

Sección cortical entre la Cuenca del Salar de Atacama y la Cordillera Oriental: Implicancias para la evolución tectónica de los Andes Centrales

Susana Henríquez*, César Arriagada, Juan Becerra, Fernando Martínez y Matías Peña.

Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo, Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

*email: Susana.shg@gmail.com

Resumen

Un problema mayor para la construcción de secciones de escala cortical y que atraviesen el orógeno es la escasa información estructural disponible en las zonas de extensa cobertura volcánica. La integración de secciones corticales en ambos lados del arco volcánico entrega condiciones de primer orden que vinculen el antearco con el trasarco. En este trabajo, la estructura de la zona del Salar de Atacama fue integrada con la información disponible en el lado argentino para obtener una sección de escala cortical que cruza los Andes a esta latitud. El modelamiento estructural sugiere que dos despegues mayores de bajo ángulo permitirían generar una estructura tipo dúplex de escama gruesa y vergencia este que explica el actual espesor cortical y los principales estilos estructurales de la región. Estos despegues traspasarían la deformación desde el oeste al este durante el Cretácico-Paleógeno y Neógeno.

Palabras clave: Cuenca del Salar de Atacama, antearco, trasarco, sección cortical, escama gruesa, Cretácico-Paleógeno y Neógeno.

1. Introducción

A lo largo de los Andes Centrales existen numerosos modelos estructurales que a partir de secciones estructurales 2D han intentado mostrar la estructura profunda de Los Andes. La exploración petrolera ha permitido que un número importante de información en sub-superficie halla sido obtenida en la región de la Cordillera Oriental y parte de la Puna, al este del arco volcánico actual. Probablemente uno de los problemas principales para tener una sección que integre la estructura cortical desde la subducción hasta el antepaís tiene que ver con que el arco volcánico actual oscurece la información estructural que pudiese haber por debajo.

Una de las zonas más idóneas para estudiar la estructura del antearco chileno es la Cuenca del Salar de Atacama. Esta cuenca ha captado el interés de numerosos investigadores pues constituye un rasgo topográfico y estructural de primer orden en Los Andes. Adicionalmente, posee un registro estratigráfico continuo desde el Cretácico “medio” hasta el reciente, abundantes afloramientos de excelente calidad, una extensa red de perfiles sísmicos de reflexión y un pozo que corta mas de 5500 mts. Esta información fue revisada, reinterpretada y combinada con

información de terreno con el fin de construir una sección estructural desde la Cordillera de Domeyko hasta justo antes del arco volcánico. Finalmente, a partir de los estudios realizados en el lado Argentino hemos construido una sección cortical que considera los principales elementos estructurales en ambos lados del arco volcánico.

En este estudio hemos vinculado los elementos estructurales principales que hay al este y oeste del actual arco volcánico a partir de una sección hipotética aunque balanceada que permita establecer las condiciones de primer orden que debieran haber bajo el volcanismo neógeno reciente.

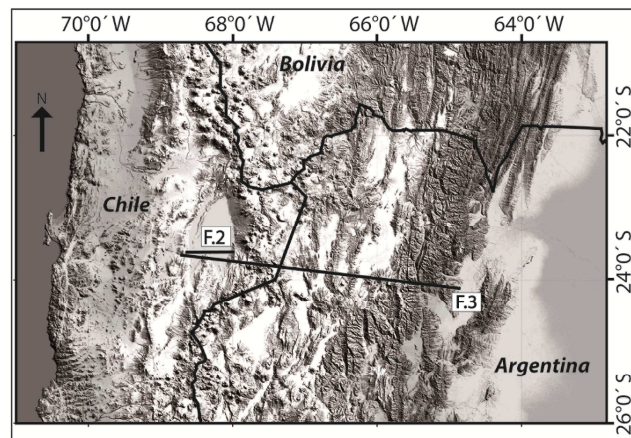


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio y trazas de las secciones estructurales.

2. Estructura del antearco en la Cuenca del Salar de Atacama

El estilo estructural que controla la evolución tectónica de la cuenca se caracteriza por una escama gruesa de vergencia este activa desde el Cretácico “medio”. La deformación en la escama delgada muestra una serie de fallas y pliegues de vergencia este que evidencian el carácter sin-orogénico de la cuenca (Arriagada et al., 2006). Esta cuenca guarda el registro de dos frentes activos de deformación que acomodaron un importante acortamiento entre el Cretácico “medio” y Oligoceno.

En su evolución esta cuenca fue el depocentro de dos cuencas de antepaís, una Cretácica y una Incaica desarrollada durante el Eoceno-Oligoceno. Ambos episodios están asociados al alzamiento de la Cordillera de Domeyko que comenzó a los 90 Ma (Amilibia et al., 2008). Mientras en el Cretácico hospedaba los sedimentos producto de la inversión de las cuencas de trasarco del Mesozoico medio y temprano, durante el Eoceno-Oligoceno recibió sedimentos producto de la erosión de partes profundas de la Cordillera de Domeyko (Mpodozis et al., 2005).

3. Estructura del trasarco en las regiones de la Puna y Cordillera Oriental

A partir de estudios previos (Coutand et al., 2001; Heredia et al., 1999; Rubiolo et al. 2001, Blasco y Zapettini 1996, entre otros) se integraron mapas y secciones estructurales del lado oriental del orógeno como una primera aproximación a los estilos principales de esta región (Figura 2).

La Puna (P) está constituida por una serie de cuencas intermontanas separadas por cordones montañosos NS a NNE, así como centros eruptivos. Los cordones corresponden a rocas del Paleozoico inferior alzadas por fallas inversas de alto ángulo y vergencia opuesta que propagan la deformación a la cobertura Cenozoica (Coutand et al., 2001). Las secciones estructurales realizadas por Coutand et al. (2001) muestran un acortamiento Cenozoico de un 10 a un 15% ortogonal al orógeno.

La Cordillera Oriental (CO) es un sistema de fallas de escama gruesa y doble vergencia con imbricación de escamas de rumbo NNW que involucran basamento granítico y sedimentario proterozoico (Elger et al., 2005). Estas escamas tienen una estructura compleja resultado de múltiples orogenias. Aquí se encuentran gran parte de los depósitos de rift del Grupo Salta. Estos depósitos registran periodos de alzamiento y erosión desde el Eoceno medio y hasta el Pleistoceno. Carrera et al. (2006) propone que los depósitos de rift fueron invertidos durante el desarrollo de la EC. Según (Rubiolo et al., 2001), el despegue principal de basamento se encuentra entre los 15 – 20 km de profundidad y los cabalgamientos de basamento de vergencia E se desarrollaron entre los 20 - 22 Ma hasta el Mioceno superior.

4. Discusiones y conclusiones

La deformación de escama delgada que se observa en la Cuenca del Salar de Atacama está vinculada con una escama gruesa de vergencia E que controla la evolución tectónica de la cuenca. Allí, las fallas de basamento que controlan la Cordillera de Domeyko y el Cordón de Lila son estructuras que habrían tenido importante actividad durante el Cretácico – Eoceno. El modelamiento estructural a permitido calcular un despegue ubicado cerca

de los 15 Km de profundidad y que habría controlado el desarrollo de las cuencas de antepaís asociadas con las fases Peruana e Incaica. Al E de estas estructuras, una pendiente de alrededor de 8° marca el inicio de la Cordillera Occidental. Allí, las escasas evidencias estructurales apuntan a un fuerte control estructural de vergencia E en algunos cordones volcánicos así como la presencia de basamento alzado bajo el CVZ.

En la Puna, la presencia de escama gruesa controlada por fallas bivergentes de alto ángulo no permite explicar por acortamiento tectónico su altura actual (Coutand et al., 2001). Sin embargo, los estilos estructurales y litologías de cordones de basamento permiten suponer que dichas estructuras se arraigan en un mismo cercano 15 Km. Por otra parte, esta zona registra en sus depocentros del Eoceno – Oligoceno un vínculo con la cuenca de antepaís en el antearco chileno. Esto permite inferir para este tiempo la presencia de una cuenca de antepaís asimétrica con dos frentes de deformación, uno principal al este de vergencia este y uno secundario, bivergente, al oeste. Su estilo estructural corresponde a una faja plegada y corrida de escama gruesa con desarrollo de múltiples depocentros productos de una migración de la deformación desde el la CD hacia el este. La construcción de estas secciones a ambos lados del arco permite vincular los despegues corticales en una misma estructura mayor capaz de transferir la deformación desde el antearco hacia el antepaís. Por otra parte, permite suponer que para este tiempo se generaron fallas en basamento de vergencia E bajo la actual cobertura volcánica que pudieron controlar pequeños depocentros.

El acortamiento tectónico generado durante el Mioceno en la P y luego en la CO separó definitivamente estas unidades de la Cuenca del Salar de Atacama, interrumpiendo así una cuenca vinculada desde el Maastrichtiano (Mpodozis et al., 2005). El importante acortamiento absorbido por la EC y su estilo de escama gruesa con despegues en roca cristalina Proterozoica hacen suponer la existencia de al menos un despegue en profundidad. Dicho despegue es presumiblemente una rampa de bajo ángulo pues debe transportar la Cuenca del Salar de Atacama y mantener una mesurada actividad tectónica en la Puna. Esta estructura cortical profunda generada durante el Mioceno sería la principal responsable del alzamiento del orógeno.

En base a esto se propone que el orógeno Andino a esta latitud está controlado por la presencia de dos despegues corticales de bajo ángulo, uno somero ubicado cercano a los 15 km de profundidad y una rampa profunda de bajo ángulo. De esta forma, la estructura cortical posee una geometría dúplex con una cuña de basamento que, al desplazarse sobre una rampa, contribuye a generar el alzamiento en los Andes. Así, la deformación a esta latitud parece estar controlada por una escama gruesa profunda de bajo ángulo y vergencia este que transmite la deformación desde la subducción hacia el antepaís.

Agradecimientos

Se agradece especialmente a: Departamento de Geología de la Universidad de Chile, IRD, Midland Valley y a todo el grupo del Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo de la Universidad de Chile por su apoyo durante la realización de este estudio.

Referencias

Amilibia, F. Sabat, K.R. McClay, J.A. Muñoz, E. Roca, G. Chong (2008), The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko, vol. 30, pag 1520–1539, Journal of Structural Geology.

Arriagada, C., P. R. Cobbold, and P. Roperch (2006), Salar de Atacama Basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous, vol. 25, TC1008, doi:10.1029/2004TC001770, Tectonics.

Blasco, G y E. Zappettini, 1996. Hoja Geológica 2566-I San Antonio de los Cobres, provincias de Jujuy y Salta. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 217. Buenos Aires.

B. Carrapa, D. Adelman, G. E. Hilley, E. Mortimer, E. R. Sobel, and M. R. Strecker (2005), Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes, vol. 24, TC4011, doi:10.1029/2004TC001762, Tectonics.

N. Carrera, J.A. Muñoz, F. Sábat, R. Mon, E. Roca (2006), The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes), Vol. 28, pag. 1921-1932, Journal of Structural Geology.

Coutand, I., P. R. Cobbold, M. de Urreiztieta, P. Gautier, A. Chauvin, D. Gapais, E. A. Rossello, and O. López-Gamundi (2001), Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina, vol. 20, pag 210 – 234, Tectonics.

Elger, K., O. Oncken, and J. Glodny (2005), Plateau style accumulation of deformation: Southern Altiplano, vol. 24, TC4020, doi:10.1029/2004TC001675, Tectonics.

Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar the Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. Pag. 125–154, Tectonophysics 399.

Rubiolo D., R. Seggiaro, E. Gallardo, A. Disalvo, M. Sanchez, A. Turel, E. Ramallo, A. Sandruss y M. Godeas 2001. Hoja Geológica 2366-II / 2166-IV, La Quiaca. Geología y Provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 246, p. Buenos Aires.

Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R., Seggiaro, R.E. y González, M.A., 1999. Estructuras de inversión tectónica en la Cordillera Oriental de los Andes entre 23° y 24°S, provincia de Jujuy, NO de Argentina. 1° Seminario Iberoamericano de Cuencas de Antepaís en los Andes, los Pirineos y los Variscides, Universidad de Barcelona, Comunicaciones: 20-24, Barcelona.

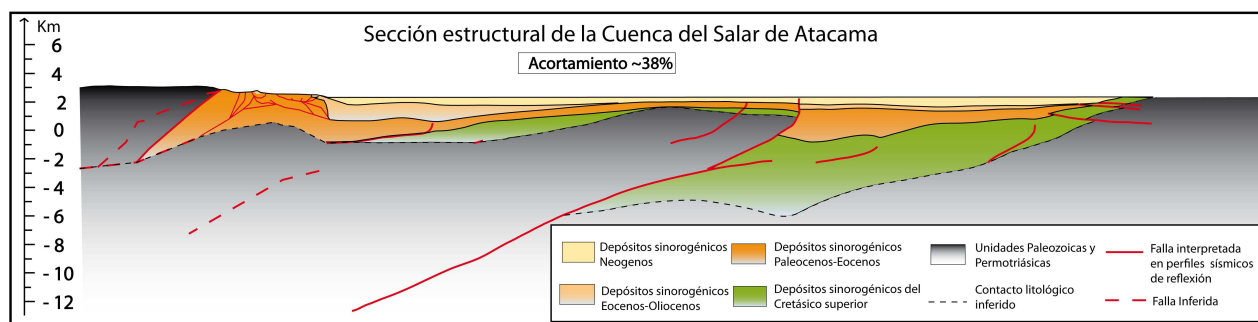


Figura 2. Sección estructural de la Cuenca del Salar de Atacama (Ver ubicación de la traza de la sección en la F.1)

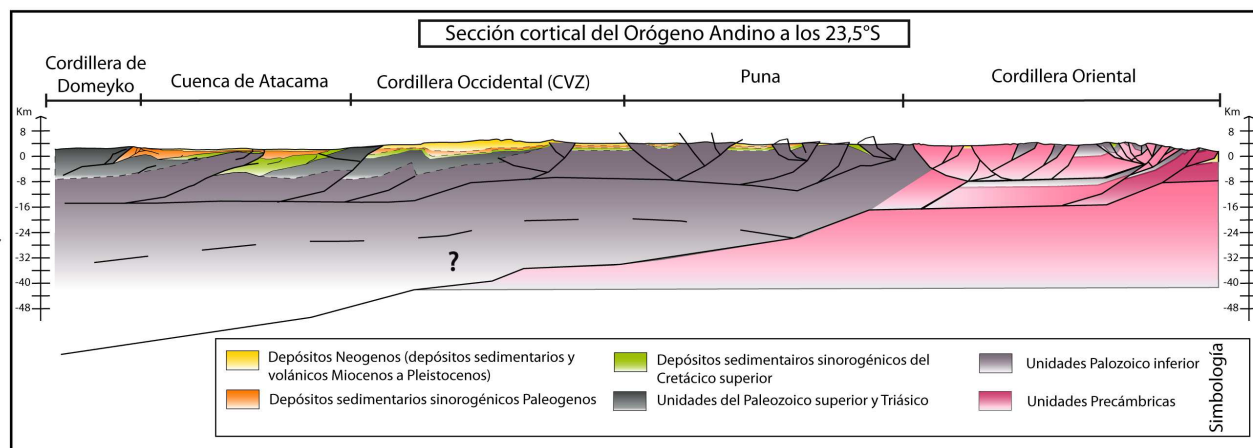


Figura 3. Sección cortical esquemática de los Andes Centrales (Ver ubicación de la traza de la sección en la F.1)