

# Evolución sedimentaria y paleogeográfica cenozoica de la Cuenca Quebrada Del Profeta, norte de Chile

## *Cenozoic sedimentary and palaeogeographic evolution of the Quebrada Del Profeta Basin, northern Chile*

A. Fernández-Mort<sup>1,2</sup>, R. Riquelme<sup>1</sup>, S. Muñoz<sup>1</sup> y K. Centellas<sup>1</sup>

1 Dpto. Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Av. Angamos 0610, Antofagasta, Chile. afdezmort@alumnos.ucn.cl; rriquelme@ucn.cl; smf002@alumnos.ucn.cl;

2 Dpto. Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid, España.

**Resumen:** El antearco andino del norte de Chile alberga diversas cuencas cenozoicas continentales cuyo relleno sedimentario responde a la erosión y denudación de la Precordillera Andina. La Cuenca Quebrada Del Profeta es una de estas cuencas intramontañosas situada a ~200 km al SE de Antofagasta. En este trabajo se describe una secuencia sedimentaria de ~145 m de potencia, donde se distinguen dos tramos (TI y TII) separados por una discordancia. El TI, compuesto por paraconglomerados, arenas, limos y niveles de calizas, se interpreta como un sistema fluvio-aluvial y lacustre. El TII, compuesto por brechas masivas y por niveles de brechas cementadas por yeso, se interpreta como un sistema aluvial dominado por flujos de tipo debris flow. El análisis de facies y las variaciones laterales de estas, sumado a la medida de paleocorrientes y procedencia de clastos, indica que en el TI (Eoceno Superior), predominaba un sentido de transporte NO-SE, mientras que en el TII (Mioceno), el sentido de transporte era E-O. Este cambio implica una importante reorganización paleogeográfica en el límite Paleógeno – Neógeno en esta zona.

**Palabras clave:** Desierto de Atacama, Precordillera Andina, cuenca de antearco, evolución paleogeográfica.

**Abstract:** The Andean forearc in northern Chile contains several cenozoic continental basins filled up with deposits coming from the erosion of the Andean Precordillera. The Quebrada Del Profeta Basin is one of this intramontane basins located ~200 km SE of Antofagasta. In this study we describe a ~145 m thick sedimentary sequence, where two sections, separated by a discordance, are distinguished: TI and TII. The TI is composed by paraconglomerates, sandstones, siltstones and limestones and is interpreted as a fluvio-alluvial and lacustrine system. The TII is composed by massive breccias and levels of breccias cemented by gypsum and is interpreted as an alluvial system dominated by debris flows. Facies analysis and lateral variations of these, added to paleocurrent data and studies of clasts provenance, indicate that in the TI (Late Eocene) prevailed a NW-SE sediment transport direction, whereas in the TII (Miocene) prevailed an E-W sediment main transport. This change implies an important palaeogeographic redistribution during the Paleogene – Neogene boundary in this region.

**Key words:** Atacama Desert, Andean Precordillera, forearc basin, palaeogeographic evolution.

## INTRODUCCIÓN

El antearco andino del norte de Chile alberga diversas cuencas cenozoicas continentales cuyo relleno sedimentario responde a la erosión y denudación de la Precordillera Andina, unidad fisiográfica originada en el Eoceno Superior – Oligoceno Inferior durante la llamada Fase Tectónica Incaica (e.g. Makshev y Zentilli, 1999). Tradicionalmente, los depósitos continentales de estas cuencas se conocían genéricamente como “Gravas de Atacama” (Mortimer, 1973). Sin embargo, estos depósitos cenozoicos presentan notables diferencias como consecuencia de distintos eventos tectónicos y fluctuaciones climáticas (e.g. Rech et al., 2010). De esta forma, durante las dos últimas décadas varios trabajos han estudiado el registro sedimentario de varias de estas cuencas

(Fig.1A) con fines paleoambientales y paleoclimáticos (e.g. Rech et al., 2010).

Este estudio muestra los datos sedimentológicos y petrológicos de los trabajos llevados a cabo en la Cuenca Quebrada Del Profeta, una de las cuencas cenozoicas del antearco chileno menos estudiadas en el norte de Chile. Con ello se pretende interpretar los distintos sistemas deposicionales que dominaron esta cuenca y obtener una visión inicial de la evolución paleogeográfica de esta.

## MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Quebrada Del Profeta es una cuenca continental intramontañosa emplazada en la Precordillera o Cordillera de Domeyko. Está situada en

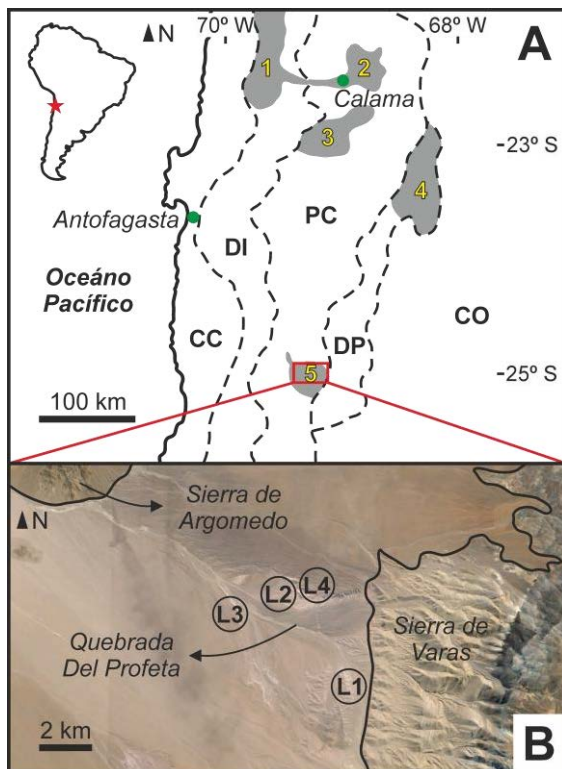


FIGURA 1. A) Representación gráfica del norte de Chile mostrando las unidades fisiográficas principales (siglas) y algunas de las cuencas cenozoicas del antearco (números). CC: Cordillera de la Costa; DI: Depresión Intermedia; PC: Precordillera; DP: Depresiones Preandinas; CO: Cordillera Occidental. 1: Cuenca de Quillagua-Llamara; 2: Cuenca de Calama; 3: Cuenca Centinela; 4: Cuenca Salar de Atacama; 5: Cuenca de Quebrada Del Profeta (objeto de estudio en este trabajo). B) Imagen aérea de la cabecera de la Cuenca Quebrada Del Profeta con las localidades (L) donde se levantaron columnas estratigráficas.

el norte de Chile ( $24^{\circ}55' S$ ,  $69^{\circ}15' O$ ), a una altura de  $\sim 3.000$  m.s.n.m. y localizada a  $\sim 200$  km al SE de la ciudad de Antofagasta (Fig. 1A).

La cabecera de la cuenca está flanqueada al Este por la Sierra de Varas (SV) y al Oeste por la Sierra de Argomedo (SA) (Fig. 1B). El resto de la cuenca bordea la parte Sur de la SA y prosigue hacia el NNO por la Depresión Intermedia. Este trabajo se centra únicamente en la cabecera, donde se encuentran los afloramientos más continuos y representativos. La SV y la SA exponen unidades ígneas, volcánicas y sedimentarias con edades desde el Paleozoico hasta el Cenozoico Inferior (e.g., García, 1967; Espinoza et al., 2011). Chong (1973) realiza una primera descripción del relleno sedimentario de la cuenca, definiendo las formaciones Aguada de Zorro y Pampa de Mulas. Centellas et al. (2015) recopilan y discuten datos geocronológicos que otorgarían a la primera formación una edad Eocena Superior, mientras que la segunda sería de edad Miocena.

## SEDIMENTOLOGÍA

Para este trabajo se levantaron varias columnas estratigráficas en cuatro localidades (Fig. 1B),

conformando un total de  $\sim 145$  m de serie. Las localidades serán tratadas de aquí en adelante como L1, L2, L3 y L4 (Fig. 1B y 2A). A grandes rasgos, la serie puede dividirse en dos tramos: Tramo Inferior (TI) y Tramo Superior (TII), separados por una notable discordancia angular (Fig. 2A y 2B). Estos dos tramos corresponderían a la Fm. Aguada de Zorro y a la Fm. Pampa de Mulas (Chong, 1973), respectivamente. El TI, descrito en L1 y L2, tiene una potencia  $\sim 75$  m y está formado principalmente por paraconglomerados y, en menor proporción, arenas gruesas, limos y niveles tabulares de caliza. Este tramo aparece fallado y plegado por pliegues con ejes de dirección N-S. El TII, descrito en L1, L2, L3 y L4, está formado en casi su totalidad por brechas matriz-soportadas muy poco consolidadas y por tres niveles poco potentes cementados por yeso. Se encuentra discordante sobre el T1 (Fig. 2B) y ligeramente basculado ( $\sim 10^{\circ}$ ) hacia el O.

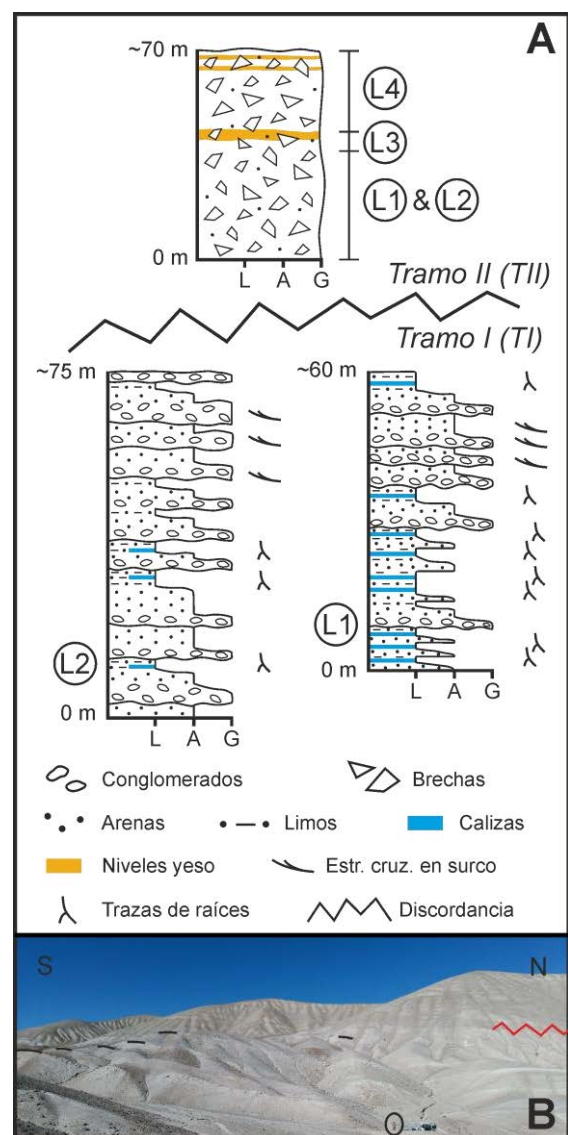


FIGURA 2. A) Columnas estratigráficas simplificadas. L1, L2, L3 y L4 son las localidades situadas en la Fig. 1B. B) Panorámica de L1. Las líneas negras marcan crestas que se corresponden con calizas, mientras que el trazo rojo marca la discordancia que separa los dos tramos. La elipse negra rodea a una persona.

A continuación se describen las facies de manera individualizada:

#### **Paraconglomerados grisáceos**

Pertenecen al TI y afloran en L1 y L2. Son conglomerados polimícticos, matriz-soportados, con clastos sub-redondeados y sub-angulosos y mal seleccionados (tamaños entre 25 y 1 cm). Los clastos son mayoritariamente de tobas dacíticas y andesíticas, areniscas y riolitas. Están soportados por una matriz silíceo de arena gruesa y cementados localmente por carbonato. El espesor de los estratos varía desde 20 cm a 2-3 m. Presentan muro y techo planos, pero ocasionalmente poseen base erosiva, estratificación cruzada en surco y gradan a microconglomerados y arena gruesa hacia techo. Se han tomado varias medidas de paleocorrientes con un sentido preferente desde el NO al SE.

#### **Brechas masivas de color marrón a negro**

Conforman casi la totalidad del TII y afloran en todas las localidades. Son brechas muy poco consolidadas, polimícticas, matriz-soportadas, con clastos angulosos y mal seleccionados (tamaños entre 35 y 1 cm). Los clastos son mayoritariamente dacitas, de andesitas, tobas y calizas. Son masivas, no presentan estratificación ni estructura.

#### **Brechas cementadas por yeso**

Pertenecen al TII y afloran en L3 y L4. Se trata de tres niveles cementados por yeso. El nivel inferior, presente en L3, tiene unos 2-3 m de potencia y está notablemente cementado. A escala de afloramiento se aprecian clastos implosionados y grietas verticales, mientras que bajo el microscopio óptico se observan envueltas de arcilla alrededor de los clastos. Los dos niveles superiores afloran en L4 apenas alcanzan los 50 cm de potencia y están menos cementados.

#### **Arenas gruesas pardo-grisáceas**

Pertenecen al TI y afloran en L1 y L2. Son areniscas de tamaño de grano arena gruesa con clastos dispersos. Ocasionalmente están cementadas por carbonato. Se disponen en estratos de potencia variables (desde 10 cm a 2-3 metros) y pueden presentar estratificación cruzada en surco.

#### **Limos pardo-grisáceos**

Pertenecen al TI y afloran en L1 y L2. Son limolitas que varían desde colores marrones a grisáceos. Presentan clastos dispersos. Generalmente culminan secuencias granoderecientes comenzadas por los paraconglomerados y arenas, ya descritos anteriormente. También aparecen a muro de las calizas y, en ocasiones, presentan trazas de raíces.

#### **Calizas tabulares**

Pertenecen al TI y afloran en L1 y L2 (Fig. 2B y 3A). Son calizas clasificadas como mudstone (Dunham, 1962) y muy silicificadas (Fig. 3B). Su

textura varía de masiva (Fig. 3B) a nodulosa. Contienen de manera dispersa restos de ostrácodos, restos vegetales, trazas de raíces y grietas de desecación. La mineralogía obtenida por difracción de rayos X es calcita, cuarzo y, en menor medida, ópalo. Se disponen en estratos tabulares, con muro y techo planos, de varias decenas de centímetros y nunca superiores a un metro. Algunos de los niveles están subdivididos en dos o tres estratos, separados entre sí por capas muy finas de lutitas. Por lo general culminan pequeñas secuencias de 1-2 m comenzadas por limos grises y continuadas por capas centimétricas de calizas margosas (Fig. 3A).

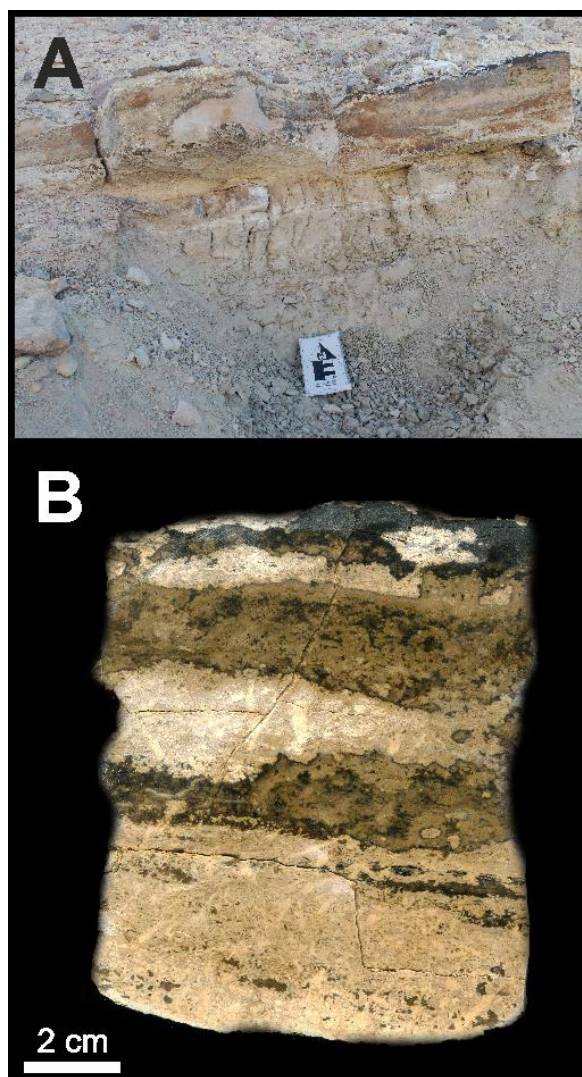


FIGURA 3. A) Perfil mostrando, de muro a techo, limos grises, calizas margosas y caliza muy silicificada. B) Muestra de mano de una caliza masiva y silicificada procedente de la Fig. 3A.

## **DISCUSIÓN**

El TI y el TII representan ambientes deposicionales muy diferentes. Las facies detríticas del TI se interpretan como un sistema fluvio-aluvial con canales entrelazados y depósitos de llanura de inundación (Miall, 1996). Las bases erosivas curvadas representan

canales con flujos tractivos de carga de gravas, con formación de barras de canal representadas por conglomerados y areniscas con estratificación cruzada. Las areniscas de grano más fino y limos representan depósitos de llanura de inundación. Los paquetes de gravas limitados por muro y techo planos representarían eventos torrenciales de mayor energía. Estos depósitos fluvio-aluviales se intercalan con calizas de origen lacustre-palustre. Las calizas de aspecto masivo representan un ambiente lacustre somero de alta productividad biológica (e.g. Arenas et al., 1997), mientras que las calizas con textura nodulosa representan un ambiente palustre, con exposición sub-aérea y desecación (e.g. Freytet, 1973). Por el contrario, las brechas masivas del TI representan un sistema aluvial dominado por flujos plásticos de tipo *debris flow* de alta energía (Miall, 1996). El nivel inferior de yeso presenta características que podrían indicar procesos de pedogénesis (e.g. Rech et al., 2010).

La variación lateral de facies del TII tiene implicaciones paleogeográficas importantes. L1, situada al SE de L2, alberga el mayor número (diez) de niveles de caliza de toda la serie, mientras que L2 tan solo contiene tres niveles de caliza muy poco potentes. Los propios niveles de caliza también muestran variación textural lateral en cuanto a su textura, encontrándose generalmente las de aspecto más masivo (ambiente lacustre somero) hacia el S y las más nodulosas (ambiente palustre) hacia el N. Todo ello, sumado a las medidas de paleocorrientes, indicaría facies más distales hacia el SE y más proximales hacia el NO. Por lo tanto, el sentido de transporte preferente sería NO-SE.

La procedencia de los clastos apoyaría estas direcciones de aporte. Las litologías de los clastos del TI corresponderían principalmente a la erosión de la Fm. Chile-Alemania (Espinoza et al., 2011) y de la Fm. La Tabla (García, 1967), las cuales afloran al NO (Sierra de Argomedo), indicando un sentido de transporte NO-SE. Por el contrario, las litologías de los clastos del TII corresponderían a la erosión de la Fm. Profeta (Chong, 1973), la cual aflora al E (Sierra de Varas), indicando un sentido de transporte E-O que concuerda con las observaciones geomorfológicas de campo.

## CONCLUSIONES

Análisis de facies, variaciones laterales de estas, medidas de paleocorrientes y estudios de procedencia de clastos realizados en la Cuenca Quebrada Del Profeta indican que durante el Eoceno Superior existía un ambiente sedimentario fluvio-aluvial y lacustre con sentido de transporte NO-SE. Por el contrario, durante el Mioceno existía un ambiente aluvial con sentido de transporte E-O. Este cambio implica una importante reorganización paleogeográfica en el límite Paleógeno-Neógeno en esta zona.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la beca CONICYT-PCHA/Doctorado Nacional/2016-21160193 y por los proyectos de investigación Proyecto Anillos ACT-1203 y FONDECYT N°1121041 (Chile) y LMI-COPEDIM (Chile-Francia).

## REFERENCIAS

- Arenas, C., Casanova, J., y Pardo, G. (1997): Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128(1): 133-155.
- Centellas, K., Riquelme, R., González, R., Jordan, T., González, K., Fernández-Mort, A., Ramos, H., Villar, S., y Tapia, L. (2015): Geocronología, sistemas de depósito y evolución paleogeográfica de las unidades sedimentarias eocenas-miocenas de Sierra de Varas, Región de Antofagasta. En: *XIV Congreso Geológico Chileno*, Comunicaciones, Vol. 1: 793-796.
- Chong, G. (1973): *Reconocimiento Geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, provincia de Antofagasta*. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 1-284. Santiago
- Espinoza, F., Matthews, S., Cornejo, P. y Venegas, C. (2011): *Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 129: 1-65. 1 mapa escala 1:100.000*.
- Freytet, P. (1973): Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (southern France). *Sedimentary Geology*, 10(1): 25-60.
- García, F. (1967): Geología del Norte Grande de Chile. En: *Simposium sobre el Geosinclinal Andino. Sociedad Geológica de Chile*. Publicación 3: 1-128.
- Maksaev, V. y Zentilli M. (1999): Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, Northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology*, 8: 65-89.
- Miall, A.D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. New York, Springer, 1-582.
- Mortimer, C. (1973): The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal Geological Society London*, 129: 505-526.
- Rech, J. A., Currie, B. S., Shullenberger, E. D., Dunagan, S. P., Jordan, T. E., Blanco, N., Tomlinson, A.J., Rowe, H.D. y Houston, J. (2010): Evidence for the development of the Andean rain shadow from a Neogene isotopic record in the Atacama Desert, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(3): 371-382.