

Estratigrafía y sedimentología de la Cuenca El Tesoro, Distrito Centinela (región de Antofagasta) y su relación con la mineralización exótica de cobre

Miguel Tapia* y Rodrigo Riquelme

Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile

Carlos Marquardt, Constantino Mpodozis y Rodrigo Mora

Antofagasta Minerals S.A.

* E-mail: mtv003@ucn.cl

Resumen. La cuenca El Tesoro, ubicada en el Distrito Centinela, expone más de 600 m de rocas sedimentarias, volcánicas y gravas del Cenozoico que fueron producto de la erosión durante y después de la deformación Incaica. Esta cuenca incluye 3 unidades acumuladas entre el Eoceno y Mioceno, diferenciables por su litología, sus facies sedimentarias y paleosuelos intercalados, que indican bruscas variaciones tanto en el paleoclima como en la tectónica del distrito. Intercaladas en la secuencia, se encuentran cuerpos exóticos de Cu. En este trabajo se presentan datos preliminares de la edad de la mineralización exótica y su relación con la evolución depositacional de la cuenca.

Palabras Claves: Gravas, Exóticos, Cobre, Paleoclima, Desierto de Atacama.

1 Introducción

La denudación de la Cordillera de Domeyko se inicia en el Eoceno medio, durante la fase de deformación Incaica (e.g. Tomlinson *et al.*, 2001). Los productos de la erosión de esta dieron origen, durante el Terciario, a depósitos sedimentarios de ambiente fluvio-aluvial y aluvial, expuestos en cuencas tanto en la cuenca del Salar de Atacama como la Depresión Central. En esta contribución presentamos las características estratigráficas y sedimentológicas de la secuencias sedimentarias del Eoceno al Mioceno expuestas en el Distrito Centinela (Cuenca El Tesoro), discutiendo las implicancias para la evolución climática en esta parte del Desierto de Atacama. La Figura 1 muestra la distribución de las unidades de gravas y secuencias sedimentarias y volcánicas.

2 Estratigrafía y sedimentología.

Formación Esperanza (Eoceno – Oligoceno inferior?)

Miembro inferior: 200 m (mínimo, sin base reconocida) de flujos piroclásticos riolíticos y dacíticos semisoldados y depósitos de bloques y ceniza (block and ash) incluyendo tobas de cristales y lapilli, de biotita, hornblenda y cuarzo, generalmente alteradas a laumontita o calcita. Edades U-Pb en circones entre los 42 y 39 Ma

Miembro superior: ~20 m de potencia (expuestos), de

brechas y conglomerados clasto-soportados que se presentan en cuerpos lenticulares de 20 – 60 cm de espesor, (facies Gci y Gmm de Miall, 1996), con clastos de lithocap y tobas. Las litofacies indican que corresponden a flujos de detritos ricos en clastos (Miall, 1996).

Formación El Tesoro (Oligoceno - Mioceno Inferior)

150 m de conglomerados matriz soportados con intercalaciones de limolitas, apoyados en discordancia angular sobre la Formación Esperanza y que hospedan el manto inferior de mineralización exótica en El Tesoro. Los conglomerados forman bancos de base y techo planos, con estratificación cruzada y fábrica imbricada moderadamente desarrollada (facies Gt de Miall, 1996) y clastos subangulares a subredondeados mal seleccionados. Los limolitas se disponen en bancos masivos, sin estructura interna de base y techo plano (facies Fl, Miall, 1996). Direcciones de aporte clástico indican proveniencias desde el SE y E en la base y entre NNE y NNW en el techo (Blanco y Tomlinson, 2000). Esta unidad presenta, además, intercalaciones de paleosuelos de tipo *gleysoil* (Mack et al., 1993). Las litofacies los conglomerados son propias de sedimentos acumulados en barras longitudinales y relleno de canales menores en un sistema aluvial (Miall, 1996).

Formación Los Arrieros (Mioceno inferior-a medio)

Miembro inferior: Secuencia de ~400 m de espesor, dispuesta en discordancia de erosión sobre las unidades anteriores y hospeda el manto superior de mineralización exótica en El Tesoro y el manto exótico en Tesoro NE. Está integrada por gravas, con intercalaciones de arenas finas y limos, de color pardo rojizo. Las gravas son gruesas y presentan estratificación en lámina (facies Gs), con clastos subredondeados a subangulares y con una fábrica imbricada bien desarrollada. Incluye intercalaciones de arenas y limos laminados en capas de 3-15 cm de espesor. Medidas de imbricación de los clastos, indican direcciones de aporte desde el NE y E. Esta unidad presenta intercalaciones de paleosuelos del tipo *vertisol cálcico* y en algunos lugares restos de hojas

y niveles de carbón (Ej. Tesoro NE). Las asociaciones de facies de esta unidad, reflejan procesos de sedimentación agradacional en canales fluviales durante el decaimiento del flujos de crecidas aluviales (Boggs, 1995).

Miembro superior: Sucesión de ~100 m de espesor formada por gravas, que alternan con arenas finas y limos cementados con yeso, de color pardo. Presentan clastos angulares a subangulares, estratificación plana paralela a cruzada en cuenca, con fábrica imbricada medianamente desarrollada. Direcciones de aporte indican proveniencia desde el ESE (S71°E). En el techo se observan numerosos niveles de yeso y el desarrollo de un potente nivel de paleosuelo del tipo *gypsisol*. Corresponden a depósitos de inundación en lámina (*sheetflood deposits*) acumuladas en ambiente aluvial.

Gravas del Mioceno Superior-Plioceno

Sucesión de ~ 20 m de espesor, asociada al desarrollo de una superficie de pedimentación, que sobreyace en discordancia a la Formación Los Arrieros. Corresponde a una sucesión de gravas gruesas y arenas finas, que engranan, en Quebrada de Los Arrieros con limos y evaporitas de color pardo. Las gravas están pobremente estratificadas y mal seleccionadas. Los limos presentan laminación plano paralela, grietas de secamiento y frecuente bioturbación, tanto por raíces como por la presencia de gastrópodos. Paleocorrientes indican procedencia desde el SSE a SE.

Edad y Correlaciones con la cuenca de Calama

Los niveles de tobas datados en la Formación Esperanza indican que esta se acumuló en el Eoceno y se pueden correlacionar con los niveles superiores de la Formación Calama, los cuales han sido atribuidos al Eoceno (Blanco, 2008). La datación K/Ar (37 Ma) de un delgado nivel de toba dacítica alterada (Perelló et al. 2004) atribuida a la Formación El Tesoro indicaría para ella una probable edad máxima del Eoceno superior (?). Esta se puede correlacionar con la Formación Yalqui, del Oligoceno Inferior- Mioceno Inferior (Blanco 2008) de la Cuenca de Calama.

En el miembro inferior de la Formación Los Arrieros se obtuvo una edad de $21,9 \pm 0,2$ Ma (K-Ar en criptomelano, datos preliminares), en un nivel de óxidos de Cu exótico. En este nivel los óxidos negros siguen las estructuras sedimentarias y mientras que la presencia de clastos con mineralización exótica indica que esta fue contemporánea con la depositación de las gravas. Esta unidad se correlaciona litoestratigráficamente con la Formación Jalquinche, del Mioceno inferior-medio expuesta en la cuenca de Calama (Blanco, 2008) y presenta intercalaciones de paleosuelos del tipo vertisol cálcico, para los cuales, en la cuenca de Calama se han propuesto una edades mínima del Mioceno inferior (Rech et al., 2006).

Las gravas atribuidas al Mioceno superior-Plioceno,

presenta, en su base una toba de 10 Ma (U-Pb, este trabajo), similar a la edad de la Ignimbrita Artola de la zona del Salar de Atacama y en su techo, una toba de ceniza de $5,7 \pm 0,1$ Ma (Ignimbrita Carcote;). Este nivel es equivalente a la parte inferior de la Formación Opache y la Formación Chiquinaputo, Mioceno superior – Plioceno superior expuestas en la Cuenca de Calama (Blanco, 2008).

3 Evolución de la cuenca El Tesoro.

Etapa I: Eoceno, Formación Esperanza Durante esta etapa se depositaron tobas asociadas a un restringida actividad volcánica relacionada con el emplazamiento de los pórfidos cupríferos del distrito Centinela, datados entre 44 y 39 Ma. La composición de los clastos del miembro superior indica el retrajo sedimentario y erosión de las tobas de los lithocap de los sistemas de pórfidos cupríferos ubicados al este.

Etapa II: Oligoceno, Formación El Tesoro. Las facies, y los datos de aporte sedimentario, sugieren que la formación se acumuló a partir de abanicos aluviales, provenientes de la zona sur de la Sierra Limón Verde, y de la parte centro sur del área de estudio (sector Telégrafo-Caracoles). Esto, junto a la presencia del *gleysol*, que indican condiciones hidrológicas con agua permanente estancada y sin mucha recarga (Birkerland, 1984; Schaetzl y Anderson, 2005) lo que señala la predominancia de condiciones climáticas áridas. La existencia de una leve discordancia angular en la porción basal, sugiere actividad tectónica durante la sedimentación.

Etapa III: Mioceno inferior a medio, Formación Los Arrieros.

En este período se produjo un cambio en las zonas de aporte sedimentario, desde el norte y sur, al este-sureste, probablemente causado por el alzamiento relativo del bloque de basamento de la Cordillera de Domeyko, ubicado al este. También las facies sedimentarias y la naturaleza de los paleosuelos preservado en el Miembro inferior cambia, con respecto a la etapa anterior. Las facies tipo *sheetflood*, junto con la presencia de abundantes niveles de paleosuelos tipo *vertisol*, indican condiciones climáticas semiáridas, similar a lo expuesto por Rech et al. (2006), quienes indicaron que la tasa de precipitación para formar vertisoles cálcicos, de la misma edad, en el margen oriental de la Cuenca de Calama debe ser >200 mm/año.

Durante la acumulación del Miembro superior de la formación el área de sedimentación, se amplía y se produce un cambio en el régimen hidrológico marcado por la presencia de un nivel de *gypsisol* con nitrato, niveles de yeso masivo y areniscas con abundante cemento de yeso, indicando tasas de precipitación muy bajas (Birkerland, 1984; Schaetzl y Anderson, 2005; Ewing et al., 2006). La ocurrencia de nitrato en este nivel

de paleosuelo sugiere precipitaciones entre 5 – 10 mm/año (Rech et al., 2006), lo que indica el inicio de las condiciones hiper-áridas en el distrito con anterioridad a los 10 Ma.

Etapa IV: Mioceno superior-Plioceno. Las facies de los delgados niveles sedimentarios, propios de una llanura aluvial extendida, acumulados durante de este período indican la prevalencia de condiciones hiperáridas. Localmente, se habrían desarrollado lagunas palustres, en áreas deprimidas de esta llanura (Quebrada Los Arrieros), donde afloraría el nivel freático, con aguas cargadas en carbonato, lo que favoreció la depositación de calizas con gastrópodos y de sedimentos clásticos cementados pervasivamente por carbonatos, al igual que la situación descrita para la Formación Opache, en la Cuenca de Calama (May, 1997).

Agradecimientos

Agradecimientos especiales al PROYECTO MECE 2 EDUCACION SUPERIOR, por la beca proporcionada al autor y a los colegas de Minera El Tesoro, por los aportes y ayudas durante el mapeo de la Mina El Tesoro y Tesoro NE. Agradezco, además, al equipo de exploraciones de AMSA, principalmente al del proyecto Mirador, por las discusiones sobre la deformación en esta parte del distrito.

Referencias

Birkerland, P. 1984. Soil and Geomorphology. Oxford University Press, New York. 372 p.

Blanco N, Tomlinson A (2002) Estudio estratigráfico y sedimentológico del Distrito Minero El Tesoro. Unpublished report, 29 p.

Boggs, S, 1995. Principles of sedimentology and stratigraphy. Prentice Hall. EEUU, 774 p.

Ewing, S.; Sutter, B.; Owen, J.; Nishiizumi, K.; Sharp, W.; Cli, S.; Perry, K.; Dietrich, W.; McKay, C.; Amundson, R. 2006. A threshold in soil formation at Earth's arid-hiperarid transition. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 70: 5293-5322.

Mack, G.H., James, W.C., Monger, H.C. 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of America, Bulletin* 105: 129-136.

Maksaev, V. & 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, 582 p..

Rech J. A., Currie B. S., Michalski G y Cowan M. 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology* 34:761-764.

Schaetzl, R.; Anderson, S. 2005. *Soil and Geomorphology*. Cambridge University Press, New York. 817 p.

Tapia M (2009) Relación espacial, temporal y genética entre formas de relieve y paleosuelos del Cenozoico superior, y depósitos de Cu supérgeno en el Distrito Minero de Chuquicamata. Memoria de Título (Unpublished), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas: 84 p.

Tomlinson A., Blanco N., Maksaev V, Dilles J., Grunder A. y Ladinoi M. 2001. Geología de la Precordillera andina de Quebrada Blanca-Chuquicamata, Regiones I y II (20°30'-22°30' S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Corporación Nacional del Cobre, Chile.

Mapa de Gravas de la parte norte del Distrito Centinela

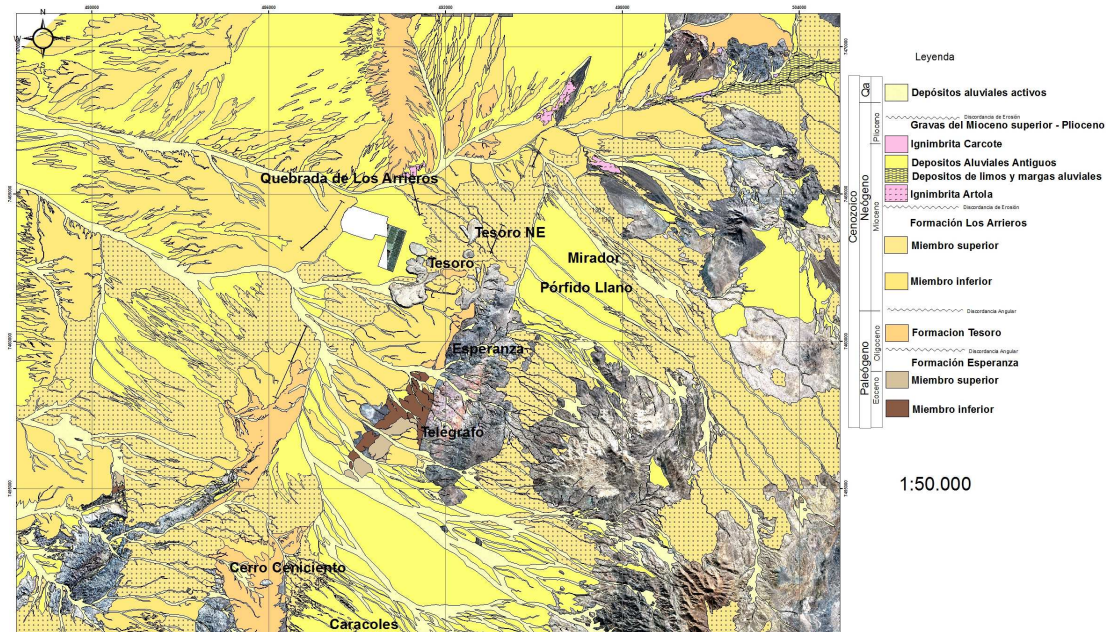


Figura 1. Mapa de distribución de unidades estratificadas del Eoceno-Plioceno en la parte norte del distrito Centinela.