



EROSION VERSUS TECTONICA EN EL ORIGEN DE LA DEPRESION CENTRAL DE CHILE CENTRAL

Farías, M.(1)(2), Charrier R.(1), Carretier, S.(3), Martinod, J.(2), y Comte, D.(4)

(1) Departamento de Geología, Univ. de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

(2) LMTG, Univ. Paul Sabatier, 14 av. Belin, Toulouse 31400, France.

(3) IRD-LMTG, 14 av. Belin, Toulouse 31400, France.

(4) Departamento de Geofísica, Univ. de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.

mfarias@dgf.uchile.cl rcharrie@ing.uchile.cl carretier@lmtg.obs-mip.fr martinod@lmtg.obs-mip.fr

dcomte@dgf.uchile.cl

INTRODUCCIÓN

En Chile Central, la Depresión Central (DCC) separa la Cordillera Principal (CP) de la Cordillera de la Costa (CC). Brüggén (1950) interpretó a la DC como un graben. No obstante, el borde E de la DC está definido por cabalgamientos de vergencia-W (e.g. Rauld, 2002; Melnick et al., 2003), mientras que la parte oriental de la CC está basculada hacia el E. Esto podría sugerir que la DC es el resultado de este basculamiento (Thomas, 1958; Borde, 1966), siendo este último, a su vez, consecuencia del flexuramiento causado por el cabalgamiento hacia el W de la CP sobre la DC (Farías et al., 2005). Sin embargo, la existencia en la DC de cordones que unen a ambas cordilleras y de cerros islas complica esa interpretación.

ORIGEN EROSIVO DE LA PROFUNDIZACIÓN DE LA DCC

La DC se manifiesta como una marcada reducción de las elevaciones medias a lo largo de transectas normales a la costa. En cambio, las elevaciones máximas disminuyen mucho menos en aquellas transectas que pasan por las angosturas y los cordones (cuestas) que dividen las aguas de los valles principales que bajan de la CP. Esto sugiere que la DC no sería una cuenca subsidente. En efecto, la existencia de remanentes de superficies planas de erosión (SE) en la parte E de la CC, que son correlacionables con superficies alrededor y en la DC, pone en evidencia un origen por abrupta caída del nivel de base asociada a una rápida surrección. A la latitud de Santiago, 5 superficies de erosión reconocidas (SE1-SE5, Fig. 1) muestran un desfase que no es atribuible ni a cambios eustáticos, ni a cambios en el balance de erosión-sedimentación, ni a fallas que las corten, sino que al solevantamiento de todo el antearco y su balance con respecto al nivel base absoluto. Por lo tanto, la profundización de la DC tendría un origen erosivo más que tectónico.

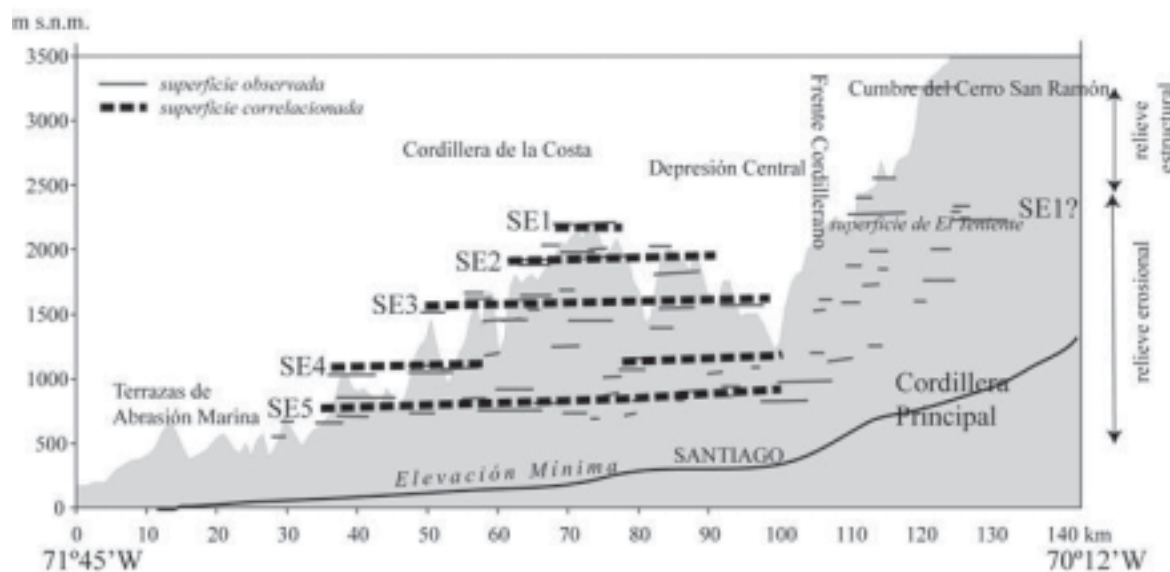


Fig. 1. Perfil W-E entre 32°45'S y 34°S. Se muestran las elevaciones máximas y mínimas a lo largo de la transecta W-E. Además, se indican las superficies planas de erosión (SE) y su correlación entre la CC, la DC y la CP.

A partir de lo anterior, la elevación de SE1 debe representar una surrección máxima de a lo más unos 2000 m. El alzamiento de superficie habría afectado a la CC y la DC, aunque el basculamiento hacia el E de esta última habría generado una subsidencia mayor (relativa) al E de la DC (Fig. 2). Por ello, el drenaje habría sido levemente bloqueado por la CC, conformando drenajes mayores (e.g. García-Castellanos, 2002) separados por las angosturas. Además, la presencia de intrusivos Cretácicos al E de la CC habría favorecido este bloqueo debido a su mayor resistencia a la erosión. El desarrollo del drenaje lateral se puede observar actualmente en varias de las angosturas (e.g. Angostura de Paine).

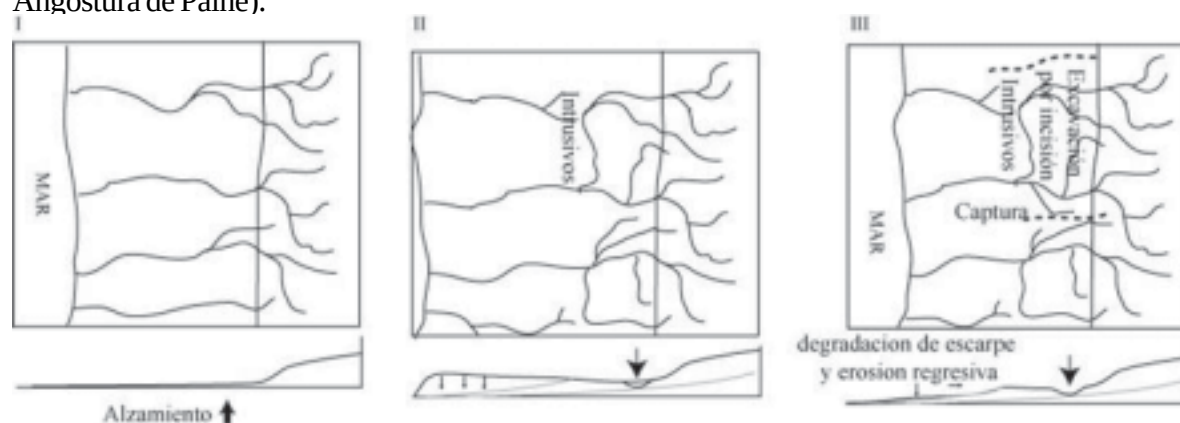


Fig. 2. Modelo simplificado de formación de la DCC. El proceso fundamental es la incisión por desarrollo lateral de la red de drenaje debido a la obstaculización de los exutorios y a la captura-ampliación del área drenada

La profundización en la DC habría llegado hasta casi el nivel del mar, generando un relieve propio de una red fluvial (ver Araneda et al., 2000). El actual relleno sedimentario puede ser explicado de dos formas complementarias: (1) mayor influjo de sedimentos en respuesta al alzamiento andino y al establecimiento de las glaciaciones de montaña durante el Neógeno Sup., y (2) bloqueo de los exutorios debido al alzamiento del borde costero que produjo la emersión de terrazas de abrasión marinas en el Pleistoceno. Este fenómeno es notorio a lo largo de los valles en la franja costera, donde los ríos cortan directamente el substrato Paleozoico, y, en algunos casos, desvían su curso, e incluso, son capturados, abandonando su antiguo exutorio.

SUBDUCCIÓN Y CLIMA COMO MECANISMOS FUNDAMENTALES.

Al N de los 33°S, también se observa un descenso de las alturas medias en el centro del antearco, resultante del desarrollo de ríos longitudinales controlados por la estructura y litología, aún cuando estas *proto-depresiones* están muy poco desarrolladas.

La segmentación morfológica que ocurre a los 33°S estaría determinada por un brusco cambio en la tasa de precipitaciones, y por la transición en el estilo de subducción. Datos de diversa índole muestran una menor cantidad de alzamiento hacia el S. Así, al N de los 33°S la erosión es menor y la surrección mayor, inhibiendo la formación de un relieve como el observado al S de los 33°S, donde la erosión fue mayor y la surrección menor, aún cuando el desarrollo del drenaje longitudinal prevalece en ambos sectores, e incluso se lo puede extender hasta el Desierto de Atacama (e.g. Riquelme, 2003; Farías et al., 2003).

En conclusión, el desarrollo del drenaje lateral sería la causa de la excavación de la DC como resultado de la nivelación de los *thalweg* en respuesta a la surrección del antearco. La segmentación morfológica a los 33°S estaría dada por diferentes relaciones de equilibrio entre surrección y erosión determinadas por el clima y la subducción. La DC se habría comenzado a formar desde el Mioceno Sup., al mismo tiempo que grandes tasas de exhumación fueron registradas en la CP (e.g. Maksaev et al., 2003), asociadas con (1) cabalgamientos de alto ángulo en la CP (Giambiagi et al., 2003) y (2) con el empuje hacia el W de la CP que cabalgó y flexuró la DC y CC (Farías et al., 2005).

Finalmente, el modelo propuesto para la formación de la DCC implicaría que el relieve observable al E de Santiago no puede ser sólo atribuido a la tectónica, sino que gran parte de él debió ser el resultado de la erosión generada por el desarrollo del drenaje lateral.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el Proyecto FONDECYT 1030965 y por una beca doctoral del IRD a M.F. Esta contribución se enmarca dentro del proyecto Anillo ACT18.

REFERENCIAS

- Araneda, M.; Avendaño, M.S.; Merlo, C. 2000. Modelo gravimétrico de la Cuenca de Santiago, etapa II final. *In* Congreso Geológico de Chile, IX, Actas 2, 404-408.
- Borde, J. 1966. Les Andes de Santiago et leur avant-pays. Union Française d'impression : 559 p. Bordeaux.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la geología de Chile, Instituto Geográfico Militar: 365 p. Santiago.
- Farías, M.; Charrier, R.; Martinod, M.; Comte, D.; Hérail, G. 2003. Interacción de los mecanismos de erosión, sedimentación, volcanismo y tectónica en el desarrollo morfológico del piedemonte altiplánico en la Región de Tarapacá durante el Cenozoico Superior. *In* Congreso Geológico de Chile, X, CD-Rom. Concepción.
- Farías, M.; Charrier, R.; Fock, A.; Campbell, D.; Martinod, J.; Comte, D., 2005. Rapid late Cenozoic uplift of the central Chile Andes (33°-35°S). *In* ISAG, No. 6, Extended Abstract, 261-265, Barcelona.
- García-Castellanos, D., 2002. Interplay between lithospheric flexure and river transport in foreland basins. *Basin Research*, Vol. 14(2), 89-104.
- Giambiagi, L.; Ramos, V.A.; Godoy, E.; Alvarez, P.P.; Orts, S., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, Vol. 22 (4), doi:10.1029/2001TC001354.
- Maksaev, V.; Zentilli, M.; Munizaga, F.; Charrier, R., 2003. Denudación/Alzamiento del Mioceno Superior-Plioceno Inferior de la Cordillera de Chile Central (33°-35°S) inferida por dataciones de trazas de fisión en apatito del plutones miocenos. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 10, Concepción.
- Melnick, D.; Folguera, A.; Echtler, H.; Charlet, F.; Büttner, O.; Chapron, E.; De Batist, M.; Sharf, B.; Vietor, T., 2003. The Lago del Laja fault system: active intra-arc collapse in the southern Central Andes (37°15'S). *In* Congreso Geológico Chileno, X, Concepción.
- Rauld, R., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria de Título (inédito), U. de Chile: 57 p. Santiago.
- Riquelme, R.; Martinod, J.; Hérail, G.; Darrozes, J.; Charrier, R., 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361, 355-275.
- Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga. *Inst. Invest. Geol.*, 2, 81 p. Santiago.