

El paleocañón de Tuc Tuca (Cordillera Oriental, Noroeste argentino): reconocimiento de una “zona de traspaso sedimentario” cenozoica entre el interior cordillerano y un megaabanico en la región subandina

Ricardo A. ASTINI¹, Mateo A. MARTINI¹, Natalia del V. OVIEDO¹ y Andres ÁLVAREZ²

¹ Laboratorio de Análisis de Cuencas, Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad de Córdoba, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Córdoba. Email: mmartini@unc.edu.ar

²XR-GEOMAP, Salta.

Editor: Augusto Rapalini

RESUMEN

Zonas de traspaso (cañones) y megaabanicos (sistemas fluviales distributivos) constituyen dos partes fundamentales del “sistema de tránsito y dispersión-depositación” de sistemas depositacionales aluviales en cuencas de antepaís. Su reconocimiento ayuda a localizar las regiones de aporte, a comprender la distribución de depósitos sinorogénicos y a predecir soterramientos rápidos y localizados en las regiones de desconfinamiento de la antefosa. En esta contribución, se analiza el sistema dual del paleocañón de Tuc-Tuca y el megaabanico de Orán en los Andes del noroeste argentino. La tefrocronología y los estudios paleomagnéticos indican que mientras que el primero registra segmentos discontinuos de estratigrafías relativamente condensadas, el segundo posee una estratigrafía más completa y espesa (sedimentación recíproca). Los depósitos del paleocañón están espacialmente localizados y encajados en el basamento que compone la cuña orogénica, alcanzan un espesor máximo de 450 m (en el eje del paleovalle) y poseen un arreglo agradacional. Incluyen depósitos conglomerádicos y tefras con terminaciones marcadamente cuneiformes que solapan las hombreras del paleocañón. Dentro del mismo, se reconocen asociaciones de facies de fondo (asociaciones fluviales entrelazadas areno-gravosa), de márgenes (asociación coluvial de brechas oligomícticas) y momentos de pausa y pasaje (asociación de depósitos de caída y retrabajo). El aporte prolongado, de carácter puntual, en la desembocadura del cañón habría permitido el desconfinamiento de un sistema fluvial perenne y edificado un megaabanico (sistema fluvial distributivo). Éste se reconoce por su gran extensión areal, un arreglo grano-estratocreciente y una geometría lenticular a la escala del centenar de kilómetros dentro de la antefosa adyacente.

Palabras clave: *Antepaís andino, Cenozoico, Sistema de transporte, Zonas de transferencia, Sistemas fluviales distributivos*

ABSTRACT

The Tuc Tuca paleocanyon (Cordillera Oriental, north-west Argentina): recognition of a Cenozoic transfer zone between the hinterland and megafans developed within the Subandean region.

Transfer zones and megafans (distributive fluvial systems) constitute two main parts of regional-scale erosional-depositional routing systems that within foreland basins bear a great potential for petroleum systems development. Their recognition is important both for helping to localize the source for sediments and learn about the paleoenvironmental setting, and for helping to understand rapid burial affecting broad regions within the foreland. In this paper, we analyze a stunningly well-preserved well-dated fossil stratigraphic record within the Central Andes in northwestern Argentina that serves to understand entrenched active transport systems, transverse to the orogen, contemporaneously developed with hinterland and top-wedge uplifting and actively depositing megafans within the proximal foredeep. Within this systems approach, the Tuc Tuca paleocanyon records discontinuous largely condensed segments of a more expanded stratigraphic record within the adjacent contemporaneously developed Orán megafan in the foredeep. This is in agreement with tuff tephrochronology and paleomagnetic studies within these records. Strongly localized, steady and protracted canyon-related point-source allowed desconfinement of perennial fluvial systems and development of a paired megafan and distributive fluvial systems that are recognized by facies analysis and 3D large-scale hummock geometry. This regionally localized differential thickness within the foredeep can build an extra sediment load that increases flexure, accommodation and burial velocities, in turn, contributing to potential maturation hydrocarbons and local kitchen development within the proximal foreland basin.

Keywords: *Andean foreland, Cenozoic, Routing system, Paleocanyon, Megafans-distributive fluvial system*

INTRODUCCIÓN

El segmento de transferencia donde normalmente domina el transporte sedimentario y la región donde tiene lugar la deposición (sistemas fluviales distributarios) constituyen dos partes fundamentales del sistema sedimentario que en cuencas de antepaís pueden incrementar el potencial para la exploración petrolera. En diversos segmentos de los Andes y de otras cordilleras modernas, es común observar una extensa red fluvial que forma parte del sistema de transporte sedimentario (*routing system sensu* Allen y Heller 2012) conocida como la zona de transferencia (*cf.*, Schumm 1977). Este segmento (Fig. 1), se desarrolla entre las regiones internas de la cuña orogénica (*hinterland*), donde se producen las precipitaciones y se generan las cuencas de drenaje y el antepaís subsidente. Mientras que los sedimentos “se originan” en las regiones internas y a lo largo del segmento de transferencia, su acumulación en el antepaís es inducida por flexión cortical y cambios de pendiente. Actualmente, en diversas partes de los Andes, esta “zona de traspaso sedimentario” (*bypass-zone*) cruza la faja plegada y corrida llegando a ser muy extensa (Fig. 1). Generalmente, en su desconfinamiento se construyen gigantes abanicos fluviales (DeCelles y Cavazza 1999, Horton y DeCelles 2001). Aunque existen buenos ejemplos actuales de esta dupla “sistemas de transporte localizado-megaabancos”, existen escasos ejemplos fósiles descritos e interpretados en la literatura, la mayor parte de ellos han sido reportados en la cordillera pirenaica (Vincent y Elliott 1997, Vincent 2001, Jones 2004, Barrier *et al.* 2010, Michael *et al.* 2014).

El reconocimiento de paleocañones ayuda a comprender la dinámica del transporte fluvial en relación con la evolución tectónica-geomorfológica. Esto resulta crítico para ubicar y analizar la distribución sedimentaria y la procedencia de los materiales que construyen los abanicos fluviales (*e.g.*, Nichols y Hirst 1998, Weissmann *et al.* 2010) en la faja interna (antefosa) de un antepaís (*cf.*, DeCelles y Giles 1996, Allen *et al.* 2013). Asimismo, su presencia ayuda a entender la distribución espacial de espesores, granulometrías y facies de los materiales sedimentarios asociados en

su desembocadura, dado que a partir de un suministro puntual (*point source*) se desarrollan grandes abanicos fluviales. Esto último, permite interpretar regiones que sufren soterramiento rápido y potencial maduración de rocas organógenas dentro del antepaís proximal.

Específicamente, la detección de una zona de traspaso sedimentario en el registro fósil permite: a) analizar la relación que existe entre disponibilidad de sedimentos y alzamiento en modelos tectono-sedimentarios controlados por incisión-acumulación, a diferencia de lo que ocurre en aquellos influenciados por cambios en el nivel de base, b) discutir la generación de depozonas y depocentros, entendiendo por depozonas a aquellas regiones de la corteza terrestre que sufren hundimiento por carga sedimentaria y depocentros a aquellas que lo hacen por subsidencia asociada con factores corticales o estructuras que favorecen la acomodación, y c) avanzar en el entendimiento de modelos regionales que explican soterramiento por debajo de los megaabancos asociados y, junto con otros parámetros de temperatura y tiempo, pueden potenciar contextos favorables para la generación de hidrocarburos.

En un trabajo de síntesis sobre la evolución tectono-sedimentaria del Cenozoico del noroeste argentino, DeCelles *et al.* (2011) realizaron una correlación e interpretación regional de todas las series sinorogénicas aflorantes en la región de la Cordillera Oriental salto-jujeña, concluyendo que hasta la latitud de $\sim 24^\circ$ S estas responden a un patrón de progresión normal monotónica, lo que caracteriza a una cuenca flexural simple (*e.g.*, Jordan *et al.* 2001). Este modelo de cuencas implica el avance de una cuña orogénica sobre su antefosa apareada (siguiendo un estilo de acortamiento cortical por cizalla simple) entre el Paleoceno y el presente (Flemings y Jordan 1989). DeCelles *et al.* (2011) basan sus estudios en análisis de procedencias detríticas y transporte sedimentario cronológicamente acotados y generan reconstrucciones paleogeográficas que requieren de zonas de traspaso o transferencia a través de la cuña tectónica para que los sedimentos lleguen a la región subandina. Sin embargo, estos autores no hacen referencia a los sistemas

alimentadores específicos (*e.g.*, cañones) de las espesas series incluidas en el “terciario subandino”.

En este trabajo, se estudia y analiza una serie psefítica aflorante en Tuc Tucá, que constituiría el registro excepcional del relleno de un paleocañón en la Cordillera Oriental salto-jujeña, ubicado en el sur de la Sierra de Santa Victoria. Éste habría servido como zona de traspaso fluvial hacia la cuenca de antepaís adyacente. En esta misma latitud ($22^\circ 30'$ S) y dentro de la adyacente región subandina, se desarrolló durante el Mioceno temprano y medio un megaabanco, cuyo registro estratigráfico forma parte del gran espesor cenozoico parcialmente expuesto en anticlinales de la faja corrida y plegada, en las Sierras Subandinas.

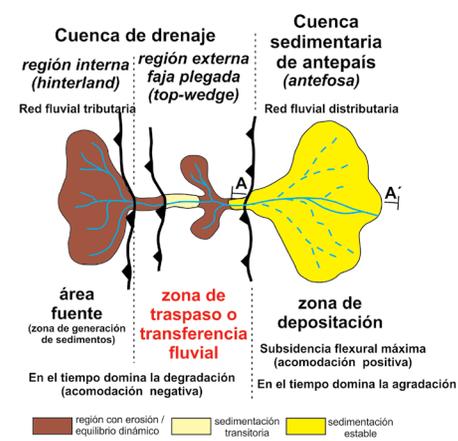


Figura 1. Diagrama esquemático mostrando el modelo general de transporte fluvial (*routing system*) superpuesto al marco tectónico de una cuenca de antepaís, donde se destaca la triple división con la que se describen estos sistemas: zona de generación, zona de traspaso y zona de deposición (modificado de Vincent y Elliott 1997). Nótese que la zona de traspaso o de transferencia puede tener diferentes extensiones de acuerdo con el ambiente tectónico, tipo de sistema fluvial y régimen climático, y presentar una topografía tal que además del transporte tengan lugar fenómenos erosivos que aporten a la carga transitoria. Asimismo, puede actuar transitoriamente como repositorio de sedimentos (carácter deposicional) como puede ocurrir en endicamientos o etapas de agradación. Nótese también que el punto de intersección en este diagrama esquemático se ubica inmediatamente aguas abajo del ápice del abanico aluvial donde coincide con la pérdida de encajamiento del sistema fluvial, representando el *knickpoint* desde un punto de vista geomorfológico (ver detalles en perfil A-A' de la Fig. 2). El abanico fluvial en la zona de deposición se desarrolla a continuación del corrimiento frontal de la faja corrida y plegada durante una etapa subsidente de la antefosa (*foredeep*), mientras que el cañón atraviesa la faja de cabalgamientos (*top-wedge*) (véase Fig. 2).

Consideraciones generales y marco conceptual

El segmento de transferencia fluvial (Fig. 1) ubicado entre la región de producción sedimentaria (*source area*) y la zona de depositación (*sink*) puede tener una extensión muy variable dependiendo del marco tectónico y el régimen climático (Schumm 1977). La región de producción sedimentaria está dominada por un diseño de cauces tributarios o convergentes, mientras que la zona de acumulación está dominada por sistemas distributarios (Fig. 1). Ambos, están ubicados en los extremos del sistema de transporte, que puede atravesar regiones cordilleranas y de faja plegada (e.g., Hovius 1996, Vincent y Elliot 1997, Álvarez 1999, Vincent 2001, Jones 2004) como en los Andes Centrales. En esta región, actualmente ríos de caudal permanente (e.g., río Mendoza, San Juan, etc.) extraen y exportan agua y sedimentos desde las regiones más internas, con mayores precipitaciones, que depositan en el antepaís (Fig. 2a), desarrollado bajo clima árido. Estos cursos fluviales constituyen ejemplos de “ríos alóctonos” (Schumm 1977, Deodhar y Kale 1999, Ori 2007), que pueden estar en desbalance climático con las regiones que atraviesan. En tal sentido, las regiones donde estos sistemas acumulan sedimentos reflejan un equilibrio entre los regímenes hidráulicos y el clima de los depocentros, hecho que limita las predicciones paleoclimáticas que se generan a partir del análisis de facies y de paleoambientes en ejemplos fósiles.

En el presente trabajo, se utiliza el término abanico fluvial (sensu Assine 2008) para englobar a los “sistemas fluviales distributarios”, término amplio propuesto por Weissmann *et al.* (2010) y que incluye a los megaabanicos (cf., DeCelles y Cavazza 1999, Horton y DeCelles 2001, Arenas *et al.* 2001). Estos últimos constituyen geformas conoidales, con diámetros de decenas a centenares de kilómetros, muy baja pendiente superficial y están dominados por redes fluviales entrelazadas, pertenecientes a ríos permanentes con gran eficiencia de transporte. Así, pueden diferenciarse de otros términos utilizados en la literatura como abanicos aluviales y abanicos terminales, que en la actualidad tienen significados más restringidos.

Mientras que el término abanico aluvial se aplica a abanicos de alto gradiente, dominados por flujos de gravedad o por procesos gravitacionales de baja eficiencia (Blair y McPherson 1994, 2009, Colombo 2010), los abanicos terminales son también geformas de reducido tamaño (pocos kilómetros de radio) pero asociadas con ríos temporarios y en situaciones endorreicas (Kelly y Olsen 1993, Nichols y Fisher 2007, Ori 2007). De esto último se desprende que muchos de los depósitos fósiles interpretados como fluviales, corresponden a abanicos fluviales, que constituyen sistemas sedimentarios agradacionales con gran capacidad dispersiva y que cubren vastas regiones. Si bien Leier *et al.* (2005) sostienen que los megaabanicos se desarrollan sólo en regiones intertropicales húmedas con influencia de monzones, donde los sistemas fluviales distributarios alcanzan 10^3 - 10^5 km², abanicos fluviales de gran dimensión ($>10^2$) pueden también desarrollarse donde las cuencas de drenaje y áreas colectoras, como así también los espacios disponibles para su acomodación, son extensas (e.g., cuencas de antepaís del Bermejo en la región de Cuyo). Dado que en este trabajo se interpretan registros antiguos, se utiliza el término megaabanico para referirse a abanicos fluviales o sistemas fluviales distributarios asociados a cursos perennes que, en promedio, superan 10 m³/s de caudal y, por lo tanto, están dominados por procesos de alta eficiencia de transporte (Blair y McPherson 1994, 2009, Colombo 2010).

El segmento de transferencia fluvial (Fig. 1), puede tener una gran extensión longitudinal (decenas a centenares de kilómetros) y estar parcial o totalmente controlado por estructuras transversales al orógeno (antecesoras o sincrónicas) que pueden contribuir a canalizar el tránsito o pasaje sedimentario (Jones 2004). Así, la carga sedimentaria del sistema fluvial “encajado” es proyectada hacia las regiones más externas del orógeno, con menor gradiente, que favorece la acumulación de manera permanente. Asimismo, y localmente, pueden también actuar como “trampas temporarias de sedimento” (Fig. 1), dependiendo de variables hidráulicas y de cambios en el nivel de base (perfil gradado). Estos últimos, pueden a su

vez, estar controlados por las relaciones entre tasas de alzamiento local y regional (relacionado con actividad de estructuras transversales, rampas laterales o transferencias), variaciones en la resistencia erosiva del sustrato, en la energía erosiva del curso fluvial o en el suministro sedimentario (Tucker y Slingerland 1996, Quirk 1996, Jones 2002, entre otros).

En orógenos actuales, estas zonas de traspaso sedimentario funcionan como regiones dominadas por sedimentos en tránsito y sólo acumulan sedimentos temporariamente, dado que proyectan la carga sedimentaria en favor de la pendiente regional, desde el área fuente hacia el antepaís. En este trayecto, generan profundas incisiones que cortan distintos corrimientos de la faja corrida y plegada (véase cuña orogénica, Fig. 1) y toman la forma de cañones, cuya dimensión es resultado de la tasa de alzamiento y la resistencia erosiva del sustrato (Vincent y Elliott 1997, Alvarez 1999, Jones 2002, 2004). Estos cursos “antecedentes” pueden cortar numerosas láminas de cabalgamiento que, aparte de constituir umbrales resistentes a la erosión, temporariamente pueden “endicar” el flujo sedimentario y formar cuencas colgantes o de *piggy-back* (Ori y Friend 1984, Butler y Grasso 1993). Diferenciar registros de cuencas colgantes transitorias y de paleocañones depende, en gran medida, de la calidad de los afloramientos que permitan observar y analizar las terminaciones laterales, las geometrías internas, las relaciones de solapamiento y las paleocorrientes.

Determinar los patrones de paleodrenaje transversal a un orógeno resulta particularmente importante por la incidencia que estos ríos tienen en el suministro de sedimentos al antepaís (Fig. 2a). El desarrollo, posición y geometría de los grandes abanicos fluviales y su modelación, depende básicamente de la posición de estos cursos alimentadores en relación con la faja plegada (Fig. 1). La construcción del registro estratigráfico preservado en la antefosa (Fig. 2b) depende fundamentalmente de la posición del punto de equilibrio (Fig. 2c) entre el dominio de la erosión y el de la acumulación (o punto de intersección superficial, Schumm 1977). Este último, normalmente se ubica aguas abajo de la región de desconfinamiento donde se

inicia la rápida divergencia y migración lateral de los sistemas fluviales entrelazados (Fig. 1). Este punto de equilibrio es dinámico y representa un segmento de transición entre la zona de transferencia y la zona de acumulación fluvial, no necesariamente coincidente con el quiebre de pendiente o *knickpoint* desde un punto vista geomorfológico (Fig. 2c). Mientras que la zona de transferencia está ubicada dentro de la región con alzamiento activo, la zona de acumulación se ubica preferencialmente dentro de la antifosa, que constituye el cinturón más subsidente del antepaís (Figs. 1, 2b-c). Si bien la energía necesaria para movilizar bloques y gravas es diferente de aquella que se requiere para cargas suspendidas (arenas finas y materiales finos en general), un gradiente de depositación se genera como consecuencia de la variación de las pendientes a partir del punto de intersección. Esta grano-selección es bien conocida (Allen *et al.* 2015 y trabajos allí citados) en donde se destaca la influencia que tiene sobre la extensión del frente de conglomerados (Allen y Heller 2012). Este último, puede ser analizado e interpretado en el registro estratigráfico a partir del reconocimiento de facies gruesas (Allen *et al.* 2013).

En la antifosa pueden predecirse espesas sucesiones (del orden de miles de metros) con tendencia grano-estratocreciente (e.g., DeCelles 2012), a pesar de que internamente puedan desarrollarse ciclos menores asociados con reactivaciones tectónicas, derivaciones del drenaje o variaciones climáticas (Fig. 3). Durante la progresión de la deformación (acompañada por flexión cortical), estas variables influyen sobre el suministro de ríos, que aportan materiales cada vez más gruesos al ápice del abanico fluvial y no pueden ser eficazmente dispersados hacia las partes distales del sistema. De esta manera, en la región interna de la antifosa (Fig. 2b), inmediatamente a partir de la desembocadura del frente de montaña, se retienen mayores granulometrías y, puesto que están más próximos a la carga tectónica, se preservan espesores sedimentarios mayores que en las regiones más distales (Figs. 2c, 3). Por esta razón, en este cinturón proximal quedan preservadas secciones expandidas con equivalentes estratigráficos más condensados hacia el

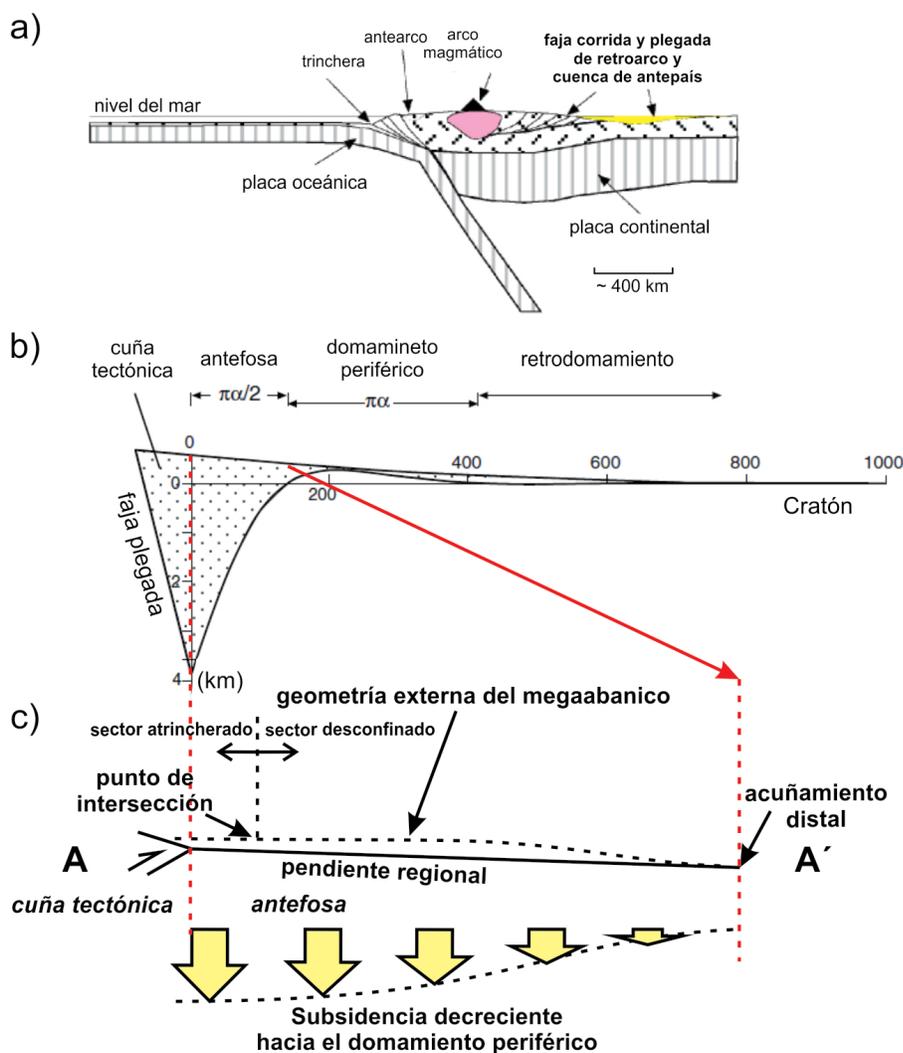


Figura 2. a) Marco tectónico de una cuenca de antepaís de retroarco (andinotipo) (modificada de DeCelles 2012 y Dickinson 1974); b) Diagrama idealizado de los diferentes segmentos que se reconocen en un antepaís de retroarco de acuerdo a mecanismos flexurales. Nótese la ampliación vertical (modificada de DeCelles 2012, Flemings y Jordan 1989), $\pi\alpha$ = longitud de onda flexural, α = parámetro flexural dependiente de la rigidez flexural de la litósfera (Turcotte y Schubert 2006); c) Perfil idealizado de un sistema fluvial distributivo (megaabancico) depositándose en la antifosa. Nótese la ubicación del punto de intersección (de importancia sedimentológica), que no necesariamente coincide con el quiebre (*knickpoint*) topográfico. Flechas amarillas indican la subsidencia diferencial asociada con la flexión litosférica. El acuñamiento en la parte distal del sistema deposicional puede resultar en traslapes sobre el domamineto periférico de acuerdo con la acomodación disponible, parámetros flexurales y tasa de sedimentación.

domamineto o dorso periférico (Fig. 3). El registro fósil de sistemas fluviales distributarios, que excepcionalmente pueden incluir al conducto de alimentación, no ha sido estudiado en detalle, pero expresiones de magnitud areal similar podrían ser los conocidos depósitos del terciario subandino, que se extienden en el subsuelo de Salta y Tucumán (Mingramm *et al.* 1979, Hernández *et al.* 1996, 1999) y, parcialmente, afloran en las Sierras Subandinas y en el sistema serrano de Santa Bárbara. Estos depósitos, poseen arealmente dis-

mil espesor, alcanzando localmente varios miles de metros (Álvarez 2014). Nuestra hipótesis es que constituirían el registro de extensos abanicos fluviales, donde sistemas de fajas de canales, representando patrones fluviales entrelazados, alternan y engranan lateralmente con depósitos de llanura de inundación. Si bien existen diferencias relacionadas con variaciones en las precipitaciones anuales y el clima en cada segmento andino, análogos actuales serían los grandes abanicos fluviales gravosos construidos en la desembocadura

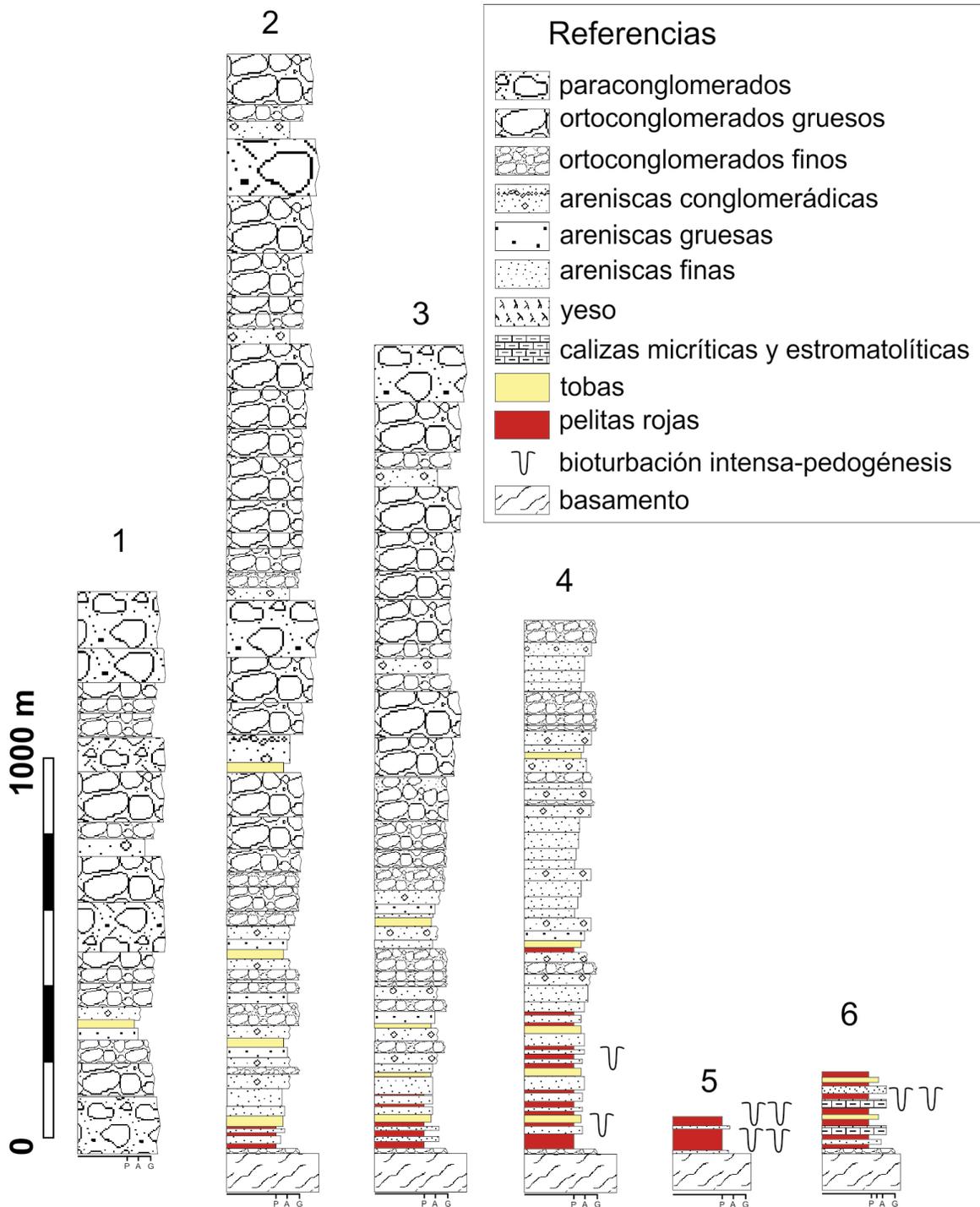


Figura 3. Columnas sedimentarias (1-6) idealizadas a través del antepaís flexural de la zona de estudio (véase Fig. 2b). Compárese con la figura 2c que muestra la disponibilidad de espacio de acomodación (flechas amarillas) dentro del antepaís. Nótese que la columna 1 representa una región del abanico fluvial por encima del punto de intersección; como consecuencia, el registro contiene discontinuidades y menor espesor que el de la antefosa por debajo del punto de desconfinamiento. Asimismo, nótese que en la columna 1, facies de flujos de gravedad (sectores de trinchera) son más comunes mientras que en la columna 2 dominan facies de ortoconglomerados asociados con cursos fluviales permanentes. Las columnas 2 a 4 poseen tendencias generales grano-estratocrecientes, indicando el carácter general progradante (suministro creciente) y ciclos internos agradacionales bien desarrollados (series de lóbulo). Las columnas 3 y 4 se diferencian por el espesor y granulometría promedio (depósitos de ríos entrelazados gravosos dominan en la columna 3 y de entrelazados arenosos en la 4). La columna 5 es la de menor espesor total y contiene discontinuidades estratigráficas sutiles, profusa bioturbación y pedogénesis, indicando una fuerte condensación estratigráfica. Ésta, representa sitios alineados con el domamiento periférico, donde la acomodación es escasa a nula (véase Fig. 2b). La columna 6 representa regiones distales de la cuenca de antepaís con dominio de planicies, sistemas lacustres someros y palustres (y en ocasiones sistemas eólicos) que pueden alternar con secciones condensadas y que pueden corresponder al retrodomamiento. Con frecuencia, paquetes de esta naturaleza se encuentran en la base de las columnas de la antefosa y el domamiento periférico, y se caracterizan por la presencia de un conglomerado polimítico, de reducido espesor, que permite asociarlo al inicio de la subsidencia flexural. Las relaciones de base son en general discontinuidades, pero las más internas pueden ser discordancias angulares mientras que las más externas pueden estar representadas por solapamientos regionales y relaciones no concordantes.

de los cañones de los ríos Iruya, Metán y Juramento en el noroeste argentino o los ríos San Juan y Mendoza que, en la región de Cuyo (provincias de San Juan y Mendoza), atraviesan la Cordillera Frontal y la Precordillera y rellenan el antepaís del Bermejo.

MARCO TECTÓNICO, ANTECEDENTES Y UBICACIÓN

En los Andes Centrales, la deformación compresiva y estructuración ocurrida durante el intervalo Mioceno medio a tardío (~14 a 5 Ma) se conoce con el nombre de fase diastrófica Quechua (Coira *et al.* 1982, Jordan y Gardeweg 1986, Mpodozis y Ramos 1989). Durante este período se exhumaron y erosionaron enormes volúmenes de roca, generando en consecuencia, el relleno sedimentario de las cuencas del retroarco andino (Jordan y Alonso 1987).

Allmendinger y Gubbels (1996) propusieron modelos orogénicos alternativos para el noroeste argentino que pueden corroborarse mediante el análisis estratigráfico de espesores, continuidad lateral y composición del relleno sedimentario. Dichos autores, propusieron la existencia de dos estilos extremos representados por un dominio de cizalla simple y otro de cizalla pura. La implicancia estratigráfica de estos dos modelos es que el primero supone una propagación de la onda flexural y por ende el desarrollo de un antepaís simple, asimétrico y con una polaridad de carácter lineal. En contraposición, el modelo de cizalla pura implica un desarrollo no sistemático de la polaridad y una partición espacial temprana de la acomodación y, por ende, del registro estratigráfico. Numerosos autores (Allmendinger *et al.* 1983, 1997, Kley y Monaldi 1998, 1999, Ramos 1999, entre otros) han destacado que entre los 23° y 24° S se produce en los Andes Centrales un cambio en los estilos de deformación y acortamiento andino. Mientras que hacia el norte el acortamiento horizontal es de varios centenares de kilómetros (Kley 1999, McQuarrie *et al.* 2008) y la deformación se resuelve a través de tectónica de piel delgada sobre despegues con buzamiento suave al oes-

te (Echavarría *et al.* 2003, Uba *et al.* 2006, 2009), hacia el sur, el acortamiento apenas alcanza los 100 km y la deformación se resuelve a través de estructuras profundas bivergentes (Cristallini *et al.* 1997, Kley y Monaldi 1999, 2002, Mortimer *et al.* 2007) con estilo de piel gruesa. Esta diferencia no sólo impacta sobre el espesor litosférico que difiere al norte y sur (Beck y Zandt 2002, Heit *et al.* 2008) sino también, en la velocidad de propagación de la deformación que es acompañada por el desarrollo de cuencas de antepaís fundamentalmente diferentes (Jordan 1995, DeCelles *et al.* 2011).

El área de estudio se ubica en la región septentrional y oriental del noroeste argentino (Fig. 4a). En este segmento de los Andes, la Cordillera Oriental se caracteriza por una deformación de piel más gruesa que afecta al Paleozoico y corrimientos relativamente profundos que involucran al basamento (Complejo Puncoviscana); las Sierras Subandinas se caracterizan por un estilo de piel delgada con despegues dentro del Paleozoico medio (Ramos 1999). Particularmente al norte de los 24° S, y debido al fuerte acortamiento antes mencionado, la faja corrida y plegada ha avanzado hacia el este (Fig. 4b) y parcialmente ha reciclado sus propios depósitos durante el Neógeno (Mingramm *et al.* 1979, Allmendinger y Gubbels 1996, Hernández *et al.* 1996, 1999). A pesar de que la evolución orogénica en este segmento de los Andes y su tectónica y cinemática son bien conocidos (Mingramm *et al.* 1979, Jordan y Alonso 1987, Cladouhos *et al.* 1994, Rubiolo 1999, Echavarría *et al.* 2003, Hernández y Echavarría 2009, DeCelles *et al.* 2011, Carrapa y DeCelles 2015, Quade *et al.* 2015), el conocimiento sobre la distribución de los depósitos sinorogénicos es incompleto. Esto último tiene notables implicancias en la comprensión de la historia de soterramiento y con ello en el entendimiento del potencial hidrocarbúfero del subsuelo. Algunas aproximaciones se han realizado en base a cartografías de detalle e incorporando espesores obtenidos a partir de datos de pozos y sísmicas (Hernández *et al.* 1999, Hernández y Echavarría 2009). Sin embargo, poco se conoce sobre las particularidades del ambiente depositacional, y específicamente sobre la distribución de zonas de traspaso fluvial

a través de la faja plegada y corrida que puedan haber servido para canalizar el tránsito de los materiales desde el interior orogénico hacia el antepaís, lo que ayudaría a explicar variaciones estratigráficas y en la distribución de espesores a lo largo del antepaís.

Hernández y Echavarría (2009) sintetizaron la evolución y cronología de la columna del terciario subandino y la deformación de la faja plegada y corrida, destacando una progresión normal de depósitos en el antepaís que disminuyen su espesor y acucian hacia el este (Fig. 4b). En dicho trabajo, los autores concluyen que el grueso de la estratigrafía sinorogénica, que localmente supera los 7 km de espesor (Grupo Orán *cf.* Russo 1975), incluye varios ciclos estrato-granocrecientes, generados entre el Mioceno medio y los 2 Ma aproximadamente. Asimismo, destacan que entre el primero y el segundo ciclo, anterior a ~8,5 Ma, existe una notable discordancia representada por un hiato regional, que coincide con el inicio de la propagación de la deformación que afecta a las Sierras Subandinas.

En la región subandina salto-jujeña, actualmente ubicada al este de la diagonal árida sudamericana (Bruniard 1982, Strecker *et al.* 2007), se edifican grandes abanicos aluviales conocidos con el nombre de megabancos (*megafans*, Horton y DeCelles 2001). Estos aprovechan el enorme caudal y la magnitud de las redes de drenaje perenne que evacuan sedimentos procedentes de la vertiente oriental de los Andes hacia el antepaís. Un ejemplo actual de esto es el conjunto de los ríos Bermejo y Pilcomayo, que en el norte argentino construyen abanicos de escaso gradiente superficial y apreciables a escala satelital. En este segmento de los Andes las condiciones climáticas generales y de circulación atmosférica, generadas a partir del alzamiento de la gran barrera climática que representa el orógeno andino, no habrían cambiado sustancialmente desde el Mioceno (Jordan *et al.* 1997, Rohrmann *et al.* 2016, Strecker *et al.* 2007, Bywater-Reyes *et al.* 2010). Esto implica que gran parte de los registros estratigráficos del terciario subandino podrían corresponder a abanicos fluviales. Estas condiciones climáticas tampoco cambiaron durante el Pleistoceno, etapa a partir de la cual se desarrolló

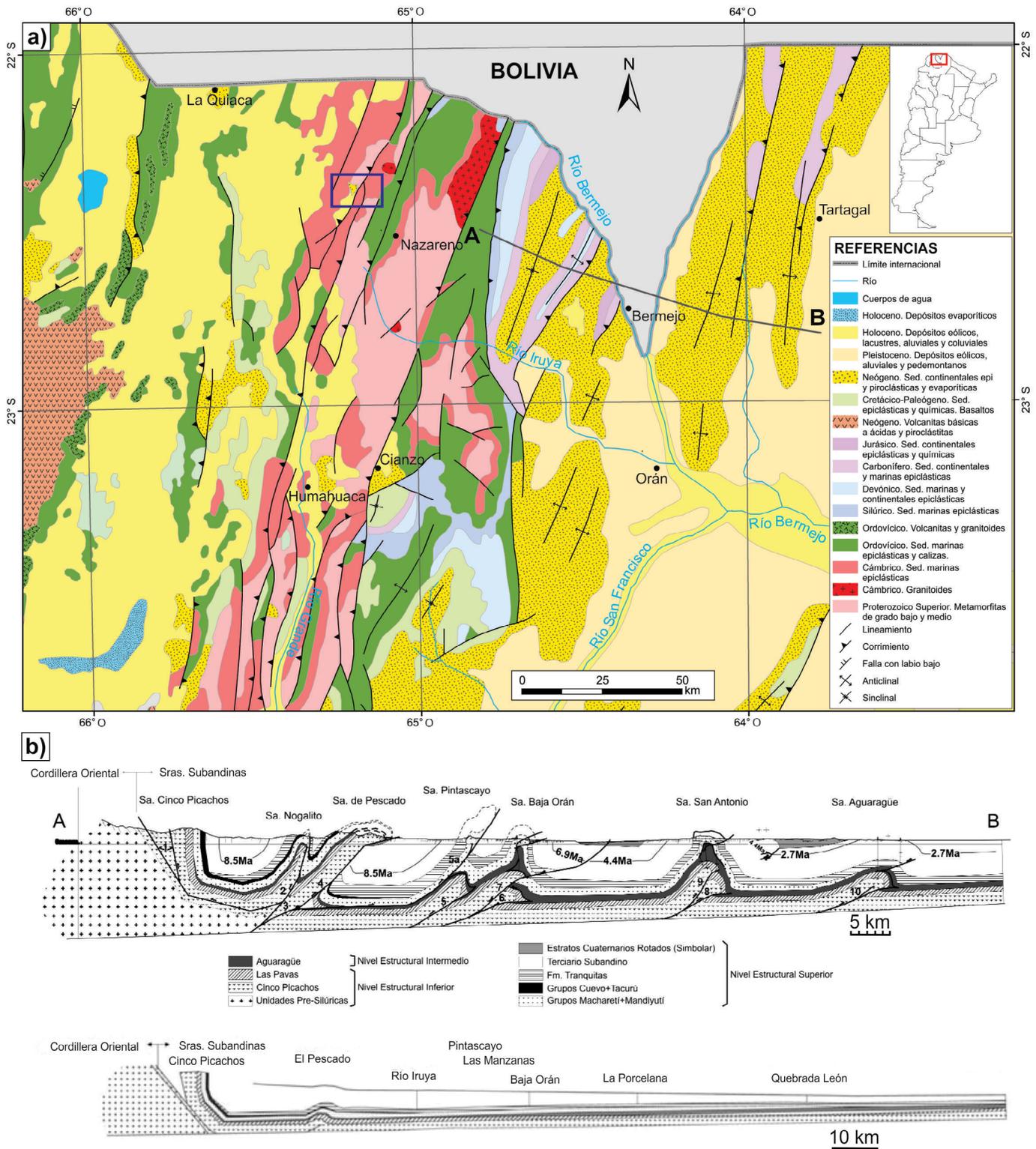


Figura 4. Figura 4. a) Mapa geológico general de los Andes del noroeste argentino incluyendo las subdivisiones morfoestructurales mayores. En recuadro la región del abra de Tuc Tuc en la Cordillera Oriental (Fig. 5) (Recopilado de Rubiolo et al. 1997, Rubiolo 1999 y Hernández et al. 1999); b) Sección estructural balanceada este-oeste de la faja plegada y corrida subandina y restitución palinspástica para 8,6 Ma. 1) Retrocorrimiento de Cinco Picachos. 2) Corrimiento Nogalito. 3) Corrimiento del Pescado. 4) Corrimiento Pintascayo. 5) Corrimiento de la Sierra Baja de Orán. 6) Corrimiento de San Antonio. 7) Corrimiento Aguargüé. Las líneas de tiempo mostradas dentro del terciario subandino están basadas en magnetoestratigrafía y dataciones absolutas de niveles de tobas, y representan los límites locales entre las secuencias de precrecimiento y de crecimiento. Sin exageración vertical. Tomada de Hernández y Echavarría (2009).

una fuerte impronta glacial como consecuencia de la variación de la altitud de la línea de equilibrio glacial, sin que esto perturbara la dinámica de circulación atmosférica general (Martini 2014, Martini *et al.* 2015, 2017). Gran parte de los depósitos de morenas y fluvioglaciales asociados a la glaciación pleistocena que afectó a la Cordillera Oriental, representan productos inestables y “en tránsito” hacia niveles de base más estables, donde actualmente se construyen megaabanicos que representan el frente de conglomerados (*cf.*, *conglomerate front* de Allen y Heller 2012).

En la literatura geológica de la Cordillera Oriental hay algunas menciones sobre el espesor inusual que adquieren localmente los depósitos psefíticos del Cenozoico, que descansan en notable discordancia sobre el basamento paleozoico en el extremo sur de la sierra de Santa Victoria (Turner 1964, Cladouhos *et al.* 1994, Rubiolo *et al.* 1997). Se trata de una sucesión de sedimentitas psefíticas de color rojo pálido, poco consolidadas, interpretadas como de carácter predominantemente fluvial, dentro de la que se destacan niveles de tobas blancas y que parcialmente se pueden correlacionar con espesos depósitos en la adyacente región subandina (Mingramm *et al.* 1979, Hernández *et al.* 1996, Rubiolo 1999). Su máximo espesor se encuentra alineado con el abra de Tuc Tuca (22°24'38" S - 65°11'27" O, Fig. 5a), razón por la cual fueron denominados Formación Tuc Tuca (Turner 1964), cuando aún no se conocía exactamente su posición cronoestratigráfica (Fig. 6). Esta unidad alcanza un espesor máximo de 450 m y sobre ella se apoyan en discordancia diamictos y tilles glaciales pleistocenos. Siguiendo la cartografía regional, Cladouhos *et al.* (1994) mapearon estos depósitos y los interpretaron como el relleno de un paleovalle. Sin embargo, en el mismo trabajo, sin mayores elementos de juicio, los autores concluyen que se trataría de un depósito de *piggy-back* (*sensu* Ori y Friend 1984). Según los autores, estos depósitos interiores a la cuña tectónica habrían sido producto del alzamiento de un bloque corrido con dirección de acortamiento hacia el sureste (137°), como resultado de inversión tectónica de estructuras normales, heredadas del *rifting* cretácico (*sensu* Grier *et al.* 1991). Cladou-

hos *et al.* (1994), dataron por el método Ar/Ar en biotitas dos tobas que se intercalan en la base y en la sección superior de la unidad que sugieren una edad miocena tardía, comparable con la de la Formación Quebrada Honda, ubicada en el sur de la Cordillera Oriental de Bolivia (MacFaden *et al.* 1992).

En base a las relaciones estratigráficas, cartográficas y geomorfológicas, y considerando el intervalo de edades, Cladouhos *et al.* (1994) interpretaron que aproximadamente a los 10 Ma habría comenzado el desplazamiento del cabalgamiento andino principal (CANP, Isacks 1988), provocando un “endicamiento” y el desarrollo de una cuenca a dorsal (de tipo *piggy-back*) que permitió la preservación temporaria de depósitos sinorogénicos en el interior de la cuña tectónica. Según los autores, el drenaje hacia el este se habría restablecido en tiempos recientes con la excavación retrocedente del Río Los Hornillos (un afluente del Río Iruya, Fig. 4), que se encuentra erosionando el registro cenozoico aceleradamente y es responsable de la marcada topografía que, entre fondos de valle y cumbres, alcanza localmente 1 km de desnivel.

LAS SERIES NEÓGENAS EN SIERRAS SUBANDINAS Y CORDILLERA ORIENTAL

En la región subandina

Los depósitos neógenos aflorantes en la región subandina (Fig. 4a) fueron informalmente denominados “terciario subandino” (Fig. 6) por Bonarelli (1913) y Zuniño (1944). Estos representan, de manera general, la cuña sedimentaria depositada contemporáneamente con el alzamiento andino en el noroeste argentino. Este término fue acuñado por Mingramm *et al.* (1979) para abarcar todos los depósitos rojizos, débilmente litificados, que representan la sedimentación sinorogénica. Con posterioridad, esta estratigrafía fue formalmente subdividida en varias formaciones, comprendida la mayor parte de ellas dentro del Grupo Orán (Hernández *et al.* 1996, 1999). Por encima de una unidad basal (Figs. 6 y 7) dominada por fanbolitas rojizas y algunas intercalaciones eólicas (Formación Tranquitas), la colum-

na del terciario subandino puede superar los 7500 m de espesor, dependiendo de la localidad donde se la mida (Hernández y Echavarría 2009). La misma contiene tres grandes ciclos grano-estratocrecientes (Fig. 7) que reflejan la dinámica de sedimentación y relleno del antepaís proximal (antefosa) en su última etapa de desarrollo, previo a la incorporación dentro de la faja corrida y plegada (Hernández *et al.* 1999, Hernández y Echavarría 2009). Algunos autores informalmente denominan a estos tres ciclos: terciario subandino inferior, medio y superior (*e.g.*, Rubiolo *et al.* 1997, Rubiolo 1999). Dentro de ellos, existe una gran abundancia de niveles de tobas intercaladas, algunas de ellas con notable retrabajo fluvial y afectadas por pedogénesis en el intervalo Mioceno superior - Plioceno. Los fechados establecidos (Hernández y Echavarría 2009) por combinación de magnetoestratigrafía con dataciones radiométricas de las tobas para estos tres grandes ciclos van entre ~16 y 9 Ma para el inferior (~1500 m), entre ~8 y 5 Ma para el medio (~2500 m) y entre ~5 y 2 Ma (~3500 m) para el superior. Por encima de estos depósitos, y en discordancia regional, se apoya la Formación Simbolar dominada por depósitos conglomerádicos entre ~2 y 0,25 Ma (Hernández *et al.* 1996, 1999). Estos depósitos gruesos cuspidales se interpretan como producto de acomodación localizada y erosión de altos estructurales que afectaron a la región subandina y sierras de Santa Bárbara que fueron las últimas incorporadas dentro de la cuña tectónica. Por esta razón, tanto sus espesores como sus composiciones son más variadas, reflejando un cierto grado de particionamiento (fragmentación) de esta región (más externa al orógeno).

En la Cordillera Oriental

En la Cordillera Oriental los asomos cenozoicos son mucho más reducidos y localizados (Hernández 1996, 1999, Rubiolo *et al.* 1997) debido a su incorporación temprana dentro de la cuña tectónica (Fig. 4a). La exhumación que afectó a los distintos bloques dentro de esta región hizo que los depósitos cenozoicos carezcan de continuidad, posean reducido espesor y hayan recibido diferentes nombres. No obstante, si la sedimentación dentro de

zada en proximidades de Cianzo, al este de Humahuaca, sería perteneciente a un depocentro desarrollado entre corrimientos de la cuña tectónica, por lo que dicha región se estaba estructurando al momento de su acomodación. En un trabajo más reciente, Siks y Horton (2011) fecharon dicho relleno entre $16,34 \pm 0,71$ Ma y el límite Mioceno-Plioceno, lo que permite confirmar una depositación parcialmente contemporánea con la deformación en Cordillera Oriental y su caracterización como cuenca de *piggy-back*. Esto es al menos válido para el intervalo correspondiente a los conglomerados de la Formación Pisungo, que se consideran del Mioceno superior-Plioceno (Hernández *et al.* 1999). De acuerdo con esto, esta unidad constituiría un equivalente parcial de la sección aflorante en el abra de Tuc Tuca (Fig. 6), teniendo importantes implicancias para analizar el marco tectosedimentario.

Yacencia, geometría externa y geometría interna del Conglomerado de Tuc Tuca

Estos conglomerados se encuentran restringidos al flanco oriental de la sierra de Santa Victoria, aflorando entre el abra de Tuc Tuca (sobre el camino que conduce desde La Quiaca hasta Nazareno) y el poblado Santa Cruz de Aguilar (Fig. 5a). Están particularmente bien expuestos sobre el cañón que actualmente labra el río Los Hornillos, afluente sur-oeste del río Santa Victoria, donde forman un anfiteatro de carácter erosivo (Fig. 5b). La unidad psefítica es cortada por profundas cárcavas y gargantas que llegan a tener centenas de metros de desnivel y representan un paisaje juvenil fuertemente inciso.

La geología de la comarca expone meta-pelitas, pizarras y filitas pertenecientes al basamento proterozoico terminal-cámbrico basal (Complejo Puncoviscana) (Fig. 5a) que en la mayor parte de los corrimientos se imbrican con vergencia hacia el este para formar la serranía de Santa Victoria en su extremo sur (Rubiolo *et al.* 1997). Algunos de los cordones más elevados que forman el cordón central de la serranía están coronados por las arenitas cuarcíticas rosado-amarillentas del Grupo Mesón (Cámbrico) que apoyan en discordancia angular sobre el Complejo Puncoviscana. Los asomos más orienta-

les en el abra de Tuc Tuca exponen series psamo-pelíticas verdes, finamente estratificadas, asignables al Grupo Santa Victoria (Ordovícico), cubiertas en discordancia por series rojizas, menos consolidadas (Fig. 5a). Estas últimas, se inician con conglomerados basales de reducido espesor, continúan con depósitos arenosos con megaestratificación cruzada (eolianitas) y culminan con espesos paquetes de fangolitas con horizontes de calcretes nodulares y columnares. Estas unidades fueron consideradas como pertenecientes al Subgrupo Pigua (Cretácico) por Cladouhos *et al.* (1994) y como depósitos del Paleógeno, pertenecientes al Subgrupo Santa Bárbara por Rubiolo *et al.* (1997). Su ordenamiento interno y abundancia de fangolitas rojas con intensa perturbación pedogenética sugiere una correlación con depósitos asignables al Subgrupo Santa Bárbara. Dentro de esta unidad, DeCelles *et al.* (2011) describen un conjunto de paleosuelos inusualmente bien desarrollados en las Formaciones Maíz Gordo y Lumbraera. Estos autores interpretan que los intervalos afectados por profusa pedogénesis sugieren etapas de condensación estratigráfica, propias de la región ubicada sobre el domamiento periférico (véase Fig. 2), caracterizada por una reducida acomodación. Así, dichos autores y más recientemente Quade *et al.* (2015), asocian esta sedimentación con el pasaje de la onda flexural producto de la migración del antepaís andino hacia el este. Hacia el sur de esta región, en la subcuenca de Cianzo, Siks y Horton (2011) describen un intervalo similar preservado inmediatamente por debajo de la Formación Casa Grande (Fig. 6).

Los depósitos conglomerádicos de la Formación Tuc Tuca apoyan en clara discordancia angular sobre el basamento Paleozoico temprano que inclina con alto ángulo hacia el oeste. La unidad se encuentra cubierta, en suave discordancia angular, por un registro sedimentario glacial y fluvioglacial del Pleistoceno (Figs. 5a y b) (Martini 2014, Martini *et al.* 2017) que inclina $3-4^\circ$ al oeste.

En el abra, la serie conglomerádica apoya sobre el Complejo Puncoviscana cubriendo una paleotopografía incisa (Fig. 5b). Su cartografía junto a la distribución de facies permite definir una región axial con orien-

tación este-oeste y regiones de bordes representadas por cuñas psefíticas brechosas que solapan el basamento hacia el sur y el norte. En perfil transversal (norte-sur) la geometría general de la unidad es marcadamente lenticular (Figs. 8a y 8b). La diferencia topográfica medida con GPS entre los laterales y la región axial de la depresión es de aproximadamente 300 m mientras que el ancho estimado es de 1,5 km.

Los conglomerados se disponen con buzamientos variable hacia al oeste y rumbo norte-sur. Internamente, de base a techo desarrollan un abanicamiento entre 35° y $\sim 10^\circ$ (Figs. 8c y 9). Una relación de solapamiento primario entre el conglomerado y metasedimentitas del Complejo Puncoviscana puede observarse en la ladera este de la quebrada del río Los Hornillos (Fig. 5a). Inmediatamente al este, aflora un corrimiento potencialmente fuera de secuencia con transporte hacia el este-sureste que despegga en filitas del Complejo Puncoviscana y cabalga sobre los depósitos del Subgrupo Santa Bárbara, ubicados en el bloque bajo (Figs. 5a y 8c). Los conglomerados basales, a dorsal de este cabalgamiento, son los que tienen el mayor ángulo de buzamiento que se aproxima a 35° oeste.

El abanicamiento estratal de la unidad con una relación solapante sobre el Complejo Puncoviscana indicaría que puede tratarse de estratos de crecimiento desarrollados a dorsal de una estructura en formación (e.g., Zapata y Allmendinger 1996, Suppe *et al.* 1997, Vérges *et al.* 2002), posiblemente un anticlinal por propagación de falla, generado tardíamente a partir de una estructura fuera de secuencia (e.g., Erslev 1991, Brandes *et al.* 2007). Esta falla se expone sobre la margen derecha del cañón del río Los Hornillos (Figs. 5a y 8c). El abanicamiento indicaría que los depósitos fueron afectados por una estructuración contemporánea de la Cordillera Oriental como interpretaron Cladouhos *et al.* (1994). Sin embargo, como se expone más adelante, la geometría claramente incisa dentro del basamento paleozoico y la naturaleza y arquitectura interna de facies permiten caracterizarla como el relleno de un cañón que cortaba la cuña tectónica, posiblemente labrado por un río antecedente, que transportó sedimentos desde

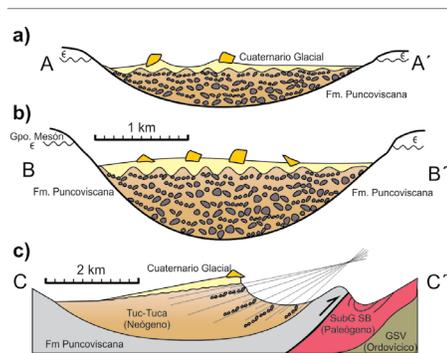


Figura 8. Perfiles simplificados trazados sobre el mapa de la figura 5. a) y b) Perfiles transversales mostrando la geometría lenticular del relleno y su relación discordante con unidades paleozoicas de la cordillera Oriental; c) Perfil longitudinal, mostrando el abanicamiento estratal desarrollado en la unidad y el cabalgamiento que la exhuma. Abreviaturas: SubG SB: Subgrupo Santa Barbara. GSV: Grupo Santa Victoria.

el interior orogénico hacia la cuenca de antepaís.

Ordenamiento vertical interno

A la escala de toda la serie psefítica no se desarrolla una tendencia granulométrica preferencial permitiendo interpretarla como de carácter agradacional. No obstante, sutiles gradaciones de la estratofábrica interna posibilitan reconocer ciclos menores (Fig. 9). En particular, se reconocen algunos intervalos de reducido espesor con menor granulometría y coloraciones claras, que a la distancia representan particiones finas y permiten separar paquetes de entre 10 y 50 m de espesor. Algunas de estas intercalaciones se corresponden con paquetes tobáceos con buena continuidad lateral (véase apartado Facies). En otros casos, sólo se trata de superficies con topografía irregular y difícil seguimiento lateral que separan paquetes sedimentarios que se cortan con muy bajo ángulo (Fig. 9) que pueden corresponder a superficies erosivas de mayor rango.

La columna de la figura 10 constituye una columna compuesta a través de la unidad y representativa de la región axial donde se resaltan algunos de los atributos sedimentológicos principales junto a las intercalaciones de intervalos tobáceos más importantes.

Facies

El análisis de facies permitió reconocer cuatro asociaciones de facies sintetizadas en el cuadro 1.

Asociación fluvial entrelazada gruesa, pobremente organizada: Se trata de depósitos conglomerádicos pobremente estratificados y dispuestos en bancos gruesos con fábricas clasto-soportadas y matrices predominantemente areno-gravosas mal seleccionadas. La clastometría varía entre bloques (los tamaños máximos promedio) y gravas gruesas que, en general, poseen buen redondeamiento y composición polimíctica (Fig. 11). Internamente, los bancos poseen escasa segregación granulométrica, en general son macizos y poseen delgadas gradaciones en los topes. Los contactos entre bancos están representados por sutiles saltos granulométricos, cambios en las proporciones de matriz y clastos o por superficies irregulares u onduladas sobre las cuales suelen disponerse agrupamientos de bloques mayores. Ocasionalmente, se intercalan paquetes lenticulares de conglomerados finos bien organizados (véase *Asociación fluvial entrelazada areno-gravosa, bien organizada*) o bancos tabulares de espesor métrico, mal seleccionados, con abundante matriz y con gradación granulométrica normal, conteniendo bloques sobredimensionados de hasta 2,5 m.

Esta asociación representaría un dominio de depósitos aluviales con poca capacidad de diferenciación (estratificación cruda y matrices gruesas mal seleccionadas), entre los que se intercalan algunos episodios producto de corrientes más diluidas y turbulentas (cuerpos lenticulares mejor organizados) y otros resultantes de flujos hiperconcentrados. Esto último, es consistente con la naturaleza maciza a gradada normal de los depósitos, el escaso ordenamiento preferencial de clastos y la presencia de bloques sobredimensionados. El conjunto refleja un carácter relativamente proximal de estos depósitos y procesos de baja eficiencia de transporte que explican la carencia de organización interna (Nemec y Steel 1984, Houghton 1989). Es posible que algunos de los depósitos gradados y con bloques sobredimensionados resulten de depósitos de crecidas excepcionales.

Asociación fluvial entrelazada areno-gravosa, bien organizada: Se trata de intervalos de conglomerados arenosos bien seleccionados e internamente estratificados, dispuestos en bancos delgados y medianos que alternan con areniscas guijosas lenticulares. Esta asociación al-

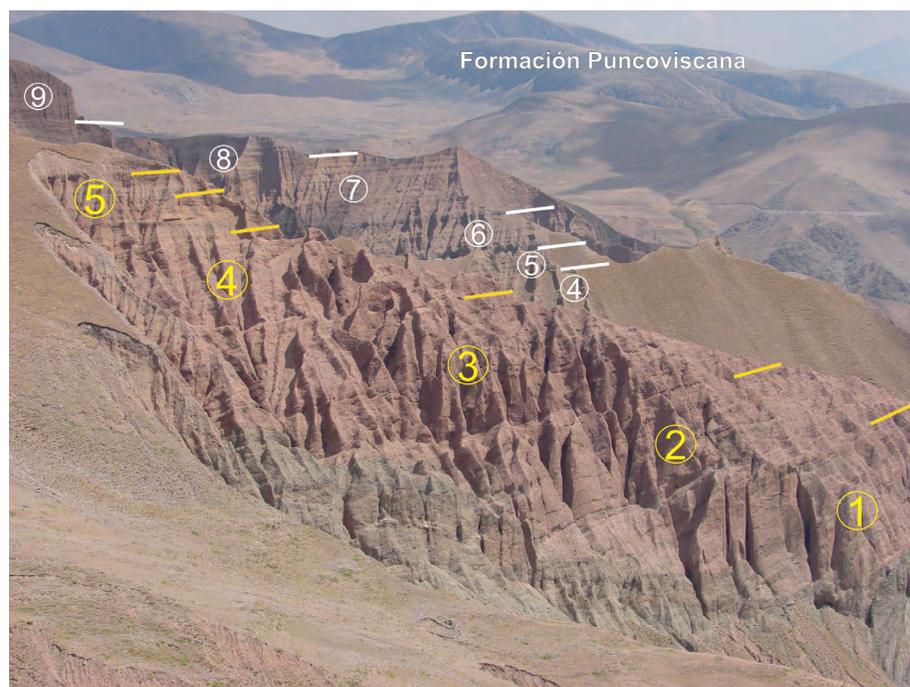


Figura 9. Vista Panorámica de la Formación Tuc Tuca tomada hacia el norte. Nótese el abanicamiento estratal con mayores buzamientos en la base y estratos subhorizontales al tope, conjuntamente con el desarrollo de aparentes ciclos internos separados por particiones tobáceas. Asimismo, nótese la altura de las hombreras incisas en la Formación Puncoviscana. Se numeran los diferentes ciclos reconocidos dentro de la sucesión y con líneas amarillas y blancas, respectivamente, se ubican sus contactos en primer plano y en afloramientos más alejados.

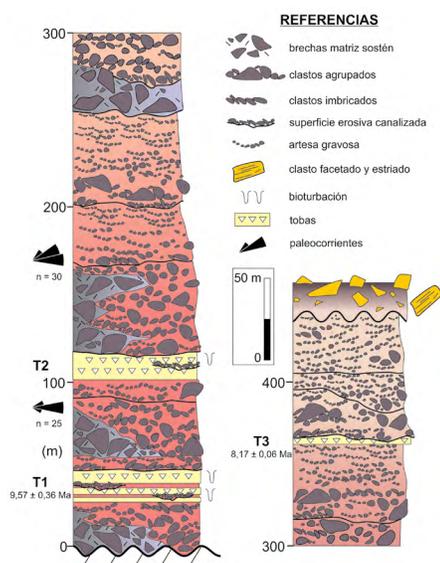


Figura 10. Columna estratigráfica simplificada a escala de la Formación Tuc Tuca aflorante sobre la margen oeste del río Los Hornillos en la región del abra de Tuc Tuca (Fig. 5). Nótese su base discordante sobre basamento paleozoico y la discordancia del tope que lo separa de tills y depósitos glaciales pleistocenos. Los colores y degradados en la figura representan variaciones reales de colores asociados con la coloración general de la matriz y la composición de clastos. Para mayor detalle remítase al texto. Las edades de T1 y T3 han sido tomadas de Cladouhos *et al.* (1994).

terna con los conglomerados gruesos de la asociación anterior. Desde un punto de vista textural, se trata de depósitos psefiticos bien seleccionados y bien redondeados con matrices arenosas limpias. Desde un punto de vista arquitectural, los bancos individuales (entre 0,2-1,5 m de espesor) tienen reducida continuidad lateral y se acuñan en el orden de la decena a decena de metros. Los contactos se reconocen por su geometría ondulada y saltos granulométricos (Fig. 11c), con desarrollo de clastos agrupados y alineados, a veces imbricados y apoyados sobre la superficie limitante. Internamente, muestran estratificación cruzada en artesas amplias, a veces difusas, en conjuntos (*sets*) estratificados que no superan 0,5 m de espesor individual. También se destacan conjuntos con estratificación planar con bajo ángulo y terminaciones asintóticas hacia la base. Son frecuentes los lentes bien segregados con agrupamientos de bloques y clastos y los parches lenticulares de clastos imbricados. Todas las medidas de paleocorrientes apuntan al este, noreste y sureste con una dispersión de aproximada de 45° indicando paleoflujos de oeste a este (Fig. 10).

El dominio de fábricas bimodales, matrices arenosas, buen redondeamiento de clastos, presencia de agrupamientos y parches imbricados, frecuentes superficies erosivas, estratificaciones cruzadas y geometrías lenticulares sugiere un predominio de condiciones fluidales tractivas en el transporte y depósito de esta asociación, que le otorgaron un carácter organizado al depósito (Hein y Walker 1977, Nemec y Steel 1984, Haughton 1989). La intercalación con areniscas guijosas cuneiformes laminadas indicaría alternancia de momentos de alta y baja descarga, representados por variaciones de la capacidad de arrastre, movimiento de barras longitudinales y transversales, y el desarrollo de conglomerados residuales con acorazamiento de lecho (Steel y Thompson 1983, Smith 2000). Esta asociación caracteriza a depósitos fluviales entrelazados (gravosos-arenosos) con barras gravosas y sistemas de canales móviles y de escasa profundidad dominados por carga tractiva y alternancia estacional del caudal (Miall 1977, Bridge 2006). Esto se deduce a partir de los frecuentes saltos granulométricos y las superficies de reactivación con depósitos residuales gravosos e hileras de clastos imbricados tapizando superficies ondulantes seguidas de areniscas gravosas con estratificación cruzada en artesas, compatibles con depósitos de barras y canales de profundidad métrica. Los espesores de conjuntos con estratificación cruzada indican profundidades máximas del orden de 2-3 m para los cursos individuales.

Asociación coluvial brechosa: Se trata de brechas oligomíticas (fundamentalmente fragmentos de filitas y pizarras) pobremente estratificadas, mal seleccionadas y dispuestas en cuñas (Figs. 10 y 11d), que pierden su espesor al alejarse de los laterales del valle y se interdigitan con los conglomerados de las dos asociaciones de facies anteriores hacia la región axial. Los bancos poseen espesores métricos y límites difusos dados por la monotonía composicional, falta de ordenamiento interno y fábricas muy mal seleccionadas. Las matrices son fangosas y la disposición de clastos es caótica, conteniendo bloques sobredimensionados, aislados o agrupados.

Se interpreta como un conjunto de depó-

sitos aluvionales producto de procesos gravitacionales y asociados con remoción de laderas, flujos de detritos y avalanchas de roca (Bilkra y Nemec 1998, Blair y McPherson 2009). Su geometría general cuneiforme hacia el centro del valle y la disposición lateral paralela a los bordes del mismo indican que se trata de depósitos coluviales desarrollados en los laterales de un paleovalle, donde las laderas, relativamente empinadas, habrían facilitado procesos gravitacionales. Cabe señalar que tanto la composición monolítica como la angulosidad de los fragmentos de filitas y pizarras, procedentes de la Formación Puncoviscana, apoyan esta interpretación.

Asociación de depósitos de caída, pausa y retrabajo: Esta asociación se diferencia notablemente del conjunto de las asociaciones psefiticas por su color y la diferente resistencia a la meteorización, lo que permite reconocer varios episodios de relleno dentro de la Formación Tuc Tuca. Se trata de depósitos de tobas blanquecinas internamente gradadas, laminadas o macizas que varían entre algunos centímetros y varios metros de espesor. Son depósitos de gran continuidad lateral interpuestos entre las asociaciones de facies gravosas y que lateralmente pueden sufrir atenuamientos de su espesor y acuñamientos por erosión. En particular, desarrollan terminaciones abruptas hacia los laterales del paleovalle. Si bien el conjunto puede superar los 5 m de espesor (Fig. 12a) e incluir varios episodios amalgamados, los espesores individuales de capa no superan los 0,30 m. Internamente, se pueden diferenciar niveles blanquecinos de granulometría muy fina (chonitas) y otros areno-gravosos con patrones gradados y laminados (Fig. 12b). También resaltan intervalos con una notable bioturbación (Fig. 12c) representada por estructuras dendríticas divergentes hacia abajo y patrones de tubos verticales y horizontales entrecortados y cámaras con diferentes diámetros y relleno pasivo. En ocasiones, dentro de esta asociación se intercalan lentes grises areno-gravosos (Fig. 11b) o de areniscas tobáceas (tufitas) con estratificación cruzada y microondulaciones, y laminación cruzada escalonada.

Esta asociación refleja momentos de caída de cenizas y pausas en la sedimenta-

ción tractiva. Los depósitos de caída quedan representados por las tobas gradadas o gradadas-laminadas mientras que los intervalos con profusa bioturbación permiten deducir intervalos de colonización biótica y pedogénesis compatibles con momentos de pausa. Las variaciones de color (tonalidades más blancas a grises o rosadas) y de granulometría reflejan contenidos variables de líticos, micas, minerales pesados y de materiales detríticos mezclados por retrabajo. Los niveles tobáceos areno-gravosos de colores grises y geometría lenticular que alternan indican retrabajo y escorrentía superficial. En tanto, los niveles con estratificación cruzada y desarrollo de microondulaciones escalonadas hacia el tope sugieren corrientes tractivas y rededepósitos subcúeas en escasa profundidad de agua. Las matrices tobáceas en todos los casos indican alta disponibilidad de cenizas y materiales en suspensión.

Composición de clastos en el relleno

Un análisis composicional sobre la base de conteos de 300 clastos en estaciones realizadas en la columna (Dickinson 2008) y también en una sección transversal (Fig. 8b) permitieron separar dos grupos de conglomerados con distinta procedencia y significado. En los conglomerados fluviales con clastos bien redondeados, las áreas de procedencia y aporte están representadas por litologías paleozoicas, incluyendo la Formación Puncoviscana y areniscas cuarzosas comunes en el Cámbrico y Ordovícico de la Cordillera Oriental y Puna (Astini 2008b), que habrían constituido la cuña tectónica. Asimismo, hay un escaso porcentaje de clastos de granitos comparables con los granitos cámbricos que intruyen a la Formación Puncoviscana en la Cordillera Oriental. Esto resulta consistente con las poblaciones detríticas reconocidas por DeCelles *et al.* (2011) y Siks y Horton (2011) para depósitos equivalentes del terciario subandino a esta latitud. Excepcionalmente, también contiene clastos de areniscas rojas que pueden provenir del reciclado de series paleógenas, estas últimas inmediatamente expuestas hacia el este, en el bloque bajo (Fig. 5a).

Las brechas monocomposicionales, en

CUADRO 1. Asociaciones de facies de la Formación Tuc Tuca, Neógeno de la Cordillera Oriental.

Asociaciones de Facies	Descripción	Interpretación
Asociación fluvial entrelazada gruesa, pobremente organizada colores pardos y rosados)	Depósitos conglomerádicos pobremente estratificados y dispuestos en bancos gruesos con fábricas clasto-soportadas y matrices predominantemente areno-gravosas, mal seleccionadas. La clastometría varía entre bloques (los tamaños máximos promedio) y gravas gruesas con buen redondeamiento y composición polimictica. Con intercalaciones de conglomerados arenosos finos lenticulares, a veces gradados hacia el tope.	Depósitos aluviales dominados por flujos hiperconcentrados (con reducida capacidad de diferenciación), entre los que se intercalan algunos episodios producto de corrientes más diluidas y turbulentas, que desarrollan cuerpos lenticulares. Reflejan un carácter relativamente proximal.
Asociación fluvial entrelazada areno-gravosa, bien organizada (colores rosados)	Conglomerados arenosos y areniscas guijosas que alternan con los conglomerados gruesos. Se disponen en bancos gruesos y muy gruesos, a veces amalgamados e internamente estratificados. En ocasiones representan cuñas dentro de los conglomerados gruesos. Contactos ondulados y erosivos. Buen redondeamiento de componentes. Depósitos residuales, agrupamiento de clastos y parches imbricados. Estratificación cruzada en artesas y superficies de reactivación con bajo ángulo.	Depósitos fluviales entrelazados arenosos y areno-gravosos con barras gravosas y sistemas de canales móviles y de escasa profundidad, dominados por carga tractiva y alternancia estacional del caudal. Asociados con cuencas de drenajes más extensas e integradas.
Asociación coluvial brechosa (colores grises)	Brechas oligomícticas, pobremente estratificadas, mal seleccionadas. Geometrías cuneiformes. Falta de ordenamiento interno (estructura caótica) abundante matriz fangosa y bloques sobredimensionados suspendidos.	Depósitos fluviales entrelazados arenosos y areno-gravosos con barras gravosas y sistemas de canales móviles y de escasa profundidad, dominados por carga tractiva y alternancia estacional del caudal.
Asociación de depósitos de caída, pausa y retrabajo (colores blanquecinos)	Mantos tobáceos de hasta 5 m de espesor compuestos por múltiples capas amalgamadas con espesores individuales de 5-50 cm. Mantos con buena continuidad lateral, interpuestos entre las asociaciones de facies gravosas. Lateralmente se adelgazan y acuñan por erosión. Internamente, se pueden diferenciar tobas blanquecinas gradadas, laminadas o macizas, niveles de granulometría muy fina (choníticos) y otros areno-gravosos (lapilíticos). Algunos niveles de tobas muestran una notable bioturbación (tubos verticales y horizontales simples y bifurcados). Intercalan intervalos con mezclas de materiales detríticos (tufitas arenosas) y cuerpos lenticulares areno-gravosos con estratificación cruzada y laminación cruzada escalonada.	Esta asociación refleja momentos de caída de cenizas, retrabajo y condensación. Los depósitos de caída quedan representados por las tobas gradadas o gradadas-laminadas mientras que los intervalos con profusa bioturbación representan colonización biótica y pedogénesis, compatibles con momentos de pausa. Los niveles tobáceos areno-gravosos lenticulares indican retrabajo y rededepósito por escorrentía superficial.

cambio, se interpretan como de procedencia local, producto de erosión y reciclado del sustrato sobre el que apoya la unidad (en general la Formación Puncoviscana). Estos depósitos serían el resultado de

procesos gravitacionales de avalancha por derrumbes y desplomes laterales de las laderas del paleocañón. Las dos composiciones diferentes pueden ser observadas en el propio relleno sedi-

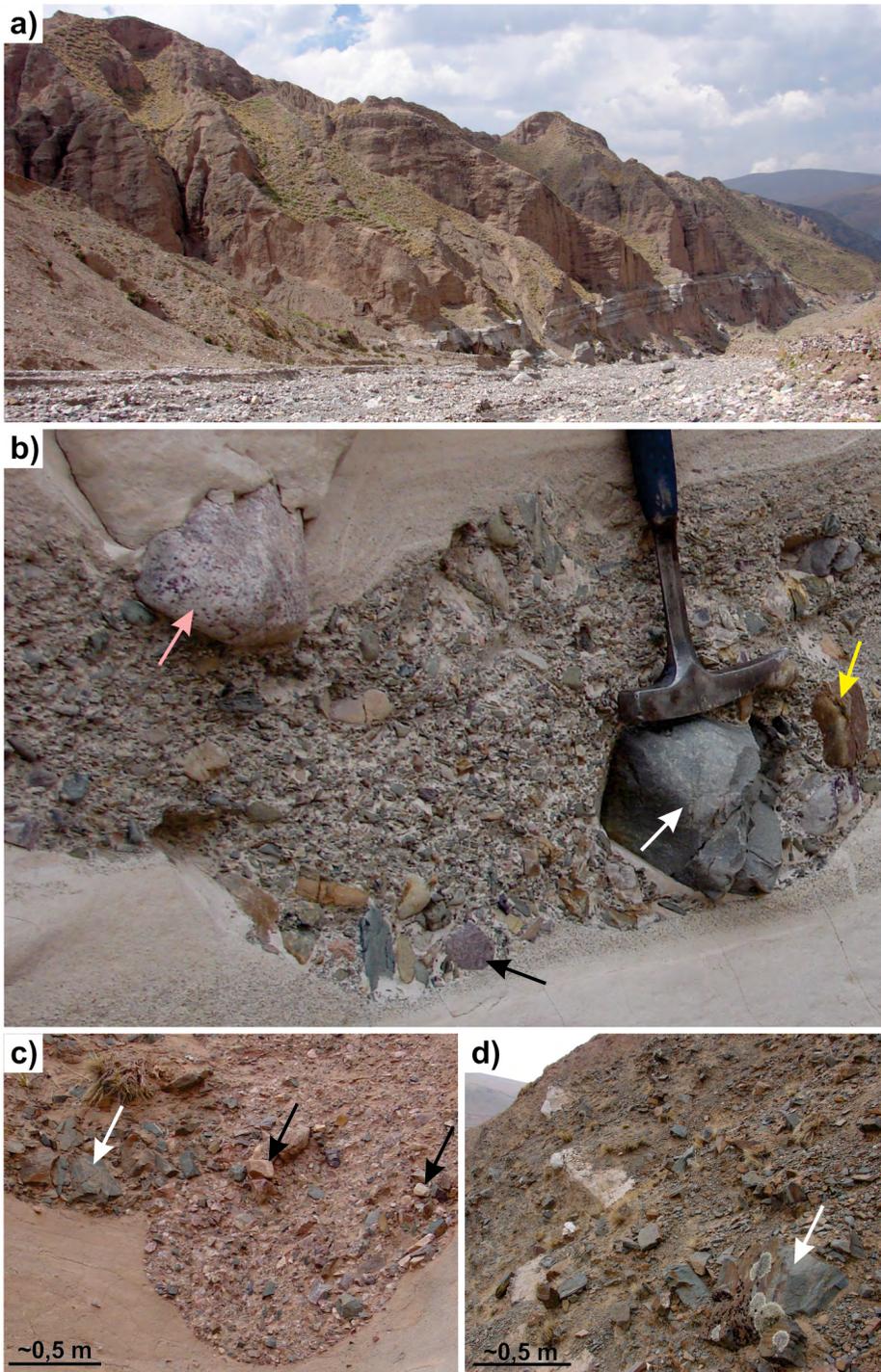


Figura 11. Facies conglomeráticas de la Formación Tuc Tuca. a) Sección inferior de la Formación Tuc Tuca sobre la margen izquierda de la quebrada del río Los Hornillos. Nótese el predominio de depósitos gravosos gruesos sobre uno de los intervalos tobáceos; b) Lente conglomerático intercalado dentro del intervalo tobáceo inferior. Nótese el redondeamiento general de los componentes y la variada composición del mismo. La flecha rosa señala un bloque granítico, la blanca un bloque del Complejo Puncoviscana, la negra un rodado de arenita cuarzosa morada del Grupo Mesón y la amarilla un bloque de Ordovícico (Grupo Santa Victoria); c) Depósitos gravosos mal seleccionados relleno de una estructura de corte y relleno de 2 m de ancho perteneciente a la asociación fluvial entrelazada areno-gravosa de la Formación Tuc Tuca. La flecha blanca indica clastos del Complejo Puncoviscana, las flechas negras arenitas cuarzosas blanquecinas y rosadas pertenecientes al Grupo Mesón (Cámbrico); d) Depósitos gravitacionales dispuestos en cuñas laterales que rellenan el paleovalle de Tuc Tuca, compuestos exclusivamente por bloques y clastos angulosos de la Complejo Puncoviscana. El bloque señalado por la flecha blanca supera 1 m de lado.

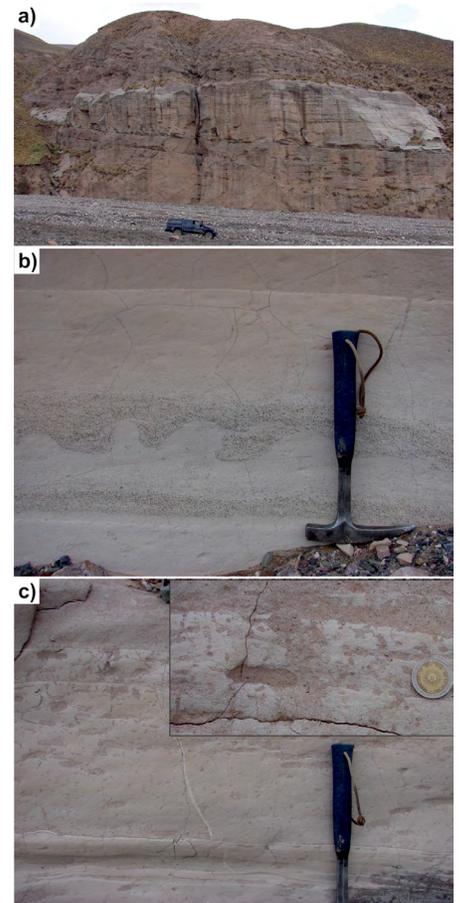


Figura 12. Facies de la Asociación de depósitos de caída, pausa y retrabajo de la Formación Tuc Tuca. a) "Toba principal" de la sección inferior de la Formación Tuc Tuca expuesta sobre la margen izquierda del cañón actual del río Los Hornillos. Nótese la amalgamación de numerosos episodios y la geometría lenticular del intervalo superior, reflejando la naturaleza confinada del depósito. Corresponde a la datación de $9,57 \pm 0,36$ Ma de Cladouhos *et al.* (1994); b) Detalle mostrando varios episodios tobáceos amalgamados y gradados, el superior con desarrollo de lóbulos de carga en la base. Nótese la afectación por marcas de raíces hacia los topes; c) Patrones de bioturbación superpuestos dentro del depósito tobáceo afectado por pedogénesis. En el recuadro aumentado puede verse el relleno pasivo de tubos y cámaras posiblemente asociados con la actividad de hormigas. El bandeo interno y la gradación normal indican recurrencia de depósitos de caída.

mentario a través de cambios de colores (Figs. 10 y 11). Mientras que las brechas grises ocupan los laterales del paleovalle, los depósitos fluviales rosados rellenan preferencialmente la región axial (Figs. 5b y 8b).

Edad

Cladouhos *et al.* (1994) dataron dos tobas por el método Ar/Ar en biotitas que se intercalan próximo a la base y en la sección superior, a 100 m del tope de la unidad (T1

y T3 respectivamente en Fig. 10), obteniendo edades de $9,57 \pm 0,36$ Ma y $8,17 \pm 0,06$ Ma, respectivamente. Casi 300 m de columna separan a ambas tobas que, sin tener en cuenta los errores de medición y despreciando la compactación y etapas de erosión, representan una tasa de acumulación mínima de aproximadamente 0,2 mm anuales. Dado que las litologías y el ordenamiento interno no cambian sustancialmente, podría interpretarse que a similar tasa de sedimentación el tope de la unidad puede alcanzar los 8 Ma o ser algo más joven. Edades comparables están representadas dentro del intervalo medio del terciario subandino (Fig. 6 y 7), incluido en la parte media y superior del Subgrupo Metán (Hernández *et al.* 1999). Asimismo, vale mencionar que aproximadamente 50 km al sur del abra de Tuc Tuca, en la subcuenca de Cianzo, el tope de series granoestratocrecientes equivalentes a la Formación Río Grande (unidad superior del Subgrupo Metán del Grupo Orán) han sido datadas en $9,69 \pm 0,05$ Ma (Siks y Horton 2011). Por encima de este intervalo, y mediando una discordancia erosiva, se depositan los conglomerados de la Formación Pisungo (Fig. 6), equivalentes del Subgrupo Jujuy (subdivisión superior del Grupo Orán).

Interpretación general

La geometría general lenticular de la unidad en sentido norte-sur, la arquitectura interna con mayores espesores coincidentes con una región axial (dispuesta este-oeste) y el desarrollo de brechas coluviales de flanco con relaciones de solapamiento hacia el norte y sur, sugieren que la Formación Tuc Tuca conforma el relleno sedimentario de un amplio paleovalle labrado sobre un sustrato paleozoico que atravesó la Cordillera Oriental con dirección oeste-este. Los cambios composicionales y granulométricos del relleno en sentido transversal, la disposición cuneiforme de las brechas coluviales y los marcados atenuamientos de espesor y acñamientos laterales de los intervalos tobáceos (*asociación de depósitos de caída, pausa y retrabajo*) son consistentes con esta interpretación. Así, mientras las regiones de borde están caracterizadas por depósitos gravitacionales, con una marcada afinidad composicional con el

sustrato sobre el que apoyan (metapelitas y metaareniscas de la Formación Puncoviscana), los depósitos fluviales gravosos de la región axial son polimícticos y cuentan con poblaciones de clastos más redondeados que reflejan una procedencia más variada y áreas fuentes relativamente lejanas (ubicadas en el interior orogénico). Asimismo, la dirección de paleocorrientes (imbricación) medidas sobre los depósitos fluviales axiales (Fig. 10) son consistentes con la disposición oeste-este de dicha artesa y un sentido del paleoflujo hacia el este.

Si bien el paleovalle habría transitoriamente acumulado conglomerados, posiblemente favorecido por procesos gravitacionales y producto de endicamientos locales (*e.g.*, Lancaster y Casebeer 2007), en el largo plazo y a escala geológica, el mismo habría actuado como una región de tránsito y transferencia de sedimentos desde el interior orogénico (*hinterland*) hacia el antepaís. La profunda incisión que afecta al Paleozoico temprano (en particular, las metasedimentitas de la Formación Puncoviscana) y el gran espesor localizado que alcanzan los conglomerados, indican que luego de una etapa de marcada incisión siguieron varias etapas de agradación. Esto es consistente con el registro de un paleocañón que atravesó la Cordillera Oriental y donde la continua caída del nivel de base puede relacionarse con alzamiento tectónico sostenido y el posterior relleno durante etapas de equilibrio del perfil gradado (*sensu* Quirk 1996, Blum *et al.* 2013).

A pesar de que dominan las asociaciones de facies de conglomerados arenosos, típicamente de carácter fluvial entrelazado y de origen tractivo, tanto los intervalos tobáceos, como las cuñas de depósitos gravitacionales y el espesor estratigráfico registrado dentro del paleovalle permiten sostener que episódicamente durante casi 2 Ma (entre 10 y 8 Ma aproximadamente), el cañón se comportó como sitio de acomodación, acumulando a razón de 0,2 mm anuales (en promedio). Esto sugiere que durante ciertas etapas habría disminuido la cantidad de pasaje efectivo de sedimentos hacia el antepaís donde se desarrollaban abancos fluviales (Fig. 13).

Existen escasos ejemplos preservados de una zona de transferencia a través de

fajas corridas y plegadas (*e.g.*, Alvarez 1999, Vincent 2001), pero éste constituiría el primer caso detectado en el registro fósil de la Cordillera Oriental, que además habría estado conectado con un sistema fluvial distributivo (megabancos) desarrollado en el antepaís (Fig. 13).

Luego del alzamiento de la Cordillera Oriental, se produjo localmente una inversión regional de las pendientes, asociada posiblemente con estructuras fuera de secuencia (Fig. 5a). En consecuencia, la comarca fue reutilizada durante el Pleistoceno por glaciares de valle que se dirigieron hacia el oeste, depositando morenas laterales y arcos morénicos que cubren en suave discordancia angular el registro fluvial y aluvial mioceno (Fig. 5b) (Martini 2014, Martini *et al.* 2015). La actividad glacial no alcanzó a eliminar el excepcional registro estratigráfico del paleocañón mioceno de Tuc Tuca.

El paleocañón de Tuc Tuca habría constituido una artesa de gran porte asociada con la dinámica de un curso fluvial de carácter permanente, con marcada estacionalidad, que habría actuado como sistema colector, procedente del interior orogénico. Si bien el mismo habría actuado con un carácter fundamentalmente erosivo (degradacional-acomodación negativa), sucesivas etapas de agradación habrían posibilitado su relleno. Se interpreta que la capacidad erosiva del curso fluvial (de carácter antecedente) permitió, dado de alzamiento de la Cordillera Oriental, generar el cañón de Tuc Tuca y que durante la mayor parte de su historia no alcanzó condiciones de equilibrio como para depositar (*steady state*), predominando el tránsito o traspaso sedimentario. De acuerdo con las edades registradas, durante un intervalo de ~2 Ma, el sistema fluvial gravoso habría facilitado el transporte de materiales hacia el antepaís, mientras que una reducida parte de la carga en tránsito habría sido retenida por agradación sedimentaria dentro del paleovalle.

DISCUSIÓN

En las regiones continentales, los sistemas fluviales producen incisión y cañones como respuesta a fluctuaciones severas del perfil de equilibrio, tanto a partir de ci-

culos tectónicos como de ciclos climáticos (Schumm 1993, Schumm y Ethridge 1994, Brocard *et al.* 2011, Blum *et al.* 2013). En el registro fósil, resulta difícil discriminar entre los diferentes factores. Sin embargo, por la longevidad del paleocañón de Tuc Tuca, durante la etapa incisiva pudieron haber operado cambios climáticos superpuestos al alzamiento acelerado de la Cordillera Oriental, generando superposición de etapas de agradación y degradación por variaciones reiteradas del perfil gradado (Quirk 1996). Varios estudios han sugerido relaciones lineales entre la superficie de las cuencas de drenaje y las dimensiones (ancho y profundidad) de valles incisos (e.g., Mattheus *et al.* 2007, Phillips 2011). Esto parece ser consistente con el análisis composicional del relleno, particularmente las facies fluviales entrelazadas, que indican procedencias bastante variadas y relativamente lejanas. De acuerdo con clasificaciones recientes de paleovalles incisos (Blum *et al.* 2013), el caso aquí estudiado sería un valle desarrollado sobre lecho rocoso (Fig. 14) (*bedrock and mixed bedrock-alluvial valleys*), indicando un escenario de fuerte alzamiento tectónico y desarrollo de un sistema erosivo confinado (*confined degradational sensu Aalto et al.* 2003). Esto resulta consistente con la interpretación de que este paleovalle constituye un registro excepcional de una zona de traspaso sedimentario a escala regional. De acuerdo con Howard *et al.* (1994) este tipo de valles se desarrolla en tiempos superiores al millón de años con un balance positivo

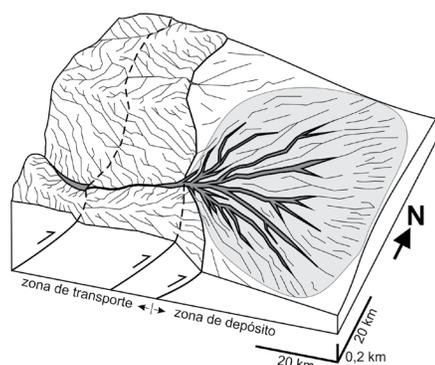


Figura 13. Modelo interpretativo del paleocañón de Tuc Tuca (labrado en la Cordillera Oriental) y del abanico fluvial desarrollado en la región subandina que caracterizan la cuña tectónica y los depósitos en la antefosa, respectivamente.

entre tasas de incisión y alzamiento (*cf.*, Whipple 2004) y requiere de cuencas de drenaje relativamente extensas para su formación.

De acuerdo con las edades del relleno, la artesa se habría colmatado a fines del Mioceno medio (~8-7 Ma) y a partir de ese momento, fue incorporada como área positiva. Así, es posible que durante el Mioceno medio, e incluso más temprano, el paleocañón de Tuc Tuca haya sido funcional, transfiriendo sedimentos hacia el antepaís y permitiendo la construcción de abanicos fluviales.

Las razones que indujeron la colmatación son menos claras y pueden ser explicadas de diferente manera, aunque todas apuntan a que el perfil de equilibrio se habría elevado rápidamente, creando espacio de acomodación (*depositional envelope*) dentro de la propia artesa. En un trabajo reciente, Koning *et al.* (2013) describen procesos de inestabilidad y remoción en masa en un paleovalle cuaternario de Nueva México que contribuyeron a generar agradación y retención de sedimentos. Lancaster y Casebeer (2007) analizaron los tiempos de tránsito en valles intermontanos encajados, concluyendo que depósitos gravitacionales, análogos a los de la asociación de facies *coluvial brechosa*, contribuyen a incrementar los tiempos de residencia, interrumpiendo y modificando con cierta periodicidad la circulación fluvial. Esto explicaría la interdigitación que particularmente se desarrolla en los laterales del relleno del paleovalle entre las asociaciones de facies dominadas por procesos gravitacionales y aquellas dominadas por procesos fluviales tractivos. Depósitos lacustres de carácter transitorio (e.g., Colombo *et al.* 2009, Suriano *et al.* 2015) no han sido preservados. Sin embargo, etapas de modificación local del perfil gradado habrían favorecido la acomodación de materiales finos, incluyendo la asociación de facies tobácea, diferencialmente preservada dentro del paleovalle y con notable lenticularidad en el corte transversal. Esto mismo fue observado por Koning *et al.* (2013) quienes interpretaron que los paleovalles pueden constituir potenciales trampas de depósitos de caída. Similar explicación puede aplicarse a nuestro caso. Resulta importante aclarar que al menos los dos intervalos tobáceos de la sección

inferior constituyen momentos de prolongada agradación, dada la recurrencia de eventos volcanoclásticos registrados y el desarrollo de bioturbación y pedogénesis que indicarían etapas de condensación estratigráfica.

Lancaster (2008) propuso que parte de la carga de fondo en valles intermontanos puede ser transitoriamente secuestrada, acumulándose como carga residual y reteniendo diferencialmente los calibres mayores. Este hecho parece confirmarse en este caso, donde conglomerados gruesos con agrupamientos de bloques son comunes dentro de la asociación de fondo (*asociación fluvial entrelazada gruesa*). De acuerdo con la hipótesis de Lancaster (2008), cuando las acumulaciones localizadas de carácter gravitacional exceden la capacidad de transporte fluvial conducen a un ensanchamiento rápido del valle, creando mayor potencial de acomodación, disminuyendo la velocidad de incisión y posibilitando la preservación del registro en el largo plazo.

Es posible que los depósitos gravitacionales tengan un origen asociado con tectonismo como ha sido detectado en otras regiones tectónicamente activas (Formento-Trigilio *et al.* 2003, Whittaker *et al.* 2007). Esto sería consistente con la cronología de la deformación que afectó la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas. Si bien con anterioridad los depósitos de Tuc Tuca fueron interpretados como el relleno de una cuenca desarrollada en el interior de la cuña tectónica (Cladouhos *et al.* 1994), la cartografía y el análisis composicional y geométrico aquí presentados indican que se trata del relleno de un paleovalle inciso. La presencia de un abanicamiento interno del relleno conglomerádico es consistente con la actividad de una estructura en crecimiento (con vergencia sureste, Fig. 5a), que produjo la rotación de estratos tardíamente entre el Mioceno y el Plio-Pleistoceno. El diseño con ángulos decrecientes de este abanicamiento indicaría una desaceleración de la deformación (*cf.*, Riba 1976). Estratos de crecimiento se desarrollan en la Formación Pisungo (Hernández *et al.* 1999, Siks y Horton 2011) que se acumuló en una cuenca interna, más al sur, en el depocentro de Cianzo (Fig. 4a). Este abanicamiento ha sido asociado con inversión tectónica de

fallas normales heredadas del *rift* cretácico, que fueron invertidas como retrocorrimientos oblicuos durante la estructuración de la Cordillera Oriental durante el Mio-Plioceno. En la región del abra de Tuc-Tuca la completa ausencia de depósitos del Subgrupo Pigua (que representan el *sinrift*) permite desestimar esta hipótesis.

La etapa de relleno del paleocañón puede ser explicada de diferentes maneras (Fig. 15). Un aumento en la tasa de subsidencia, vinculado con el incremento de la carga tectónica por estructuración y engrosamiento de la Cordillera Oriental (cuña tectónica) y avance de la faja corrida y plegada (Fig. 15a) a partir de ~10 Ma (Echavarría *et al.* 2003), habría permitido un corrimiento del *knickpoint* aguas arriba y agradación sostenida (Fig. 15b). Un efecto similar podría haberse logrado con un aumento del suministro (agua + sedimentos) que permitiera la retrogradación y el retrorelleno del cañón por causas fundamentalmente climáticas, asociadas con la generación de la barrera topográfica que generó el propio alzamiento de la Cordillera Oriental (Strecker *et al.* 2007). Alternativamente, la generación de un corrimiento fuera de secuencia posiblemente asociado con una estructura antitética (Fig. 5a) producto de reacomodación de la deformación, habría modificado el perfil de equilibrio desarrollando flexión localizada o endicamiento. Esto habría posibilitado una acomodación y preservación de depósitos en la zona de transferencia dentro de la cuña tectónica (Fig. 15c) y permitido el desarrollo de un abanicamiento estratal (Fig. 8c). Esto no diferiría de mecanismos que en el largo plazo favorecen la acumulación de depósitos de *piggy-back*. El suave abanicamiento que muestran superficies internas dentro del Conglomerado de Tuc Tuca (Fig. 9) con ángulos progresivamente menores inclinando al oeste, resulta compatible con rotación progresiva de estratos de crecimiento desarrollados a dorsal de un corrimiento fuera de secuencia. Esto es también consistente con la evidencia cartográfica (Fig. 5a) que expone, inmediatamente al este, un cabalgamiento conteniendo la sucesión del Subgrupo Santa Bárbara (Paleógeno) que apoya en discordancia sobre Ordovícico. El hecho de que la Formación Tuc Tuca apoye sobre la Formación Puncoviscana permitiría interpretar que un corrimiento fuera de secuencia

con igual vergencia, como lo demuestran los datos cartográficos, cortó tardíamente y permitió la exhumación e incisión de niveles estratigráficos más profundos sobre los que se labró el paleocañón. Las relaciones de campo permiten sostener que el cañón se labró durante una primera etapa con tránsito activo y erosión a través de la Cordillera Oriental y, en una segunda etapa, fue progresivamente colmatado.

La edad de los depósitos de la Formación Tuc Tuca marcaría la etapa de relleno del paleocañón, hecho que permite sugerir que con anterioridad, la estructura actuó como zona de traspaso (*by pass*) entre la región más interna de la cuña tectónica y el antepaís. De acuerdo con esto, debería reconocerse un espeso registro del Mioceno en la región del antepaís (región subandina) que estuvo “conectada” con esta región de suministro y actuó como sitio de la sedimentación activa con anterioridad y posiblemente también con posterioridad al relleno del paleocañón de Tuc Tuca. Esto último se desprende de las columnas sedimentarias de depósitos sinorogénicas que en los anticlinales de Nogalito y Pescado, ubicadas en las Sierras Subandinas (Fig. 4), desarrollan espesores mayores que al norte y sur.

CORRELACIÓN ENTRE LOS DEPÓSITOS DE TUC TUCA Y LOS DEL TERCIARIO SUBANDINO

En su región de desembocadura dentro de la antefosa, el sistema fluvial que produjo

el paleocañón de Tuc Tuca habría generado un abanico fluvial de grandes dimensiones cuyo registro se localizaría hacia el este, en la región subandina. El mismo está representado por las series grano-estrato-crecientes (Hernández *et al.* 1996, 1999) que alcanzan en la Sierras Subandinas, varios miles de metros (e.g., en la región de los anticlinales de Nogalito y Pescado, véase Fig. 4b) y donde pueden reconocerse varios ciclos de relleno (Fig. 7).

Las edades de tobas que acotan el relleno del paleovalle y caracterizan a las series del terciario subandino permiten establecer una correlación aceptable entre estos dos registros, permitiendo caracterizar al paleocañón de Tuc Tuca como un posible alimentador de los abanicos fluviales (e.g., magaabánico de Orán) que se desarrollaron en el antepaís, asociados con la sedimentación sinorogénica miocena-pleiocena. Esto último, explicaría aspectos relacionados con la distribución y dispersión sedimentaria que no han sido advertidos en la síntesis de la evolución de cuencas andinas en esta latitud (véase DeCelles *et al.* 2011).

A diferencia del registro estratigráfico del paleocañón de Tuc Tuca, el relleno del antepaís proximal muestra tres ciclos grano-estrato-crecientes (Hernández *et al.* 1996, 1999 y Hernández y Echavarría 2009). Correlacionando las edades sintetizadas en Hernández y Echavarría (2009) para los depósitos del magaabánico de Orán desarrollados en el subandino proximal y los fechados de Cladouhos *et al.* (1994) en las series de Tuc Tuca, puede establecerse una relación de correspon-

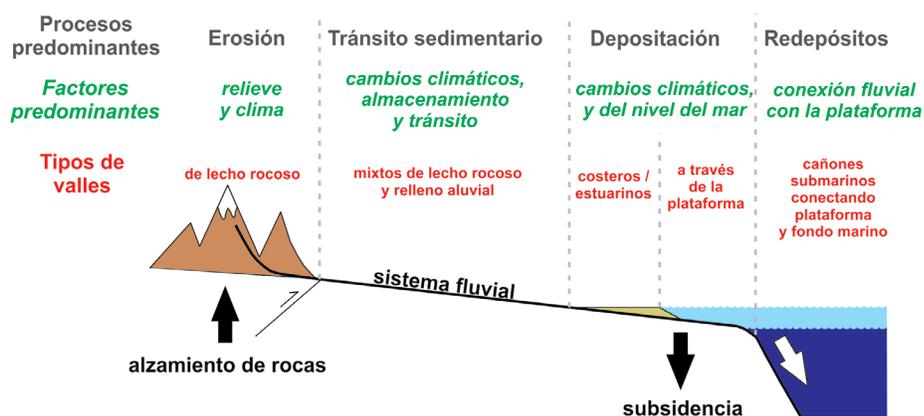


Figura 14. Tipos, controles y procesos dominantes en la formación de valles incisos (adaptado de Blum *et al.* 2013). Nótese que en el caso del presente estudio el sistema fluvial estaría fuertemente controlado por alzamiento tectónico y correspondería a un valle labrado en lecho rocoso (*bedrock type*).

dencia entre las sucesiones preservadas en ambas regiones. En este sentido, el intervalo entre ~10 y 8 Ma representado en el abra de Tuc Tuca podría corresponderse, al menos parcialmente, con el hiató que separa los ciclos 1 y 2 del terciario subandino (Fig. 6). De acuerdo con esto, es posible que entre el relleno del cañón de Tuc Tuca y el magaanabico de Orán hubiera tenido lugar una sedimentación recíproca (Wilson 1967). Esto implica que, durante las etapas de construcción del abanico, el paleocañón habría actuado preferencialmente como zona de tránsito y durante la etapa de relleno del paleocañón, el abanico habría recibido menor suministro.

A pesar de que con un enfoque estratigráfico secuencial ambos registros estratigráficos podrían ser mutuamente excluyentes es posible que, dado el limitado número de buenas dataciones (tobas intercaladas) y el corto período de sedimentación registrado en el cañón, exista un cierto solapamiento entre las edades de los depósitos en ambas regiones y que los depósitos acumulados dentro del paleocañón representen sólo una condensación relativa en el abanico. Las secciones expandidas en el subandino podrían estar representadas por discontinuidades mayores desarrolladas en la base y el tope de la Formación Tuc Tuca que muestra una relativa homogeneidad interna. Sólo un estudio geocronológico de muy alta resolución podría develar esta incertidumbre.

Como se señaló más arriba, en otras regiones de la Cordillera Oriental como en la subcuenca de Cianzo (Fig. 4a), depósitos psefíticos con estratos de crecimiento asignados al Mioceno tardío-Plioceno (Formación Pisungo) apoyan en discordancia sobre los del Mioceno inferior y medio de la Formación Río Grande que alcanza edades de $9,69 \pm 0,05$ Ma en el tope (Siks y Horton 2011). Esto permite sugerir una potencial correlación entre la Formación Pisungo que rellena una cuenca interna dentro de la faja corrida y plegada y el tercer ciclo del terciario subandino representado por el Subgrupo Jujuy del Grupo Orán (Fig. 6), que indica el desarrollo activo de abanicos fluviales en la antefosa y carece de las tobas prominentes que se ubican en el segundo ciclo (Hernández *et al.* 1999). De acuerdo con esto, la Forma-

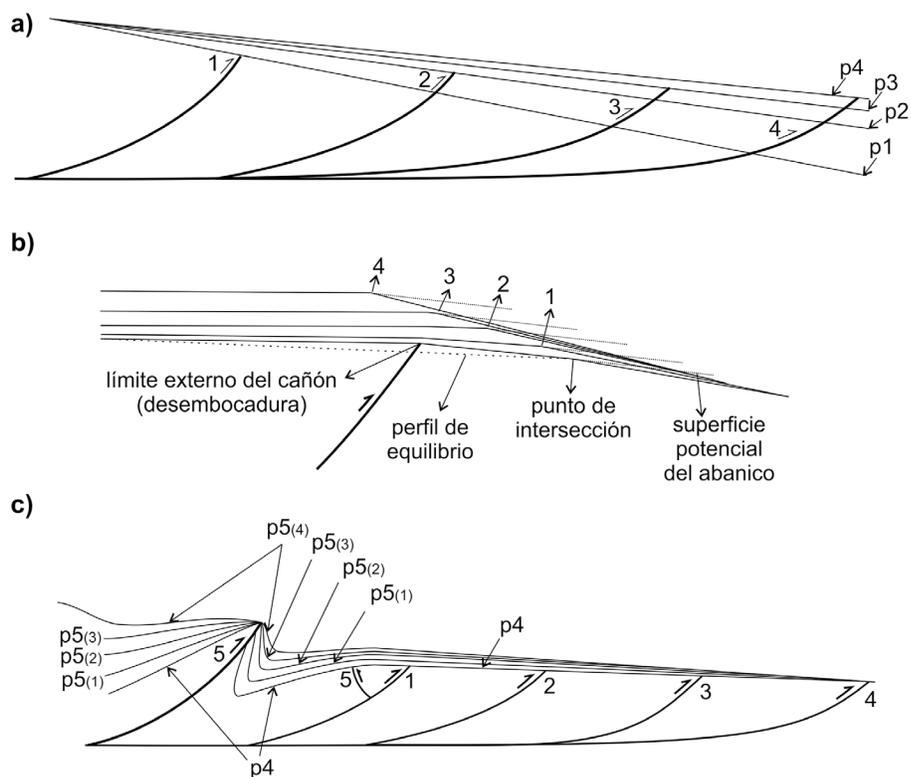


Figura 15. Modelos alternativos de relleno del paleocañón de Tuc Tuca asociados con a) El ensanchamiento de la cuña tectónica (progresión normal en secuencia) y disminución de la pendiente regional (p1-4); b) La migración del *knickpoint* y punto de intersección aguas arriba por disminución del suministro (agua + sedimentos); c) Por creación de espacio de acomodación dentro de la propia cuña asociada con un corrimiento fuera de secuencia y plegamiento localizado (p5_{1,4}).

ción Pisungo sería más joven que la serie acomodada en el paleovalle de Tuc Tuca. La discordancia que separa la Formación Río Grande de la Formación Pisungo en Cianzo sugiere un salto entre condiciones de subsidencia de longitud de onda larga, que es característica del antepaís flexural (por delante de la cuña tectónica) y la subsidencia localizada que se genera dentro de la propia cuña tectónica. Estas discordancias, generalmente angulares, separan depósitos de antefosa con distribución regional de depósitos de *piggy-back* con distribución limitada dentro de la propia cuña tectónica. Las etapas de subsidencia flexural seguida por subsidencia localizada son compatibles con la evolución propuesta por Hernández *et al.* (1999) y DeCelles *et al.* (2011), quienes sugieren el desarrollo ininterrumpido de una cuenca de antepaís simple y asimétrica con traslación hacia el este para el segmento andino al norte de los 24° S.

Las formaciones Pisungo y Tuc Tuca representan dos aspectos complementarios

que sustentan la hipótesis planteada inicialmente de que la sedimentación neógena en Cordillera Oriental al norte de 24° S refleja acomodación dentro de la cuña tectónica (*top wedge*), permitiendo tanto el desarrollo de unidades en pequeñas cuencas interiores desarrolladas entre cabalgamientos, como de depósitos en cañones alimentadores. A través de estas evidencias puede sostenerse que la Cordillera Oriental se encontraba en pleno alzamiento y estructuración durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano.

IMPLICANCIAS REGIONALES EN LA EXPLORACIÓN PETROLERA

La detección de paleocañones resulta clave para comprender la dispersión y acumulación sedimentaria en el antepaís subandino. Generalmente, en la región de desconfinamiento, adyacente al frente

de corrimientos y entre éste y la antefosa, el sistema fluvial encajado genera un megaabánico gravoso, con aporte puntual (*fixed source-nodally avulsing channel*). Este último, retiene gran parte de la carga sedimentaria que transporta la cuenca de drenaje y se transfiere a través de la zona de traspaso sedimentario. Estos abánicos suelen ser de gran magnitud (decenas a centenas de km de radio) y escasa pendiente (Blair y McPherson 1994, Whipple *et al.* 1998). Por su posición en la antefosa, pueden acumular miles de metros de sedimentos predominantemente gruesos en relativamente poco tiempo (*e.g.*, Horton y DeCelles 2001). Un ejemplo fósil está extraordinariamente representado en el subsuelo de la Cuenca Cuyana por el paleoabánico del río Mendoza (Fig. 16). Este paleoabánico fue cartografiado por Yrigoyen (1993), quien mapeó los espesores del Cenozoico sinorogénico en el antepaís precordillerano actual de la región de Cuyo (Precordillera y Bloque de San Rafael). La distribución de isopacas permite interpretar que el paleoabánico fluvial con aporte puntual del paleorío Mendoza jugó un papel fundamental en la generación de carga geostática sobre la pila sedimentaria mesozoica infrayacente. Esto habría contribuido con la maduración de unidades triásicas e influenciado los reservorios de la cuenca (Legarreta *et al.* 1993, Yrigoyen *et al.* 2002, Boggeti *et al.* 2002, 2005, Zencich *et al.* 2008). Claramente, la distribución de isopacas indica una buena correspondencia entre los depósitos del abánico fluvial fósil y la ubicación actual del ápice del abánico fluvial activo del río Mendoza (Fig. 16). Esto sería difícil de comprobar en casos donde la faja plegada hubiera avanzado rápidamente hacia el antepaís incorporando y canibalizando parcialmente el registro aluvial previo o donde el antepaís se hubiese fragmentado.

Jordan *et al.* (2001) y Cardozo y Jordan (2001) discutieron acerca de las causas de acomodación diferencial en el caso de la cuenca del Bermejo, favoreciendo procesos de subsidencia localizada. Estos autores atribuyeron la variación espacial de espesores a factores flexurales y mecanismos asociados con la formación y desarrollo de la cuenca, sugiriendo la posibilidad de que suministros diferenciales puedan explicar los grandes espesores,

expuestos en el extremo norte de la cuenca precordillerana. Sin embargo, al analizar el registro estratigráfico de aquella región (formaciones Vinchina y Toro Negro), surge que independientemente del comportamiento del zócalo de la cuenca, habría ocurrido un inusual suministro sedimentario que permitió depositar casi 10 km de espesor (Ramos 1970, Collo *et al.* 2011). Sin dudas, esta acomodación estuvo influenciada por el desarrollo de grandes abánicos fluviales (Ciccioli *et al.* 2010, Ciccioli y Marensi 2012) en dicha región. Esto implica que un suministro localizado habría logrado desarrollar una depozona bien individualizada en aquella región, potenciando los mecanismos flexurales asociados con carga tectónica. En este caso, los espesores excepcionales se explicarían por el exceso de aporte sedimentario, tratándose de una depozona preferencial más que de un verdadero depocentro. Esta alternativa permitiría explicar el bajo flujo térmico interpretado en dicha región (Collo *et al.* 2011, 2017).

Cuando se analizan causas que influyen sobre la distribución sedimentaria y se generan estrategias predictivas en relación con la exploración petrolera, pocas veces se consideran factores como el suministro puntual y la acomodación localizada como potenciales responsables de sobrecarga y maduración. Sin embargo, en el caso de los megaabánicos fluviales tanto la geometría regional como la carga geostática que generan constituyen dos factores que permiten entender historias de soterramiento y establecer predicciones en la exploración petrolera.

Así, considerando a los depósitos pseftíticos de Tuc Tuca como un registro excepcional de una zona de traspaso sedimentario (paleocañón), puede predecirse que en la desembocadura (punto de desconfiamiento en el frente de la cuña tectónica) se habría desarrollado un gran abánico fluvial, cuyo registro representaría en la región subandina adyacente, un correlativo estratigráfico. Esto es muy diferente de lo que implica interpretar una cuenca de *piggy-back* que captura y acumula temporalmente los sedimentos dentro de la faja corrida y plegada. La existencia de un paleocañón implica una descarga localizada con construcción de un megaabánico en el antepaís proximal. Esto habría gene-

rado una carga litostática extra, capaz de incrementar la flexión cortical y promover soterramiento, influenciando procesos de maduración térmica de eventuales rocas madres.

Otro ejemplo de megaabánico que puede interpretarse en el noroeste argentino es el caso del asociado con el paleorío Metán (Álvarez 2014). Éste se desarrolló en la provincia de Salta (Starck y Vergani 1996) y, a partir del Plioceno, habría sido fragmentado por la estructuración de zócalo del sistema serrano de Santa Bárbara (Ramos 1999).

La sedimentación recíproca entre cañones y abánicos fluviales permite construir esquemas estratigráficos basados en conceptos de la estratigrafía secuencial. Así, superficies erosivas (discordancias) asociadas con etapas de pasaje y escasa acomodación en zonas de tránsito pueden correlacionarse con espesos cuerpos de roca dentro de la antefosa adyacente. Este enfoque permite complementar los esquemas estratigráficos propuestos por Hernández *et al.* (1999) para el Cenozoico del noroeste argentino.

Desde un punto de vista evolutivo, la construcción de megaabánicos en el antepaís implica una expansión y ordenamiento de las redes de drenaje con aumento progresivo de la conectividad fluvial y desarrollo de cursos fluviales troncales en la región interna del orógeno (*e.g.*, Schlunegger *et al.* 1997, Horton y DeCelles 2001). Se desprende así, que en el segmento de los Andes del noroeste argentino esta dinámica se habría interrumpido con la aridización progresiva que sufrió el interior orogénico a partir de ca. 5-4 Ma (Strecker *et al.* 2007), quedando las precipitaciones restringidas a situaciones marginales del plateau de la Puna.

CONCLUSIONES

Se cartografió y analizó la distribución de facies pseftíticas en el abra de Tuc Tuca en la Cordillera Oriental jujeña. La geometría externa y arquitectura interna del depósito junto al análisis composicional y el desarrollo de discontinuidades y solapamientos estratales sobre el sustrato Paleozoico permiten interpretar que se trata del relleno de un paleocañón que se

encuentra excepcionalmente preservado y constituye un caso único en los Andes del noroeste argentino. Su relleno incluye tobas miocenas que permiten una correlación parcial con el terciario subandino. El paleocañón de Tuc Tuca habría servido como zona de transferencia de sedimentos entre la región interna del orógeno y el antepaís subandino y habría tenido un rumbo transversal al orógeno. El mismo, se habría rellenado durante un corto intervalo en el Mioceno tardío, que permitió la acomodación sedimentaria dentro del segmento de transferencia.

El avance de la deformación andina hacia el este con incorporación de nuevas láminas corridas dentro de la cuña orogénica y estructuración de la Cordillera Oriental, habría exhumado y posibilitado la incisión del sustrato proterozoico-paleozoico. El ordenamiento interno y las edades de tobas intercaladas en su relleno permiten interpretar: a) una etapa inicial de labrado fluvial con carácter antecedente, sincrónica con la primera etapa de fuerte alzamiento (Mioceno medio) en este segmento de la Cordillera Oriental, implicando pasaje de sedimentos hacia el antepaís y construcción de un megaabanico, posiblemente representado por el segundo ciclo de sedimentación en las series subandinas; b) una etapa de relleno rápido durante el avance de la deformación hacia el este (Mioceno tardío), posiblemente coincidente con un retroceso del frente conglomerádico en el antepaís y el labrado de una discordancia o un intervalo más condensado dentro del Subgrupo Metán; c) una etapa de desconexión asociada con estructuración tardía en la región de la Cordillera Oriental y reinicio de agradación en las Sierras Subandinas (tercer ciclo), asociada con la depositación del Subgrupo Jujuy (fundamentalmente Plioceno); y d) una etapa de inversión regional de pendientes (paleocorrientes al oeste) y reaprovechamiento glacial durante el Pleistoceno. La etapa de sedimentación inicial podría correlacionarse parcialmente con una discordancia entre los ciclos 2 y 3 del terciario subandino, que se interpreta como un momento de relleno retrocedente, asociado alternativamente con fallas activas que permitieron endicar el curso (posiblemente una falla fuera de secuencia), o con la etapa de avance rápido de la faja corrida y

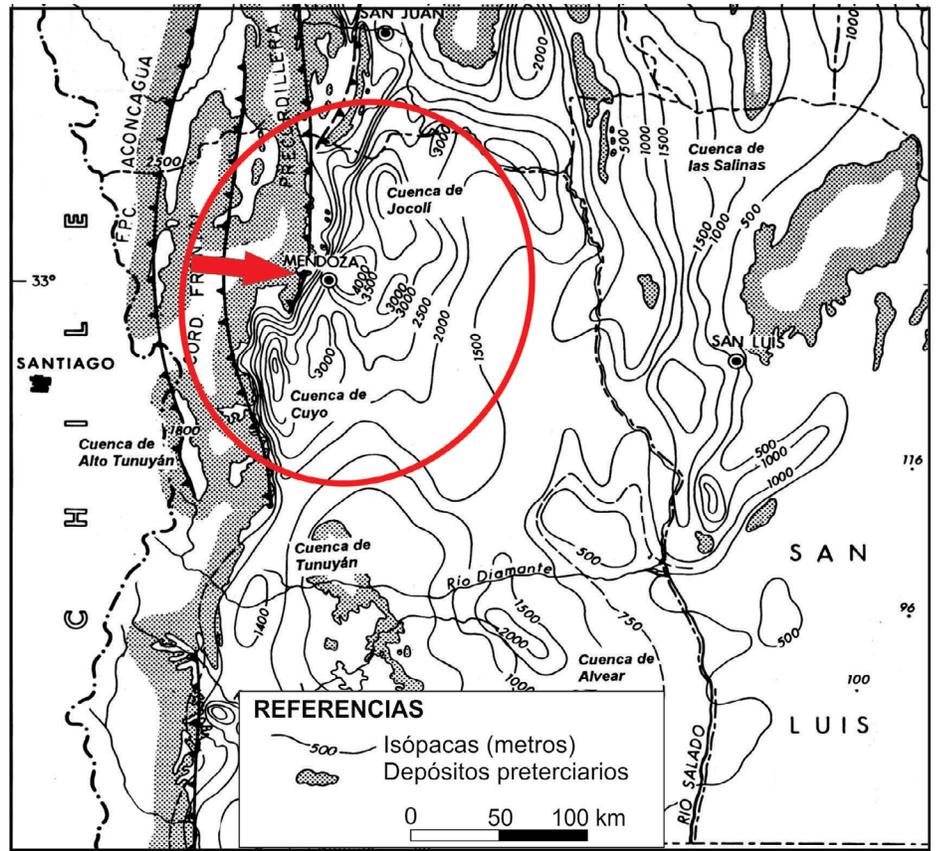


Figura 16. Caso del paleoabanico fluvial del paleorío Mendoza (modificada de Yrigoyen 1993). Nótese que este caso, excepcionalmente cartografiable a través de las curvas isopacas y las tendencias granulométricas que acompañan, resulta de fundamental importancia para comprender el soterramiento diferencial que afecta a los depósitos triásicos de la Cuenca Cuyana.

plegada que generó una disminución de la pendiente regional y acomodación en segmentos que funcionaron como zonas de tránsito. El paleocañón fue semicolmatado antes de las fases finales del levantamiento de la sierra de Santa Victoria (Plioceno), cuando se produjo la generación de cuencas de *piggy back* dentro de la Cordillera Oriental (e.g., depozona de Cianzo) y se inició el rápido avance de la deformación hacia las Sierras Subandinas. Como consecuencia del alzamiento de la Cordillera Oriental y el avance de la cuña tectónica, se produjo la inversión general del relieve quedando la región de Tuc Tuca hacia el oeste de la divisoria de aguas. Durante el Pleistoceno, la depresión intermontana fue reaprovechada por la glaciación que afectó la región con una dinámica de flujo glacial de este a oeste. El till que trunca y cubre en discordancia a la Formación Tuc Tuca se asocia con morenas laterales y arcos morénicos bien preservadas en la región del abra de Tuc Tuca. La interpretación de los depósitos de Tuc

Tuca como un paleocañón que actuó como zona de transferencia fluvial, permite sugerir la construcción de un megaabanico fósil desarrollado hacia el este y formado como consecuencia del desconfinamiento puntual del drenaje. En análogos modernos esta dinámica logra construir abanicos fluviales que depositan espesores extraordinarios de series predominantemente gravoso-arenosas que, de no ser correctamente interpretadas (como megaabanicos), pueden confundirse con depocentros subsidentes. Estos abanicos fluviales generan carga y soterramiento en regiones del antepaís, permitiendo conjeturar potenciales cargas geostáticas capaces de acelerar o modificar procesos de maduración térmica en pilas sedimentarias portadoras de rocas generadoras.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el apoyo de la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universi-

dad Nacional de Córdoba y a Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología por el financiamiento y a la Dra. Cecilia del Papa los comentarios efectuados a una versión preliminar del manuscrito. A Martín Argota y Marco Petit por la ayuda recibida durante las tareas de campo. Los autores agradecen al Editor de la Revista de la Asociación Geológica Argentina y a los revisores cuyas observaciones ayudaron a mejorar el trabajo.

REFERENCIAS

- Aalto, R., Maurice-Bourgoin, L., Dunne, T., Montgomery, D.R., Nittrouer, C.A. y Guyot, J.L. 2003. Episodic sediment accumulation on Amazonian floodplains influenced by El Niño/Southern Oscillation. *Nature* 425: 493-497.
- Allen, P.A. y Heller, P.L. 2012. The timing, distribution and significance of tectonically generated gravels in terrestrial sediment routing systems. En: Busby, C. y Azor, A. (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Wiley Blackwell, 111-130, Oxford.
- Allen, P.A., Armitage, J.J., Carter, A., Duller, R.A., Michael, N.A., Sinclair, H.D., Whitchurch, A.L. y Whittaker, A.C. 2013. The Qs problem: Sediment volumetric balance of proximal foreland basin systems. *Sedimentology* 60: 102-130.
- Allen, P.A., Michael, N.A., D'Arcy, M., Roda-Boluda, D.C., Whittaker, A.C., Duller, R.A. y Armitage, J.J. 2015. Fractionation of grain size in terrestrial sediment routing systems. *Basin Research* 29: 1-23.
- Allmendinger, R.W. y Gubbels, T. 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano - Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics* 259: 1-13.
- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. e Isacks, B.L. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics* 2: 1-16.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S. y Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes, *Annual Review Earth Planetary and Sciences* 25: 139-174.
- Álvarez, A.F. 2014. Determinación de paleoambientes sedimentarios, ciclicidad, procedencia y geocronología del Grupo Orán (Neógeno) sobre el río Metán. Departamento de Metán, Salta, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional Córdoba (inédita), 132 p., Córdoba.
- Alvarez, W. 1999. Drainage on evolving fold-thrust belts: a study of transverse canyons in the Apennines. *Basin Research* 11: 267-284.
- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G. y Pocoví, A. 2001. Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research* 13: 65-89.
- Assine, M.L. 2008. Ambientes de Leques Aluviais. En: Pedreira da Silva, A., Nascimento, M.A. y Campos Magalhaes Nagalhaes, A.J. (eds.), *Ambientes de sedimentacao siliciclastica do Brasil*. Ediciones Petrobras 52-71, San Paulo.
- Astini, R.A. 2008a. Transecta Humahuaca-Zenta-Santa Ana. En: Hernández, R. y Astini, R. (eds.), *Guía de Campo "Transecta estratigráfica de la Cordillera Oriental, Latitud 23°30' S" Viaje de Campo Pre-congreso, 17° Congreso Geológico Argentino*, 1-15. San Salvador de Jujuy.
- Astini, R.A. 2008b. Sedimentación, facies, discordancias y evolución paleoambiental durante el cambro-ordovícico. En: Coira, B. y Zappettini, E.O. (eds.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy*. 17° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 50-73. San Salvador de Jujuy.
- Barrier, L., Proust, J.-N., Nalpas, T., Robin, C. y Guillocheau, F. 2010. Control of alluvial sedimentation at foreland-basin active margins: a case-study from the northeastern Ebro Basin (southeastern Pyrenees, Spain). *Journal of Sedimentary Research* 80: 728-749.
- Beck, S., y Zandt, G. 2002. The nature of orogenic crust in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research* 107(B10): 2230-2242.
- Bilkra, L.H. y Nemec, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional process, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology* 45: 909-959.
- 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.
- Blum, M.D., Martin, J., Milliken, K. y Garvin, M. 2013. Paleovalley systems: insights from Quaternary analogs and experiments. *Earth Science Reviews* 116: 128-169.
- Boggetti, D.A., Martínez Cal, V., Regazzoni, C., Andrada, L. y Marnetti, M. 2002. Aporte de la sísmica 3D al modelo prospectivo en la Cuenca Cuyana. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas, Actas. 1-19. Mar del Plata.
- Boggetti, D.A., Ibáñez, G., Kokogian, D.A. y Villarroel, H. S. 2005. Cuenca Triásica de Cuyo. En: Chebli, G., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L. y Vallejo, E.L. (eds.), *Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina, 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Instituto Argentino del Petróleo y el Gas: 175-192, Mar del Plata.
- Bonarelli, G. 1913. Las sierras subandinas del Alto Aguaraque y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, Departamento de Orán, Provincia de Salta. *Anales del Ministerio de Agricultura. Sección Geología* 8, 4 p., Buenos Aires.
- Brandes, C., Astorga, A., Blisniuk, P., Littke, R. y Winsemann, J. 2007. Anatomy of anticlines, piggy-back basins and growth strata: a case study from the Limón fold-and-thrust belt, Costa Rica. En: Nichols, G., Williams, E., y Paola, C. (eds.), *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 38: 91-110.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. En: Posamentier, H.W. y Walker, R.G. (eds.), *Facies Models revisited*. Society Economic Paleontologists and Mineralogists (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 84: 85-170. Tulsa.
- Brocard, G., Teyssier, C., Dunlap, W.J., Authemayou, C., Simon-Labric, T., Cacao-Chiquín, E.N., Gutiérrez-Orrego, A. y Morán-Ical, S. 2011. Reorganization of a deeply incised drainage: role of deformation, sedimentation and groundwater flow. *Basin Research* 23: 631-651.
- Bruniard, E. 1982. La diagonal árida Argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica* 95: 5-20.
- Bywater-Reyes, S., Carrapa, B. Clementz, M. y Schoenbohm, L. 2010. The effect of late Cenozoic aridification on sedimentation in the Eastern Cordillera of NW Argentina (Angastaco basin). *Geology* 38: 235-238.
- Butler, R.W.H. y Grasso, M. 1993. Tectonic controls on base-level variations and deposi-

- nal sequences within thrust-top and foredeep basins: examples from the Neogene thrust belt of central Sicily. *Basin Research* 5: 137-151.
- Cardozo, N. y Jordan, T.E. 2001. Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bermejo foreland basin, Argentina. *Basin Research* 13: 335-357.
- Carrapa, B. y DeCelles, P.G. 2015. Regional exhumation and kinematic history of the central Andes in response to cyclical orogenic processes. 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: 201-213, Boulder.
- Carrapa, B., Bywater-Reyes, S., DeCelles, P.G., Mortimer, E. y Gehrels, G.E. 2011a. Eocene-Miocene synorogenic basin evolution in the Eastern Cordillera of northwestern Argentina (25°-26°S): Regional implications for Andean orogenic wedge development. *Basin Research* 23: 1-20.
- Carrapa, B., Trimble, J.D. y Stockli, D.F. 2011b. Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics* 30: TC3003, doi:10.1029/2010TC002707.
- Ciccioli, P.L. y Marensi S.A. 2012. Paleoaambientes sedimentarios de la Formación Toro Negro (Neógeno), antepaís fracturado andino, noroeste argentino. *Andean Geology* 39: 407-441.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., Tedesco, A.M. y Tripaldi, A. 2010. Estratigrafía de La Cuenca de Vinchina, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Noroeste de La Provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 146-155.
- Cladouhos, T.T., Allmendinger, R.W., Coira, B. y Farrar, E. 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 209-228.
- Coira, B.L., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews* 18: 303-332.
- Colombo, F. 2010. Abanicos aluviales: secuencias y modelos de sedimentación. En: Arche (ed.), *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Editorial del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 131-224, Madrid.
- Colombo, F.P., Busquets Buezo, P., Solé de Porta, N., Limarino, C.O., Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R. y Álvarez Marrón, J. 2009. Holocene intramontane lake development: a new model in the Jáchal River Valley, Andean Precordillera, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 228-238.
- Collo, G., Dávila, F. M., Nóbile, J., Astini, R.A. y Gehrels, G. 2011. Clay mineralogy and thermal history of the Neogene Vinchina Basin, central Andes of Argentina: Analysis of factors controlling the heating conditions. *Tectonics* 30: TC4012, doi:10.1029/2010TC002841.
- Collo, G., Dávila, F.M., Teixeira, W., Nóbile, J., Sant' Anna y Carter, A. 2017. Isotopic and thermochronologic evidence of extremely cold lithosphere associated with a slab flattening in the Central Andes of Argentina. *Basin Research* 29: 16-40.
- Cristallini, E., Cominquez, A.H. y Ramos, V.A. 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region; tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 403-421.
- DeCelles, P.G. 2012. Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings (Chapter 20). En: Busby, C. y Azor Pérez, A. (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, Wiley-Blackwell, 405-426. Oxford.
- DeCelles, P.G. y Cavazza, W. 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America Bulletin* 111: 1315-1334.
- DeCelles, P.G. y Giles, K.N. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8: 105-123.
- DeCelles, P.G., Carrapa, B., Horton B.K. y Gehrels, G.E. 2011. Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics* 30: TC6013, doi:10.1029/2011TC002948.
- Deodhar, L.A. y Kale, V.S. 1999. Downstream adjustments in allochthonous rivers: western deccan Trap upland region, India. En: Miller, A.J. y Gupta, A. (eds.) *Varieties of Fluvial Forms*. Wiley 295-315, Chichester.
- Dickinson, W.R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. En: Dickinson, W.R. (ed.), *Tectonics and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 22: 1-27, Tulsa.
- Dickinson, W.R. 2008. Conglomerate Clast Counts in Oligocene-Miocene Strata North from the Catalina Core Complex to the Gila River Valley, southeastern Arizona. Arizona Geological Survey Special Report CR-08-C: 1-28, Tucson.
- Echavarría, L., Hernández, R., Allmendinger, R. y Reynolds, J. 2003. Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina. Geometry and timing of the Andean evolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 87: 965-985.
- Erslev, E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19: 617-620.
- Flemings, B. y Jordan, T.E. 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research* 94: 3851-3866.
- Formento-Trigilio, M.L., Burbank, D.W., Nicol, A., Shulmeister, J. y Rieser, U. 2003. River response to an active fold-and-thrust belt in a convergent margin setting, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 49: 125-152.
- Galli, C.I., Alonso, R.N., Coira, L.B. y Herrera Oviedo, E.P. 2017. Las cuencas de antepaís cenozoicas de Cordillera Oriental, noroeste Argentino. En: Muruaga, C.M. y Grosse (eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 209-236*, San Miguel de Tucumán.
- Grier, M.E., Salfity, J.A. y Allmendinger, R.W. 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4: 331-342.
- Hain, M.P., Strecker, M.R., Bookhagen, B., Alonso, R.N., Pingel, H. y Schmitt, A.K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25° S). *Tectonics* 30: TC2006, doi:10.1029/2010TC002703.
- Haughton, P.D.W. 1989. Structure of some Lower Old Red Sandstone conglomerates, Kincardineshire, Scotland: deposition from late-orogenic antecedent streams? *Journal of the Geological Society of London* 146: 509-525.
- Hein, F.J. y Walker, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 14: 562-570.
- Heit, B., Koulakov, I., Asch, G., Yuan, X., Kind, R., Alcozer, I., Tawackoli, S. y Wilke, H.

2008. More constraints to determine the seismic structure beneath the Central Andes at 21° S using teleseismic tomography analysis. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 22-36.
- Hernández, R. M. y Echavarría, L. E. 2009. Faja plegada y corrida subandina del noroeste argentino: estratigrafía, geometría y cronología de la deformación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 68-80.
- Hernández, R. M., Reynolds, J. y Di Salvo, A. 1996. Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el río Iruya. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 45: 80-93.
- Hernández, R. M., Galli, C. I. y Reynolds, J. 1999. Estratigrafía del Terciario en el noroeste Argentino. En: Gonzalez Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.), *Geología del Noroeste Argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1*: 316-328, Salta.
- Horton, B.K. y DeCelles, P.G. 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research* 13: 43-63.
- Hovius, N. 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research* 8: 29-44.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E. y Seidl, M.A. 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research* 99: 13971-13986.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93: 3211-3231.
- Jones, S.J. 2002. Transverse rivers draining the Spanish Pyrenees: large-scale patterns of sediment erosion and deposition. En: Jones, S.J. y Frostick, L.E. (eds.), *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Geological Society of London, Special Publication 191: 171-185, London.
- Jones, S.J. 2004. Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain. *Terranova* 16: 121-127.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc foreland and related basins. En: Busby, C.J. e Ingersoll, R.V. (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science: 331-362, Oxford.
- Jordan, T.E. y Alonso, R.N. 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20-28° south latitude. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 71: 49-64.
- Jordan, T.E. y Gardeweg E. 1986. Tectonic evolution of the late Cenozoic central Andes (20°-33°S). En: Ben-Avrsham, Z. (ed.), *The Evolution of the Pacific Ocean Margins*, Oxford University Press, 193-207, Nueva York.
- Jordan, T.E., Reynolds, J.H. y Erikson, J.P. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16-33°30' S. En: Ruddiman, W.F. (ed.), *Tectonic Uplift and Climate Change*, Plenum Press, 41-61, New York.
- Jordan, T.E., Schlunegger, F. y Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 775-798.
- Kelly, S.B. y Olsen, H. 1993. Terminal fans – a review with references to Devonian examples. *Sedimentary Geology* 85: 339-374.
- Kley, J. 1999. Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 221-235.
- Kley, J. y Monaldi, C.R. 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology* 26: 723-726.
- Kley, J. y Monaldi, C. R. 1999. Estructura de las Sierras Subandinas y del Sistema de Santa Bárbara. En: Gonzalez Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.), *Geología del Noroeste Argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1*: 415-425, Salta.
- Kley, J. y Monaldi, C.R. 2002. Tectonic inversion in the Santa Bárbara system of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21: 1061, doi:10.1029/2002TC902003.
- Koning, D.J., Cikoski, C. y Dunbar, N. 2013. Deciphering local landscape stability and surficial processes at a paleovalley margin during a pluvial-interpluvial transition (marine oxygen isotope stages 16-15), central New Mexico. *New Mexico Geological Society Field Conference, Geology of Route 66, Region of Flagstaff to Grants*. Guidebook 64: 181-198, Nueva Mexico.
- Lancaster, S.T. 2008. Evolution of sediment accommodation space in steady state bedrock-incising valleys subject to episodic aggradation. *Journal of Geophysical Research* 113: F04002. doi: 10.1029/2007JF000938.
- Lancaster, S.T. y Casebeer, N.E. 2007. Sediment storage and evacuation in headwater valleys at the transition between debris-flow and fluvial processes. *Geology* 35: 1027-1030.
- Legarreta, L., Gulisano, C. y Uliana, M. 1993. Las Secuencias Sedimentarias Jurásico-Cretácicas. En: Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1*: 87-114, Mendoza.
- Leier, A.L., DeCelles, P.G. y Pelletier, J.D. 2005. Mountains, monsoons, and megafans. *Geology* 33: 289-292.
- MacFadden, B.J., Anaya, E, Perez, H., Naeaser, C.W., Zeifler, P.K. y Campbell, K. E., Jr. 1992. Late Cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: evidence for possible oroclinal bending. *Journal of Geology* 98: 541-555.
- Martini, M.A. 2014. Los eventos glaciarios del Cuaternario en Cordillera Oriental. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 210 p., Córdoba.
- Martini, M.A, Strelin, J.A. y Astini, R.A. 2015. Distribución y caracterización de la geomorfología glacial en la Cordillera Oriental de Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 27: 105-20.
- Martini, M.A., Strelin, J.A., Astini, R.A. y Kaplan, M.R. 2017. Geomorfología y cronología glacial del Cuaternario en el noroeste argentino. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 825-846*, San Miguel de Tucumán.
- Mattheus, C.R., Rodriguez, A.B., Greene, D.L. Jr, Simms, A.R. y Anderson, J.B. 2007. Control of upstream variables on incised-valley dimension. *Sedimentology* 58: 1113-1137.
- McQuarrie, N., Barnes, J. B. y Ehlers, T. A. 2008. Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15-17°S), *Tectonics* 27: TC3007, doi:10.1029/2006TC002054.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13: 1-62.
- Michael, N.A., Whittaker, A.C., Carter, A. y Allen, P.A. 2014. Volumetric budget and grain-size fractionation of a geological sediment routing system: Eocene Escanilla Formation, South-Central Pyrenees. *Geological Society of America Bulletin* 126: 585-599.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau,

- L. 1979. Sierras Subandinas. En: Turner, J.C.M. (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 1: 95-138, Córdoba.
- Mortimer, E., Carrapa, B., Isabelle, C., Schoenbohm, L., Sobel, E.R., Gomez, J.S. y Strecker, M.R. 2007. Fragmentation of a foreland basin in response to out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajón-Campo del Arenal basin, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 119: 637-653.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Erickson, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemud, J.A. (eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90, Houston.
- 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.
- Nichols, G.J. y Hirst, J.P.P. 1998. Alluvial fans and fluvial distributary systems, Oligo-Miocene, northern Spain: contrasting processes and products. *Journal Sedimentary Research* 68: 879-889.
- Nichols, G.J. y Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195: 75-90.
- Ori, G.G. 2007. River systems in arid and semi-arid climatic conditions: examples from Sahara and adjacent areas. En: Nichols, G., Williams, E. y Paola, C. (eds.), *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 38: 519-533, Oxford.
- Ori, G.G. y Friend, P.F. 1984. Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets. *Geology* 12: 475-478.
- Phillips, J.D. 2011. Drainage area and incised valley fills in Texas rivers: a potential explanation. *Sedimentary Geology* 242: 65-70.
- Quade, J., Dettinger, M.P., Carrapa, B., DeCelles, P., Murray, K.E., Huntington, K.W., Cartwright, A., Canavan, R.R., Gehrels, G. y Clementz, M. 2015. The growth of the central Andes, 22°S-26°S. En: DeCelles, P.G., Duca, 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, doi:10.1130/2015.1212(15), Boulder.
- Quirk, D.G. 1996. 'Base profile': a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. En: Howell, J.A. y Aitken, J.F. (eds), *High Resolution Sequence Stratigraphy*. Geological Society of London, Special Publications 104: 37-49, London.
- Ramos, V.A. 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de Los Colorados (Provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25: 359-382.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29: 41-96, Buenos Aires.
- Riba, O. 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology* 15: 213-233.
- Rohrmann, A., Sachse, D., Mulch, A., Pingel, H., Tofelde, S., Alonso R.N. y Strecker, M.R. 2016. Miocene orographic uplift forces rapid hydrological change in the southern central Andes. *Scientific Reports* 6, 35678; DOI: 10.1038/srep35678.
- Rubiolo, D.G. 1999. Esquema de evolución tectonosedimentaria para las Cuencas Cenozoicas de la Cordillera Oriental (22° a 23° lat. S.), Argentina. *Acta Geológica Hispánica* 32: 77-92.
- Rubiolo, D.G., Gallardo, E., Seggiaro, R., Turel, A., Disalvo, A., Coira, B., Ramallo, E., Sandruss, A., Godeas, M. y Sánchez, M.C. 1997. Hoja Geológica La Quiaca (2366-11 y 2166-IV), escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) (inédito), *Boletín* 246: 1-159. Buenos Aires.
- Russo, A. 1975. Estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe inédito)*, 1-58, Buenos Aires.
- Schlunegger, F., Jordan, T.E. y Klaper, E.M. 1997. Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. *Tectonics* 16: 823-840.
- Schumm, S.A. 1977. *The Fluvial System*. Wiley 1-338, Chichester.
- Schumm, S.A. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101: 279-294.
- Schumm, S.A. y Ethridge, F.G. 1994. Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. En: Dalrymple, R.W. Zaitlin, B.A. y Scholle, P.A. (eds), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*, Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 51: 11-27, Oklahoma.
- Siks, B.C. y Horton, B.K. 2011. Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-belt deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera, northern Argentina. *Tectonics* 30: TC6017, doi: 10.1029/2011TC002944.
- Smith, G.A. 2000. Recognition and significance of streamflow-dominated piedmont facies in extensional basins. *Basin Research* 12: 399-411.
- Starck, D. y Vergani, G. 1996. Desarrollo tecto-sedimentario del Cenozoico en el sur de la Provincia de Salta-Argentina, 13 Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 433-452. Buenos Aires.
- 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.
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E. R. y Trauth, M.H. 2007. Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35: 747-787.
- Strecker, M. R., Hilley, G. E., Bookhagen, B. y Sobel, E. R. 2012. Structural, geomorphic and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: Examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and NW Argentina. En: Busby, C. y Azor Perez, A. (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Blackwell, 508-521, Cambridge.
- Suppe, J., Sábát, F., Munóz, J.A., Poblet, J., Roca, E. y Vergés, J. 1997. Bed-by-bed growth by kink-band migration: Sant Llorenç, de Morunys, Eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology* 19: 443-461.
- Suriano, J., Limarino, C.O. Tedesco, A.M. y Alonso, M.S. 2015. Sedimentation model of piggyback basins: Cenozoic examples of San Juan Precordillera, Argentina. En: Sepúlveda, S.A., Giambiagi, L.B., Moreiras, S.M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G.D. y Fariás, M. (eds), *Geodynamic Processes*

- in the Andes of Central Chile and Argentina. Geological Society of London, Special Publications 399: 221-244, Londres.
- Tucker, G.E. y Slingerland, R. 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research* 8: 329-349.
- Turcotte, D. L. y Schubert, G. 2006. *Geodynamics: applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley and Sons 1-456, New York.
- Turner, J.C. 1964. Descripción geológica de la hoja 2c, Santa Victoria (provincias de Salta y Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 104: 1-64, Buenos Aires.
- Uba, C.E., Heubeck, C. y Hulka, C. 2006. Evolution of the late Cenozoic Chaco foreland basin, southern Bolivia. *Basin Research* 18: 145-170.
- Uba, C.E., Kley, J., Strecker, M.R. y Schmitt, A.K. 2009. Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt; the role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. *Earth and Planetary Science Letters* 281: 134-146.
- Vergés, J., Marzo, M. y Muñoz, J.A. 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology* 146:1-9.
- Vincent, S.J. 2001. The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building. *Sedimentology* 48: 1235-1276.
- Vincent, S.J. y Elliott T. 1997. Long-lived transfer-zone palaeovalleys in Mountain belts: an example from the Tertiary of the Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research* 67: 303-310.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M., Buehler, H. y Ban-teah, R. 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology* 38: 39-42.
- Whipple, K.X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32: 151-185.
- Whipple, K., Parker, G., Paola, C. y Mohrig, D. 1998. Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: experimental study. *Journal of Geology* 106: 677-693.
- Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E. y Roberts, G.P. 2007. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. *Geology* 35: 103-106.
- Wilson, J.L. 1967. Cyclic and Reciprocal Sedimentation in Virgilian Strata of Southern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 78: 805-818.
- Yrigoyen, M. 1993. Los depósitos sinorogénicos Terciarios. En: Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 123-148, Mendoza.
- Yrigoyen, M.V., Buchan, K.L., Villeneuve, M.E. y Brown, R.L. 2002. Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 3-18.
- Zapata, T.R. y Allmendinger, R.W. 1996. Growth strata record of instantaneous and progressive limb rotation, Precordillera thrust belt and Bermejo Basin, Argentina. *Tectonics* 15: 1065-1083.
- Zencich, S., Villar, H.J. y Boggetti, D. 2008. Sistema petrolero Cacheuta-Barrancas de la Cuenca Cuyana, provincia de Mendoza, Argentina. En: Cruz, C.E., Rodríguez J.F., Hetchem J.J. y Villar J.H. (eds.), *Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas*. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, Actas 15º Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 109-134, Mar del Plata.
- Zunino, J. 1944. La estructura de la Sierra de Aguarañe desde el paralelo 22º hasta la estación de Cornejo Ballivián. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe inédito)*, 1-54, Buenos Aires.

Recibido: 24 de diciembre de 2017

Aceptado: 22 de agosto de 2018