitos. Asimismo, resulta notable el número de bloques sobredimensionados que se acumulan en ciertos niveles ya sea agrupados o aislados que permiten interpretar procesos gravitacionales, derrumbes y caídas de bloques, todos ellos producto de procesos que sólo ocurren en ambientes próximos, con gradientes elevados (Nemec y Postma 1993, Blikra y Nemec 1998, Blair y McPherson 1994). Por otra parte, no se advierte un desarrollo significativo de atrincheramiento dentro de esta asociación de facies, usualmente marcada por notables incisiones y marcados saltos granulométricos (cf., DeCelles *et al.* 1991). Esto último resulta consistente con una sedimentación predominantemente agradacional, asociada con una continua creación de espacio de acomodación. En este marco depositacional, posiblemente gran parte de las brechas correspondan a depósitos en faldones apicales de abanicos aluviales de alto gradiente (cf., Whipple y Dunne 1992, Blair y McPherson 1994, Blikra y Nemec 1998) con desarrollo limitado de distributarios efímeros a partir de los puntos de intersección. Las geometrías de bancos individuales con acuñamientos suaves y atenuamientos laterales de su espesor a la escala de afloramiento son

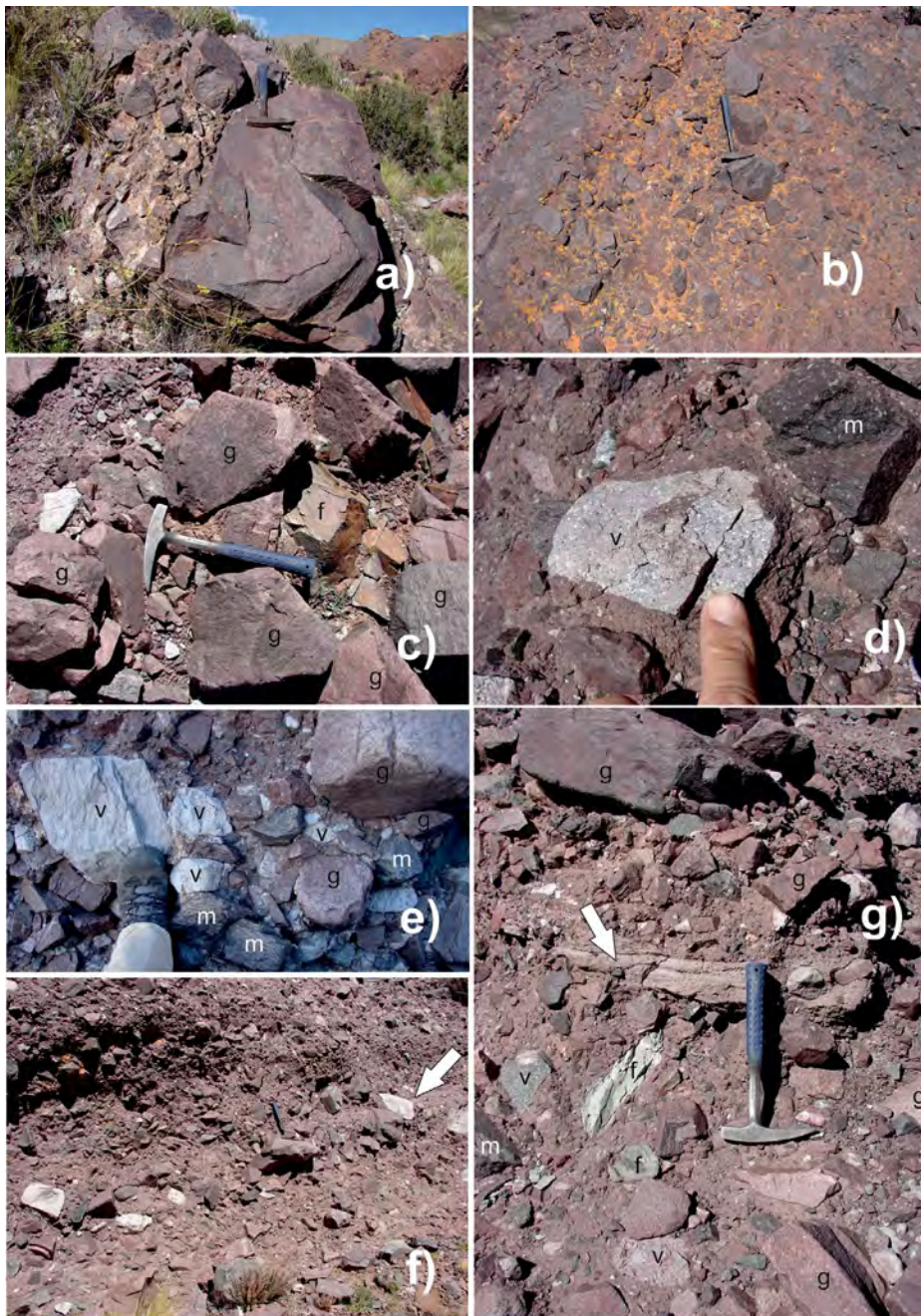


Figura 8. Facies y composiciones de la unidad epiclástica sefítica estudiada en este trabajo (véase explicaciones en el texto y Cuadro 1). a) Facies de brechas de bloques donde la composición dominante de bloques y clastos es de granitoides rosados foliados; b) Facies de brechas gruesas con estratificación cruda. Nótese la homogeneidad composicional (ídem a la anterior) indicando su procedencia local; c-d) muestran la variedad de composiciones en las brechas que incluyen clastos de granitoides (g), filitas (f), milonitas (m) y volcanitas (v) normalmente ácidas o andesíticas. Nótese las matrices mal seleccionadas y de color rojizo; e) Agrupamiento de bloques algo más redondeados dentro de la facies de conglomerados. Nótese la participación de composiciones volcánicas, granitoides y milonitas; f) Estratofábrica cruda en las brechas y nivel con concentración de bloques (flecha), algunos levemente imbricados; g) Intercalación de cuña arenosa (flecha) entre brechas mal seleccionadas y nivel con fábrica clastosoportado encima. Nótese la mala selección, matriz rojiza y variedad composicional.

trato (véase Fig. 9), permiten interpretarlos como depósitos de abanicos aluviales proximales, del tipo BR (*bedrock* de Blair y McPherson 2009). Este tipo de abanicos aluviales se caracteriza por desarrollar diámetros pequeños (~1-5 km) y ángulos de reposo mayores a 10° en la región apical o interna donde dominan procesos de caída y avalancha de bloques. La fracción clástica se caracteriza por estar constituida por materiales poco transportados (angulosos y pobremente seleccionados) producidos por intemperismo y erosión de rocas exhumadas en un primer ciclo.

El patrón de abanicamiento estratal registrado en el bloque yacente (en general al Este de la quebrada del río Los Hornos, Fig. 2) indica que estos depósitos fueron acrecionándose sincrónicamente con la deformación que indica hundimiento y rotación contemporánea. El abanicamiento estratal (de mayor a menor ángulo de oeste a Este) es el resultado de este tipo de depósito sintectónico. El gradual decrecimiento de los buzamientos asociados con truncamientos intraformacionales de muy bajo ángulo (discordancia progresiva) indica que la tasa de deformación (rotación y alzamiento) fue variando durante la depositación, alcanzando y afectando a los depósitos del depocentro que fueron rotando progresivamente en la parte proximal y desarrollando terminaciones ascendentes (de tipo *offlap*) hacia sectores distales (véase Fig. 9).

Un contexto de antepaís fragmentado con bloques de basamento expuestos y desarrollo de pequeñas cuencas de drenaje es sustentado por la composición de los depósitos epiclásticos que muestran, a partir del análisis composicional, una procedencia dominante por erosión del basamento infrayacente y de la cubierta volcánica neógena expuesta en las adyacencias (Fig. 9). Esto resulta compatible con las facies sedimentarias que indican proximidad y escaso transporte de los productos sedimentarios. Aunque la presencia de cuerpos megalenticulares en el flanco oeste podría indicar acceso al depocentro de materiales procedentes de regiones más alejadas a través de cañones alimentadores, esto no se corresponde con los aspectos texturales ni composicionales de las sefitas estudiadas. Esto último, permite interpretar depocentros aislados o al

compatibles con fenómenos de compensación y nivelación topográfica de los diferentes lóbulos depositacionales característicos de este tipo de sistemas aluviales proximales.

La composición local de los depósitos sefíticos procedente del sustrato sobre el que yacen y el dominio de procesos gravitacionales fuertemente dependientes del relieve local y la naturaleza del sus-

CUADRO 1: Facies principales de la unidad sefítica epiclástica del Grupo La Hoyada.

Facies	Descripción	Interpretación
Brechas de bloques (Fig. 8a)	Depósitos sefíticos epiclásticos muy mal seleccionados, dispuestos en bancos gruesos y muy gruesos, amalgamados e internamente macizos, dominados por bloques angulosos de entre 0,15 y 0,30 m. Frecuentes bloques agrupados o aislados > 1m. Tamaños excepcionales > 3m. Fábricas bloque-soportadas hasta matriz-soportadas. Matrices rojizas mal seleccionadas con abundantes finos intersticiales. Dominan composiciones metamórficas de mediano y alto grado y de granitoides foliados (> 70%).	Corresponden a depósitos de avalanchas, caídas de bloques y flujos de gravedad. La falta de ordenamiento interno y matrices mal seleccionadas implica procesos gravitacionales con poca capacidad de segregación y redondeamiento de bloques y clastos. La presencia de bloques de gran tamaño agrupados puede responder a caídas o avalanchas de bloques individuales de naturaleza proximal
Brechas gruesas y medianas con estratificación cruda (Fig. 8b, Fig. 8c, Fig. 8d, Fig. 8e)	Brechas arenosas con selección moderada a mala en bancos amalgamados gruesos y muy gruesos (espesor métrico). Contactos ondulados y pobre desarrollo de estratificación interna. Matriz arenosa rojiza. En ocasiones representan intercalaciones lenticulares carentes de matriz dentro de las brechas macizas. Intercalan niveles con elevadas proporciones de clastos de andesitas, riolitas-dacitas y de filitas verdes.	Depósitos de flujos hiperconcentrados con escasa fluidez y de lóbulos de infiltración. El pobre redondeamiento denota escaso transporte. La pobre organización interna es compatible con procesos de transporte de baja eficiencia (dominados por gravedad) y los lentes carentes de matriz con procesos de infiltración.
Conglomerados medianos con imbricación (Fig. 8f)	Se trata de conglomerados medianos subangulosos a subredondeados, con moderada selección y algunos bloques sobredimensionados (hasta 0,80m). La matriz es predominantemente arenosa (arcósica), aunque mal seleccionada. Incluye parches clastosoportados con desarrollo de imbricación, agrupamientos y trenes de clastos. Se dispone en cuerpos lenticulares que, en general, desarrollan contactos netos planares u ondulados sobre el resto de las facies. Ocasionalmente exhiben estratificaciones cruzadas con bajo ángulo (conjuntos alcanzan 0,35m). Composición polimíctica.	Depósitos tractivos asociados con escorrentía superficial y reducido grado de ordenamiento interno, compatible con cursos fluviales efímeros que raramente alcanzan a generar barras distintivas.
Conglomerados bimodales con estratificación cruzada (Fig. 8g)	Se trata de conglomerados polimícticos, clastosoportados, con redondeamiento moderado, dispuestos en cuerpos lenticulares con arreglo granodecreciente y texturas bimodales en el tope. Pueden exhibir estratificación cruzada en conjuntos que alcanzan 1m de espesor y ocasionales cuñas de areniscas.	Depósitos tractivos generados a partir del movimiento de formas de lecho gravosas (barras) en cursos fluviales de mayor estabilidad. Arreglos granodecrecientes y texturas bimodales en el tope de algunos bancos reflejan una disminución gradual de la profundidad y posible emersión.

menos desconectados de otros para esta etapa de sedimentación, algo que resulta en favor de una marcada compartimentalización del antepaís para el lapso abarcado por esta unidad.

DISCUSIÓN

Significado del registro sefítico estudiado

Las escasas exposiciones y registros sedimentarios neógenos en la Puna austral espacialmente desconectados, permiten especular sobre la deformación ocurrida en la corteza superior y reconstruir los procesos geodinámicos asociados a partir del desarrollo de estas cuencas sedimentarias (e.g., Kraemer *et al.* 1999, Voss 2002, Zhou y Schoenbohm 2015). A pesar de que los conglomerados y brechas epiclásticas aquí estudiados no fueron originalmente contemplados en la cartografía del

área por su localización geográfica restringida y su cubierta parcial por depósitos cineríticos más jóvenes, los mismos poseen espesores considerables y una buena expresión areal que implican el desarrollo de importantes depocentros, no evaluados con anterioridad. Si bien, algunos trabajos (Montero López *et al.* 2010b, Bustos *et al.* 2015, en prensa) han mencionado la presencia de intervalos fluviales entre las ignimbritas del “Complejo volcánico La Hoyada”, estos intervalos no han sido tenidos en cuenta en las diferentes interpretaciones de la región. Tanto los espesores como su representatividad en el área justifican la enmienda estratigráfica realizada, permiten mejorar la interpretación geológico-estratigráfica de la región y discutir un marco geológico para el desarrollo de esta unidad.

La fuerte restricción geográfica de estos depósitos sefíticos que parecen no extenderse fuera de la región de estudio, su com-

posición, y la presencia de abanicamientos estratales permite interpretarlos como productos sintectónicos de la fragmentación del zócalo. Esto implica cuencas muy localizadas (con reducida dimensión) en un contexto intermontano, entre bloques de basamento levantados como producto de fracturación del zócalo cristalino (véase Allmendinger 1982, 1986, Zhou y Schoenbohm 2015), que son comparables con los depósitos del antepaís fragmentado actual (Dávila y Astini 2003, Strecker *et al.* 2012). La presencia de discordancias progresivas afectando a los conglomerados en el bloque yacente sumado a la fuerte asimetría del desarrollo estratigráfico y geométrico de estos depósitos en ambos flancos del anticlinal mapeado (Fig. 2) permiten sostener que la unidad se desarrolló de manera contemporánea con la deformación y, como tal, puede definirse como un depósito sinorogénico.

El depósito de las sefitas del Grupo La

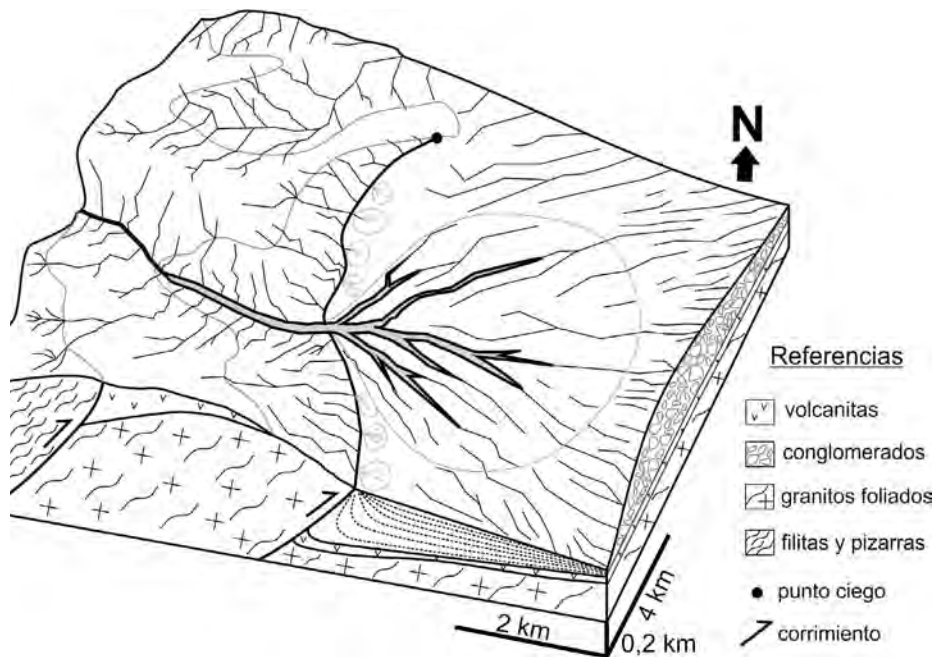


Figura 9. Modelo conceptual de los abanicos aluviales desarrollándose en el marco de cuencas intermontanas producto de la fragmentación del zócalo cristalino en el Mioceno. Nótese el corrimiento Las Papas que disminuye su rechazo hacia el norte (indicado por el punto ciego) y exhuma los granitos foliados que constituyen la composición dominante de las brechas y conglomerados de la Formación Amkha y el corrimiento más al oeste que exhuma metasedimentos ordovícicos. Mientras que los cañones alimentadores se ubican en la pared colgante del corrimiento de zócalo, el grueso de los depósitos de abanicos se habría preservado en la pared yacente, donde se acomodan preferencialmente durante la generación del corrimiento. En el diagrama conceptual también se han ubicado depósitos volcánico-volcanoclásticos (ignimbritas) al inicio del Mioceno que en la pared colgante y en la pared yacente fueron afectados diferencialmente por la erosión.

Hoyada está acotado entre 9 y 7 Ma según varias dataciones de ignimbritas realizadas por Montero López *et al.* (2010a, 2014) y Bustos *et al.* (2017). Su procedencia local con áreas fuentes casi exclusivamente compuestas por composiciones del basamento infrayacente indican que la unidad se depositó en un depocentro limitado por altos estructurales con exposición del basamento y formando abanicos aluviales de alto gradiente desarrollados al pie de escarpas tectónicas asociadas con la fragmentación del antepaís. En este marco, la acomodación habría estado controlada por la actividad de los corrimientos del basamento y la flexión local que estos producen sobre el bloque bajo a partir de carga tectónica localizada (e.g., Whipple y Trayler 1996, Dávila *et al.* 2012). Probablemente este depocentro haya estado desconectado de otros, lo que puede suponerse por la falta de depósitos similares en la región.

Considerando la naturaleza de los conglomerados, sus espesores, sus rasgos

sedimentarios y las características estratigráficas dos marcos alternativos pueden sugerirse para su génesis: a) un contexto de antepaís fragmentado y b) uno afectado por fallas de rumbo y planos curvos capaz de generar cuencas de pull apart. En el primer caso Davila y Astini (2003) explicaron la similitud de estos marcos tectónicos de bolsones intermontanos con los de cuencas de synrift. En estos marcos tectónicos, las respuestas sedimentarias difieren notablemente, tanto en arreglo vertical como en las tendencias granulométricas, con depósitos de cuencas de antepaís clásicas donde las series son típicamente grano-estratocrecientes. En estos bolsones, los bloques que habrían limitado la cuenca fueron de basamento, hecho que permite explicar la composición homogénea de los depósitos, aunque en etapas más avanzadas podría haber existido alguna conectividad con otros depocentros, dada la participación muy minoritaria de litologías que no afloran en la cartografía contigua.

Un contexto con fallas inversas (corrimientos) con alto ángulo y bloques exhumados exponiendo basamento explicaría la falta de arreglo vertical en las series de brechas y conglomerados analizadas. El gran espesor y la escasa variación granulométrica de estos depósitos indican un hundimiento sostenido y una marcada capacidad de acomodación en la cuenca. Esto puede ser producto de una flexión localizada inmediatamente por delante de la escarpa de falla, permitiendo explicar la inmadurez textural y mineralógica de estos depósitos, su naturaleza asociada con flujos gravitacionales inducidos por fuertes pendientes primarias y la consistencia con depósitos coluviales y abanicos aluviales proximales.

La segunda alternativa puede asociarse con una tectónica transtensiva. Series conglomerádicas con arreglos verticales invariantes en el espacio y tiempo han sido también interpretadas como asociadas con fallas de deslizamiento de rumbo curvas, que permiten la generación de cuencas transtensivas de tipo *pull-apart* (Steel *et al.* 1977, 1985, Frostick y Steel 1993). Este tipo de conglomerados no sólo puede registrar gran espesor, sino que también pueden ser muy localizados en el espacio y no necesitan tener carácter regional. Lamentablemente, ningún rasgo de nuestra cartografía permite sostener que estos estuviesen relacionados con alguna estructura de esta naturaleza, pero es claro que el volcanismo más reciente asociado con la caldera del Cerro Blanco (véase Baez *et al.* 2015, 2017) ha desvirtuado y parcialmente cubierto la estratigrafía antigua, no pudiendo descartarse un control de esta naturaleza para la generación del espacio de acomodación de estos conglomerados. Por otra parte, aunque Allmendinger (1986) y Allmendinger *et al.* (1997) han interpretado un campo de stress contraccional durante el Neógeno para la región del sur de la Puna, Montero López *et al.* (2010b) han sostenido que cierta extensión afectaría a la región desde el Mioceno tardío, mientras que Kraemer *et al.* (1999) sostuvieron cinemáticas de rumbo asociadas a la generación de depósitos paleógenos y neógenos en la sierra de Calalaste, inmediatamente al nor-noroeste basados en la geometrías romboidales de dichos depocentros.

El abanicamiento estratal de las series sefíticas indica una naturaleza sintectónica contraccional y sus rasgos sedimentológicos indican un carácter proximal para estos depósitos. Dado que los mismos se encuentran en ambos flancos de un pliegue de cubierta con núcleo de basamento, pero con marcada asimetría de espesores y conformando dos paneles adyacentes de un mismo sistema depositacional (dupla cañón-abanico), proponemos que estos depósitos se generaron contemporáneamente con el alzamiento parcial del bloque sobre el cual apoyan (Fig. 9). En un marco sinorogénico (*cf.*, Hartley 1993), es posible que durante el levantamiento progresivo del bloque colgante de basamento la acomodación se redujera significativamente, logrando generar una incisión localizada en la dorsal y en la región de charnela. En contraposición, la acomodación se habría incrementado en el flanco frontal de la estructura, labio bajo, dada la combinación de flexión por carga localizada y elevación rápida del perfil de equilibrio de los sistemas fluviales antecedentes. Esto habría posibilitado un rápido incremento de espesores hacia el Este y, como consecuencia, la generación de una cuña sedimentaria sefítica como producto del desconfinamiento de cañones incisos sobre el labio alto de la estructura.

La Formación Amkha y su relación con la fragmentación del antepaís

Cabe preguntarse porqué se preservaron tan excepcionalmente estos depósitos sin equivalentes litoestratigráficos en la región. Los registros sedimentarios que han sido identificados en la región del sureste de la Puna (*e.g.*, en Calalaste, Pasto Ventura, Chango Real, Punashotter, véase Fig. 1) no tienen una equivalencia clara con estos depósitos desde un punto de vista composicional ni granulométrico. Pero, aunque los mismos no tengan equivalentes litoestratigráficos, ¿hasta qué punto carecen de cronocorrelativos? ¿A qué puede deberse esto?

Mientras que los depósitos de la región de Calalaste (Kraemer *et al.* 1999, Voss 2002) y de Pasto Ventura (Zhou y Schoenbohm 2015), en particular las unidades ba-

sales, están caracterizadas por depósitos areno-pelíticos que podrían corresponder a etapas iniciales de un antepaís simple y continuo, los depósitos ubicados en el extremo sureste de la Puna (región de Chango Real en Allmendinger 1986, Allmendinger *et al.* 1997) parecen ser el resultado de una mayor compartimentación y, por tal razón, han sido interpretados como asociados con la etapa de fragmentación del antepaís en cuencas con drenaje externo (Zhou *et al.* 2016). En efecto, los depósitos conglomerádicos plio-pleistocenos conocidos como Punaschotter y dominantes hacia el sur en la hoja Fiambalá (Rubio *et al.* 2001), apoyan discordantemente sobre el basamento (Bossi *et al.* 2001, Carrapa *et al.* 2008, Strecker *et al.* 2009), lo que indicaría que su depositación estuvo asociada a pequeños depocentros desarrollados en concomitancia con la fragmentación del antepaís.

Carrapa *et al.* (2006, 2008) y Montero López *et al.* (2014) señalan que la fragmentación del antepaís y alzamiento de la Puna austral se habría iniciado ca. 14 Ma. Es posible que en el marco de esta fragmentación se hayan generado pequeñas cuencas internas alimentadas a partir de bloques exhumados y escalonados con respecto a las Sierras Pampeanas que posibilitaron un relleno rápido y permitieron su preservación en el registro geológico. La presencia de umbrales relativamente altos y resistentes separando depocentros (*e.g.*, Whipple *et al.* 2000) y una falta de drenaje externo de estas depresiones (*e.g.*, Sobel *et al.* 2003, Strecker *et al.* 2012) puede ser la causa de la distribución tan localizada de depósitos sefíticos, que sólo se habrían preservado en depocentros de la región del borde de la Puna. Registros similares al aquí analizado más al sur y Este de esta región de borde, pueden alternativamente haber desaparecido por erosión o aún estar en subsuelo, bajo el relleno neógeno más joven. No obstante, dada la evolución conocida de la región sureste de la Puna, es posible que el registro sefítico de la Formación Amkha constituya la evidencia más fuerte de la fragmentación y el escalonamiento ocurrido entre ca. 9 y 7 Ma, quedando parcialmente preservado bajo el grueso de los depósitos volcánicos del Grupo La Hoyada.

En este trabajo, se interpreta que las sefitas de la Formación Amkha se depositaron, soterraron y exhumaron rápidamente, dado que la ignimbrita Las Papas (Montero López *et al.* 2011) habría cubierto y parcialmente nivelado paleorelieves incisos labrados en el borde austral de la Puna (Montero López *et al.* 2014), que ya exponía basamento una decena de kilómetros al sur de nuestra área de estudio. La ignimbrita Las Papas (Montero López *et al.* 2014) se ubica entre el basamento y los depósitos sefíticos cartografiados y ha permitido interpretar la existencia de una importante exhumación y topografía en la región para ca. 9 Ma. Las edades de ca. 7 Ma en ignimbritas (Montero López *et al.* 2010b) apoyadas sobre la Formación Amkha estarían indicando que la acomodación mínima en la región fue de 2 mm/a. Este valor, relativamente alto, indicaría una acomodación sostenida en depocentros localizados, que debe ser incorporada a las interpretaciones de la región.

La región austral de la Puna fue afectada por diferentes etapas de deformación que la estructuraron a partir del Paleógeno (Kraemer *et al.* 1999, Carrapa *et al.* 2005, Zhou y Schoenbohm 2015) como consecuencia de la propagación hacia el Este de la cuña orogénica andina. En trabajos de carácter regional, Riller y Oncken (2003) y Riller *et al.* (2012) proponen que los gradientes de acortamiento en sentido norte-sur, que afectan al segmento de los Andes entre $\sim 21^\circ - 28^\circ\text{S}$, son consecuencia de heterogeneidades corticales producto de fábricas heredadas del *rifting* cretácico. Según estos autores, la contracción andina genera reactivación de estructuras compresivas con rumbo NE-SW que segmentan al extremo sur de la Puna en cuencas sedimentarias transtensivas, con geometrías rómbicas. Sin embargo, en el sur de la Puna y noroeste de las Sierras Pampeanas no existen evidencias de cubiertas sedimentarias ni de estructuración cretácica, razón por la cual otra debe ser la explicación para este fenómeno. Schoenbohm y Carrapa (2016) propusieron como alternativa, la influencia de procesos de delaminación cortical localizados. Estos autores junto con Zhou y Schoenbohm (2015) indican que este tipo de procesos de desplome litosférico (*lithospheric drips sensu*, Göğüş y Pysklywec 2008) podría

explicar la historia neógena en el sur de la Puna, con fenómenos de contracción seguidos de extensión y, a la vez, el profuso magmatismo que ocurre en la región (Kay *et al.* 1994, 2010, Kay y Coira 2009, Ducea *et al.* 2013, Murray *et al.* 2015). Recientemente, Zhou y Schoenbohm (2015) documentaron a través del ejemplo de la cuenca Pasto Ventura, ubicada inmediatamente al Este-noreste de la región aquí estudiada (véase Fig. 1), una etapa de generación de cuencas localizadas en el borde austral de la Puna entre ca. 11 Ma y 7 Ma. Según dichos autores estas cuencas se asocian con una etapa de contracción, rejuvenecimiento y compartimentación que produjo un acortamiento de entre 10% y 47% e involucró el zócalo cristalino en la deformación. Una etapa con alzamiento localizado y generación de paleorelieves de ~2 km fue determinada independientemente a partir de datos de trazas de fisión (Carraja *et al.*, 2008, 2013) que sugieren que para ca. 8 Ma el margen sureste de la Puna ya tenía un considerable relieve. Esta etapa de fragmentación neógena se superpone a una historia de antepaís simple más temprana, que también fue registrada en la cuenca de Calalaste (Kraemer *et al.* 1999, Voss 2002), más al norte. Dicha etapa habría concluido entre 7,3-4 Ma cuando se inició un comportamiento extensivo en la región (Schoenbohm y Strecker 2009, Montero López *et al.* 2010b, Bustos *et al.* 2015). Un estudio aún más reciente, con apoyo geocronológico, a partir de zircones detríticos y trazas de fisión (Zhou *et al.* 2016), logró datar y separar en la Puna austral una etapa de antepaís regional oligocena de otra con fragmentación del antepaís en el Mioceno medio. Dicho trabajo sugiere que ambas etapas están separadas por un hiato prolongado. Los depósitos que caracterizan a la última etapa no fueron analizados en detalle por Zhou *et al.* (2016), aunque señalan que son predominantemente de grano fino. A pesar de ello, incluyen dentro del intervalo Ns-2 conglomerados finos, bien redondeados y lenticulares con espesores de ~0,5 m con clastos de filitas, granitos y basaltos que incrementan su espesor hacia el suroeste. En la cuenca de Pasto Ventura estos depósitos se intercalan

con tobas que fueron datadas entre ca. 10 y 8 Ma. Estos depósitos sefíticos de reducido espesor en la cuenca de Pasto Ventura podrían constituir, al menos en parte, un equivalente cronoestratigráfico distal de los depósitos de brechas y conglomerados descritos en este trabajo. En base a las dataciones efectuadas en todo el intervalo neógeno, Zhou *et al.* (2016) interpretaron una etapa de subsidencia de la cuenca de Pasto Ventura que se extendió entre 11,7 Ma y 7,8 Ma que asociaron con contracción y fuerte generación de relieve local.

El reconocimiento de los depósitos sefíticos analizados en nuestro trabajo y acotados estratigráficamente entre ca. 9 y 7 Ma apoyaría en parte esta última interpretación, mejorando el conocimiento estratigráfico y sedimentológico de estos depocentros que se formaron durante la fragmentación del zócalo cristalino. Nuestro análisis estratigráfico sobre los depósitos de brechas y conglomerados epiclásticos del Grupo La Hoyada permite sostener que caracterizan a abanicos aluviales y depósitos coluviales desarrollados concomitantemente con la deformación del zócalo y localizados en una pequeña cuenca intermontana denominada cuenca Las Papas, rodeada de altos de basamento que constituyeron las propias áreas de aporte.

Registros estratigráficos proximales en contextos de antepaís fragmentado como los de la Formación Amkha son poco conocidos en la literatura y pueden alcanzar centenas de metros de espesor. Aun cuando estos marcos parecen carecer de acomodación regional (por la escasa amplitud de la subsidencia regional) y compensación isostática, pueden generar localmente espesores importantes por efectos del rápido alzamiento del perfil de equilibrio adyacente a las escarpas de falla. Esto último, sumado a flexión por efectos de carga tectónica localizada permiten incrementar notablemente el potencial de preservación y el desarrollo de cuñas clásticas sefíticas como la estudiada. Su proximidad a escarpas tectónicas activas es, además, la razón por la que en este tipo de registros sefíticos comúnmente se reconocen abanicamientos rotacionales y discordancias progresivas.

CONCLUSIONES

Nuestra cartografía en la región del extremo sur de la Puna, al norte de la localidad de Las Papas, provincia de Catamarca, permite reconocer un importante intervalo de brechas y conglomerados epiclásticos que no ha sido considerado con anterioridad y permite generar interpretaciones de cuenca. La unidad alcanza aproximadamente 450 m de espesor en la localidad de la terma Los Hornos y posee una composición no volcánica, dominada por procedencias recicladas desde el propio basamento sobre el que se apoya. La misma se ubica dentro del Grupo La Hoyada formando su sección basal y alternativamente cubre mantos ignimbríticos o basamento cristalino. Desde un punto de vista paleoambiental, los depósitos caracterizan a sistemas coluviales y abanicos aluviales proximales dominados por flujos de gravedad. Un abanicamiento estratal expuesto en el bloque bajo del corrimiento Las Papas permite interpretar discordancias progresivas sintectónicas asociadas con deformación contraccional y una tectónica de bloques responsable del plegamiento de la propia cubierta sedimentaria. Estos depósitos sefíticos sinorogénicos se vinculan con la fragmentación que sufrió el basamento del borde sur de la Puna en el Mioceno medio y están estratigráficamente acotados entre ca. 9 y 7 Ma. El reconocimiento de estos depósitos sefíticos apoyaría la hipótesis de una etapa con subsidencia localizada asociada con contracción y fuerte generación de relieve local, mejorando el conocimiento estratigráfico y sedimentológico de los depocentros que se formaron durante la fragmentación del zócalo cristalino en el sureste de la Puna. Nuestro análisis estratigráfico sobre los depósitos de brechas y conglomerados del Grupo La Hoyada permite sostener que estos depósitos aluviales se desarrollaron concomitantemente con la deformación del zócalo y localizados en una pequeña cuenca intermontana denominada cuenca Las Papas, rodeada de altos de basamento que constituyeron las propias áreas de aporte.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los revisores Dra. Cecilia del Papa y Dra. Ana Tedesco que contri-

buyeron a mejorar este trabajo. Asimismo, agradecemos las discusiones epistolares mantenidas con la Dra. Carolina Montero López y el Dr. Walter Báez que motivaron la realización de este trabajo. Los autores también agradecen el apoyo económico de la Secretaría de Ciencias y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba (SECYT N° 30720150100751CB) y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET-PIP N° 11220150100664CO).

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1981. Geología del noroeste argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Publicación Especial, 1-212, San Miguel de Tucumán.
- Alonso, R., Gutierrez, R. y Viramonte, J. 1984. Puna austral-bases para el subprovincialismo geológico de la Puna austral. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 43-63, San Carlos de Bariloche.
- Allmendinger, R. 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna plateau, northwestern Argentina Andes. *Geological Society of America Bulletin* 97: 1070-1082.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Palma, M. y Ramos, V.A. 1982. Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25-27°S), Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1:499-518, Buenos Aires.
- Allmendinger, R.W., Strecker, M.R., Eremchuk, J. y Francis, P. 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 111-130.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. y Isacks, B.L. 1997. Altiplano-Puna Plateau of the central Andes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25: 139-174.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. y Riba, O. 1986. Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro basin margins (NE Spain). En Allen, P.A. y Homewood, P. (eds.) *Foreland basins. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8: 259-271, Amsterdam.*
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Gropelli, G., Norini G. y Corazzato, C. 2005. Geología del Complejo Volcánico Cerro Blanco (26° 45' LS- 67° 45' LO), Puna Austral. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 851-858, La Plata.
- Astini, R.A. 2003. The Ordovician Proto-Andean Basins. En Benedetto, J.L. (ed.) *Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, 1-74, Córdoba.*
- Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Ortiz-Yañes, A., Viramonte, J.G., Bustos, E., Giordano, G. y López, J.F. 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32: 29-49.
- Báez, W., Chiodi, A., Bustos, E., Arnosio, M., Viramonte, J.G., Giordano G. y Ortega, B.A. 2017. Mecanismos de emplazamiento y destrucción de los domos lávicos asociados a la caldera del Cerro Blanco, Puna austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74: 223-238.
- Barazangi, M. y Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y Wemmer, K. 1999. El basamento Paleozoico inferior del Noroeste de Argentina (23°-27° S) – Metamorfismo y Geocronología. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 58-72, Salta.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes* 64: 450-489.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. 2009. Processes and forms of alluvial fans. En: Parsons, A.J. y Abrahams, A.D (eds.), *Geomorphology of desert environments*, Springer: 413-467, Amsterdam.
- Blikra, L.H. y Nemeck, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional process, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology* 45: 909-959.
- Bull, W.B. 1997. Discontinuous ephemeral streams. *Geomorphology* 19: 227-276.
- Bossi, G., Georgieff, S., Gavriloff, I., Ibañez, L. y Murruaga, C. 2001. Cenozoic evolution of the intramontane Santa Maria basin, Pampean ranges, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 725-734.
- Bustos, E., Arnosio, M. y Norini G. 2015. Análisis morfológico del Complejo Volcánico La Hoyada Puna Austral mediante la aplicación de Modelos de Elevación Digital. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 279-291.
- Bustos, E., Báez, W., Norini, G., Arnosio, M. y de Silva, S. 2017. The Geological and Structural Evolution of the Long-lived Miocene-Pleistocene La Hoyada Volcanic Complex in the Geodynamic Framework of the Central Andes, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research: en prensa.*
- CAE 1992. Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 20: 1-64, Buenos Aires.
- Cahill, T. y Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 97(B12): 17503-17529.
- Carrapa, B., Adelman, D., Hilley, G.E., Mortimer, E., Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics* 24: TC4011, doi:10.1029/2004TC001762.
- Carrapa, B., Strecker, M. y Sobel, E. 2006. Cenozoic orogenic growth in the central Andes: Evidence from sedimentary rock provenance and apatite fission track thermochronology in the Fiambalá Basin, southernmost Puna Plateau margin (NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters* 247: 82-100.
- Carrapa, B., Hauer, J., Schoenbohm, L., Strecker, M., Schmitt, A., Villanueva, A. y Sosa Gómez, J. 2008. Dynamics of deformation and sedimentation in the Northern Sierras Pampeanas: an integrated study of the Neogene Fiambalá basin, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 120: 1518-1543.
- Carrapa, B., Reyes-Bywater, S., Safipour, R., Sobel, E.R., Schoenbohm, L.M., DeCelles, P.G., Reiners, P.W. y Stockli, D. 2013. The effect of inherited paleotopography on exhumation of the Central Andes of NW Argentina. *Geological Society of America* 126: 66-77
- Davila, F.M. y Astini, R.A. 2003. Early Middle Miocene broken foreland development in the southern Central Andes: Evidence for extension prior to regional shortening. *Basin Research* 15: 379-396.
- Dávila, F.M., Giménez, M.E., Nóbile J.C. y Martínez, M.P. 2012. The evolution of the high-elevated depocenters of the northern Sierras Pampeanas (ca. 28° SL), Argentine broken foreland, South-Central Andes: the Pipanaco Basin. *Basin Research* 24: 1-22.

- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N. y Srivastava, P. 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38: 567-590.
- Deruelle, B. 1982. Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the South-Central and Meridional Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14: 77-124.
- Ducea, M.N., Seclaman, C., Murray, K.E., Jianu, D. y Schoenbohm, L.M. 2013. Mantle-drip magmatism beneath the Altiplano-Puna Plateau, central Andes. *Geology* 41: 915-918.
- Frostick, L.E. y Steel, R.J. 1993. Tectonic Signatures in Sedimentary Basin Fills: An Overview. En Frostick, L.E. y Steel, R.J. (eds.) *Tectonic controls and signatures in sedimentary successions*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 20: 1-9, Oxford.
- Göğüş, O.H., y Pyskiyew, R.N. 2008. Near-surface diagnostics of dripping or delaminating lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 113: B11404.
- Hampton, B.A. y Horton, B.K. 2007. Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology* 54: 1121-1148.
- Hartley, A.J. 1993. Sedimentological response of an alluvial system to source area tectonism: The Seillao Member of the Late Cretaceous to Eocene Purilactis Formation of northern Chile. En Marzo, M. y Puigdefabregas, C. (eds.) *Alluvial Sedimentation*. International Association of Sedimentologists Special Publication 17: 489-500, Oxford.
- Hartley, A.J., Flint, S. Turner, P. y Jolley, E.J. 1992. Tectonic controls on the development of a semiarid, alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (Upper Cretaceous–Eocene), northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 5: 275-296.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 93 (B4): 3211-3231.
- Kay, S.M. y Coira, B.L. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano–Puna Plateau. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W.R. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift and ridge and terrane collision*. Geological Society of America, Memoir 204: 229-259, Boulder.
- Kay, S.M., Coira, B. y Viramonte, J. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research* 99 (B12): 24323-24339.
- Kay, S.M., Coira, B.L., Caffè, P.J. y Chen, C.H. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of the Neogene Puna Plateau ignimbrites of the central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 81-111.
- Kelly, S.B. y Olsen, H. 1993. Terminal fans – a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology* 85: 339-374.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E. y Görlner, 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.
- Marrett, R. y Strecker, M.R. 2000. Response of intracontinental deformation in the Central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics* 19: 452-467.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. y Drake, R.E. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 179-207.
- Montero López, M.C., Hongn, F., Brod, J.A., Seggiaro, R., Marrett, R. y Sudo, M. 2010a. Magmatismo ácido del Mioceno Superior-Cuaternario en el área de Cerro Blanco-La Hoyada, Puna Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 329-348.
- Montero López, M.C., Hongn, F., Marrett, R., Seggiaro, R., Strecker, M. y 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.
- Montero López, C., Guzmán, S. y Hongn, F. 2011. Ignimbritas de la Quebrada del Río Las Papas (Cordillera de San Buenaventura, Catamarca): una primera aproximación petrológica y geoquímica. *Acta Geológica Lilloana* 23: 78-93.
- Montero López, C., Strecker, M.R., Schildgen, T.F., Hongn, F., Guzmán, S., Bookhagen, B. y Sudo, M. 2014. Local high relief at the southern margin of the Andean plateau by 9 Ma: evidence from ignimbritic valley fills and river incision. *Terra Nova* 26: 454-460.
- Montero López, C., Guzmán, S. y Barrios, F. 2015. Late Miocene ignimbrites at the southern Puna-northern Sierras Pampeanas border (~27°S): Stratigraphic correlation. *Journal of South American Earth Sciences* 62: 80-91.
- Murray, K.E., Ducea, M.N. y Schoenbohm, L.M. 2015. Foundering-driven lithospheric melting: The source of central Andean mafic lavas on the Puna Plateau (22°S-27°S). En: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B. y Kapp, P.A. (eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, Memoir 212: 139-166, Boulder.
- Nemec, W. y Steel, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E.H. y Steel, R.J. (eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 1-13, Calgary.
- Nemec, W. y Postma, G. 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphologic evolution. En: Marzo, M. y Puigdefabregas, C. (eds.), *Alluvial sedimentation*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 17: 235-276, Oxford.
- Penck, W. 1920. *Der Südrand der Puna de Atacama*. Leipzig, Nigar, Akademie der Wissenschaften 37: 1-420.
- Riba, O. 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology* 15: 213-233.
- Riller, U. y Oncken, O. 2003. Growth of the Central Andean Plateau by tectonic segmentation is controlled by the gradient in crustal shortening growth. *The Journal of Geology* 111: 367-384.
- Riller, U., Cruden, A.R., Boutelier, D. y Schrank, C.E. 2012. The causes of sinuous crustal-scale deformation patterns in hot orogens: Evidence from scaled analogue experiments and the southern central Andes. *Journal of Structural Geology* 37: 65-74.
- Rubiolo, D., Seggiaro, R. y Hongn, F., 2001. Hoja Geológica 2769-IV Fiambala. Provincias de Catamarca y La Rioja. Servicio Geológico y Minero Argentino, Programa Na-

- cional de Cartas Geológicas al 1:250.000. Boletín 361: 1-90, Buenos Aires.
- Seggiaro, R., Hongn, F., Castillo, A., Pereyra, F., Villegas, D. y Martínez, L., 2000. Hoja Geológica 2769- II. Paso de San Francisco. Servicio Geológico y Minero Argentino, Programa Nacional de Cartas Geológicas al 1:250.000. Boletín 294: 1-62, Buenos Aires.
- Schoenbohm, L. M. y Strecker, M. R. 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics* 28: TC5008.
- Schoenbohm, L.M. y Carrapa, B. 2015. Miocene–Pliocene shortening, extension, and mafic magmatism support small-scale lithospheric foundering in the central Andes, NW Argentina. En: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B. y Kapp, P.A. (eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, Memoir 212: 167-180, Boulder.
- Smith, G.A. 2000. Recognition and significance of streamflow-dominated piedmont facies in extensional basins. *Basin Research* 12: 399-411.
- Sobel, E.R., Hilley, G.E. y Strecker, M.R. 2003. Formation of internally drained contractional basins by aridity limited bedrock incision. *Journal of Geophysical Research* 108: (B7) 2344.
- Steel, R.J. y Thompson, D.B. 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter' Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology* 30: 341-367.
- Steel, R.J., Maejle, S., Nilsen, H., Roe, S.L. y Spinnangr, A. 1977. Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway: sedimentary response to tectonic events. *Geological Society of America Bulletin* 88: 1124-1134.
- Steel R.J., Gjelberg, J., Helland Hansen, W., Kleinspehn, K., Nottvedt, A. y Larsen, M.R. 1985. The Tertiary strike-slip basins and orogenic belt of Spitsbergen. En: Biddle, K.T. y Christie Blick, N. (eds.), *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37: 340-359, Oklahoma.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31: 161-206.
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Hain, M.P., Hilley, G.E., Mortimer, E., Schoenbohm, L. y Sobel, E.R. 2009. Does the topographic distribution of the central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology* 37: 643-646.
- Strecker, M., 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. y A. Azor-Pérez (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, Blackwell Publishing: 508-521, Amsterdam.
- Voss, R. 2002. Cenozoic stratigraphy of the southern Salar de Antofalla region, northwestern Argentina. *Revista Geológica de Chile* 29: 167-189.
- Whipple, K.X. y Dunne, T. 1992. The influence of debris flow rheology on fan morphology, Owens Valley, California. *Geological Society of America Bulletin* 104: 887-900.
- Whipple, K.X. y Trayler, C.R. 1996. Tectonic control of fan size: the importance of spatially variable subsidence rates. *Basin Research* 8: 351-366.
- Whipple, K.X., Hancock, G.S. y Anderson, R.S. 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin* 112: 490-503.
- Zhou, R. y Schoenbohm, L.M. 2015. Late Miocene upper-crustal deformation within the interior of the southern Puna Plateau, central Andes. *Lithosphere* 7: 336-352.
- Zhou, R., Schoenbohm, L., Sobel, E.R., Carrapa, B. y Davis, D.W. 2016. Sedimentary record of regional deformation and dynamics of the thick-skinned southern Puna Plateau, central Andes (26-27° S). *Earth and Planetary Science Letters* 433: 317-325.
- Zimmermann, U., Moya, M.C. y Bahlburg, H. 1999. First finds of Lower Ordovician graptolites propose a new stratigraphic subdivision for the southern Puna (NW Argentina). 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 343-346, Salta.
- Zimmermann, U., Luna Tual, G., Marchioli, A., Narváez, G., Olima, H. y Ramírez, A. 2002. Análisis de procedencia de la Formación Falda Ciénaga (Ordovícico Medio, Puna Argentina) por petrografía sedimentaria, elementos trazas e isotopía de Nd. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 9: 165-188.

Recibido: 22 de agosto, 2017

Aceptado: 27 de octubre, 2017