doi: 10.5027/andgeoV40n1-a04

Andean Geology

formerly Revista Geológica de Chile www.andeangeology.cl

Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los Andes Semiáridos chilenos entre los 27-32°S

Germán Aguilar^{1,2,3}, Rodrigo Riquelme⁴, Joseph Martinod³, José Darrozes³

- Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Chile, Copayapu 485, Copiapó, Chile. german.aguilar@uda.cl
- ² Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile.
- ³ Geoscience Environnement Toulouse, UPS, CNRS, IRD, Université de Toulouse, France. 14, avenue Edouard Belin 31400 Toulouse, Francia. joseph.martinod@get.obs-mip.fr; jose.darrozes@get.obs-mip.fr
- ⁴ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile. rriquelme@ucn.cl

RESUMEN. Un análisis morfométrico que considera la pendiente topográfica y la hipsometría, evidencia las diferencias longitudinales y latitudinales en el grado de madurez del relieve de la región andina entre los 27-32°S. Mientras que el rejuvenecimiento del paisaje de la Cordillera de la Costa se produce al sur de los 29,5°S, en la Cordillera Principal ello ocurre al sur de los 28,5°S. La combinación entre un clima más húmedo hacia el sur y la presencia de segmentos con diferentes rasgos tectónicos explicarían estas variaciones. Longitudinalmente, los rasgos geomorfológicos indican la presencia de un Frente de Montaña que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal. Entre los 28,5° y 30,5°S este frente puede ser atribuido a la actividad del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix, la que durante el Oligoceno-Mioceno Temprano habría acomodado el alzamiento relativo de la Cordillera Principal. En respuesta a esta actividad tectónica se habrían formado sucesivos escalones de pedimentos que se encajaron uno con respecto al otro. Durante el Mioceno Medio se produjo un nuevo episodio de alzamiento, que involucró a todo el antearco y es en respuesta a este alzamiento que se excavaron los actuales valles que lo cruzan. Entre los 28,5° y 30,5°S, la cabecera de los valles alcanzaron un rango de altitud suficiente como para generar una erosión fluvio-glacial que ha permitido la incisión de profundos cañones en este segmento de la Cordillera Principal.

Palabras clave: Andes semiáridos, Pendiente topográfica, Hipsometría, Geomorfología tectónica, Pedimentos, 'Knick zones', Erosión glacial, Chile.

ABSTRACT. Role of climate and tectonics in the geomorphologic evolution of the Semiarid Chilean Andes between 27-32°S. A morphometric analysis that considers hypsometry and topographic slope reveals longitudinal and latitudinal differences in the degree of maturity of the relief of the Andes between 27-32°S. Whereas landscape rejuvenation of the Coastal Cordillera takes place to the south of 29.5°S, in the Main Cordillera it happens south of 28.5°S. The combination of a wetter climate towards the south and the presence of segments with different tectonic features would explain these variations. Longitudinally, the geomorphological features indicate the presence of a mountain front that separates the Coastal Cordillera and the Main Cordillera. Between 28.5 and 30.5°S this front can be attributed to the activity of the Vicuña-San Félix Fault System, wich during the Oligocene-Early Miocene would have accommodated the relative uplift of the Main Cordillera. In response to this tectonic activity, successive levels of cut-and-fill pediments may have been formed. During the Middle Miocene, there was a new episode of uplift affecting the fore-arc and it is in response to this uplift that the valleys that cross this region were excavated. Between 28.5 and 30.5°S, the valleys head reached a sufficient altitude to generate fluvio-glacial erosion that allowed the incision of deep canyons in this segment of the Main Cordillera.

Keywords: Semiarid Andes, Topographic slope, Hypsometry, Tectonic geomorphology, Pediments, Knick zones, Glacial erosion, Chile.

1. Introducción

El segmento andino ubicado entre los 27-32°S es un lugar propicio para investigar el impacto de factores tectónicos y climáticos en la configuración del relieve. En primer lugar, a lo menos dos factores tectónicos pudieron haber contribuido al alzamiento y a la configuración del paisaje de la región: el aumento de la convergencia de placas a partir del Oligoceno (Pilger et al., 1984; Wortel, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Kendrick et al., 2003) y la migración de norte a sur de la subducción de la Dorsal de Juan Fernández (Fig. 1a), ocurrida entre los 16 y 12 Ma (Yáñez et al., 2001). En segundo lugar, esta región es una zona de transición climática caracterizada por un clima árido por el norte a uno semiárido por el sur: al norte de los 27,5°S las precipitaciones ocurren principalmente durante el verano y asociadas al Monzón Tropical; hacia el sur de esta latitud ocurren principalmente durante el invierno y asociadas a la acción de los Vientos del Oeste (e.g., Garreaud et al., 2008). La influencia de este último sistema atmosférico se acentúa hacia el sur, lo que se traduce en un incremento latitudinal de las precipitaciones (Fig. 1b).

La región expone amplios remanentes de pedimentos tanto en la Cordillera de la Costa como colgados en los interfluvios de la Cordillera Principal (Fig. 1c). A lo largo del Desierto de Atacama, los pedimentos han sido clásicamente asociados a condiciones de relativa quiescencia tectónica y ambientes climáticos áridos (e.g., Sillitoe et al., 1968; Paskoff, 1970; Mortimer, 1973; Alpers y Brimhall, 1988; Montgomery et al., 2001; Riquelme et al., 2003, 2007; Nishiizumi et al., 2005; Schlunegger et al., 2006; Kober et al., 2007; 2009; Farías et al., 2008; Nalpas et al., 2008; Placzek et al., 2009). Los pedimentos corresponden a superficies casi planas, escasamente degradadas por la incisión de los sistemas fluviales, y que resultan de un balance entre alteración del sustrato y transporte de sedimentos (para una discusión reciente ver Strudley y Murray, 2007). Independientemente de sus edades y naturaleza, este paisaje representa un marcador geomorfológico a escala regional que puede ser usado para estudiar las variaciones en el grado de incisión, degradación y madurez del paisaje.

En este trabajo, se efectúan análisis morfométricos del relieve de la región andina comprendida entre los 27-32°S, con el objetivo de caracterizar y cuantificar las variaciones en el grado de madurez del

paisaje, y contrastar estos resultados con los factores tectónicos y climáticos que han sido documentados y que pudieron haber influido en estas variaciones. Los análisis morfométricos involucran el cálculo de pendiente, la construcción de curvas hipsométricas y el cálculo de integrales hipsométricas del relieve circunscrito a cuencas de drenaje.

2. Marco Geológico

Entre los 27-32°S, el antearco de los Andes se conforma de dos unidades fisiográficas longitudinales: la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. Entre los 28,5 y 30,5°S, la Cordillera Principal se compone de dos subunidades: la Cordillera Principal occidental y la Cordillera Principal oriental. La disposición de las diferentes unidades fisiográficas del antearco y el marco geológico regional se presenta en la figura 1c y d.

La unidad más antigua de la Cordillera de la Costa consiste en rocas metamórficas y volcanosedimentarias correspondientes al Paleozoico superior. Sobre estas rocas sobreyacen discordantemente rocas sedimentarias marinas silicoclásticas y rocas volcánicas andesíticas con edades comprendidas entre el Triásico Medio-Lías y el Cretácico inferior. Estas unidades han sido agrupadas en la Formación Cifuncho, Pan de Azúcar y La Negra (Suárez et al., 1985). Las rocas intrusivas se encuentran constituidas por extensos complejos plutónicos cuyas edades van desde el Triásico Superior al Cretácico Inferior, y exponen una gran variedad petrográfica entre gabros a granitos. Estas unidades de rocas intrusivas se disponen en franjas elongadas de dirección NNE-SSW, paralelas a la dirección del segmento más austral del Sistema de Fallas de Atacama. Este Sistema representa el eje del arco magmático Jurásico-Cretácico que facilitó el emplazamiento de los complejos plutónicos y secuencias volcánicas (García, 1967). Este arco ha sido escasamente denudado (<3 km) desde el Cretácico Superior (Cembrano et al., 2003), lo que ha permitido que el Sistema de Fallas de Atacama permanezca como una estructura mayor que controla la geomorfología de la Cordillera de la Costa en el Norte de Chile (e.g., Riquelme et al., 2003; 2007). En la zona de estudio se extiende el segmento más austral de este sistema (Segmento El Salado; Arabasz 1971; Naranjo, 1987; Arévalo *et al.*, 2003), el que finaliza al norte de La Serena, en el sector Cuesta Buenos Aires (Fig. 1c).

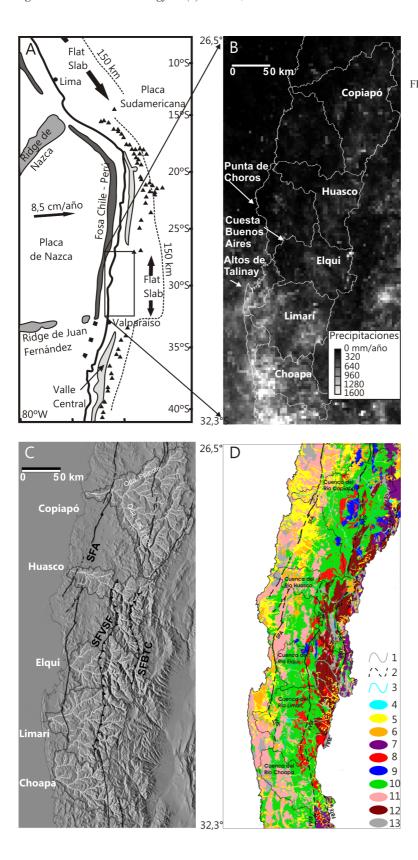


FIG. 1. A. Principales rasgos tectónicos y segmentación de los Andes Centrales. Triángulos indican volcanismo activo. La línea segmentada indica la posición del contorno del plano de Wadati-Benioff a una profundidad 150 km. Se indica la posición del segmento de 'flatslab' en los Andes semiáridos, localizado inmediatamente al norte de la posición de subducción de la Dorsal de Juan Fernández bajo la Placa Sudamericana (Yáñez et al., 2001); B. Mapa de precipitaciones anuales en los Andes Semiáridos (27-32°S) construido con datos de la misión satelital de la NASA: 'Tropical Rainfall Measuring Mission' (TRMM). Se incluyen las cinco grandes cuencas hidrográficas que cruzan el antearco; C. Relieve sombreado de los Andes semiáridos, construido con un modelo de elevación digital de la misión de la NASA: 'Shuttle Radar Topographic Mission' (SRTM3). Se incluyen las cinco grandes cuencas hidrográficas que cruzan el antearco y la red de drenaje inscrita en estas cuencas. Se incluyen, además, las principales fallas: Sistema de Fallas de Atacama (SFA), Sistema de Fallas Vicuña-San Félix (SFVSF) y Sistema de Fallas Baños del Toro Choyai (SFBTC). La traza del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix coincide con la segmentación fisiográfica del antearco entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. Las trazas de las fallas fueron simplificadas de Sernageomin (2003); D. Mapa geológico regional de los Andes semiáridos, simplificado de Sernageomin (2003). 1. Límite de cuencas; 2. Principales sistemas de fallas; 3. Red fluvial; 4. Lagos, embalses y vegas; 5. Plio-cuaternario no diferenciado; 6. Gravas y sedimentos Miocenos; 7. Volcanismo Oligoceno-Mioceno; 8. Intrusivo Paleoceno-Eoceno; 9. Volcanismo Paleoceno-Eoceno; 10. Volcánico-sedimentario Mesozoico; 11. Intrusivos Mesozoicos; 12. Intrusivos Paleozoico; 13. Paleozoico no diferenciado.

En la Cordillera Principal se exponen dos sistemas de fallas principales de dirección norte-sur, separadas por aproximadamente 50 a 60 km: al oeste, el Sistema de Fallas Vicuña-San Félix de vergencia general hacia el oeste, y ubicada hacia el este, el Sistema de Fallas Baños del Toro-Chollay de vergencia hacia el este (Reutter, 1974; Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi et al., 1990). El Sistema de Fallas Vicuña-San Félix corta secuencias volcánicas de edad del Cretácico Superior-Paleógeno y cuerpos intrusivos de edad Paleoceno-Eoceno. Las edades de las rocas afectadas por las fallas indican que estuvieron activas en el Oligoceno, período al cual se atribuye el inicio del alzamiento de la Cordillera Principal (e.g., Cembrano et al., 2003; Charrier et al., 2005). Entre los 28,5°S y 30,5°S se extiende el Sistema de Fallas Baños del Toro-Chollay. Estas fallas han jugado un importante rol en el alzamiento y denudación de intrusivos del Carbonífero-Triásico y secuencias volcánicas del Pérmico-Triásico (Nasi et al., 1990).

Al este del Sistema de Fallas Baños del Toro-Chollay, se extiende la Cordillera Principal oriental elongada en dirección norte-sur. A diferencia de la Cordillera Principal occidental, en esta unidad fisiográfica el sustrato intrusivo-volcánico está cubierto en discordancia por secuencias volcánicas del Oligoceno-Mioceno Superior (Mpodozis y Cornejo, 1986; Nasi et al., 1990; Martin et al., 1995¹; Bissig et al., 2001). Charrier et al. (2005) sugieren que estas rocas representan en parte los depósitos más septentrionales de la cuenca extensional Abanico (Eoceno Superior-Mioceno Temprano), definida entre los 36 y 33°S. Un gradual enriquecimiento por contaminación de componentes de la corteza en la geoquímica de estas rocas volcánicas evidencia el engrosamiento cortical durante el Neógeno (Kay y Abbruzi, 1996).

3. Marco geomorfológico

Al sur de los 28°S, la Cordillera Principal en la alta montaña expone valles en forma de artesa que habrían sido excavados durante las glaciaciones cuaternarias (Amman *et al.*, 2001). Cabeceras coronadas por circos, aristas y cumbres piramidales que, junto a laderas con escombros glacigénicos y morrenas de valle que se extienden por más de 20 km aguas abajo de los circos glaciares, dan cuenta de la acción de las glaciaciones sobre la evolución del paisaje.

Entre estas formas, y extendiéndose hacia el oeste, los interfluvios preservan restos de superficies planas que fueron tempranamente atribuidos a un paisaje Terciario 'maduro' (Willis, 1929; Paskoff, 1970). Restos similares y mejor preservados identificados al norte, entre los 26 y 27°S, fueron atribuidos a paisajes pedimentados modelados durante el Cenozoico tardío (Sillitoe *et al.*, 1968; Mortimer, 1973).

Recientemente, estudios realizados entre los 26 y 27°S diferencian tres superficies que marcarían sucesivos episodios de formación de pedimentos separados por períodos de incisión, en respuesta al alzamiento de la Cordillera Principal. Estos pedimentos se agrupan en: la superficie Sierra Checos del Cobre, de probable edad oligocena; la superficie Asientos (>17,5 Ma) y el Pediplano de Atacama (15-10 Ma) (Bissig y Riquelme, 2009, 2010). En la región semiárida, entre los 29,5-30,5°S, tres superficies escalonadas de pedimentos fueron diferenciados en los interfluvios de la Cordillera Principal oriental, donde la presencia de niveles volcánicos -cubriendo cada uno de ellos- permitió diferenciarlos y datarlos en: Superficie Frontera-Deidad (17-15 Ma), Superficie Azufrera-Torta (14-12,5 Ma) y Superficie Los Ríos (10-6 Ma) (Bissig et al., 2002). Aguilar et al. (2011) estimaron tasas de erosión media de entre 45 y 70 m/Ma para la incisión de la Superficie Los Ríos y formación de los actuales valles de la Cordillera Principal oriental de la región semiárida.

Al sur, en la región de Santiago (33°S), pedimentos colgados en los interfluvios de la Cordillera Principal resultan de la degradación de los centros volcánicos que rellenaban la Cuenca Extensional Abanico (Farías *et al.*, 2008). Estos pedimentos se habrían generado antes del alzamiento de la Cordillera Principal, a una altura relativamente menor con respecto a su nivel de base (Farías *et al.*, 2008).

Al norte y al sur de la región semiárida, la incisión definitiva de los pedimentos y la formación de los actuales cañones, resulta de un alzamiento regional que afectó a todo el antearco durante los últimos 10 Ma (Riquelme *et al.*, 2007; Farías *et al.*, 2008). Sin embargo, a la latitud de Santiago, el frente de montaña de la Cordillera Principal y la incisión resultaron en parte de la actividad de la Falla San Ramón-Pocuro, que acomoda el alzamiento relativo (<1,1 km) de la Cordillera Principal respecto de la Cordillera de la Costa (Farías *et al.*, 2008). Algo similar puede ser postulado para la Región Semiárida

¹ Martin, M.W.; Clavero, J.; Mpodozis, C.; Cuitiño, L. 1995. Estudio Geológico de la Franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-95-6, 1: 1-238. Santiago, Chile.

donde la posición de un Frente de Montaña coincide con la traza del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix, equivalente de la Falla San Ramón-Pocuro en esta región. Por analogía, es muy probable que parte del alzamiento de la Cordillera Principal en la Región Semiárida haya sido generado por la actividad de este sistema de fallas y, por lo tanto, explique la presencia del Frente de Montaña, así como el alzamiento y posterior incisión de las superficies de pedimentos que se disponen hacia el este.

Derivado del alzamiento andino y la respuesta erosiva, se depositaron las Gravas de Atacama durante el Mioceno como productos sinorogénicos (Sillitoe et al., 1968; Mortimer, 1973). Estos depósitos continentales están extensamente expuestos en el extremo sur del Desierto de Atacama a lo largo de la Cordillera Principal y Cordillera de la Costa, y en los Andes semiáridos se restringen principalmente a la Cordillera de la Costa de los valles Copiapó, Huasco y Elqui (Paskoff, 1970). En la Región de Atacama, las gravas presentan una gradación vertical que va desde facies sedimentarias fluviales en la base, a facies sedimentarias aluviales en el techo. Esta gradación resulta de la progresiva desecación climática del Mioceno Medio, que origina la actual condición hiperárida del Desierto de Atacama, y del progresivo alzamiento y basculamiento de la región de antearco (Riquelme et al., 2003, 2007; Nalpas et al., 2008). La colmatación del relieve por las Gravas de Atacama da paso a la formación del extenso Pediplano de Atacama (Hollingworth, 1964; Sillitoe et al., 1968; Mortimer, 1973). Este posee edades de ~10 Ma en la Precordillera, y edades progresivamente más jóvenes hacia la Depresión Central y Cordillera de la Costa (Riquelme et al., 2007). Este pediplano constituye la mayor parte de la Cordillera de la Costa en la región semiárida y da cuenta de un régimen tectónico estable (Paskoff, 1970; Mortimer, 1973). Sin embargo, la existencia de terrazas marinas colgadas en el borde costero de la Cordillera de la Costa indican tasas de alzamiento moderadas durante el Cuaternario (0,1-0,4 m/Ka; Marquardt et al., 2004; Saillard et al., 2009; Regard et al., 2010). Asimismo, secuencias de terrazas de erosión y relleno en los principales valles de la Cordillera de la Costa indicarían la recurrencia de ciclos de agradación e incisión durante el Mioceno Superior-Cuaternario (Riquelme *et al.*, 2010²).

4. Metodología

La pendiente del relieve es un indicador morfométrico que eventualmente puede asociarse al efecto de los factores climáticos y tectónicos en la formación y degradación del relieve (Burbank y Anderson, 2001). Paisajes con bajos valores de pendiente pueden corresponder a pedimentos, mientras que paisajes con altos valores, indican un relieve escarpado y seccionado por los sistemas fluviales. La curva hipsométrica (Strahler, 1952) relaciona adimensionalmente el área con la distribución de altitudes al interior de una cuenca. El área bajo la curva hipsométrica o integral hipsométrica entrega un valor numérico para el análisis. La forma de las curvas y el valor de las integrales hipsométricas pueden ser interpretadas en términos de la madurez del relieve, la cual es condicionada por el balance entre fuerzas erosivas y tectónicas (Strahler, 1952; Weissel et al., 1994; Ritter et al., 2002). Además, para el caso de relieves afectados por glaciaciones, el análisis hipsométrico entrega indicios sobre el grado de erosión glacial de las cuencas de drenaje (Brocklehurst y Whipple, 2004). Así, la variación de la hipsometría permite evaluar la evolución de la madurez relativa del relieve y el impacto de la erosión glacial.

Se analizaron las variaciones de la pendiente e hipsometría a lo largo de la región de antearco de los Andes, entre los 27-32°S. La base del análisis es un modelo digital de elevación, construido con los datos de la misión de la NASA: Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM3). El análisis se ha hecho en 378 cuencas tributarias de orden jerárquico 2 (Strahler, 1952), de las cinco principales cuencas hidrográficas que cruzan el antearco (Fig. 1): Copiapó, Huasco, Elqui, Limarí y Choapa. Para un análisis comparativo se distinguieron las cuencas de la Cordillera de la Costa y de la Cordillera Principal. Entre los 28,5-30,5°S la Cordillera Principal se subdividió en occidental y oriental. Los datos morfométricos para el análisis y construcción de las figuras, gráficos y tablas, se presentan en Aguilar (2010, Apéndice 1). En la cuenca del Huasco se calculó el porcentaje de relieve glacial de los tributarios ubicados en la Cordillera Principal oriental, con el objetivo de evaluar el rol de la erosión glacial en la pendiente e hipsometría. El porcentaje de relieve glacial de la

Riquelme, R.; Aguilar, G.; Jensen, A.; Verdejo, J.; Herrera, S.; Riveros, K.; Navarrete, P. 2010. Evaluación hidrogeológica de la Cuenca del Río Huasco, con énfasis en la cuantificación de los recursos hídricos superficiales y subterráneos (geomorfología, dinámica fluvial reciente y relleno de la cuenca). Informe 5 (Inédito) Innova Chile, CORFO, Gobierno de Chile: 140 p.

cuenca corresponde al porcentaje del relieve sobre la mínima altitud alcanzada por la erosión glacial, determinada a partir de la observación de terreno y de la cartografía geomorfológica sobre imágenes aéreas y satelitales.

5. Resultados

5.1. Morfometría y geomorfología de gran escala

Una característica morfológica de primer orden de la región estudiada es la inflexión de la Cordillera Principal que se produce aproximadamente a los 29,5°S, desde una orientación NE-SW a NNW-SSE hacia el sur (Fig. 1). Esta inflexión es concomitante con un cambio similar de orientación del borde costero y con el estrechamiento de la región de antearco hacia el sur de los 29,5°S. Cinco cuencas de drenaje mayores atraviesan toda la región de antearco. De norte a sur, estas cuencas corresponden a los valles de los ríos Copiapó, Huasco, Elqui, Limarí y Choapa. Las cuencas del Copiapó y Huasco se localizan en un antearco ancho y de dirección NE-SW, mientras que las cuencas del Limarí y Choapa se presentan en un antearco estrecho y de dirección NNW-SSE. La cuenca del Elqui se encuentra en la zona de inflexión, donde además se observa un embahiamiento del borde costero. En las siguientes secciones, se presenta una segmentación latitudinal de las unidades fisiográficas que componen el antearco, considerando variaciones morfométricas.

5.1.1 Cordillera de la Costa

La variación de altitud en dirección norte-sur permite subdividir latitudinalmente la Cordillera de la Costa en dos segmentos principales. La segmentación se corresponde con la variación del porcentaje del relieve con valores de pendiente inferior a 10° (Fig. 2) y con variaciones en la hipsometría (Figs. 3 y 4). Un resumen de los valores de integrales hipsométricas y pendiente media se presenta en las tablas 1 y 2.

1. Segmento Norte (27-29,5°S): En este segmento, las alturas máximas alcanzan los 1.500 m s.n.m. en el norte y descienden progresivamente hacia el sur. El límite sur de este segmento coincide con la inflexión de la Cordillera Principal y del borde costero. Las superficies de pendiente inferior a 10° son abundantes en relación a las que es posible encontrar más al sur. En efecto,

- en los tributarios de la cuenca del Copiapó, el porcentaje de superficies con pendiente inferior a 10° es de 62%. Hacia el sur, en la cuenca del Huasco estas superficies disminuyen a un 47%. La integral hipsométrica en las cuencas tributarias de las cuencas del Copiapó y Huasco en la Cordillera de la Costa no superan el 50% y en general se mantienen en valores cercanos al 40%, evidenciando un relieve maduro definido por pedimentos bien preservados.
- 2. Segmento Sur (29,5-32°S): En este segmento, las alturas máximas de la Cordillera de la Costa alcanzan los 2.000 m s.n.m. En las cuencas del Elqui y Choapa, el 28% de las superficies tienen pendiente inferior a 10°. En la cuenca del Limarí, estas superficies alcanzan un porcentaje similar a la cuenca del Huasco. A lo largo de la Cordillera de la Costa, el porcentaje del relieve con pendientes superiores a 35° es muy bajo (<3%), con excepción de la cuenca del Elqui, donde se incrementa notablemente hasta 6%. Las integrales hipsométricas alcanzan valores superiores al 60% en las cuencas del Elqui y Limarí, mientras que en el Choapa los valores disminuyen levemente. En general, para este segmento las integrales hipsométricas evidencian un relieve más inciso por la red de drenaje y más joven en relación con el segmento Norte.

5.1.2 Cordillera Principal

La variación de la altitud en dirección nortesur de la divisoria de agua continental, es decir, la divisoria entre las aguas que drenan hacia el este en dirección al Océano Atlántico y las que lo hacen hacia el oeste con dirección al Océano Pacífico, permiten subdividir latitudinalmente la Cordillera Principal en tres segmentos. La segmentación se corresponde con la variación del porcentaje del relieve con valores de pendiente inferior a 10° y mayor a 35° (Fig. 2) y con variaciones en la hipsometría (Figs. 3 y 4). Un resumen de los valores de integrales hipsométricas y pendiente media se presenta en las tablas 1 y 2.

1. Segmento Norte (27-28,5°S): Las cumbres en este segmento alcanzan los 5.800 m s.n.m. Abundan las superficies con pendiente inferior a 10° y las con pendiente superior a 35° son prácticamente inexistentes. Al analizar los porcentajes del área con pendiente mayor a 35° para las cuencas tributarias de orden 2 observamos que abarcan solo un 5% en el valle del Copiapó, mientras

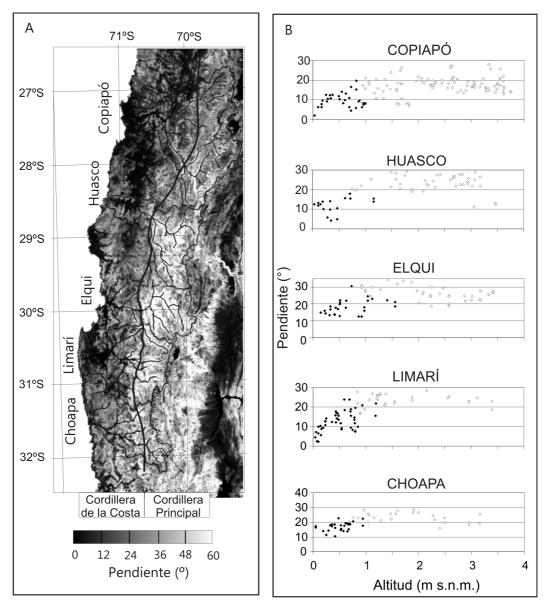


FIG. 2. A. Modelo digital de pendientes del antearco de los Andes semiáridos. Se indican los límites de las cuencas y los principales cauces de la red de drenaje (líneas finas). La línea gruesa representa el límite entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal; B. Gráficos de la relación entre pendiente media y la altura mínima (exutorio) de las cuencas tributarias de orden Strahler 2. En los gráficos se distinguen las cuencas tributarias de la Cordillera de la Costa (rombos negros) y de la Cordillera Principal (rombos blancos) de las cinco cuencas consideradas: Copiapó, Huasco, Elqui, Limarí y Choapa.

que las superficies con pendiente menor a 10° representan el 25% del área de los tributarios de la cuenca. Si bien en cualquier posición de la cuenca son extensas las superficies con bajas pendientes, la pendiente media de las cuencas tributarias disminuye levemente con la altitud del

exutorio, el que representa la altitud de desembocadura del afluente en el río principal. Lo anterior se ve acompañado con la disminución hacia el este de las integrales hipsométricas. La consistencia entre la disminución de la pendiente media y el valor de la integral hipsométrica puede

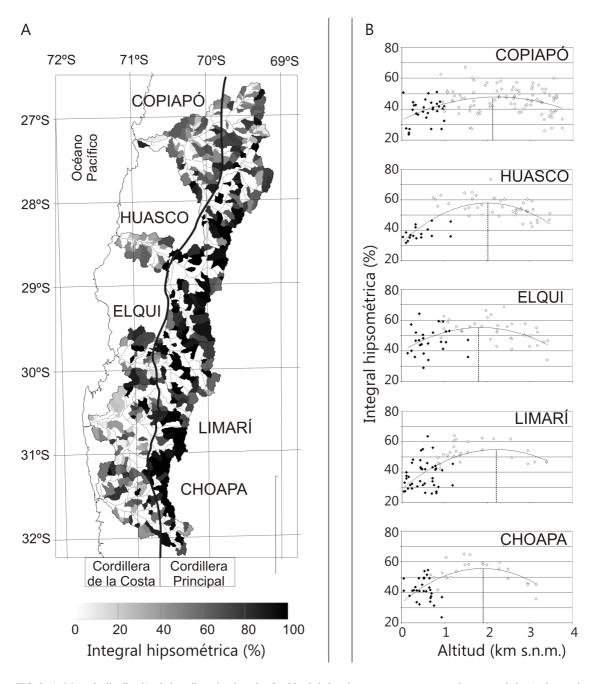


FIG. 3. A. Mapa de distribución de los tributarios de orden Strahler 2 de las cinco cuencas que cruzan el antearco de los Andes semiáridos y para las cuales se determinaron las curvas e integrales hipsométricas. El valor de la integral hipsométrica se expresa en
tonos de grises. Se incluye las principales unidades fisiográficas: Cordillera de la Costa y Cordillera Principal; B. Gráficos que
relacionan los valores de la integral hipsométrica con respecto a la altura mínima (exutorio) de las cuencas de orden Strahler 2.
En los gráficos se distinguen las cuencas tributarias de la Cordillera de la Costa (rombos negros) y Cordillera Principal (rombos
blancos) de las cinco cuencas consideradas. La curva negra revela la parábola trazada con la distribución de los valores de la
integral hipsométrica con respecto a la altura y la línea segmentada vertical marca el vértice de la parábola y su altura.

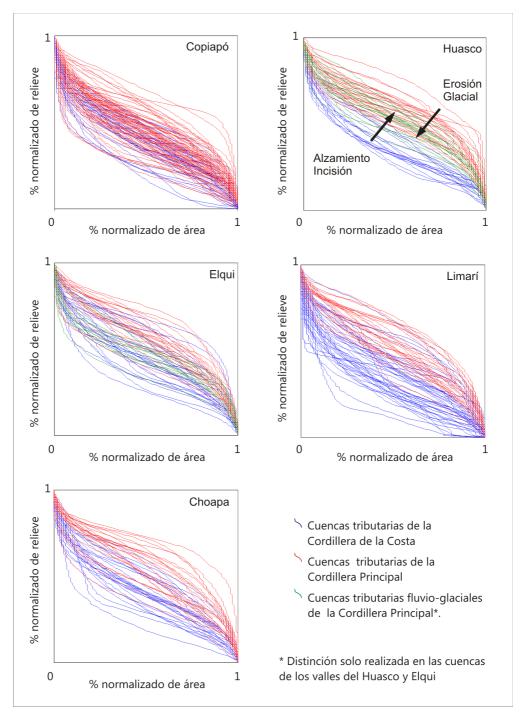


FIG. 4. Gráficos que representan las curvas hipsométricas de los tributarios de orden Strahler 2 de las cuencas consideradas en el estudio. Para todas las cuencas se distingue entre curvas de tributarios de la Cordillera de la Costa (en azul) y Cordillera Principal (en rojo), mientras que para las cuencas de los valles Huasco y Elqui se diferencian las curvas hipsométricas de los tributarios fluvio-glaciales de la Cordillera Principal Oriental (en verde). En el gráfico correspondiente al Valle del Huasco, las flechas señalan el alzamiento e incisión, o la erosión glacial que hace variar la geometría de las curvas hipsométricas.

Cuencas	C	ordillera	de la Costa	Cordillera Principal				
	media	Porcentaje de área				Porcentaje de área		
		<10°	10-35°	>35°	media	<10°	10-35°	>35°
Copiapó	10	62	27	1	18	25	70	5
Huasco	12	47	52	1	23	11	74	15
Elqui	18	28	66	6	26	10	68	22
Limarí	12	48	49	3	24	12	72	16
Choapa	17	26	71	3	23	13	74	13

TABLA 1. VALOR MEDIO DE LA PENDIENTE Y PORCENTAJE DE ÁREA DE LAS CUENCAS TRIBUTARIAS DE ORDEN STRAHLER 2.

Los tres rangos de valor de pendiente representan distintos dominios: pedimentos (<10°), 'thalwegs' (10-35°) y laderas proclives a colapsos (>35°). Las cuencas son separadas considerando la unidad fisiográfica donde se ubica: Cordillera de la Costa y Cordillera Principal. Ver detalles en Anexo 1 de Aguilar (2010).

TABLA 2. RANGO, PROMEDIO Y DESVIACIÓN ESTÁNDAR (STDV) DE LAS INTEGRALES HIPSOMÉTRICAS DE LAS CUENCAS TRIBUTARIAS DE ORDEN STRAHLER 2 EN LA CORDILLERA DE LA COSTA, CORDILLERA PRINCIPAL OCCIDENTAL Y CORDILLERA PRINCIPAL ORIENTAL.

	Cordillera de la Costa			Cord	lillera Principal o	ccidental	Cordillera Principal oriental		
Cuencas	Hipsometría (%)		Nº de	Hipsometría (%)		N° de	Hipsometría (%)		N° de
	Rango	Promedio ±stdv	tributarios	Rango	Promedio ±stdv	tributarios	Rango	Promedio ±stdv	tributarios
Copiapó	24-51	39±8	31	26-67	46±8	98	-	-	-
Huasco	32-46	38±4	17	47-74	57±6	26	42-60	52±5	18
Elqui	29-64	47±8	27	41-69	57±6	23	34-56	47±6	12
Limarí	16-63	37±10	44	42-64	53±6	28	-	-	-
Choapa	24-55	42±7	29	36-70	54±8	25	-	-	-

Se indica el número de cuencas tributarias de orden Strahler 2 en cada unidad fisiográfica. Ver detalles en Anexo 1 de Aguilar (2010).

- entenderse considerando que en la alta cordillera está bien preservado un relieve definitorio de pedimentos, y consecuentemente presenta mayor conservación de un relieve maduro.
- 2. Segmento Central (28,5-30,5°S): Las máximas elevaciones en este segmento alcanzan los 6.000 m s.n.m. Las superficies con pendiente inferior a 10° disminuyen en relación con el Segmento Norte, mientras que la presencia de superficies con pendiente superior a 35° se incrementan progresivamente en dirección hacia el sur. Esto se grafica con el 15% de superficies con pendiente superior a 35° en la cuenca del Huasco, que aumenta a 22% en la Cuenca del Elqui. En estas cuencas el porcentaje de superficies con pendiente menor a 10° (10 y 13%) se reduce drásticamente en relación con la cuenca del Copiapó. Para los valles del Huasco y Elqui, la pendiente media
- de las cuencas tributarias en función de la altitud del exutorio se mantiene relativamente constante; sin embargo, disminuye el valor de la integral hipsométrica hacia el este. Cabe destacar que es en este segmento donde se distingue entre la Cordillera Principal occidental y oriental, la segunda ubicada más al este. Es en esta última subunidad donde se exponen las mayores altitudes de la cordillera y se presentan valles glaciales en artesa, los que se caracterizan por presentar bajos valores de integrales hipsométricas.
- 3. Segmento Sur (30,5-32°S): Las altitudes máximas en este segmento no superan los 5.000 m s.n.m. Consistente con la disminución de altitud, disminuye la presencia de superficies con pendiente superior a 35° en relación con el Segmento Central. El porcentaje de superficies con pendiente superior a 35° disminuye a solo

16% y 13% en el Limarí y Choapa, respectivamente. En estos valles, las pendientes de los tributarios disminuye en función de la altitud del exutorio, lo que se ve acompañado con la disminución de las integrales hipsométricas. Sin embargo, cuencas con bajos valores de integrales hipsométricas son escasas en relación con las que se presentan en el Segmento Central, probablemente debido a la menor altitud y menores porcentajes de relieves susceptibles a la erosión glacial y, consecuentemente, en menor presencia de valles glaciales en artesa.

5.2. Geomorfología

A continuación se correlaciona la segmentación morfométrica descrita en la sección anterior con observaciones geomorfológicas realizadas en las dos unidades fisiográficas mayores reconocidas a lo largo del antearco. Además indicamos los parámetros morfométricos y geomorfológicos que definen el Frente de Montaña que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal.

5.2.1. Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa es un paisaje maduro con cumbres convexas de altitudes de hasta 2.000 m s.n.m. Los espolones que nacen de estas cumbres dan paso, aguas abajo, a pedimentos que en sus partes más distales definen superficies planas con una ondulación dada por la coalescencia de abanicos aluviales. La altura de los pedimentos desciende desde ~1.500 m s.n.m. en la parte oriental de la Cordillera de la Costa, hasta unos 500 m s.n.m. cerca del borde costero. En los ejes de drenaje es posible diferenciar dos tipos de incisión: el primero, restringido a los cauces principales de las grandes cuencas que vienen de la Cordillera Principal, con una incisión vertical de menos de 200 m; el segundo, una incipiente red de drenaje que incide en el paisaje, desde el océano, sin llegar al eje central longitudinal de la Cordillera de la Costa.

El análisis de pendiente, los bajos valores de la integral hipsométrica y curvas hipsométricas cóncavas revelaron la predominancia de una morfología de pedimentos en la Cordillera de la Costa. La red de drenaje no presenta una mayor incisión sobre estos pedimentos. Si consideramos que la variación del porcentaje de superficies con pendiente inferior a 10° es proporcional a la variación de la extensión

de los pedimentos, deducimos que en las cuencas del Copiapó y Huasco los pedimentos son extensos en relación a las cuencas del Elqui y Choapa. Lo anterior evidencia una mayor degradación del relieve de pedimentos en estas dos últimas cuencas, dada por la densificación e incisión de la red de drenaje. Esto queda de manifiesto a la luz de la hipsometría, que muestra un paisaje relativamente joven en estas cuencas, al menos en relación a las cuencas de Copiapó y Huasco, ubicadas más al norte. Para la cuenca del valle del Limarí, donde las superficies planas alcanzan el 48% del área de la cuenca (Tabla 1), interpretamos que gran parte de ellas corresponden al techo de terrazas marinas de edad plio-cuaternaria (Saillard et al., 2009), expuestas al este de los Altos de Talinay (Fig. 1c).

El porcentaje del relieve con pendientes altas (>35°) revela en cierta medida los niveles de incisión de los pedimentos. Así, la incisión aumenta notoriamente hacia el sur, alcanzando hasta el 6% en la cuenca del Elqui, y luego disminuye en los valles del Limarí y Choapa (3%). El relieve de la cuenca del Elqui resulta de un mayor desarrollo de sierras en relación al norte, las que descienden como laderas cóncavas hacia amplias superficies formadas por lechos aluviales. Incide en este relieve una red de drenaje que afecta incluso a las cuencas tributarias de menor orden, cuya incisión vertical no supera los 100 m. Una probable explicación para la mayor incisión de la red de drenaje en esta cuenca es la presencia del embahiamiento en la línea de costa que permite una mayor influencia del ambiente costero hacia el continente, que resulta en un clima local relativamente más húmedo y en un relieve más susceptible a la incisión como resultado de cambios de base del océano.

En definitiva, aunque la morfología de pedimento es una característica del relieve que se observa a lo largo de toda la Cordillera de la Costa entre los 27-32°S, la mejor preservación de esta morfología se observa al norte de los 29,5°S, mientras que al sur de esta latitud está más degrada y seccionada por la red de drenaje.

5.2.2. Cordillera Principal

El relieve de la Cordillera Principal preserva en sus interfluvios más altos superficies planas con rasgos definitorios de un pedimento que alcanzan altitudes de hasta 5.500 m s.n.m., y descienden paulatinamente hacia el oeste hasta 4.000 m s.n.m. Los principales drenajes corresponden a cañones que representan hasta 2.000 m de incisión y que dan paso, aguas arriba, a empinadas paredes. Altos valores de pendiente en la Cordillera Principal se concentran en los cañones, mientras que los interfluvios planos están dominados por pedimentos de baja pendiente. Además, curvas hipsométricas convexas y valores altos de las integrales revelan un relieve joven, marcado por la presencia de pedimentos en los interfluvios de las cuencas, fuertemente incididos por los valles fluviales.

Si se considera que la variación del porcentaje de superficies con pendiente inferior a 10° es proporcional a la variación de la extensión de los pedimentos, se infiere que ellos comprenden un gran porcentaje de los interfluvios de la cuenca del Copiapó. Hacia el sur, disminuye la presencia de relictos de pedimentos en los interfluvios. De norte a sur, y hasta los 30,5° S, se observa un progresivo aumento del porcentaje relativo del relieve con pendiente superior a 35°. El porcentaje de superficies planas disminuye y la incisión de la red de drenaje está mucho más desarrollada hacia el sur. Sumado a ello, los tributarios fluviales de la Cordillera Principal presentan curvas hipsométricas convexas y altos valores de integrales que indican una profunda incisión en relación con las cuencas ubicadas más al norte.

Las variaciones de la morfometría ya descritas pueden entenderse a la luz de la hipsometría de las cuencas tributarias en la Cordillera Principal. La posición donde se alcanzan los valores máximos de la integral hipsométrica marca el límite hacia el este de la tendencia de rejuvenecimiento del relieve producto de la incisión fluvial. En el Segmento Norte (27-28,5°S), la disminución hacia el este de las integrales hipsométricas y de las pendientes de las cuencas tributarias del valle del Copiapó, se asocia a la mayor preservación de pedimentos y, por consecuencia, a la mayor conservación de un relieve maduro. Para este valle, la incisión fluvial no ha sido suficiente como para degradar el relieve de pedimentos en la alta cordillera.

En el Segmento Central (28,5-30,5°S), las pendientes de las cuencas tributarias de los valles del Huasco y Elqui, son mayores en relación al Segmento Norte y se mantienen constantes hacia el este, lo que indica que la incisión fluvial ha alcanzado las altas cumbres. Sin embargo, la expresión de ello en la hipsometría se ve obliterada por procesos de erosión glacial en la Cordillera Principal oriental, donde valles glaciales en

forma de artesa contrastan con los profundos cañones de la Cordillera Principal occidental, lo que resulta en valores de integral hipsométrica menores y curvas hipsométricas sigmoidales en vez de las convexas que se observan en la Cordillera Principal occidental. En el Segmento Sur (30,5-32°S), la ausencia de la Cordillera Principal oriental y de las altas cumbres asociadas a esta unidad, determina que solo algunas cuencas muestren geomorfología y morfometría con rasgos de erosión glacial.

5.2.3. Frente de Montaña de la Cordillera Principal

En el Segmento Central de la Cordillera Principal (28,5-30,5°S), la conjunción piedemonte-montaña que la separa de la Cordillera del Costa define una franja sinuosa de ancho variable de entre 0 y 10 km (Fig. 5). La sinuosidad resulta del embahiamiento de amplios valles que se abren hacia la Cordillera de la Costa, principalmente formados por pedimentos actualmente incididos, cuyos escarpes remontantes corresponden a un Frente de Montaña. Este frente puede ser inferido por el incremento abrupto de la pendiente de las cuencas tributarias de aproximadamente 5° entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal (Tabla 1; Fig. 2). En la Cordillera Principal, los altos valores de pendientes son producto de la incisión de grandes cañones, mientras que las pendientes bajas se restringen a relictos de pedimentos colgados.

Consistente con lo anterior, es en el Segmento Central donde se aprecia el mayor contraste de la hipsometría entre la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal. Sin embargo, a diferencia de lo que se presenta en el análisis de pendiente, en el que se mantienen relativamente constantes, las integrales hipsométricas se incrementan paulatinamente y alcanzan su valor máximo a decenas de kilómetros al este del límite entre la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal. Es en esta posición donde se combinan profundos cañones con relieves relativamente planos y altos ubicados en los interfluvios, con rasgos definitorios de pedimentos. Hacia el oeste, el porcentaje relativo del área a gran altitud disminuye como resultado de la mayor degradación de los pedimentos en los interfluvios. Lo anterior indica que existe un paulatino rejuvenecimiento del relieve desde el límite de la Cordillera de la Costa hacia el interior de la Cordillera Principal y que el Frente de Montaña en este segmento está modelado por la degradación del relieve.

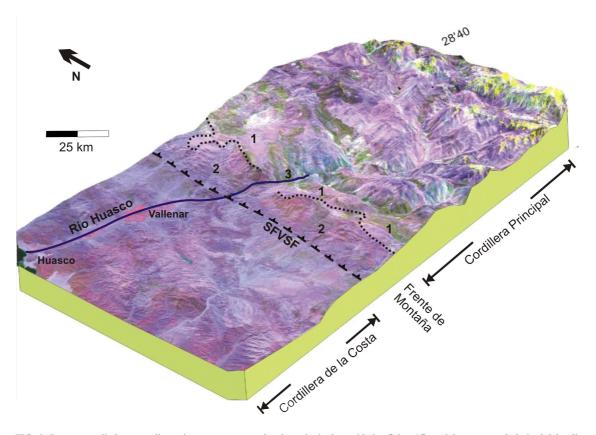


FIG. 5. Imagen satelital en tres dimensiones que muestra las dos principales unidades fisiográficas del antearco a la latitud del valle del Huasco: Cordillera de la Costa y Cordillera Principal. Separando estas dos unidades fisiográficas se presenta el Frente de Montaña, cuyo límite occidental coincide con la posición del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix (SFVSF). 1. Relictos de superfícies de pedimentos colgados en los interfluvios de la Cordillera Principal.; 2. Frente de Montaña modelado por la degradación del relieve de pedimentación; 3. Cañones que inciden los relictos de pedimentos en la Cordillera Principal.

Es en la Cordillera Principal oriental donde los pedimentos están extendidos principalmente en los interfluvios de la cuenca (Fig. 2a). Sin embargo, hacia la Cordillera Principal occidental, la presencia de pedimentos se infiere de una superficie envolvente dibujada por la forma aplanada y la homogeneidad de las altitudes alcanzadas por los interfluvios (hasta 4.000 m s.n.m.). Solo en algunas localidades puntuales (e.g., Embalse Santa Juana, en el valle del Huasco), esta envolvente expone características distintivas de un pedimento colgado alto en el paisaje (Fig. 5). Las características morfológicas descritas en el Segmento Central y la presencia de pedimentos colgados inmediatamente al este del frente, sugiere que el límite entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal es un antiguo escarpe de falla, muy degradado, que pudo ser el resultado del alzamiento relativo de la

Cordillera Principal acomodado por el Sistema de Fallas Vicuña-San Félix (Fig. 5).

Aunque hacia el norte y sur del Segmento Central el modelo digital de pendiente también muestra bajos valores para la región occidental con respecto a la región oriental del antearco (Fig. 2a, Tabla 1), este incremento es paulatino, sin registrarse un salto abrupto que pueda asociarse a la presencia de un frente de montaña entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. Consistentemente, para los valles que atraviesan la región de antearco al norte y sur de este segmento, se aprecia un menor contraste de la hipsometría entre la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal (Figs. 3 y 4). Luego hacia el norte y sur resulta dificil definir un frente de montaña, lo que coincide con la ausencia del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix, lo que sugiere que este frente es, al menos en parte, la expresión geomorfológica de un escarpe degradado generado por la actividad de este sistema de fallas. Así, tanto el modelado del Frente de Montaña (degradación del escarpe) como la incisión de los cañones que atraviesan la Cordillera Principal se habría producido después de la configuración del escarpe asociado a la actividad del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix.

6. Discusión

6.1. Segmentación geomorfológica de los Andes Semiáridos

Al sur de los 29,5°S, la Cordillera de la Costa muestra un abrupto aumento de las pendientes y del número, a la vez que una disminución de la talla, de cuencas tributarias (Figs. 2 y 3). Lo anterior va acompañado de la variación en la hipsometría de las cuencas tributarias que indica una disminución de la extensión y densidad de los relictos de pedimentos en la misma dirección, indicando un mayor grado de degradación del relieve y un paisaje relativamente más joven e incidido hacia el sur (Fig. 6). Este cambio abrupto en las características geomorfológicas sería el resultado de que al norte de los 29,5°S existe un importante grado de pedimentación en las cuencas y dos tipos de incisiones: una importante, que viene de las cuencas de la Cordillera Principal, y que deja el relieve 'colgado' y otra que se asocia a cambios de nivel de base en el océano. Mientras que al sur de esta latitud las cuencas son amplias y, se podría deducir, que están en proceso de formar pedimentos ya que hay solo un tipo de incisión que viene de cambios de base del océano.

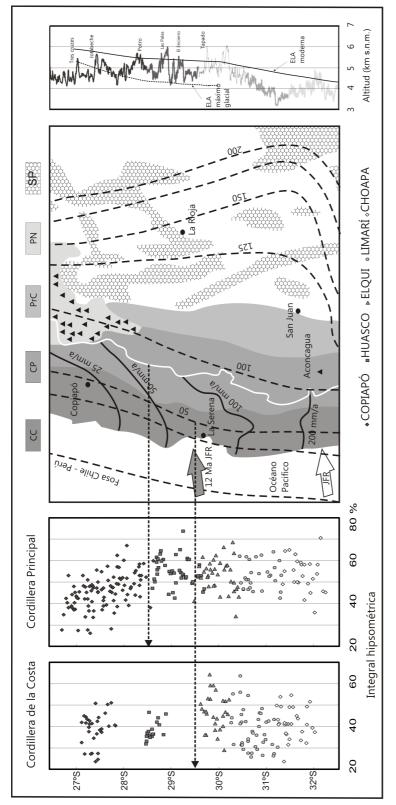
Dado el abrupto rejuvenecimiento del paisaje de la Cordillera de la Costa hacia el sur de los 29,5°S, es dificil atribuirlo solo al incremento paulatino de humedad (Fig. 1b), sino que además esta variabilidad se puede atribuir a la combinación de al menos dos factores tectónicos (Fig. 6).

1. La variación coincide con cambios mayores en los rasgos morfotectónicos del antearco: por una parte, con el cambio desde un antearco ancho de dirección NE-SW hacia el norte, a uno estrecho de dirección NNW-SSE hacia el sur. Por otra parte, esta variación coincide con el fin de la presencia del Sistema de Fallas de Atacama hacia el sur (Fig. 1c y d). La correlación entre la segmentación geomorfológica de la Cordillera de la Costa que considera la variabilidad de las

- características morfométricas (ver secciones 5.1.1 y 5.2.1) con cambios mayores en los rasgos morfotectónicos, sugiere que el relieve está controlado fuertemente por la herencia de una tectónica preneógena, relacionada con cambios en la geometría del antearco y a la presencia del Sistema de Fallas de Atacama.
- 2. El rejuvenecimiento del paisaje hacia el sur de los 29,5°S podría ser el resultado del alzamiento ante el empuje y la compresión establecida por la subducción de la Dorsal de Juan Fernández en este antearco estrecho y de dirección NNW-SSE. Esta Dorsal ha migrado ~300 km hacia el sur durante los últimos 12 Ma, desde los 29,5°S hasta su actual posición a los 32,5°S (Fig. 6; Yáñez *et al.*, 2001). Podemos sugerir que durante los últimos 12 Ma la subducción de la Dorsal de Juan Fernández, bajo el margen continental, resultó en el alzamiento e incisión de la red de drenaje, lo que explicaría el rejuvenecimiento del paisaje de la Cordillera de la Costa al sur de los 29,5°S.

Las diferencias geomorfológicas y la segmentación latitudinal que se observan en la Cordillera de la Costa a los 29,5°S no coinciden con las observadas en la Cordillera Principal, donde una variación es evidente a los 28,5°S (Fig. 6). Por un lado, para la Cordillera Principal, las superficies con valores de pendiente inferior a 10° aumentan hacia el norte y es a partir de esta latitud que se observa el aumento de superficies con pendiente mayor a 35° hacia el sur (Fig. 2). Consistentemente, en la Cordillera de la Costa altos valores de las integrales hipsométricas se presentan al sur de los 29,5°S, mientras que para la Cordillera Principal el aumento de los valores de integral hipsométrica se presenta más al norte, al sur de los 28,5°S (Fig. 6). Esta variación se relaciona con la conservación de un relieve maduro constituido por un paisaje con rasgos distintivos de pedimentos al norte, mientras que al sur se densifica la red de drenaje y el relieve compuesto por pedimentos presenta mayor incisión. Por otro lado, mientras que en la Cordillera de la Costa las máximas altitudes se presentan al sur de los 29,5°S, en la Cordillera Principal lo hacen en el segmento comprendido entre los 28,5 y 30,5°S (Fig. 6). Las mayores altitudes en este segmento estarían asociadas a la presencia de la Cordillera Principal oriental.

La combinación entre altitudes moderadas en la Cordillera de la Costa y altitudes bajas en la



argentina), Precordillera Argentina (PrC), Puna (PN) y el sustrato alzado que constituyen las Sierras Pampeanas (SP). La distribución de las unidades del trasarco fueron tomadas de Ramos et al. (2002). En una flecha blanca se incluye la actual posición del Dorsal de Juan Fernández subductando en el extremo sur del segmento de 'flat-slab' y la flecha gris marca la posición en el que este subductaba a los 12 Ma (Yáñez *et al.,* 2001). En el gráfico de altitud de la divisoria de aguas se incluye la Altitud de la Línea de Equilibrio glacial (ELA FIG. 6. Correlación latitudinal entre las variaciones de la hipsometría del antearco andino (gráficos a la izquierda), las curvas de la profundidad del plano de Wadati-Benioff (líneas segmentadas en km, tomado de Cahill e Isacks, 1992), las curvas de iso-precipitación (mm/años) en los Andes semiáridos (líneas continuas) calculadas usando el método de interpolación Kriging? de datos de la misión TRMM (Ver Fig. 1b) y la altitud de la divisoria de aguas continental que separan las cuencas que drenan al Océano Pacifico y Océano Atlántico (gráfico a la derecha). En el mapa central se incluye la segmentación morfoestructural de los Andes: Cordillera de la Costa (CC), Cordillera Principal (CP; que incluye a la Cordillera Frontal del inglés) moderna y durante el máximo glacial (documentada por Carrasco et al., 2005 y Jenny y Kammer, 1996, al sur y norte de los 30°S, respectivamente). Notar la disminución de la altitud de la divisoria de aguas al sur de los 30°30'S, que determina un escaso relieve sobre la ELA.

Cordillera Principal en el segmento comprendido entre los 28,5 y 30,5°S, resulta en la presencia de un Frente de Montaña. La hipsometría y pendientes también revelan un cambio morfométrico mayor y que podría ser atribuido a la presencia de este frente. En la sección 5.2.3 se indican las características que revelan que el frente es en parte el resultado de la degradación de un escarpe de falla asociado a una actividad tectónica ocurrida previamente al desarrollo de los actuales sistemas de drenaje. Así, puede ser interpretado, o claramente identificado, como un escarpe degradado asociado a la actividad del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix.

6.2. Edades y magnitudes de la incisión en los Andes Semiáridos

Dada la posición del Frente de Montaña y su probable relación con el Sistema de Fallas Vicuña-San Félix, es muy probable que parte del alzamiento de la Cordillera Principal se relacione con la actividad de este sistema de fallas. Para el Valle del Huasco, si consideramos la diferencia entre la altitud media del relieve y la del 'thalweg' como un indicador de la magnitud de incisión vertical en distintas posiciones de la Cordillera Principal, observamos que varía desde 2.000 m en la parte oeste de la Cordillera Principal

oriental, a 1.800 m en el borde oeste de la Cordillera Principal occidental (Fig. 7). Inmediatamente al oeste del Frente de Montaña, la incisión es de solo 800 m en la Cordillera de la Costa. Así, la incisión total de la Cordillera Principal responde a lo menos a dos eventos de cambio de nivel de base: uno que se debe al alzamiento relativo de la Cordillera Principal con respecto a la Cordillera de la Costa, y que puede explicar la formación del Frente de Montaña y los 1.000 m de diferencia entre la incisión vertical de la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal; otro asociado a un cambio de nivel de base más regional, ocurrido hacia el oeste de la parte oriental de la Cordillera de la Costa, que explica los restantes 800 m de incisión de la Cordillera Principal y que también se observa en la Cordillera de la Costa.

Para el valle del Huasco, el paso de la Cordillera de la Costa a la Cordillera Principal significa un salto de altitud de ~ 1.000 m si se considera que la diferencia de altura entre la altitud media equivale a grandes rasgos a la de los pedimentos ubicados inmediatamente a ambos lados del Frente de Montaña (~ 2.000 -2.300 m s.n.m. al este y ~ 1.000 -1.200 m s.n.m. al oeste; Fig. 7). Si bien las alturas relativas resultan en parte del alzamiento de la Cordillera Principal con respecto a la Cordillera de la Costa, esta diferencia no representa necesariamente una

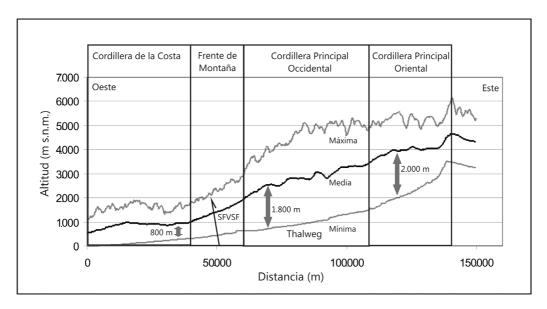


FIG. 7. Perfiles topográficos que indican la altitud mínima, media y máxima para un franja longitudinal de 145 km de ancho, que circunscribe la cuenca del Valle del Huasco. La altitud mínima (línea gris inferior) indica el 'thalweg' de los valles troncales de la cuenca. La línea negra indica la altitud media. La altitud máxima está representada por la línea gris superior. Se incluye la segmentación fisiográfica del antearco y la posición del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix (SFVSF).

estimación del alzamiento acomodado por el Sistema de Fallas Vicuña-San Félix. Aunque no se tiene certeza de sus edades, ellas difieren a uno y otro lado del Frente de Montaña: al oeste están colgados, por lo tanto son anteriores a la actividad de las fallas, mientras que al este sellan las fallas, y por lo tanto son posteriores a su actividad.

En la Cordillera Principal oriental, el escalonamiento de pedimentos en los interfluvios de los valles del Elqui y Huasco es resultado de la erosión lateral e incisión episódica que genera entre 500 a 1.000 m de incisión total, si se considera la diferencia de altitud entre las superficies Frontera-Deidad (4.600-5.300 m s.n.m.), Azufrera-Torta (4.300-4.600 m s.n.m.) y Los Ríos (3.800-4.300 m s.n.m.). La edad de la incisión queda acotada por la edad del pedimento más alto y la edad del pedimento que lo sucede (17-12,5 Ma). Un segundo evento de incisión originó los actuales cañones cuya profundidad es de más de 1.000 m y que ocurre con posterioridad a la formación del pedimento más bajo (10-6 Ma). Así, similar a lo que es posible inferir en el borde oeste de la Cordillera Principal occidental, la incisión total en la Cordillera Principal oriental la podemos atribuir a dos eventos de incisión que se iniciaron en distintos períodos:

- Uno que se inició durante el Mioceno Medio, resultando la excavación y relleno de sucesivos pedimentos, que representan 1.000 m de incisión vertical en la Cordillera Principal occidental y entre 500 a 1.000 m en la Cordillera Principal oriental.
- 2. Otro que ocurrió durante el Mioceno Tardío-Plioceno, que resultó en la incisión de cañones en donde se distribuyen los actuales drenajes, que representan 800 m de incisión vertical en la Cordillera Principal occidental y más de 1.000 m en la Cordillera Principal oriental.

La edad de una muestra de trazas de fisión (termocronología de baja temperatura) tomada en la Cordillera Principal del valle del Elqui es de 9,5 Ma y su modelamiento T-t indica dos eventos de enfriamiento importantes: uno entre 15-10 Ma y otro posterior a 5 Ma (Cembrano *et al.*, 2003). Por una parte, es poco probable que estos eventos correspondan a fases de enfriamiento magmático, debido a que la edad de la muestra es mucho más joven que las rocas albergantes de edad Paleozoico, y a que la actividad magmática neógena, que hubiese podido reiniciar el proceso de formación de las trazas,

se localiza lejos a aproximadamente 30 km al este. Por otra parte, es convincente que estos eventos de enfriamiento sean el resultado de períodos de exhumación, si se considera que no sólo los tiempos, sino que también las magnitudes de exhumación que son posibles de estimar a partir de este modelamiento, son similares a las que son posibles de deducir de los dos eventos de incisión que fueron evidenciados con las observaciones geomorfológicas.

6.3. Velocidades de respuesta erosiva en los Andes Semiáridos

El modelamiento T-t de la edad de trazas de fisión indica dos períodos de enfriamiento, el primero ocurrido entre los 15 y 10 Ma y el segundo, después de los 5 Ma (Cembrano *et al.*, 2003), que, ante todos los argumentos anteriores, es muy probable que sean el resultado de la exhumación generado por eventos de incisión vertical. Suponiendo que 5 Ma es la edad máxima para el arribo de la 'knick zone' y para el inicio de la incisión de los cañones en la posición de la muestra (70 km aguas abajo de la divisoria de aguas; Fig. 8), y utilizando la distancia desde esta posición hasta la actual 'knick zone' (~1 km desde la pared que limita los remanentes de pedimentos de la cabecera de los valles), calculamos una velocidad de retroceso (celeridad) de ~13,8 mm/a (milímetros/ año) en este segmento del Valle del Elqui.

El valor de celeridad nos permitió calcular el coeficiente de erosión (K), que indica la capacidad de erosión fluvial, la que es controlada por el clima local, el tipo de roca y la condición tectónica. Para el cálculo de K utilizamos la ecuación 1, que combina la evolución de un lecho de un canal gobernado por una ley de potencia sobre su pendiente para sistemas gobernados por la incisión del sustrato ('Stream Power Law on Detachment-limited Systems'; Whipple y Tucker, 1999) y la Ley de Hack (Hack, 1957), siguiendo el formalismo matemático presentado por Farías et al. (2008). En la ecuación C_{ab} es la celeridad de retroceso desde la posición a hasta b, m y n son constantes positivas adimensionales de la ley de potencia, k_a es la constante de la Ley de Hack, y h es el recíproco del exponente de Hack. Siguiendo el razonamiento de Farías et al. (2008), se considera un retroceso de 'knick zone' paralelo, consistente con un valor n=1. Whipple y Tucker (1999) indican que la razón m/n para sistemas de drenaje como los aquí considerados debe ser cercana a 0,5, por lo que asumimos un valor de m=0,5. Los valores de h y k_a fueron calculados de la curva exponencial ajustada a la relación entre la distancia a lo largo del 'thalweg' del curso principal y el área drenada para cada uno de sus puntos. Para el Valle del Elqui se calcularon valores de 1,88 para el exponente de ley Hack (h) y de 0,77 para la constante de la ley Hack (k_a). Utilizando la ecuación 1, se calculó un coeficiente erosión (K) de 6,77±2,13 10⁻⁷ a⁻¹ para el valle del Elqui.

$$K=[C_{ab} (b^{1-hm}-a^{1-hm})][(b-a) k_a^m (1-hm)]^{-1}$$
 Ec. 1

Una vez obtenido el valor de K, podemos estimar valores de celeridad para el retroceso de la 'knick zone', desde las posiciones donde se produjo el cambio de nivel de base, es decir desde donde se propagó, y la edad en que se produjo el estímulo de erosión (Fig. 8). El cambio de nivel de base, que generó el evento de incisión del actual valle del Elqui, se desarrolló desde una paleocosta que podría haber estado ubicada hasta 30 km al este de la actual, localizada a 230 km aguas abajo de la divisoria de aguas (D₁ en Fig. 8). Considerando lo anterior, la celeridad calculada es de 10,6±3,2 mm/a y el inicio de la propagación habría ocurrido hace 15,5±1,2 Ma.

Sugerimos que la velocidad calculada en el Valle del Elqui, y que pondera valores de K tanto

para segmentos de valles fluvio-glaciales como exclusivamente fluviales, aproxima adecuadamente la celeridad de propagación de 'knick zone' en los Andes semiáridos. Además, el valor calculado se encuentra en el rango de celeridades calculadas para la Cordillera Principal durante los últimos 10 Ma (6-19 mm/a; Farías *et al.*, 2008), en una zona más húmeda localizada entre los 34 -35°S. Por otra parte, aunque ligeramente mayor, su magnitud es muy similar a las celeridades reportada por Schlunegger *et al.* (2006) para los últimos 10 Ma, a lo largo del Anticlinal de Oxaya en la Precordillera de la región de Arica (10 mm/a at 18°S).

Si consideramos que el coeficiente de erosión (K) no ha cambiado en el tiempo y que el retroceso de la 'knick zone' se desarrolló siguiendo la distribución de los actuales valles, podemos calcular la celeridad del retroceso de la 'knick zone' para el periodo de exhumación más antigua y que habría generado el escalonamiento de pedimentos que se observan en los interfluvios de la Cordillera Principal. Considerando las observaciones geomorfológicas, que indican que la posición del cambio de nivel de base y del inicio de la propagación de la 'knick zone' coincide con la disrupción geomorfológica del antearco (D₂ en Fig. 8), *i.e.*, con el extremo oeste del escarpe degradado del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix, el valor de celeridad calculada

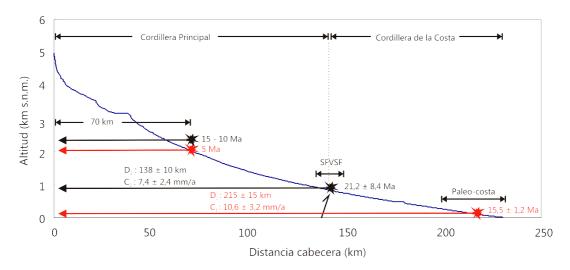


FIG. 8. Perfil longitudinal del valle del Elqui donde se presentan los valores calculados de celeridad (C) y la edad del inicio de la propagación de la 'knick zone' para el valle del Elqui. En negro se presentan las celeridades asociadas al evento de incisión que se propagó desde un cambio del nivel de base ocurrido durante el Oligoceno-Mioceno Temprano y asociado al Sistema de Fallas Vicuña-San Félix (SFVSF). En rojo se presentan las celeridades asociadas al evento de incisión que se propagó desde un cambio del nivel de base ocurrido durante el Mioceno medio y asociado a un alzamiento regional.

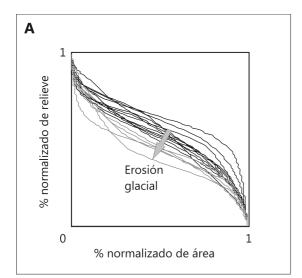
es de 7,4±2,4 mm/a. Así, el inicio de su propagación, *i.e.*, del alzamiento de la Cordillera Principal acomodado por este sistema de fallas, habría ocurrido hace 21,2±8,4 Ma. Lo anterior es consistente con el evento de exhumación entre los 15 y 10 Ma, registrado aguas arriba por el modelamiento T-t de la edad de traza de fisión.

6.4. Correlación regional de los episodios de alzamiento

La combinación entre observaciones geomorfológicas y el modelamiento de edades de trazas de fisión permiten reconocer dos eventos de alzamiento y aventurar su correlación con los dos principales factores tectónicos que pudieron haber contribuido a la configuración del paisaje de la región:

1. Alzamiento Oligoceno-Mioceno Temprano: Resultado de la actividad del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix y que habría alzado la Cordillera Principal en relación con la Cordillera de la Costa. Este alzamiento podría estar asociado con la reconfiguración de placas luego de la separación de la Placa Farellones en la Placa de Nazca y Cocos, que resultó en la aceleración de la convergencia de placas a los ~25 Ma (e.g., Somoza, 1998).

- Al sur de los Andes Semiáridos, la compresión habría sido acomodada por la inversión de fallas de borde de la Cuenca Abanico ocurrida entre los 21-16 Ma (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002). Una de las fallas que habría acomodado la compresión fue la Falla San Ramón-Pocuro (Farías *et al.*, 2008), que es la equivalente sur del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix.
- 2. Alzamiento Mioceno Medio: Representa un alzamiento regional del antearco, que abarcó la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal. Esta nueva fase de deformación puede ser asociada a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández durante este período. La migración hacia el sur de la subducción de la Dorsal, que resultó en el aplanamiento de la subducción en esa misma dirección (Fig. 6; e.g., Yáñez et al., 2001), es concomitante con un cambio en el estilo y magnitud de la deformación y magmatismo de la Cordillera Principal en la región (e.g., Ramos et al., 2002; Kay y Mpodozis, 2002). Como ya fue expuesto más arriba, el rejuvenecimiento del paisaje en la Cordillera de la Costa también podría ser atribuido en parte al alzamiento ante el empuje y la compresión establecida por la subducción de la Dorsal de Juan Fernández durante este período.



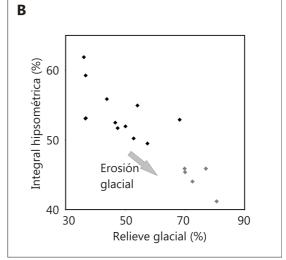


FIG. 9. A. Curvas hipsométricas de las cuencas fluvio-glaciales del Valle del Huasco (en verde en la Fig. 4); **B.** Gráfico que relaciona el valor de la integral hipsométrica y el porcentaje de relieve glacial. Para ambos gráficos, en negro se indican las cuencas con un porcentaje de relieve glacial inferior a 70% y en gris las que poseen más de un 70% de relieve glacial. Las curvas son cóncavas y los valores de la integral hipsométrica son menores en las cuencas con más de un 70% de relieve glacial. Las flechas indican la erosión glacial que hace variar la geometría de las curvas hipsométricas y los valores de su integral.

6.5. Rol de las glaciaciones en la configuración del paisaje

La relación inversa entre el valor de la integral hipsométrica y el porcentaje de relieve glacial de los valles tributarios ubicados en la alta cordillera de la Cuenca del Huasco (Fig. 9) denota que la disminución de la integral hipsométrica se debe a la presencia de valles glaciales en artesa. Lo anterior indicaría que la actividad glacial ha jugado un importante rol en la conformación del paisaje de la Cordillera Principal oriental, donde elevadas alturas permiten que una parte considerable de su superficie haya estado bajo la influencia de glaciares. En efecto, curvas hipsométricas cóncavas y bajos valores de la integral hipsométrica indican que la actividad glacial es relevante geomorfológicamente en cuencas donde el alzamiento ha permitido que más del 70% de su relieve se desarrolle sobre la mínima altitud de erosión glacial cuaternaria.

La altitud mínima de erosión glacial equivale aproximadamente a la mínima altitud de la línea de equilibrio glacial durante el Cuaternario (e.g., Brocklehurst y Whipple, 2004). Así, los resultados indican que al norte de los 28,5°S la acción glacial ha sido inexistente, porque la línea de equilibrio glacial, al igual que en la actualidad, ha estado por sobre las más altas cumbres, sugiriendo una posición estable de la zona de transición entre el clima árido por el norte y semiárido por el sur (Amman et al., 2001). Esto se ha traducido, a su vez, en menores velocidades de retroceso de las 'knick zones' en respuesta al estímulo tectónico y la mayor preservación de los pedimentos al norte de los 28,5°S, lo que explicaría el aumento del relieve de baja pendiente y los bajos valores de integrales hipsométricas en relación a las zonas más australes.

7. Conclusiones

Los resultados y las discusiones arriba presentadas permiten interpretar a la Cordillera Principal de los Andes Semiáridos como un paisaje transitorio, que responde a dos episodios de alzamiento: el primero acomodado por el Sistema de Fallas Vicuña-San Félix, y que se identifica geomorfológicamente solo entre los 28,5 y 30,5°S. Al considerar las velocidades de respuesta del relieve este alzamiento se remonta al Oligoceno-Mioceno Temprano. El segundo evento de alzamiento es más regional, abarcando todo

el antearco entre los 27 y 32°S. Al considerar las velocidades de respuesta del relieve, este alzamiento se remonta al Mioceno Medio. Los factores tectónicos, serían el control de primer orden en la segmentación geomorfológica del antearco, mientras que el control climático en las variaciones de la geomorfología se supedita al modelado glacial de valles que en respuesta al estímulo tectónico se encumbran sobre la mínima altitud de la línea de equilibrio glacial. Lo anterior grafica uno de los complicados mecanismos de retroalimentación entre factores de origen tectónico -de primer orden- y factores climáticos que modulan la respuesta erosiva del paisaje y que dio origen a las diferentes características del relieve presentadas.

Agradecimientos

La realización de este trabajo se llevó a cabo gracias al financiamiento del Proyecto CORFO Innova-Chile 05CR11IXM-28, 'Evaluación Hidrogeológica de la Cuenca del Río Huasco, con Énfasis en la Cuantificación y Dinámica de los Recursos Hídricos Superficiales y Subterráneos' y del Proyecto FONDECYT Iniciación 11121529, 'Quantifiyng long-term denudation with lowtemperature thermochronology: tectonic activity and landscape evolution of the Chilean Andes (27-32°S)'. G. Aguilar agradece las becas de doctorado otorgadas por la Universidad Católica del Norte, la Comisión Nacional de Ciencias y Tecnología (CONICYT), y Égide-France (Bourse d'excellence Eiffel). Un especial agradecimiento a todas las personas que han enriquecido las discusiones en torno a la compleja relación entre tectónica, clima y erosión en los Andes: T. Bissig, S. Carretier, J. Cembrano, M. Farías, G. González, M. Mardónez, y V. Regard. Se agradece la colaboración en terreno de memoristas de la Universidad Católica del Norte, P. Lohse, P. Oliva y P. Navarrete, así como la valiosa asistencia de C. Roja en el tratamiento de la información geográfica. Finalmente, se agradecen los valiosos comentarios de los revisores (T. Jordan y anonimo) así como al Comité Editor de Andean Geology.

Referencias

Aguilar, G. 2010. Erosión y transporte de materia en la vertiente occidental de los Andes semiáridos del Norte de Chile (27-32°S): desde un enfoque a gran escala temporal y espacial, hasta la evolución cuaternaria de un sistema fluvial. Tesis de Doctorado de la Universidad Católica del Norte (Chile) y de la Université de Toulouse 3, Paul Sabatier (Francia): 355 p.

- Aguilar, G.; Riquelme, R.; Martinod, J.; Darrozes, J.; Maire, E. 2011. Erosion rates variability on landscape's transience state in the semiarid Chilean Andes. Earth Surface Processes and Landforms 36: 1736-1748. doi: 10.1002/esp.2194.
- Alpers, C.N.; Brimhall, G.H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. Geological Society of America Bulletin 100: 1640-1656.
- Ammann, C.; Jenny, B.; Kammer, K.; Messerli, B. 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 172: 313-326.
- Arabasz, W.J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), Californian Institute of Technology: 264 p. Pasadena, California.
- Arévalo, C.; Grocott, J.; Welkner, D. 2003. The Atacama Fault System in the Huasco province, southern Atacama Desert, Chile. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 10, CD Rom. Concepción, Chile.
- Bissig, T.; Lee, J.K.W.; Clark, A.H.; Heather, K.B. 2001. The Cenozoic History of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andes Flat-Slab Region: New ⁴⁰Ar-³⁹Ar constraints from the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) Belt, 29°20'-30°30'S. International Geology Review 43: 1-29.
- Bissig, T.; Clark, A.H.; Lee, J.K.W.; Hodgson, C.J. 2002. Miocene landscape evolution in the Chilean flat-slab transect: uplift history and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt. Economic Geology 97: 971-996.
- Bissig, T.; Riquelme, R. 2009. Contrasting Landscape Evolution and Development of Supergene Enrichment in the El Salvador Porphyry Cu and Potrerillos-El Hueso Cu-Au Districts, Northern Chile. *In* Supergene Environments, Processes and Products (Titley S.; editor). Society of Economic Geologists Special Publication 14: 59-68.
- Bissig, T.; Riquelme, R. 2010. Andean uplift and climate evolution in the southern Atacama Desert deduced from geomorphology and supergene alunite-group minerals. Earth and Planetary Science Letters 299: 447-457.
- Brocklehurst, S.H.; Whipple, K.X. 2004. Hypsometry of glaciated landscape. Earth Surface Process and Landforms 29: 907-926.
- Burbank, D.; Anderson, R. 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science; 273 p. Estados Unidos.

- Cahill, T.; Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subdueted Nazca plate. Journal of Geophysical Research 97: 17503-17529.
- Carrasco, J.F.; Casassa, G.; Quintana, J. 2005. Changes of the 0°C isotherm and equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. Hydrological Sciences -Journal- des sciences Hidrologiques 50 (6): 933-948.
- Cembrano, J.; Zentilli, M.; Grist, A.; Yáñez, G. 2003. Nuevas edades de trazas de fisión para Chile Central (30°-34°S): Implicancias en el alzamiento y exhumación de los Andes desde el Cretácico. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 10, CD Rom. Concepción.
- Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Gans, P.; Kay, S.M.; Muñoz, N.; Wyss, A.R.; Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°- 36°S.L.). Journal of South American Earth Sciences 15: 117-139.
- Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Iturra, N.; Muñoz, N.; Pardo, M.; Thiele, R.; Wyss, A.R. 2005. The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh. 236 (1-2): 43-77.
- Farías, M.; Charrier, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Fock, A.; Campbell, D.; Cáceres, J.; Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid Surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). Tectonics 27: TC1005. doi: 10.1029/2006TC002046.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. Sociedad Geológica de Chile. *In* Symposium sobre el geosinclinal Andino: 138 p. Santiago.
- Garreaud, R.D.; Vuille, M.; Compagnucci, R.; Marengo, J. 2008. Present-day South American climate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 281 (3-4): 180-195. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032.
- Godoy, E.; Marquardt, C.; Blanco, N. 2003. Hoja Caldera, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 76: 38 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Hack, J.T. 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. United States of Geological Survey, Professional Paper 294: 45-94.
- Hollingworth, S.E. 1964. Dating the uplift of the Andes of northern Chile. Nature 211 (4914): 17-20.
- Jenny, B.; Kammer, K. 1996. Climate change in den trockenen Anden. Jungquartäre Vergletscherung. Geographica Bernensia G 46: 1-80.

- Kay, S.M.; Abruzzi, J.M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean 'flat-slab' between 30° and 32°S. Tectonophysics 259: 5-28.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. Journal of South American Earth Sciences 15: 39-57.
- Kendrick, E.; Bevis, M.; Smalley, R.J.; Brooks, B.; Vargas, R.B.; Lauría, E.; Fortes, L.P.S. 2003. The Nazca-South America Euler Vector and its Rate of Change. Journal of South American Earth Sciences 16: 125-131.
- Kober, F.; Ivy-Ochs, S.; Schulunegger, F.; Baur, H.; Kubik P.W.; Wieler, R. 2007. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment budgets. Geomorphology 83: 97-120.
- Kober, F.; Ivy-Ochs, S.; Zeilinger, G.; Schulunegger, F.; Kubik, P.W.; Baur, H.; Wieler, R. 2009. Complex multiple cosmogenic nuclide concentration and histories in the arid Rio Lluta catchment, northern Chile. Earth Surface Processes and Landforms 34: 398-412.
- Maksaev, V.; Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31°S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. Revista Geológica de Chile 21: 11-51.
- Marquardt, C.; Lavenu, A.; Ortlieb, L.; Godoy, E.; Comte, D. 2004. Coastal Neotectonics in Southern Central Andes: Uplift Rates and Strain Patterns in the Caldera Area, Northern Chile (27°S). Tectonophysics 394 (3-4): 193-219.
- Montgomery, D.R.; Balco, G.; Willett, S.D. 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. Geology 29: 579-582.
- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. Journal of Geological Society of London 129: 505-526.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P. 1986. Hoja Pisco Elqui, IV Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 68: 164 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Nalpas, T.; Dabard, M-P.; Ruffet, G.; Vernon, A.; Mpodozis, C.; Loi, A.; Hérail, G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? Tectonophysics 459: 161-173.
- Naranjo, J.A. 1987. Interpretación de la actividad Cenozoica superior a lo largo de la zona de Falla de Atacama. Revista Geológica de Chile 31: 43-55.

- Nasi, C.; Moscoso, R.; Maksaev, V. 1990. Hoja Guanta, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 67, 1 mapa escala 1:250.000.
- Nishiizumi, K.; Caffee, M.; Finkel, R.C.; Brimhall, G.; Mote, T. 2005. Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. Earth and Planetary Science Letters 237: 449-507.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6: 233-248.
- Paskoff, R. 1970. Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques. Biscaye Fréres: 420 p. Bordeaux.
- Pilger, R.H. Jr. 1984. Cenozoic platekinematics, subduction and magmatism: South American Andes. Journal of the Geological Society 141: 793-802. London.
- Placzek, C.; Quade, J.; Rech, J.A.; Patchett, P.J.; Pérez de Arce, C. 2009. Geochemistry, chronology and stratigraphy of Neogene tuffs of the Central Andean region. Quaternary Geochronology 4: 22-36.
- Ramos, V.A.; Cristalline, E.O.; Peréz, D.J. 2002. The Pampean flat slab of the Cnentral Andes. Journal of South American Earth Sciences 15: 59-78.
- Regard, V.; Saillard, M.; Martinod, J.; Audin, L.; Carretier, S.; Pedoja, K.; Riquelme, R.; Paredes, P.; Hérail, G. 2010. Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. Earth and Planetary Science Letters 297: 199-210. doi:10.1016/j.epsl.2010.06.020
- Reutter, K. 1974. Entwicklung und bauplan der Chilenischen hochkordillere im bereich 29 suedlicher breite: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 146: 153-178.
- 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: 255-275.
- Riquelme, R.; Herail, G.; Martinod, J.; Charrier, R.; Darrozes, J. 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26 degrees S-28 degrees S). Geomorphology 86: 283-306.
- Ritter, D.F.; Kochel, R.C.; Miller, J.R. 2002. Process geomorphology. McGraw Hill, Boston.
- Saillard, M.; Hall, S.R.; Audin, L.; Farber, D.L.; Hérail, G.; Martinod, J.; Regard, V.; Finkel, R.C.; Bondoux, F. 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene

- marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating. Earth and Planetary Science Letters, Volume 277, Issues 1-2. doi:10.1016/j.epsl.2008.09.039.
- Schlunegger, F.; Zeilinger, G.; Kounov, A.; Kober, F.; Husser, B. 2006. Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18 degrees S). Terra Nova 18: 217-223.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD Rom, versión 1.0, 2003). Santiago.
- Sillitoe, R.H.; Mortimer, C.; Clark, A.H. 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama Desert, Chile. Institute of Mining and Metallurgy Transactions (Section B) 27: 166-169.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My; implications for mountain building in the Central Andean region. Journal of South American Earth Sciences 11: 211-215.
- Strahler, A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geological Society of America Bulletin 63 (11): 1117-1142.
- Strudley, M.W.; Murray, A.B. 2007. Sensitivity analysis of pediment development through numerical simula-

- tion and selected geospatial query. Geomorphology 88: 329-351.
- Suárez, M.; Naranjo, J.A.; Puig, A. 1985. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa, al sur de Taltal, Chile: Etapas iniciales de la evolución andina. Revista Geológica de Chile 24: 19-28.
- Weissel, J.K.; Pratson, L.F.; Malinverno, A. 1994. The length-scaling properties of topography. Journal of Geophysical Research 99: 13997-14012.
- Whipple, K.X.; Tucker, G.E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. Journal of Geophysical Research 104 (B8): 17661-17674.
- Willis, B. 1929. Earthquake conditions in Chile. Carnegie Institute of Washington Publication 382: 178 p.
- Wortel, M.J.R. 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. Journal of Geological Society 141: 783-791. London.
- Yáñez, G.; Ranero, C.; Von Huene, R.; Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. Journal of Geophysical Resarch 106 (B4): 6325-6345.

Manuscript received: November 16, 2011; revised/accepted: April 13, 2012; available online: June 22, 2012.