

# Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S)

Andrés Tassara

Freie Universität Berlin, FR Geophysik, Malteserstraße  
74-100 Haus N, 12249 Berlin, Alemania  
andres@geophysik.fu-berlin.de

Gonzalo Yáñez

Codelco-Chile, Casa Matriz, Teatinos 258, Santiago, Chile  
gyane003@stgo.codelco.cl

## RESUMEN

Con la ayuda de un análisis flexural de la correlación entre relieve y gravedad, se investiga qué factores controlan la segmentación del sistema de convergencia andino entre los 15 y 47°S y cómo ellos interactúan en términos del proceso orogénico. Como base de este análisis, se propone inicialmente una definición de segmentación; en un primer orden se distingue entre Andes centrales (15-33,5°S) y Andes del sur (33,5-47°S). A lo largo de ambas unidades mayores se diferencian segmentos de segundo orden; Altiplano (15-23°S), Puna (23-28°S) y Cordillera Frontal (28-33,5°S) en los Andes centrales, Cordillera Principal (33,5-39°S) y Cordillera Patagónica (39-47°S) en los Andes del sur. Los resultados del análisis flexural sobre este esquema de segmentación tectónica indican variaciones espaciales del espesor elástico  $T_e$  (el cual determina la rigidez de la litosfera), del espesor cortical  $EC$ , y de la fuerza compresiva horizontal  $F$ .  $T_e$  es alto en el antearco y antepaís y bajo en el eje del orógeno, presentando valores mínimos (<10 km) y un fuerte gradiente transversal en los Andes Centrales. En contraste, el valor mínimo de  $T_e$  en el segmento Cordillera Patagónica es del orden de 35 km.  $T_e$  muestra una correlación inversa con  $EC$ , parámetro que alcanza su máximo en el sector occidental de los Andes centrales (65-70 km). A su vez,  $F$  presenta valores máximos en los extremos norte y sur de los Andes centrales (hasta  $4 \times 10^{12}$  N/m), consistente con el alto acoplamiento interplacas existente en estos sectores. Desde un punto de vista reológico,  $T_e$  es directamente proporcional tanto a la razón entre plagioclasa y cuarzo en la corteza como a la razón entre tasa de deformación y flujo calórico impuesta por la convergencia. Esta relación cualitativa, complementada por los controles geológicos y geofísicos existentes, permite sugerir que la segmentación andina de primer orden es causada por el contraste composicional entre la corteza félsica de los Andes centrales y otra máfica de los Andes del sur. La segmentación de segundo orden se asocia además con variaciones del régimen termomecánico ligado al proceso de convergencia.

**Palabras claves:** Análisis flexural, Espesor elástico, Espesor cortical, Reología, Segmentación andina.

## ABSTRACT

**Relationship between elastic thickness and the tectonic segmentation of the Andean margin (15-47°S).** Using a flexural analysis of the correlation between relief and gravity, the factors that control the Andean segmentation (15-47°S) and the orogenic process are investigated. As a framework for this analysis, the following segmentation is proposed; the first order units are the central Andes (15-33.5°S) and the Southern Andes (33.5-47°S). Along both units, segments of second order are distinguished; Altiplano (15-23°S), Puna (23-28°S) and Frontal Cordillera (28-33.5°S) within the central Andes, Principal Cordillera (33.5-39°S) and Patagonian Cordillera (39-47°S) in the southern Andes. The results of the flexural analysis in this tectonic segmentation framework is expressed in terms of spatial

variations of the elastic thickness  $T_e$  (which defines the lithospheric rigidity), crustal thickness  $EC$ , and horizontal compressive force  $F$ .  $T_e$  is high in the forearc and foreland regions, and low under the orogenic axis, showing minimum values (<10 km) and a strong traverse gradient in the central Andes. In contrast, the minimum  $T_e$  value in the Patagonic Cordillera segment is 35 km.  $T_e$  has an inverse correlation with  $EC$ , parameter that shows its maximum in the western side of the central Andes (65-70 km).  $F$  presents maximum values at the north and south edges of the central Andes (reaching  $4 \times 10^{12}$  N/m), which is consistent with the high interplate coupling there. From a rheologic viewpoint,  $T_e$  is directly proportional to the plagioclase-quartz ratio in the crust as well as strain rate-to-heat flow ratio imposed by the convergence. This qualitative relationship, complemented by geological and geophysical constraints, suggests that the first order segmentation is caused by a contrasting composition of the crust; a more felsic one in the central Andes against a more mafic crust in the southern Andes. The second order segmentation is associated with variations of the thermomechanic regime linked to the convergence process.

**Key words:** Flexural analysis, Elastic thickness, Crustal thickness, Rheology, Andean segmentation.

## INTRODUCCIÓN

Desde los orígenes de la teoría de la tectónica de placas, la Cordillera de los Andes ha sido citada como el mejor ejemplo activo de orógenos formados por la convergencia entre una placa oceánica y otra continental (Hamilton, 1969; James, 1970). Si bien esta cadena montañosa es un elemento continuo sobre el margen occidental de Sudamérica, subsisten variaciones longitudinales sistemáticas en la topografía, tectónica, volcanismo, estructura litosférica profunda, geometría de subducción e historia geológica. Ello ha motivado la proposición del concepto de 'segmentación andina' (Jordan *et al.*, 1983; Mpodozis y Ramos, 1989; Kley *et al.*, 1999), bajo el cual los Andes pueden ser divididos en segmentos que presentan una evolución geodinámica particular.

Como marco previo y ante la ausencia de una definición formal, se propone dividir la Cordillera de los Andes en un primer orden y a escala continental, en cuatro grandes segmentos: Andes del norte (5°N-15°S), Andes centrales (15-33,5°S), Andes del sur (33,5-47°S) y Andes australes (47-56°S). Los límites entre estos segmentos coinciden con rasgos mayores de la placa subductada, observación que para algunos autores ha sugerido un control de la losa oceánica en la segmentación del margen continental (Nur y Ben Avraham, 1981; Jordan *et al.*, 1983; Pilger, 1984; Pardo Casas y Molnar, 1987; Gutscher *et al.*, 2000). Sin embargo, dichos segmentos pueden ser reconocidos en la historia geológica del continente desde por lo menos el Mesozoico Inferior (Mpodozis y Ramos, 1989). Este hecho, junto con la existencia de notables contrastes en las características actuales del

orógeno a lo largo del margen frente a similares condiciones de convergencia, hacen sospechar que la segmentación de los Andes está ligada, al menos parcialmente, a factores inherentes a la placa continental. Los Andes centrales y del sur (15-47°S) constituyen un excelente área para investigar este problema; como respuesta a una convergencia que no presenta variaciones longitudinales mayores en su azimut y velocidad (DeMets *et al.*, 1994), los Andes Centrales desarrollan una topografía de ~4.000 m (promedio) que contiene el mayor plateau continental del planeta después del Tibet (Altiplano-Puna) y la mayor elevación del hemisferio sur (Monte Aconcagua). En contraste, el sector meridional de los Andes del sur representa el otro extremo en términos orogénicos, con una cordillera que no supera los 2.000 m de altura.

En este marco, se investiga aquí la importancia relativa de la configuración interna del continente con respecto a factores termomecánicos impuestos externamente en el control de la segmentación andina y los mecanismos de interacción entre ambos en términos del proceso orogénico. Con este objetivo se ha aplicado un análisis flexural entre los 15 y 47°S, sobre la base de la correlación existente entre gravedad y topografía. Éste permite cuantificar las variaciones espaciales del espesor elástico  $T_e$  de la litosfera continental, el cual define la rigidez flexural. Estudios basados en este método han entregado interesantes conclusiones sobre la estructura litosférica y estado termomecánico asociado a cadenas montañosas en distintos ambientes tectónicos (e.g., Karney y Watts, 1983; McNutt *et al.*,

1988; Stewart y Watts, 1997), y han aportado en el contexto andino una mejor comprensión de los mecanismos de deformación del trasarco-antepaís de los Andes centrales (Lyon-Caen *et al.*, 1985; Withman *et al.*, 1996; Watts *et al.*, 1995). El presente análisis considera 15 secciones topográfico-gravimétricas transversales al margen continental desde la fosa hasta el antepaís a lo largo de los Andes centrales y del sur. Para cada sección, el método desarrollado permite estimar perfiles de  $T_e$  y espesor cortical y un valor de la fuerza horizontal actuante sobre el continente. Asumiendo algunas

premisas generales sobre la reología de la placa continental, los valores de  $T_e$  han sido relacionados con la composición cortical (parametrizada por la razón entre plagioclasa y cuarzo) y con el régimen termomecánico derivado del proceso de convergencia (parametrizado por la razón entre 'strain rate' y flujo calórico). Los resultados de este ejercicio, contrastados con información independiente, permiten sugerir algunas conclusiones relacionadas con las causas de la segmentación andina y los procesos que permiten construir los Andes.

## MARCO GEOTECTÓNICO DE LOS ANDES CENTRALES Y DEL SUR (15-47°S)

La construcción de los Andes modernos se inicia en el Oligoceno Superior tras la división de la placa oceánica Farallón en las placas Cocos y Nazca (Pilger, 1984; Pardo Casas y Molnar, 1987; Tebbens y Cande, 1997; Somoza, 1998). Dicho fenómeno produce una triplicación de la velocidad de convergencia y una ortogonalización de su azimut (Somoza, 1998). En la actualidad las placas Sudamericana y Nazca convergen con una rapidez y azimut promedio entre las latitudes consideradas de 7 cm/año y N78°E, respectivamente (Norambuena *et al.*, 1998).

### PLACA DE NAZCA

En la figura 1 se han trazado las zonas de fractura de la placa oceánica, la edad promedio en la fosa de los segmentos de placa limitados por ellas (Tebbens y Cande, 1997; Yáñez *et al.*, 2001), la posición de las dorsales oceánicas y las curvas de profundidad de la losa oceánica bajo el continente (Cahill y Isacks, 1992; Creager *et al.*, 1995). La edad de la placa de Nazca en la fosa varía desde un máximo de 52 Ma a los 20°S hasta cero en el punto triple con las placas Sudamericana y Antártica (46.5°S). Dentro del contexto de los Andes centrales y del Sur, la placa oceánica está limitada por la subducción de la dorsal de Nazca a los 15°S y la dorsal activa de Chile en el punto triple. Entre los 15 y 23°S, la placa subducta con un ángulo de ~30° hasta profundidades del orden de 550 km; al sur de dicha latitud, la losa mantiene su ángulo de penetración, pero entre 100 y 150 km de profundidad

presenta una zona sub-horizontal que alcanza un ancho máximo de 400 km a los 32°S. Esta posición coincide con la subducción de la dorsal de Juan Fernández. Muchos autores han argumentado que la mayor flotabilidad asociada a la dorsal con respecto a la placa oceánica sería la causa principal de la horizontalización de ésta (Nur y Ben-Avraham, 1981; Gutscher *et al.*, 2000; Gutscher, 2002; Yáñez *et al.*, 2001 y 2002). Al sur de los 33,5°S la placa subductada retoma un ángulo del orden de 25°, pero su largo disminuye notablemente (Pardo *et al.*, 2002). Al sur de los 39°S, la escasa información sísmica disponible sugiere que la placa penetra con ángulo constante del orden de 15 a 20° hasta una profundidad de 150 km (Belmonte y Comte, 1997; Gutscher, 2002).

### PLACA SUDAMERICANA

La figura 1 presenta la posición del volcanismo reciente, las unidades morfoestructurales que configuran la corteza continental y una propuesta de límites y nomenclatura para la segmentación del sistema de convergencia en el área. Esta definición coincide parcialmente con la presentada por Jordan *et al.* (1983), Mpodozis y Ramos (1989) y Kley *et al.* (1999). El límite entre los Andes centrales y los Andes del sur (33,5°S) corresponde a una transición tectónica mayor, marcada por la subducción de la dorsal de Juan Fernández y la presencia de una zona de deformación EW-WNW en el continente (Yáñez *et al.*, 1998; Rivera y Cembrano, 2000; Yáñez *et al.*, 2002). A lo largo de ambos segmentos

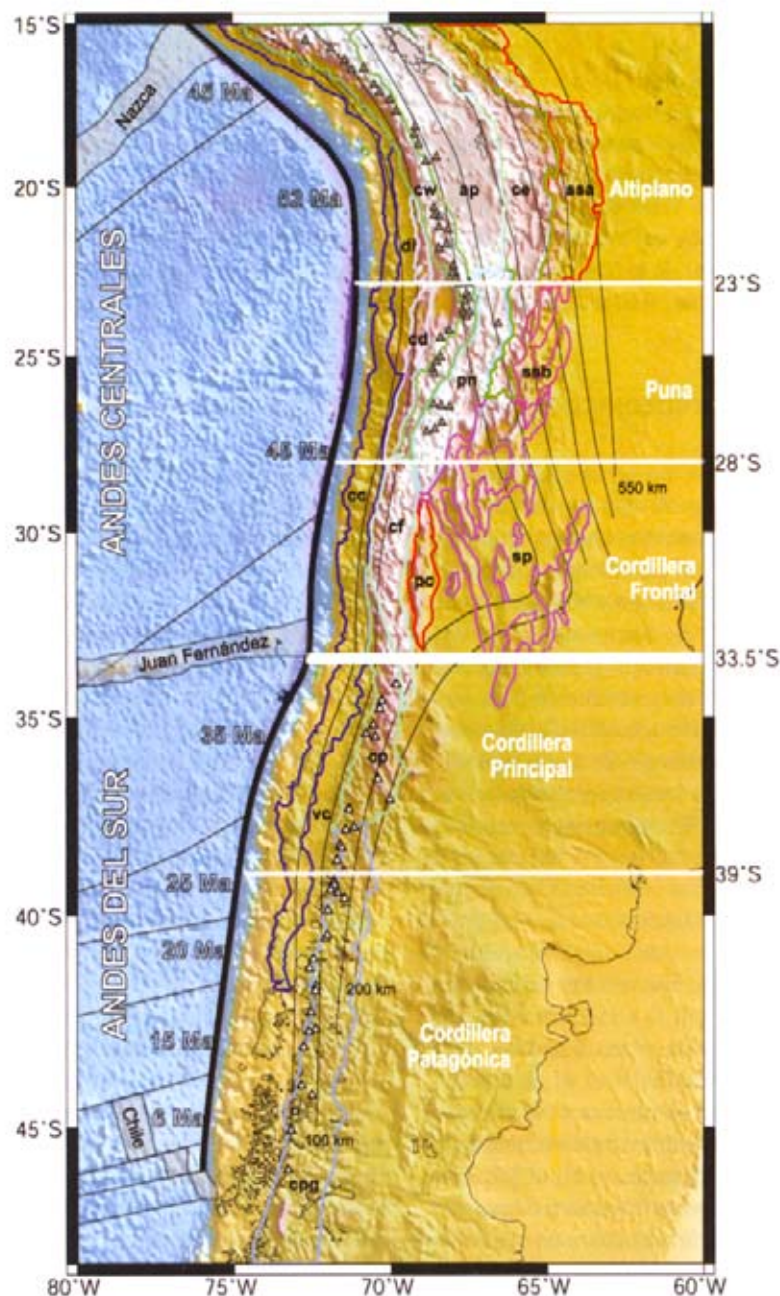


FIG. 1. Características geotectónicas del sistema de convergencia andino entre 15 y 47°S, sobre batimetría y topografía color del área. Unidades morfoestructurales delimitadas por líneas de colores y rotuladas como sigue: **cc**- Cordillera de la Costa; **di**- Depresión Intermedia; **cw**- Cordillera Occidental; **ap**- Altiplano; **ce**- Cordillera Oriental; **ssa**- Sierras Subandinas; **cd**- Cordillera Domeyko; **pn**- Puna; **ssb**- Sistema de Santa Bárbara; **cf**- Cordillera Frontal; **sp**- Sierras Pampeanas; **vc**- Valle Central; **cp**- Cordillera Principal; **cpg**- Cordillera Patagónica. Triángulos grises y blancos representan los volcanes de la Zona Volcánica Central (ZVC) y Sur (ZVS), respectivamente. Líneas delgadas representan las curvas de profundidad de la placa subductada (Cahill e Isacks, 1992; Craeger *et al.*, 1995). Línea gruesa es la fosa Perú-Chile. Números a la izquierda de la fosa denotan la edad de la placa de Nazca. Se destacan las dorsales y zonas de fractura principales de dicha placa. En color blanco se destacan los límites y nombres propuestos (ver texto) de los segmentos de primer orden (mayúsculas izquierda) y segundo orden (minúsculas derecha) en el área de estudio.

continentales, es posible definir una segmentación de segundo orden en función de las características topográficas, morfoestructurales, magmáticas, tectónicas y litológicas. El nombre propuesto para cada segmento responde a la morfoestructura representativa del orógeno. Esto es definido aquí como la zona axial del orógeno, cuyas elevaciones superan los 2.000.

El extremo norte de los Andes centrales es ocupada por el Segmento Altiplano (15-23°S). Dicho segmento está curvado en torno al codo de Arica-Santa Cruz formando el Oroclino Boliviano (Isacks, 1988; Gephard, 1994), rasgo tectónico mayor del sistema de convergencia andino. La morfoestructura distintiva del antearco es la Cordillera de la Costa, la que en este segmento presenta una elevación de 1.000 m. Al este de ella, se ubica la Depresión Intermedia, una cuenca rellena con sedimentos e ignimbritas neógenas. El límite entre el antearco y el orógeno principal corresponde según Muñoz y Charrier (1996); P. Victor<sup>1</sup> y García *et al.* (2002) a un sistema de estructuras de vergencia oeste, gran rechazo y acortamiento restringido que constituye el límite oeste de la Cordillera Occidental. Dicha cordillera alcanza las máximas elevaciones del segmento, que coinciden con aparatos volcánicos actuales (e.g., Volcán Parícuta, 6.350 m). Dichos aparatos forman la Zona Volcánica Central (ZVC, 15-28°S) de los Andes, caracterizada por complejos de estratovolcanes y domos andesítico-riodacíticos de afinidad calcoalcalina de alto K y algunos productos basálticos shoshoníticos y complejos ignimbriticos ácidos ubicados en el trasarco (Kay *et al.*, 1999; Allmendinger *et al.*, 1997). Al este de la Cordillera Occidental se extiende el Altiplano con una elevación uniforme de 3.800 m. Esta unidad junto con la Puna forman el 'Plateau' de los Andes centrales (Isacks, 1988; Allmendinger, 1997). Este 'plateau' es limitado al este por la Cordillera Oriental, la cual con 5.000 m de elevación promedio, constituye el límite morfológico del orógeno principal. Al este de la Cordillera Oriental, la faja de escama delgada de las Sierras Subandinas ha concentrado la deformación de antepaís desde el Mioceno Superior al reciente.

Entre los 21 y 25°S, ocurren una serie de rasgos geotectónicos anómalos en comparación con el resto del margen continental, entre los cuales cabe

destacar el aumento de la distancia entre la fosa y la Cordillera Occidental desde 250 hasta 400 km (23°S) y la presencia de una cuenca intermontana alzada a 2.300 m que contiene los salares de Atacama y Punta Negra. Dicha cuenca es limitada al oeste por la Cordillera Domeyko, unidad constituida principalmente por rocas ígneas del Paleozoico Superior (Mpodozis y Ramos, 1989).

A lo largo del Segmento Puna (23°-28°S), el ancho del orógeno disminuye desde 400 a 150 km, al tiempo que se cierran hacia el sur las cuencas de antearco desarrolladas entre las Cordilleras de la Costa, Domeyko y Occidental. La elevación máxima en este segmento es el volcán Ojos del Salado (6.880 m). Al este de la Cordillera Occidental, la Puna constituye la continuación meridional del Altiplano. A diferencia de éste, el relieve es irregular con una elevación promedio de 4.200 m. En la porción norte de este segmento la deformación post Mioceno Superior -reciente al este de la Cordillera Oriental, es absorbida en el Sistema de Santa Bárbara (23-26°S), elemento morfoestructural transicional entre la deformación de escama delgada de las Sierras Subandinas y el estilo de fallas de basamento de las Sierras Pampeanas (Kley *et al.*, 1999).

El orógeno del Segmento Cordillera Frontal (28-33.5°S) presenta un ancho del orden de 150 km y la mayor elevación de toda la Cordillera de los Andes (Monte Aconcagua, 6.960 m). El sector de antearco es ocupado exclusivamente por la Cordillera de la Costa. La Cordillera Occidental no existe en este segmento y el volcanismo está extinto desde el Mioceno Superior (Kay y Mpodozis, 2002). El orógeno principal es ocupado por la Cordillera Frontal, morfoestructura que constituye, por lo menos litológicamente, la extensión meridional de la Cordillera Domeyko. Ella fue alzada por un sistema de fallas de basamento doblemente vergente durante el Mioceno Superior, simultáneamente con la fase final de deformación tipo escama delgada de la Cordillera Principal en el oeste (Allmendinger *et al.*, 1990; Cristallini y Ramos, 2000; Ramos *et al.*, 2002). La Cordillera Frontal limita al este con la Precordillera argentina, unidad constituida por sedimentos marinos paleozoicos con deformación tipo escama delgada desarrollada sobre el antepaís entre el Mioceno Inferior y el reciente (Ramos *et al.*,

<sup>1</sup> 2000. Die Entwicklung der Altiplano Westflanke und ihre Bedeutung für die Plateaubildung und Krustenverdickung in N-Chile (20°-21°S). Scientific Technical Report STR00/13 (Unpublished) Geoforschungszentrum, 140 p. Potsdam.

2002). Dicha deformación actúa desde 10 Ma sincrónicamente con el alzamiento compresivo de las Sierras Pampeanas (Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos *et al.*, 2002). Este estilo de bloques de basamento Paleozoico inferior, largos, delgados y alzados hasta 4.000 m, se extiende 700 km al este de la fosa. Múltiples autores han ligado la expansión hacia el este y posterior extinción del arco volcánico Mioceno y la contemporánea migración de la deformación compresiva hacia el antepaís, con el proceso gradual de horizontalización de la placa subductada (Allmendinger *et al.*, 1997; Kay *et al.*, 1999; Gutscher *et al.*, 2000; Kay y Mpodozis, 2002; Ramos *et al.*, 2002).

El contraste entre los Andes Centrales y del Sur se expresa gradualmente a lo largo del Segmento Cordillera Principal (33,5-39°S). A partir de los 33,5°S hacia el sur, la fosa y el antearco se deflexan hacia el oeste y la primera está rellena con sedimentos (Yáñez *et al.*, 2002 y referencias ahí citadas). Al este de la Cordillera de la Costa se extiende el Valle Central, una cuenca rellena con sedimentos neógenos. El orógeno es ocupado por la Cordillera Principal, cuya elevación disminuye de norte a sur desde 4.000 m hasta 1.500 m. Su vertiente oeste está formada por las rocas de cuencas volcano-tectónicas oligo-miocenas, que fueron invertidas simultáneamente con la deposición de las volcanitas del arco Mioceno Inferior-Plioceno (Godoy *et al.*, 1999; Rivera y Cembrano, 2000; Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2002; Folguera *et al.*, 2002). La inversión montó los depósitos terciarios hacia el este sobre rocas volcano-sedimentarias mesozoicas de la cuenca de antepaís neuquina. La Cordillera Principal constituye el basamento de la Zona Volcánica Sur (ZVS, 33,5-46°S). Ella está formada en este segmento por estratovolcanes andesítico-dacíticos calcoalcalinos cuya marca geoquímica e isotópica cortical disminuye de norte a sur (Hildreth y Moorbaht, 1988). Durante el Neógeno la deformación del antepaís ha sido absorbida en la franja tipo escama gruesa de Neuquén, con algunos bloques de basamento Paleozoico Superior alzados (Kley *et al.*, 1999). Estos bloques son remanentes meridionales de la Cordillera Frontal, la que en este segmento desaparece como expresión morfoestructural, al igual que la Precordillera argentina y las

Sierras Pampeanas. La cantidad de acortamiento neógeno absorbido en la Cordillera Principal y en el antepaís neuquino disminuye de norte a sur, en coincidencia con un cambio en el estilo tectónico; entre los 36 y 39°S, Ramos y Folguera (1999) y Folguera *et al.* (2002) sugieren que la convergencia es parcialmente absorbida por movimientos transcurrentes y verticales a lo largo de discontinuidades corticales pre-andinas oblicuas al margen.

El sector meridional de los Andes del sur es ocupado por el Segmento Cordillera Patagónica (39 - 47°S). Tanto la Cordillera de la Costa como el Valle Central disminuyen su elevación en sentido NS, de manera que al sur de los 42°S el segundo se sumerge bajo el mar. El antearco es limitado hacia el este por la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), rasgo tectónico dominante de este segmento (Hervé, 1977; Cembrano *et al.*, 2000). Ésta es una estructura cortical de larga data (100 Ma según Cembrano *et al.*, 2000) con una cinemática transpresional dextral desde por lo menos el Mioceno Medio (Cembrano *et al.*, 1996, 2000; Arancibia *et al.*, 1999). La componente de cizalle puro paralela a la convergencia absorbida por la ZFLO habría permitido el alzamiento de la vertiente occidental de la Cordillera Patagónica (Arancibia *et al.*, 1999; Cembrano *et al.*, 2000). Al este, el relieve desciende suavemente a elevaciones del orden de 1.000 m, formando en la pampa argentina una meseta rugosa moldeada glacialmente. La Cordillera Patagónica está formada principalmente por rocas intrusivas meso y cenozoicas de composición intermedia (Batolito Norpatagónico) emplazadas sintectónicamente con la ZFLO (por lo menos durante el Neógeno, Hervé, 1994; Cembrano *et al.*, 2000). La ZVS en este segmento está formada por estratovolcanes y numerosos centros eruptivos menores de composición basáltica a andesítica de afinidad calcoalcalina a toleítica emplazados en estrecha relación genética con la ZFLO (Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar *et al.*, 1995; Lara *et al.*, 1999; Sanhueza y Cembrano, 2000). En la parte sur del segmento (42- 47°S), estratos mesozoicos al este de la Cordillera Patagónica afloran, a diferencia de los segmentos septentrionales, en un trasarco sin evidencias de deformación compresiva neógena (Mpodozis y Ramos, 1989).

# CONCEPTOS TEÓRICOS E IMPLEMENTACIÓN DEL ANÁLISIS FLEXURAL ESTIMACIÓN DEL ESPESOR ELÁSTICO $T_e$

El análisis flexural desarrollado asume que la litósfera continental es una lámina delgada bidimensional de comportamiento elástico, cuyo espesor  $T_e$  ('elastic thickness') varía con la distancia  $x$  a lo largo del perfil. El peso de la carga topográfica superficial y la contracción producida por la fuerza horizontal impuesta, generan una deflexión de esta lámina con respecto a la línea horizontal, cuya magnitud  $w$  varía también con la distancia  $x$ . El equilibrio de este sistema es descrito por la siguiente expresión (Turcotte y Schubert, 1982; Ranalli, 1987);

$$\frac{d^4}{dx^4} \left[ D(x) \frac{d^2 w(x)}{dx^2} \right] + F \frac{d^2 w(x)}{dx^2} + g(\rho_m - \rho_c)w(x) = g\rho_{top}(x)h_{top}(x) \quad (1)$$

la que indica que la carga superficial  $g\rho_{top}(x)h_{top}(x)$  ( $g$ = aceleración de gravedad,  $\rho_{top}(x)$ =densidad de la carga,  $h_{top}(x)$ =batimetría-topografía) es soportada por la fuerza de restitución astenosférica  $g(\rho_m - \rho_c)w(x)$  ( $\rho_m - \rho_c = 0.4 \text{ kg/m}^3$ =contraste de densidad corteza-manto), por la fuerza compresiva horizontal  $F$ , y por la rigidez flexural intrínseca de la litósfera  $D(x)$ . A su vez,

$$D(x) = \frac{E}{12(1 - \nu^2)} T_e^3(x)$$

donde el módulo de Young  $E$  y razón de Poisson  $\nu$  son magnitudes constantes (aquí, 70 GPa y 0,25, respectivamente) (Turcotte y Schubert, 1982), de manera que la rigidez del sistema es controlada por el espesor elástico  $T_e$ . La ecuación (1) predice que cuando  $F$  y  $T_e$  son iguales a cero (rigidez nula), la deflexión es máxima y la topografía es compensada por una raíz cortical que sigue el modelo clásico de isostasia local tipo Airy.

Una solución numérica por diferencias finitas de la ecuación (1) (J.H. Bodine)<sup>2</sup>, permite calcular el perfil de deflexión  $w(x)$  que resulta al imponer valores para  $h_{top}(x)$ ,  $\rho_{top}(x)$ ,  $F$  y  $T_e(x)$ . Los autores han

desarrollado una aplicación computacional que implementa dicha solución. La carga superficial para cada perfil modelado fue construida en base a la batimetría digital derivada de altimetría satelital por Smith y Sandwell (1997) y la topografía digital Gtopo30 (USGS, EROS Data Centre, 1996), junto a una estimación de densidades promedio en cada unidad morfoestructural interceptada. Para cada perfil se impone inicialmente una cierta distribución de espesor elástico  $T_e(x)$  y una fuerza horizontal por unidad de superficie  $F$ . Dado que corteza y manto se deflectan solidariamente,  $w(x)$  es igual al espesor cortical en exceso con respecto a un espesor referencial  $EC_0 = 33 \text{ km}$ . Así  $EC(x) = EC_0 + w(x)$ , define el espesor cortical total (profundidad del Moho). Debido al contraste de densidad entre corteza y manto, el exceso cortical  $w(x)$  genera una anomalía de Bouguer regional. La comparación entre la anomalía de Bouguer real a lo largo del perfil y la anomalía resultante del modelo permite ajustar iterativamente los valores de  $F$  y  $T_e(x)$  de manera de converger hacia el mejor calce entre ambas. Tras este proceso iterativo, los resultados finales para cada sección modelada son el perfil de espesor elástico óptimo  $T_e(x)$ , el perfil de espesor cortical  $EC(x)$  resultante y el valor de la fuerza horizontal  $F$  finalmente impuesta.

Un análisis de la sensibilidad de este método (Tassara, 1997), basado en la variabilidad de la anomalía de Bouguer calculada frente a variaciones controladas de  $T_e(x)$  y  $F$  para cargas topográficas sintéticas, ha revelado que las estimaciones de  $T_e$  son más precisas mientras menor es su valor.  $T_e$  puede oscilar en un rango de  $\pm 20\%$  en torno a determinado valor sin producir una variación en la anomalía de Bouguer calculada mayor a  $\pm 25 \text{ mGal}$  (tolerancia igual al error en el cálculo de la anomalía de Bouguer real, ver próxima sección). En otras palabras, el error metodológico en las estimaciones del espesor elástico es de  $\pm 2 \text{ km}$  cuando  $T_e = 10 \text{ km}$  y de  $\pm 10 \text{ km}$  cuando  $T_e = 50 \text{ km}$ . La sensibilidad del método frente a las variaciones de  $F$  es independiente del valor específico de este parámetro, y define un error de  $\pm 1,25 \times 10^{12} \text{ N/m}$ . El

<sup>2</sup> 1981. Numerical computation of plate flexure in marine geophysics. Technical Report No. 1, CU-1-80, Lamont-Doherty Columbia University, Geological Observatory, 82 p.

valor máximo de  $F$  esperable en zonas de subducción es del orden de  $5 \times 10^{12}$  N/m (Froidevaux *et al.*, 1988; England y Molnar, 1991). Siguiendo a Turcotte y Schubert (1982) se deriva que una fuerza horizontal de esta magnitud producirá deflexión en la litósfera solo si  $T_e$  es en algún punto del perfil menor a 15 km. Consecuentemente, si  $T_e$  es mayor a este umbral,  $F$  no puede ser estimado. Finalmente, se calcula que el error en las estimaciones de  $EC$  es de  $\pm 5$  km. El relativamente alto valor de los errores estimados justifica una utilización semi-cuantitativa de los resultados obtenidos, en función de evaluar variaciones espaciales de primer orden de  $T_e$ ,  $EC$  y  $F$ .

#### DATOS GRAVIMÉTRICOS Y ANOMALÍA DE BOUGUER REAL

Los datos gravimétricos utilizados en este trabajo fueron compilados por el grupo de geofísica de SERNAGEOMIN hasta el año 1996 (descripción en Tassara, 1997). La base de datos consideró más de 100.000 estaciones gravimétricas que fueron reducidas según procedimientos standard (Telford *et al.*, 1990) con el fin de obtener el valor de la anomalía de Bouguer para cada una de ellas. El error promedio asociado a esta reducción es del orden de  $\pm 25$  mGal (Tassara, 1997).

En la figura 2 se grafica, sobre la topografía iluminada, las curvas de isoanomalías de Bouguer de 0, -200 y -400 mGal extrapoladas de una grilla construida con los datos procesados de cada estación gravimétrica. La isoanomalía de 0 mGal coincide con la línea de costa en los Andes Centrales, pero al sur de los 34°S cruza gradualmente la Cordillera de la Costa ocupando el límite entre ésta y el Valle Central al sur de los 39°S. Además demarca zonas de anomalías positivas en el antepaís del Altiplano y la Puna. El orógeno principal de los Andes Centrales presenta una notable correlación con anomalías de Bouguer inferiores a -200 mGal. Dicho valor desciende localmente hasta -400 mGal en la parte norte de la ZVC, en los límites norte y sur de la Puna y en el extremo sur de la Cordillera Frontal. En el límite entre el Altiplano y la Puna se alcanza un mínimo global de -453 mGal. En los Andes del sur y en parcial correlación con el descenso de la topografía a lo largo del orógeno, la anomalía de Bouguer desciende en amplitud, para alcanzar un valor uniforme entre -100 y -150 mGal en una zona de 400 km de ancho al este de la

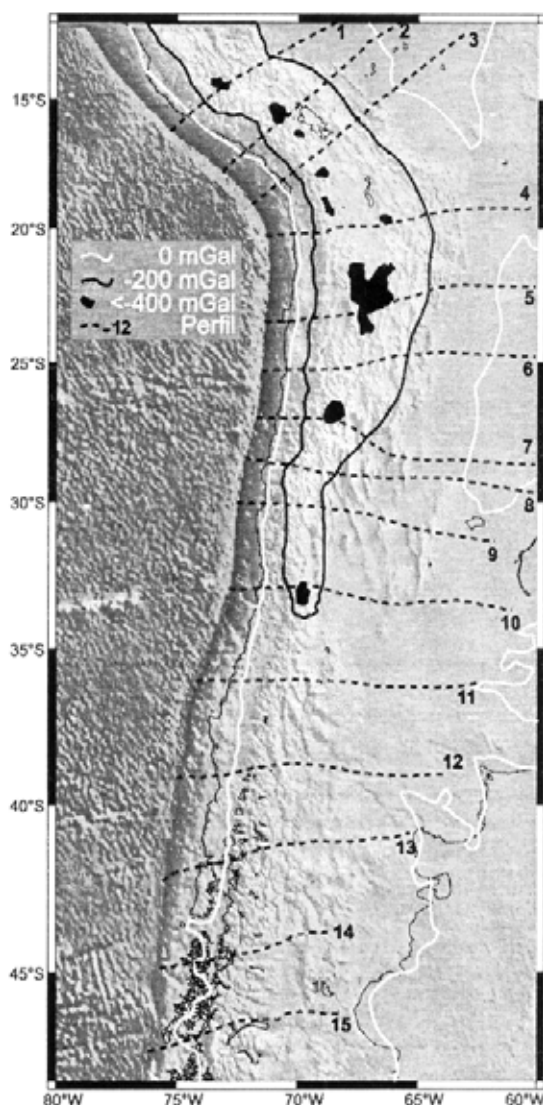


FIG. 2: Isoanomalías de Bouguer 0, -200 y -400 mGal, trazadas sobre la batimetría y topografía blanco y negro. Líneas segmentadas numeradas de 1 al 15 representan los perfiles utilizados en la modelación flexural realizada.

#### Cordillera Patagónica.

Sobre la figura 2 se han trazado también los perfiles extraídos para realizar este trabajo. Ellos fueron escogidos de manera de optimizar el cubrimiento de estaciones gravimétricas en un trazado perpendicular al margen. En general, tienen un largo superior a 1.000 km desde la fosa hasta el escudo estable, y un espaciamiento máximo de 300 km.

# RELACIÓN ENTRE EL ESPESOR ELÁSTICO $T_e$ Y LA ESTRUCTURA REOLÓGICA DE LA LITOSFERA CONTINENTAL

Con el fin de generar un marco adecuado para la posterior interpretación de los resultados obtenidos, se discute el significado reológico del espesor elástico  $T_e$ . El estrés máximo  $\sigma_y$  ('yield stress') que las rocas formadoras de corteza y manto pueden resistir en forma elástica a una profundidad  $z$ , sin deformarse permanentemente, es descrita por las siguientes relaciones (Carter y Tsenn, 1987; Burov y Diamant, 1995):

$$\sigma_{y-f}(z) = Bz \quad (2) \text{ resistencia a la deformación frágil}$$

$$\sigma_{y-d}(z) = \left( \frac{\dot{\epsilon}}{A} \right)^{1/n} \exp \left( \frac{H}{nRT(z)} \right) \quad (3) \text{ resistencia a la deformación dúctil}$$

$\sigma_{y-f}$  aumenta linealmente con la profundidad, siendo dependiente sólo del gradiente de resis-

tenencia frágil  $B$  ( $= 40 \text{ MPa/km}$  en figura 3).  $\sigma_{y-d}$  rige en los sectores inferiores de corteza y manto y es no-linealmente dependiente del 'strain rate' o tasa de deformación  $\dot{\epsilon}$ , de la distribución de temperatura  $T(z)$  (o de la densidad de flujo calórico superficial  $Q$  que ésta genera) y del tipo de roca a través de los parámetros experimentales  $A$ ,  $n$  y  $H$  ( $R$  es la constante universal de los gases).

En la figura 3 se representan 2 litosferas con distinta estructura cortical a través de sus envolventes de resistencia a la deformación permanente (ERDP). Ellas han sido calculadas con las ecuaciones (2) y (3), utilizando valores de  $A$ ,  $n$  y  $H$  (Carter y Tsenn, 1987) característicos de una corteza mecánicamente débil dominada por la reología del cuarzo (cuarzita, Fig. 3a), otra resistente regida por la deformación de la plagioclasa (diabasa, Fig. 3b), un manto olivínico hidratado (dunita, ambas figuras), y valores extremos del flujo calórico superficial  $Q$  (40 y  $100 \text{ mW/m}^2$ ) y del 'strain rate'  $\dot{\epsilon}$  ( $10^{-17} \text{ s}^{-1}$  y  $10^{-12} \text{ s}^{-1}$ ). Para relacionar  $Q$  y  $T(z)$ , se asume un gradiente

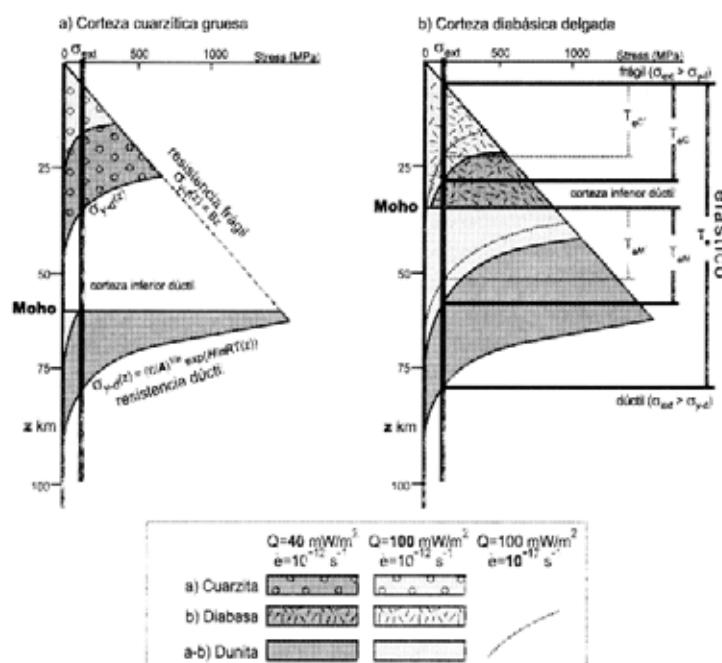


FIG. 3. Envolventes de Resistencia a la Deformación Permanente (ERDP) calculadas para cortezas cuarcítica gruesa (a) y diabásica delgada (b) sobre manto dunitico hidratado, en base a las ecuaciones (2) y (3) descritas en el texto, y para valores extremos de flujo calórico  $Q$  (40 y  $100 \text{ mW/m}^2$ ) y tasa de deformación o 'strain rate'  $\dot{\epsilon}$  ( $10^{-17}$  y  $10^{-12} \text{ s}^{-1}$ ). Parámetros reológicos  $A$ ,  $n$  y  $H$  de estas cortezas y del manto olivínico según Carter y Tsenn (1987). En b) se define el espesor elástico  $T_e$  como el rango de profundidades donde el esfuerzo externo aplicado  $\sigma_{ext}$  es menor que el stress de resistencia máxima  $\sigma_y$  ('yield stress'). Para un alto flujo calórico, un bajo 'strain rate' o una composición cuarcítica (a),  $T_e = \sqrt{T_{ec}^2 + T_{ed}^2}$  donde  $T_{ec}$  y  $T_{ed}$  son los espesores de las capas elásticas en corteza y manto, mecánicamente desacopladas por la presencia de una corteza inferior dúctil.  $T_{ec}$  y  $T_{ed}$  representan dichos espesores tras una reducción del 'strain rate'  $\dot{\epsilon}$ .

geotérmico lineal y una conductividad térmica de 3 W/m<sup>2</sup>K (Turcotte y Schubert, 1982). La línea gruesa vertical rotulada  $\sigma_{ext}$  en ambas figuras simula un estrés externo aplicado sobre estas litósferas. Si la corteza y el manto se encuentran mecánicamente acoplados, como ocurre en la figura 3b para un bajo  $Q$  (40 mW/m<sup>2</sup>) y alto  $\dot{\epsilon}$  ( $10^{-12}$  s<sup>-1</sup>), el espesor elástico  $T_e$  es por definición igual al rango de profundidades donde  $\sigma_{ext} < \sigma_y(z)$ . Dentro de este rango  $\sigma_{ext}$  es absorbido elásticamente; sobre y bajo esta lámina elástica,  $\sigma_{ext}$  genera deformación permanente frágil y dúctil, respectivamente. Si por el contrario, ambas capas están desacopladas por la presencia de una corteza inferior dúctil, como ocurre en la figura 3b frente a un alto  $Q$  (100 mW/m<sup>2</sup>), o en el caso de una corteza cuarcítica gruesa (Fig. 3a) para todos los valores de  $Q$  y  $\dot{\epsilon}$ , el espesor elástico se reduce drásticamente, siendo definido como  $\tau_e = \sqrt{\tau_{ec}^2 + \tau_{em}^2}$  (McNutt *et al.*, 1988; Burov y Diament, 1995).  $T_{ec}$  y  $T_{em}$  son los espesores de las capas de comportamiento elástico en corteza y manto. En la figura 3b,  $T_{ec}$  y  $T_{em}$  señalan una reducción en dichos espesores tras una disminución del 'strain rate' hasta  $10^{-12}$  s<sup>-1</sup> para un valor de  $Q = 100$  mW/m<sup>2</sup>.

Para un valor dado del gradiente de resistencia

frágil B, un campo determinado de stress externo  $\sigma_{ext}$  y un manto olivínico homogéneo, se sigue de la discusión anterior que  $T_e$  es directamente proporcional a la razón entre 'strain rate' y flujo calórico  $\dot{\epsilon}/Q$  impuesta por el régimen termomecánico externo, si bien es más sensitivo a cambios en  $Q$  debido a la relación exponencial entre temperatura y resistencia dúctil (ecuación 3). Además,  $T_e$  es directamente proporcional a la razón entre plagioclasa y cuarzo en la corteza  $plg/cz$ , aceptando que la proporción de estos dos minerales controla la reología y la resistencia mecánica de las rocas corticales (Handy, 1990; Burov y Diament, 1995; Lavier y Steckler, 1997). Finalmente,  $T_e$  es inversamente proporcional al espesor cortical  $EC$ , toda vez que este parámetro controla el potencial desacople mecánico entre corteza y manto y el grado de participación de este último en la resistencia mecánica de la litosfera. Estas relaciones cualitativas permiten indicar que estimaciones independientes de la variación transversal de  $T_e$  y  $EC$  a lo largo de los Andes aportarán antecedentes significativos sobre variaciones sistemáticas de la composición cortical y del régimen termomecánico ligado al proceso de convergencia.

## RESULTADOS

La figura 4 muestra los valores de espesor elástico a lo largo de cada perfil modelado con círculos que varían de tamaño y color según las variaciones de  $T_e$ , la estimación de  $F$  a la izquierda de los perfiles donde es distinto de cero y un mapa de espesor cortical  $EC$  construido luego de interpolar y grillar los resultados de cada perfil.

Los sectores de antearco y antepaís se caracterizan por espesores elásticos superiores a 40 km mientras en el orógeno principal dichos espesores son inferiores a este valor. Este perfil general de rigidez es coherente con el mayor flujo calórico presente en el sector del orógeno, según modelos termales de zonas de subducción (Van den Beukel y Wortel, 1988; Oleskevich *et al.*, 1999; Springer, 1999), y también con el mayor espesor cortical característico de dicho sector. Si bien este patrón general es válido para todos los perfiles estudiados, los valores varían sistemáticamente entre un segmento y otro. A continuación se descri-

ben dichas variaciones junto con las de la fuerza horizontal  $F$ , con el apoyo de los perfiles representativos de la figura 5.

### ANDES CENTRALES

#### SEGMENTO ALTIPLANO (15- 23°S) (FIG. 5A)

$T_e$  disminuye desde 70 km en la fosa hasta 5 km al oeste de la Cordillera Occidental, valor que prácticamente se mantiene constante hasta el centro de la Cordillera Oriental. Hacia el este  $T_e$  aumenta a valores de 50 km en las Sierras Subandinas y 60 km en el Chaco brasileño. El sector de muy bajo  $T_e$  contiene la zona de mayor espesor cortical.  $EC$  alcanza un máximo de 60 a 65 km bajo la Cordillera Occidental, desciende a 55 km bajo la Cordillera Oriental y desde ahí retoma gradualmente valores cratónicos (33 km) hacia el este. A los 20°S (perfil 4, Fig. 4) la Cordillera Oriental presenta una raíz

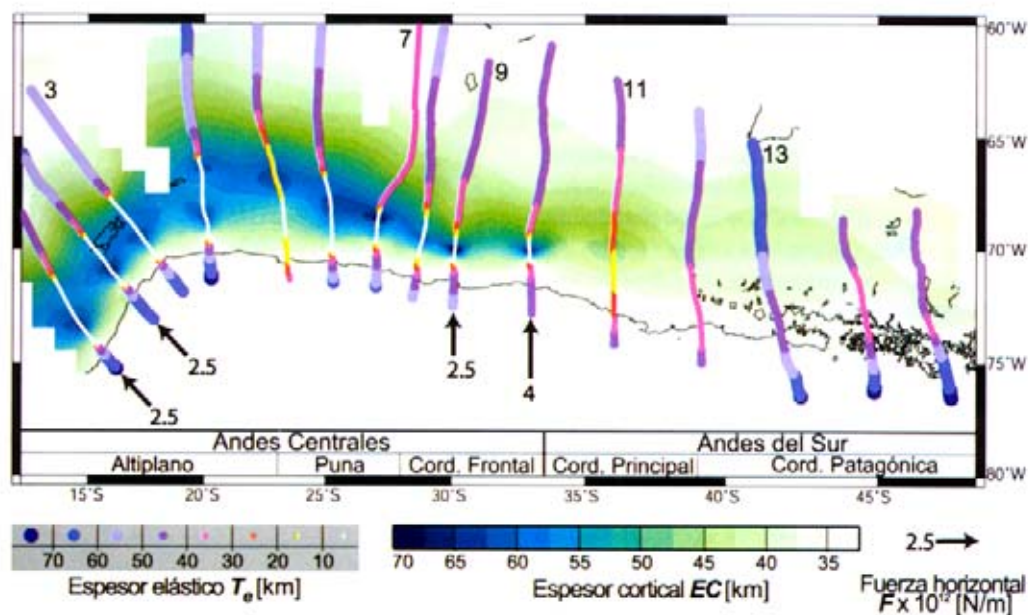


FIG. 4. Presentación de resultados obtenidos por el análisis flexural realizado. Se muestran los valores de espesor elástico a lo largo de cada perfil con círculos que varían de tamaño y color según las variaciones de  $T_e$ , la estimación de  $F$  a la izquierda de los perfiles donde es distinto de cero ( $\times 10^{12}$  N/m) y un mapa de espesor cortical construido luego de grillar e interpolar los resultados de cada perfil. Perfiles numerados 3, 7, 9, 11 y 13 se presentan en la figura 5.

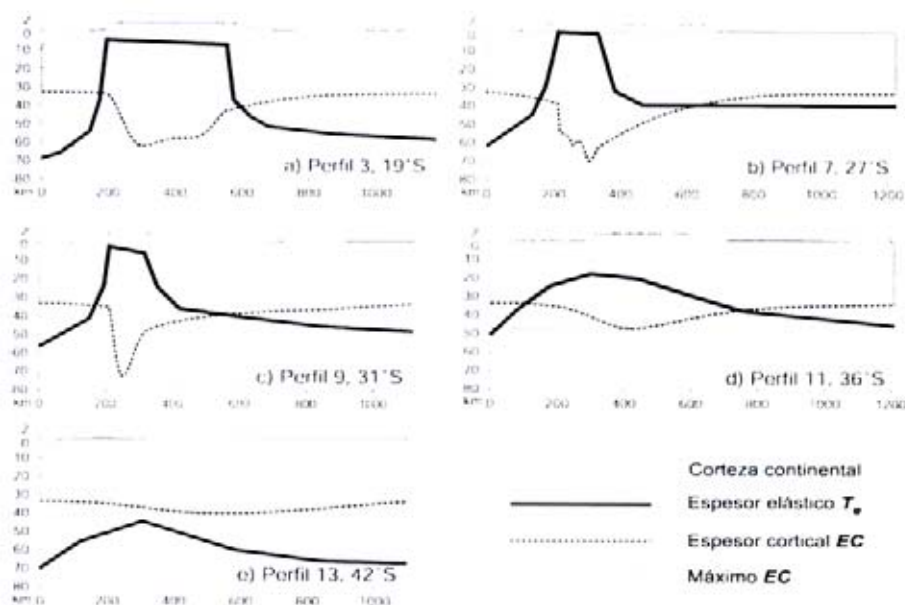


FIG. 5. Perfiles representativos de cada segmento estudiado. Ellos muestran la topografía, el espesor elástico estimado (línea continua gruesa), el espesor cortical calculado (línea punteada) y el máximo espesor cortical (línea continua delgada). Eje horizontal es la distancia en km desde la fosa. En el eje vertical, la topografía sobre el nivel del mar tiene una exageración 2:1 con respecto a la profundidad bajo el nivel del mar.

cortical de 62 km y  $T_e$  alcanza un mínimo de 1 km. En el límite sur del segmento (perfil 5, 23°S), el espesor elástico máximo en la fosa es de sólo 35 km, las variaciones de  $T_e$  son más suaves y su mínimo se ubica bajo la cuenca del salar de Atacama. Estas características peculiares deben estar correlacionadas con las anomalías geotectónicas intrínsecas del continente a esta latitud. Debido a la escala continental de este estudio, estos hechos no serán considerados en adelante con mayor detalle del expuesto. Por último, los perfiles 1 y 2 (15-17°S) fueron modelados con un valor de  $F = 2.5 \times 10^{12}$  N/m, mientras que para los perfiles meridionales se ha seleccionado un valor nulo de este parámetro.

#### SEGMENTO PUNA (23-28°S) (Fig. 5b)

El espesor elástico desciende desde 60 km en la fosa hasta cero bajo la Cordillera Occidental y la Puna. En correlación con la disminución de la elevación al este de la Puna,  $T_e$  aumenta hasta un máximo de 40 km bajo las Sierras Pampeanas del norte. La rigidez nula asociada al orógeno principal sugiere que la topografía es compensada localmente por una raíz cortical boyante sobre manto astenosférico, alcanzándose espesores corticales máximos de 70 km bajo las máximas elevaciones. Los perfiles de este segmento fueron modelados con un valor de  $F = 0$  N/m.

#### SEGMENTO CORDILLERA FRONTAL (28-33.5°S)

(Fig. 5c)

Espesores elásticos del orden de 50 km en la fosa, disminuyen bajo la Cordillera de la Costa hasta valores entre 0 y 5 km en la Cordillera Frontal. Hacia el este,  $T_e$  aumenta fuertemente en el límite con la Precordillera argentina, desde donde su aumento es gradual hacia las Sierras Pampeanas, las que se caracterizan por valores de 45 a 50 km. La estrecha zona de muy bajo espesor elástico de la Cordillera Frontal coincide con el sector de mayor espesor cortical, el que alcanza el valor máximo obtenido para los Andes centrales con 72 km (perfil 10, 33°S). Las Sierras Pampeanas son subyacidas por una corteza que en promedio es 3 km superior al espesor referencial  $EC_0$  de 33 km.  $F$  muestra (Fig. 4) un progresivo aumento norte-sur desde un valor

nulo a los 29°S (perfil 8),  $2.5 \times 10^{12}$  N/m a los 31°S (perfil 9) hasta  $4 \times 10^{12}$  N/m a los 33°S (perfil 10).

### ANDES DEL SUR

#### SEGMENTO CORDILLERA PRINCIPAL (33.5-39°S)

(Fig. 5d)

Un espesor elástico de 50 km en la fosa disminuye gradualmente hacia el este.  $T_e$  alcanza un mínimo de 18 km en el pie de la Cordillera Principal, para luego aumentar hacia el este suavemente hasta 45 km en la cuenca neuquina. El perfil de espesor cortical también muestra una curva suavizada, con un máximo de 45 km que subyace las máximas elevaciones de la Cordillera Principal. Debido a que al sur de 34°S  $T_e > 15$  km, no es posible estimar el valor de la fuerza horizontal  $F$  a lo largo de los Andes del Sur.

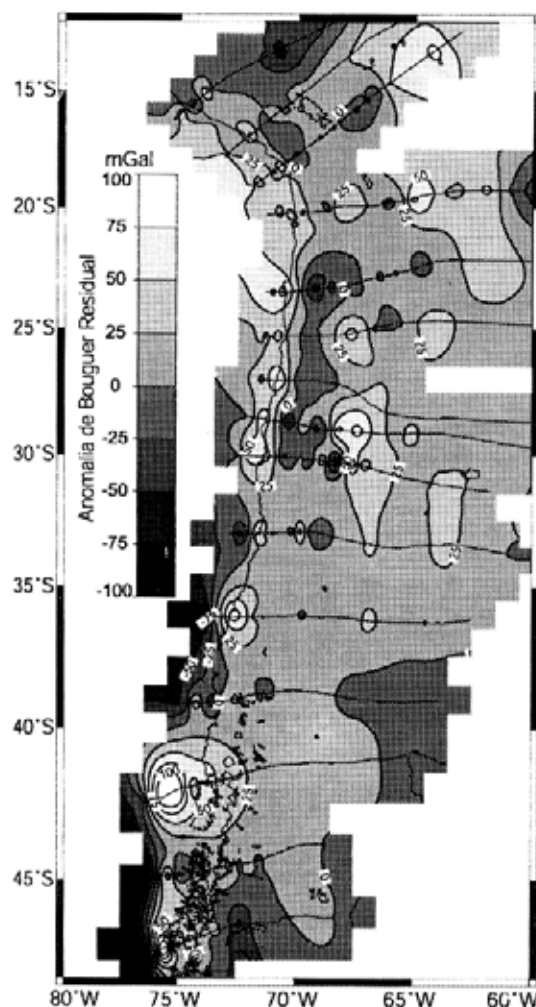
#### SEGMENTO CORDILLERA PATAGÓNICA (39-47°S)

(Fig. 5e)

Revirtiendo la tendencia observada entre los 28 y 38°S, en este segmento el valor de  $T_e$  en la fosa aumenta en sentido norte-sur de 50 a 70 km. Transversalmente, dicho valor disminuye gradualmente en el antearco hasta un mínimo entre 35 y 45 km (este último a los 42°S, perfil 13). Dicho valor mínimo puntual está sistemáticamente correlacionado con la traza de la ZFLO y la ZVS. Hacia el este,  $T_e$  aumenta gradualmente hasta valores del orden de 45-60 km. La corteza en este segmento es la más delgada del orógeno andino entre las latitudes estudiadas, con un espesor máximo de 40 km. En el perfil 13 de la figura 5e, la zona de máximo  $EC$  tiene 200 km de ancho y se ubica ~200 km al este del orógeno principal.

### ANOMALÍA RESIDUAL Y VALIDACIÓN DE RESULTADOS

La anomalía residual de Bouguer se define como la resta entre la anomalía real y la anomalía calculada por el modelo. Así, ésta es una medida de la capacidad del método para reproducir el campo gravimétrico real y por tanto aporta una estimación de la calidad y validez de los resultados generados



por el análisis flexural. La figura 6 es un mapa de dicha anomalía residual construido luego de extra-polar y grillar los valores calculados en cada perfil. Para longitudes de onda comparables con el ancho del orógeno ( $> 200$  km) la anomalía residual cae en el rango  $\pm 25$  mGal. Este valor es idéntico al error de la anomalía de Bouguer real e indica que a escalas relevantes para el análisis continental propuesto, los resultados obtenidos mediante el método utilizado reproducen eficientemente el campo gravimétrico real y que por tanto pueden ser considerados como válidos.

A escalas menores aparecen en cada perfil una serie de anomalías de longitud de onda menor a 200 km y amplitud variable. Estas anomalías están asociadas a las condiciones de borde impuestas en ambos extremos de los perfiles y a variaciones de la estructura real de la litósfera con respecto al modelo litosférico utilizado (para una discusión detallada de estas anomalías residuales ver Tassara, 1997).

FIG. 6. Mapa de la anomalía residual de Bouguer, definida para cada perfil como la diferencia entre la anomalía real y la anomalía calculada por el modelo. Este mapa se construye tras grillar e interpolar los resultados de cada perfil modelado.

## INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

### COMPARACIÓN DE RESULTADOS CON OTROS ESTUDIOS

La tabla 1 presenta las estimaciones de espesor elástico y eventualmente cortical derivadas de modelaciones del campo gravimétrico publicadas por otros autores. La tabla 2 compila los valores de profundidad del Moho reportados por experimentos sísmicos. Ambos se concentran exclusivamente en los Andes Centrales y particularmente en los segmentos Altiplano y Puna.

El método gravimétrico más comúnmente utili-

zado es el análisis flexural bidimensional con espesor elástico constante (Tabla 1). Este método ha sido aplicado al estudio de la compensación regional de las Sierras Subandinas y Cordillera Oriental producida por la flexura del cratón brasileño subductado bajo ellas. Este método asume que al oeste de la Cordillera Oriental el plateau está compensado localmente ( $T_e = 0$ ). Los valores de  $T_e$  reportados por estos trabajos caen dentro del rango obtenido por nuestro modelo. En particular, Stewart y Watts (1997) aplicaron, en el trasarco-antepaís de los segmentos Altiplano y Puna, un método similar al desarrollado en este estudio, observando una

TABLA 1. ESTIMACIONES DE ESPESOR ELÁSTICO Y CORTICAL DERIVADAS POR MÉTODOS GRAVIMÉTRICOS ENTRE LOS 15 Y 35°S.

| Método            | Segmento                                           | Parámetro | Valores (km)                                                        | Referencias                    |
|-------------------|----------------------------------------------------|-----------|---------------------------------------------------------------------|--------------------------------|
| AFix2D Te-c (1P)  | Altiplano (19°S)                                   | $T_e$     | ce-ssa<br>20-55                                                     | Lyon-Caen <i>et al.</i> (1985) |
| AFix2D Te-c (1P)  | Altiplano (16°-13°S)                               | $T_e$     | ce-Chaco<br>25-55                                                   | Fan <i>et al.</i> (1996)       |
| AFix2D Te-c (8P)  | Altiplano (15° - 28°S)                             | $T_e$     | ce-ssa<br>Máx. ~75 entre 18 y 19°S                                  | Watts <i>et al.</i> (1995)     |
| AFix2D Te-v (13P) | Andes Centrales (15-34°S)                          | $T_e$     | Límite E Orógeno-Antepaís<br>W→E <25→>50;<br>N-S máx >75 en 15-20°S | Stewart y Watts (1997)         |
| Afix3D Te-v       | Altiplano-Puna (20°-28°S)                          | $T_e$     | Antearco > 50    Orógeno < 30    Antepaís > 50                      | Kösters (1999)                 |
| AFix2D Te-c (1P)  | Puna (24°S)                                        | $T_e$     | Puna E-ssb<br>6-12                                                  | Withman <i>et al.</i> (1996)   |
| Inv. 3D Grav.     | Altiplano (20°-21°S)                               | EC        | Plateau<br>65                                                       | Götze y Kirchner (1997)        |
|                   | Puna (24°S)                                        | EC        | 56                                                                  |                                |
| Airy (4P)         | Cordillera. Frontal-Cordillera Principal (30-35°S) | EC        | Orógeno<br>N→S 70→57                                                | Introcaso <i>et al.</i> (1992) |

**Afix2(3)D:** Análisis Flexural de Gravimetría Bi(tri)dimensional;  **$T_e$ -c(v):** Espesor Elástico Constante (Variable); **(1-13P):** Cantidad de Perfiles; **Inv. 3D Grav:** Inversión Directa Tridimensional de campo Gravimétrico; **Airy:** Inversión según modelo de Airy. Las abreviaturas de unidades morfoestructurales en columna 'Valores' son descritas en la figura 1.

variación espacial y un rango de valores de  $T_e$  coincidentes con los aquí presentados. Kösters (1999) desarrolla un análisis flexural 3D que presenta estimaciones en el sector de antearco. Su tendencia general de  $T_e$  es similar a la aquí descrita, sin embargo subsisten algunas diferencias destacables: tanto los valores extremos de  $T_e$  como sus gradientes en dirección este-oeste son generalmente mayores a los calculados por Kösters (1999), quien además, predijo una alta rigidez bajo el salar de Atacama. Si bien el método de Kösters (1999) tiende a suavizar los rangos de valores de  $T_e$ , debido a la poca precisión de la grilla generada, probablemente resuelve singularidades estructurales tridimensionales complejas como las asociadas al salar de Atacama en forma más eficiente. Podemos concluir que las estimaciones del espesor elástico aquí presentadas son coherentes con la

tendencia general y con los rangos de valores reportados por otros autores, aunque existen algunas variaciones de segundo orden asociadas a diferencias metodológicas.

Algunos trabajos basados en métodos gravimétricos reportan también estimaciones del espesor cortical. Götze y Kirchner (1997) invierten la anomalía de Bouguer de los segmentos Altiplano y Puna según un modelo de densidades 3D contrastado con otras informaciones geocientíficas y encuentran que el espesor cortical disminuye a lo largo del plateau de 65 km (22°S) a 56 km (24°S). Este gradiente norte-sur es inverso al sugerido por nuestros resultados, los que predicen una corteza 10-15 km más gruesa que la reportada por estos autores bajo la Puna. Según se observa en la tabla 2, estudios sísmicos soportan un espesor cortical del orden de 55-60 km en este sector, sugiriendo

TABLA 2. ESTIMACIONES DE ESPESOR CORTICAL DERIVADAS POR MÉTODOS SÍSMICOS ENTRE LOS 15 Y 32°S.

| Proyecto                                      | Segmento                  | Valores (km)     |                 |                 |              |                |
|-----------------------------------------------|---------------------------|------------------|-----------------|-----------------|--------------|----------------|
| SRE <sub>1,2</sub>                            | Altiplano-Puna (21°-24°S) | cc<br>40 (20)    | cd<br>70 (35)   | cw-ap<br>70 (?) | ssa<br>40    |                |
| Banjo-Seda <sub>3,4,5,6,7</sub>               | Altiplano (20°S)          | cw<br>70-74      | ap<br>60-65     | ce<br>NS 65-72  | ssa<br>43-47 | Chaco<br>32-38 |
| Pisco-Cinca-Ancorp <sub>2,6,7,8,9,10,11</sub> | Altiplano-Puna (21°-25°S) | cc<br>43-50 (24) | cd<br>55-65(32) | cw<br>65-70     |              |                |
| Litoscope91 <sub>12</sub>                     | Altiplano (18°-15°S)      |                  |                 | ap<br>60        | ce<br>50     |                |
| Litoscope94 <sub>13,14</sub>                  | Altiplano (20°S)          | cc<br>45-47      | cw<br>65-70     | ap<br>60-65     | ce<br>70     |                |
| Puna <sub>6,7,15</sub>                        | Puna (23°-25°S)           |                  |                 | pn<br>50-60     |              |                |
| Panda89 <sub>16,17</sub>                      | Puna (24°S)               |                  |                 | pn<br>60-65     | ssb<br>40-45 |                |
| Panda88 <sub>18</sub>                         | Cord. Frontal (31°-32°S)  |                  |                 | pc<br>55-60     | sp<br>50-52  |                |

Abreviaturas de unidades morfoestructurales en columna 'Valores' son descritas en las figura 1.

1) Wigger *et al.*, 1994; 2) Giese *et al.*, 1999; 3) Beck *et al.*, 1996; 4) Zandt *et al.*, 1996; 5) Swenson *et al.*, 2000; 6) Yuan *et al.*, 2000; 7) Yuan *et al.*, 2002; 8) Patzwahl *et al.*, 1999; 9) Graeber y Asch, 1999; 10) Schmitz *et al.*, 1999; 11) ANCORP, 1999; 12) Dorbath *et al.*, 1993; 13) Dorbath *et al.*, 1996; 14) Masson *et al.*, 2000; 15) Schurr *et al.*, 1999; 16) Withman, 1994; 17) Cahill *et al.*, 1992; 18) Regnier *et al.*, 1994.

que en este caso nuestras estimaciones deben ser revisadas. Varios autores han propuesto que parte de la compensación isostática de la Puna es asumida termalmente por un manto astenosférico caliente y boyante bajo la corteza (Withman *et al.*, 1996; Schurr *et al.*, 1999; Yuan *et al.*, 2000), consecuencia de una reciente delaminación del manto litosférico (Allmendinger *et al.*, 1997). Esto implica una reducción del espesor cortical con respecto al predicho por una isostasia local tipo Airy ( $T_e=0$ ), que no puede ser incorporado por nuestro método y que sería la causa de una anomalía residual del orden de 50 mGal bajo la Puna (Fig. 6; perfil 6, 25°S). Por último, Introcaso *et al.* (1992) presentaron espesores corticales calculados en base a una modelación de 4 perfiles gravimétricos entre los 30 y 35°S siguiendo el concepto de compensación local tipo Airy. La alta rigidez de los flancos del orógeno y la influencia de una fuerza compresiva horizontal  $F$  distinta de cero en el modelo flexural permite reproducir la anomalía de Bouguer con mayor precisión

que el modelo de compensación local pura (en el cual persisten anomalías residuales del orden de 50 mGal) y, a la vez, estimar valores de  $EC$  5 km mayores que los de Introcaso *et al.* (1992) en la parte sur del segmento Cordillera Frontal.

La comparación de los valores aquí estimados de  $EC$  con las profundidades del Moho reportadas por experimentos sísmicos pretende evaluar la calidad de los resultados producidos por el análisis realizado contra un método independiente. La inspección de la tabla 2 y de las figuras 4 y 5 revela las siguientes observaciones:

- Las tendencias generales son reproducidas eficientemente por el presente análisis, en particular: el máximo local de  $EC$  bajo la Cordillera Occidental, el menor espesor cortical de la Cordillera Oriental con respecto al Altiplano al norte de los 20°S y su aumento a un máximo local al sur de dicha latitud, y la disminución gradual de  $EC$  hacia el antepaís.

- La profundidad del Moho estimada sísmicamente bajo el Altiplano, las cordilleras Occidental y Oriental (20-24°S) y la Precordillera (31°S) es sistemáticamente mayor a los valores de  $EC$  calculados por este análisis flexural. Considerando un error promedio de  $\pm 5$  km en las estimaciones de  $EC$ , la diferencia es como mínimo de 5 km.
- La profundidad del Moho sísmico en el antearco (21-25°S) es  $\sim 30$  km mayor a los espesores corticales aquí estimados.

El profundo Moho observado sísmicamente en el antearco entre 21 y 25°S ha sido ligado por Giese *et al.* (1999); Patzwahl *et al.* (1999) y Schmitz *et al.* (1999), no con el límite petrológico entre corteza y manto, si no con la transición entre un manto subcortical serpentizado y otro anhidro. Estos autores proponen la existencia de un 'paleo-Moho' (valores entre paréntesis en Tabla 2) cuya profundidad es más coherente con las calculadas por nuestro modelo. Debido a que este tipo de complejidades petrofísicas a nivel del manto subcortical generarían una reducción de la velocidad de ondas sísmicas de magnitud mayor a la disminución de la densidad, ellas podrían también explicar parcialmente los mayores espesores corticales observados sísmicamente bajo el orógeno del segmento Altiplano, tal como sugieren Allmendinger *et al.* (1997) y Giese *et al.* (1999). En conclusión, parece razonable aceptar que, de no existir una compensación termal de la topografía como en el caso particular de la Puna, nuestras estimaciones de espesor cortical a lo largo de los Andes Centrales y del Sur pueden ser aceptadas como un límite inferior a los valores reales probables.

#### INTERACCIÓN ENTRE LAS PLACAS OCEÁNICAS Y CONTINENTAL; $T_e$ Y $F$ EN EL ANTEARCO

El siguiente análisis pretende interpretar las variaciones espaciales de primer orden mostradas por la fuerza compresiva horizontal y el espesor elástico en el antearco, desde la perspectiva de la interacción termomecánica entre las placas Nazca y Sudamericana. El sector de antearco posee una alta rigidez ( $T_e > 40$  km), en comparación no sólo con el eje del orógeno sino también con el trasarco-antepaís. En el marco teórico discutido anteriormente, los altos valores relativos de espesor elástico en este sector pueden ser explicados como una consecuencia del control termomecánico ejercido

por la placa subductada fría y rígida bajo el antearco, según sugieren modelos termales desarrollados por Springer (1999) y Oleskevich *et al.* (1999) y los muy bajos valores de flujo calórico que caracterizan este sector según Hamza y Muñoz (1996) y Springer y Föster (1998). Es factible sostener además que la rigidez del antearco es potenciada en el contexto andino por el alto acople mecánico existente entre ambas placas (Tiechelaar y Ruff, 1991; Gutscher *et al.*, 2000; Klotz *et al.*, 2001; Bevis *et al.*, 2001). Este hecho tiene implicancias sobre el mecanismo orogénico general del sistema andino y en particular del plateau de los Andes centrales; el frío y rígido ente tectónico que conforman acoplado el antearco y la losa subductada puede ser visualizado como un indentador sólido, el cual transfiere hacia el este y con mínima deformación interna, la componente paralela de la convergencia no ligada al ciclo sísmico, que es luego absorbida por deformación permanente de largo plazo en el sector reológicamente debilitado del orógeno. Así, el sistema losa-antearco resiste el movimiento del continente sudamericano hacia el oeste, permitiendo que se acumule el enorme volumen cortical resultante del acortamiento del trasarco-antepaís. Este comportamiento rígido del antearco es coherente con la ausencia de rotaciones tectónicas según ejes verticales durante el Neógeno, sugerida por Roperch *et al.* (2000); Lamb (2001); Somoza y Tomlinson (2002) y Arriagada *et al.* (2003) a partir de resultados paleomagnéticos. Dichos resultados indican que la curvatura actual del continente (codo de Arica-Sta. Cruz) es un rasgo 'rigidizado' desde por lo menos el Mioceno Inferior y que el antearco ha mantenido su forma y alta rigidez durante la fase principal de formación del Altiplano-Puna. La hipótesis planteada permite integrar los sistemas estructurales que separan el antearco y el Altiplano en superficie a los 18-19°S (Muñoz y Charrier, 1996; García, 2001; García *et al.*, 2002) y en profundidad a los 21°S (P. Victor') dentro de un modelo que considere al antearco como un agente tectónico activo en la generación del 'plateau' andino. A la vez, estos antecedentes en conjunto podrían constituir una alternativa mecánica y tectónicamente aceptable al modelo de Isacks (1988) y Lamb *et al.* (1997) para la formación de la pendiente occidental del orógeno, según el cual dicha pendiente responde a un basculamiento del antearco hacia el oeste como respuesta pasiva al alzamiento del Altiplano.

Una descripción y discusión de estos tópicos encuentrense en Tassara (en prensa).

### $T_e$ A LO LARGO DEL ANTEARCO

La relevante influencia termomecánica ejercida por la placa oceánica sobre la rigidez del antearco puede ser apreciada en las variaciones del espesor elástico a lo largo del margen. La figura 7 presenta los valores máximo (en la fosa) y mínimo de  $T_e$  para cada perfil modelado junto con los valores de  $F$  cuando éstos son distintos de cero. El mínimo de  $T_e$  se correlaciona espacialmente con la curva de 100 km de profundidad de la placa subductada (Cahill y Isacks, 1992 y Craeger *et al.*, 1995), hecho que sugiere en primera instancia, que la rigidez de este sector está causalmente relacionada, a lo menos con la geometría de la placa oceánica.  $T_e$  en la fosa (excluyendo del siguiente análisis el perfil 5 a los 23.5°S debido a sus características anómalas) disminuye gradualmente a lo largo del margen desde valores del orden de 70 km en el segmento Altiplano hasta otros del orden de 50 km en el segmento Cordillera Principal. Dicha variación puede ser interpretada como un debilitamiento reológico del antearco entre los 25 y 39°S. Este debilitamiento se correlaciona con una disminución de la edad de la placa oceánica desde 55 Ma hasta 30 Ma. Siguiendo a Turcotte y Schubert (1982), una reducción de la edad de la placa oceánica como la descrita se asocia con un aumento de ~35% en el flujo calórico derivado de ella, el cual permite explicar la disminu-

ción de los espesores elásticos a lo largo del antearco sin necesidad de invocar variaciones en otros parámetros reológicos.

A lo largo del segmento Cordillera Patagónica la losa es cada vez más joven hacia el sur, hasta una edad cero en el punto triple (46.5°S, Fig. 7). Según la discusión anterior, dicha disminución debiera correlacionarse con un espesor elástico en disminución hacia el sur. Sin embargo  $T_e$  aumenta en sentido norte-sur hasta valores superiores a 70 km. Este hecho plantea una aparente inconsistencia en relación con la interpretación propuesta para los segmentos septentrionales. La solución que proponemos es asumir que a partir de los 39°S ocurre un cambio mayor en el mecanismo de compensación del antearco, el cual es avalado por la migración de la isoanomalía de Bouguer = 0 mGal a lo largo del segmento Cordillera Principal desde la línea de costa hacia el Valle Central (Fig. 2). Este hecho puede ser interpretado gravimétricamente como la presencia de una placa oceánica poco profunda en la base de una corteza delgada. Esta configuración particular del sistema de convergencia en el antearco del segmento Cordillera Patagónica es consistente con el bajo ángulo de subducción (20-15°) propuesto por múltiples autores para este sector (Figs. 1 y 7; Belmonte y Comte, 1997; Wessel y Smith, 1998; Oleskevich *et al.*, 1999; Gutscher, 2002). En este marco, la juventud de la losa supone una alta flotabilidad, fenómeno que favorece un bajo ángulo de penetración y la capacidad de que el relieve del antearco sea sostenido parcialmente por el empuje

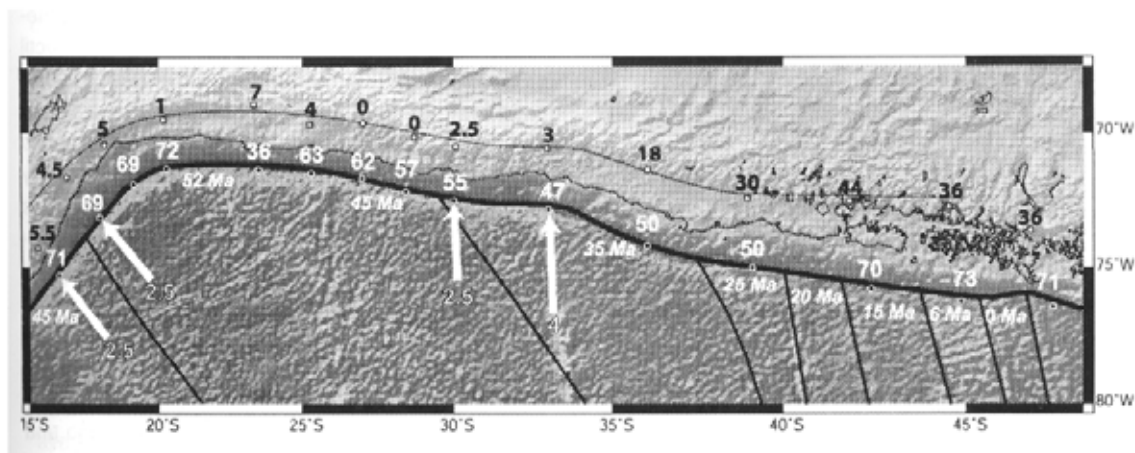


FIG. 7. Resultados y antecedentes utilizados en la interpretación de los mismos en el sector de antearco. Se destacan los valores extremos de  $T_e$  para cada perfil (máximo en la fosa en blanco, mínimo en el eje del orógeno en negro), los valores de  $F$  distintos de cero ( $\times 10^{12}$  N/m), la edad de la placa de Nazca en la fosa y la curva de 100 km de profundidad de la losa subductada bajo el antearco.

vertical de la placa subductada boyante. De esta manera los altos valores de espesor elástico estimados en el antearco al sur de los 39°S serían una indicación de que la compensación de la topografía es asumida por la flotabilidad de la placa oceánica y no por la rigidez del antearco mismo como ocurriría al norte de dicha latitud. Esta interpretación es consistente con el cambio notable en la extensión de la zona de acoplamiento sísmico entre los Andes centrales y del segmento Cordillera Patagónica; en los primeros ésta se extiende sólo hasta la línea de costa, sin embargo al sur de los 39°S ambas placas están mecánicamente acopladas a lo ancho de toda la base del antearco hasta la traza de la ZFLO (Tiechelaar y Ruff, 1991; Oleskevich *et al.*, 1999; Klotz *et al.*, 2001).

#### FUERZA COMPRESIVA HORIZONTAL $F$

El aumento de la flotabilidad de la placa de Nazca producto de la disminución en su edad hacia el límite sur de los Andes Centrales, es reforzado en torno a 33,5°S por la subducción de la dorsal de Juan Fernández. Este fenómeno, sumado al desarrollo gradual hacia el sur de la zona de subducción sub-horizontal en el segmento Cordillera Frontal, generan un mayor acople mecánico de la losa con la placa continental (Gutscher *et al.*, 2000; Gutscher 2002; Yáñez *et al.*, 2002), un aumento al sur de los 28°S de la profundidad máxima de la zona de acoplamiento sísmico (Tiechelaar y Ruff, 1991; Klotz *et al.*, 2001) y una mayor liberación de energía sísmica (Pardo *et al.*, 2002). Este aumento en la magnitud y profundidad del acoplamiento interplacas podría ser la causa del aumento proporcional de la fuerza compresiva horizontal  $F$  desde valor nulo a los 29°S hasta  $4 \times 10^{12}$  N/m a los 33°S. Dicha tendencia es reproducible también al norte de los 17°S, donde valores de  $F = 2,5 \times 10^{12}$  N/m (perfiles 1 y 2) son coherentes con el mayor acoplamiento interplacas inducido por una losa boyante de 40 Ma subduciendo junto con la dorsal de Nazca (15°S). Los valores de  $F = 0$  N/m con que fueron modelados los perfiles No. 3 al 8 (18-29°S), no indican que aquí la fuerza horizontal derivada de la convergencia sea nula, sino sólo que ella es drásticamente reducida por la componente vertical derivada de la carga topográfica asociada al plateau andino. Considerando la incertidumbre en la estimación de  $F$ , se puede establecer un valor de  $1,25 \times 10^{12}$  N/m (error

metodológico discutido previamente) como límite superior de la fuerza compresiva horizontal entre 18° y 29°S. Coblenz y Richardson (1996), en base a un método de elementos finitos para predecir el campo de esfuerzo a escala de toda la placa sudamericana, estiman que la fuerza horizontal asociada a la convergencia debe ser del orden de  $2,5 \times 10^{12}$  N/m, consistente con nuestras estimaciones.

#### COMPOSICIÓN Y ESTADO TERMOMECÁNICO DEL MARGEN CONTINENTAL; $T_e$ EN EL EJE OROGÉNICO

Se realizará un análisis semicuantitativo sobre la base de los conceptos reológicos presentados en la figura 3 que pretende determinar qué combinación de factores composicionales y termomecánicos permite explicar adecuadamente el rango de valores y las variaciones longitudinales de  $T_e$  estimadas en este estudio a lo largo del eje andino.

#### ESTRUCTURA LITOSFÉRICA

El orógeno de los Andes centrales (15-33,5°S) presenta valores de espesor elástico menores que 10 km, junto con un espesor cortical mayor que 60 km; en contraste, en el eje de la Cordillera patagónica (39°-47°S)  $T_e > 35$  km y  $EC < 40$  km. A lo largo de la Cordillera Principal,  $T_e$  aumenta gradualmente de norte a sur en correlación con la disminución en igual sentido de la elevación topográfica y del espesor cortical. Los bajos valores de espesor elástico en el eje de los Andes centrales sugieren que la corteza bajo el orógeno presentaría un grueso sector medio-inferior de comportamiento dúctil que desacopla mecánicamente las capas resistentes de la corteza superior y manto litosférico. Según se observa en la figura 3a, para un alto flujo calórico como el reportado en los segmentos Altiplano y Puna (ver más adelante), el manto soporta estrés muy bajos y la resistencia de la litósfera se concentra en la corteza superior. Por el contrario, los altos valores de  $T_e$  junto con el bajo espesor cortical presentes en el eje de la Cordillera patagónica implican que en este segmento corteza y manto litosférico se encuentran mecánicamente acoplados, absorbiendo el esfuerzo impuesto como una sola capa de comportamiento elástico.

Junto con este hecho, el análisis de las ERDP de la figura 3 indica que frente a cualquier valor

geológicamente aceptable de 'strain rate' y flujo calórico, valores de  $T_c$  inferiores a 10 km en el orógeno de los Andes centrales pueden ser explicados sólo si su corteza posee una composición cortical rica en cuarzo (Fig. 3a), mientras que valores mayores que 35 km al sur de los 39° S requieren una corteza dominada por la plagioclasa (Fig. 3b). La corteza a lo largo del segmento Cordillera Principal podría representar una transición composicional entre estos dos extremos. Dicha configuración es graficada en la figura 8, en la cual se destaca: la composición cuarcítica de los Andes centrales con un bajo valor de la razón entre plagioclasa y cuarzo ( $plg/cz$ ); la corteza resistente de la Cordillera Patagónica con una alta razón  $plg/cz$ ; la presencia de estructuras de orientación noroeste en el segmento Cordillera Principal que podrían controlar la transición composicional propuesta; la disminución en sentido norte-sur del ancho de la zona composicionalmente débil a lo largo de los Andes centrales, limitada al oeste por el antearco frío y rígido y al este por las unidades morfoestructurales tectónicamente activas del antepaís. La figura 8 presenta, además, tres ERDP características de puntos ubicados en el eje del Altiplano-Puna, de la Cordillera Frontal y de la Cordillera Patagónica (discusión en sección 'Estado Termomecánico'). Al aceptar esta configuración composicional, se desprende que la diferencia fundamental entre los Andes centrales y los Andes del sur y la causa de la segmentación de escala continental reside en diferencias composicionales a nivel cortical ligadas a la configuración intrínseca de la litósfera sudamericana. Además, indica que la extrema magnitud del orógeno de los Andes centrales sería parcialmente causada por la debilidad característica de su corteza.

El dominio del cuarzo en la reología cortical de los segmentos Altiplano y Puna es soportado por distintas líneas de investigación: la baja velocidad de ondas sísmicas y baja razón de Poisson estimadas sísmicamente indican, según Zandt *et al.* (1994), Beck *et al.* (1996); Schurr *et al.* (1999); Swenson *et al.* (2000) y Yuan *et al.* (2002), que la composición de toda la gruesa corteza del plateau andino es necesariamente félsica; esta composición es avalada por Babeyko *et al.* (2002) tras reproducir los anómalamente altos valores de flujo calórico del Altiplano-Puna mediante una modelación numérica que considera convección de una corteza inferior félsica; Lucassen *et al.* (2001), tras analizar los

datos geoquímicos e isotópicos existentes del basamento pre-mesozoico entre los 21 y 28° S, concluyeron que éste tiene una composición global félsica homogénea, probablemente generada antes y/o durante el Paleozoico Inferior, y que este material ha sido reciclado constantemente para producir nueva corteza rica en cuarzo.

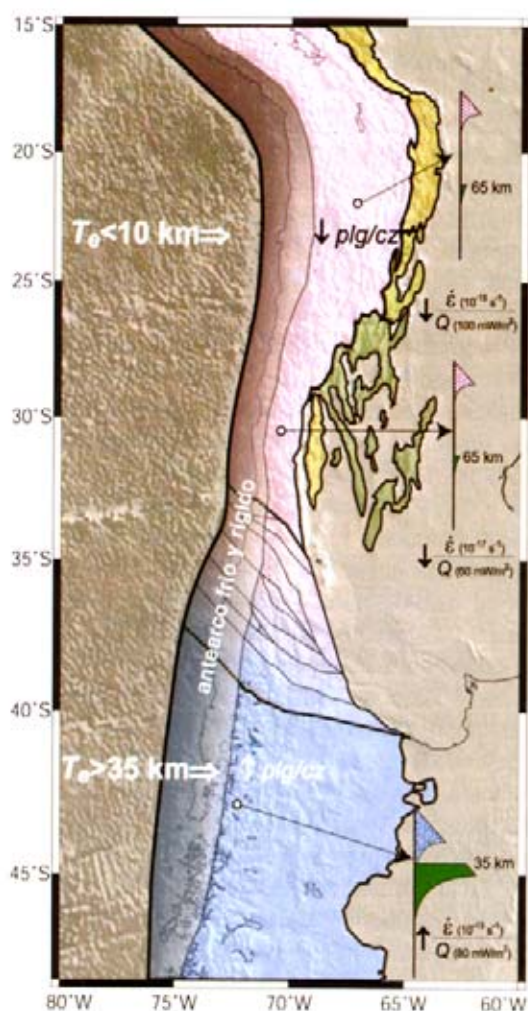


FIG. 8. Interpretación de las variaciones de  $T_c$  en el orógeno. Se destaca el contraste composicional entre Andes centrales y del sur, la corteza rica en cuarzo en los Andes centrales limitada al oeste por el antearco rígido y al este por las morfoestructuras del antepaís, la transición composicional a lo largo del segmento Cordillera Principal asociada a estructuras de orientación NW, y las ERDP representativas de los segmentos Altiplano, Cordillera Frontal y Cordillera Patagónica con una estimación de los valores de flujo calórico y tasa de deformación en dichos segmentos (ver texto).

Al sur de los 28°S existen algunas evidencias que soportan la configuración composicional propuesta en la figura 8. La Cordillera Frontal está constituida, casi exclusivamente, por intrusivos y volcanitas félsicas del Paleozoico Superior-Triásico. Estas rocas forman parte de la provincia magmática ácida Choyoi distribuida a lo largo del paleo-margen occidental de Gondwana y derivan de una fuente cortical evolucionada rica en cuarzo (Mpodozis y Kay, 1990). Esta fuente cortical félsica correspondería al basamento del terreno alóctono de Chilenia, el más occidental de una serie de terrenos presuntamente acrecionados a Gondwana antes del Paleozoico Superior (Mpodozis y Ramos, 1989; Pankhurst y Rapela, 1998; Keppie y Ramos, 1999). Hacia el este y siempre al sur de los 28°S, se acepta la existencia de Cuyania (Pankhurst y Rapela, 1998; Ramos *et al.*, 1998), terreno acrecionado antes de Chilenia y que constituye el basamento de la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales. Según Ramos *et al.* (1998, y referencias ahí citadas) su composición estaría dominada por rocas ígneas y metamórficas máficas poco evolucionadas. Esta diferencia composicional entre Chilenia y Cuyania sustenta nuestra interpretación de una disminución norte-sur del ancho de la zona composicionalmente débil asociada al orógeno. Al sur de los 34°S, tanto los afloramientos occidentales del Choyoi como el límite sudoeste de Cuyania, se deflecan hacia el interior del continente (Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Kay, 1990; Pankhurst y Rapela, 1998; Ramos *et al.*, 1998), siguiendo lineamientos de orientación noroeste que coinciden con el límite oriental de la zona de transición composicional que los autores han trazado en la figura 8 a lo largo del segmento Cordillera Principal. En la Cordillera de la Costa de este segmento, afloran metamorfitas del prisma de acreción Paleozoico Superior intruidas por plutones similares a los de la Cordillera Frontal, pero de composición no félsica sino intermedia. En el orógeno prácticamente no afloran rocas prejurásicas que permitan contrastar la composición de la corteza; sin embargo Hildreth y Moorbath (1988), tras analizar las lavas modernas de la ZVS desde un punto de vista geoquímico-isotópico, reconocieron que la disminución norte-sur en la firma cortical que ellas presentan se debe no sólo a la disminución del espesor de la corteza, si no también a una menor participación de corteza paleozoica enriquecida en la

magmagénesis. Las estructuras noroeste trazadas en la figura 8 son apreciables como profundos surcos en la topografía (Fig. 1) y en imágenes satelitales y muchas de ellas corresponden a estructuras mapeadas en la literatura geológica chileno-argentina (*e.g.*, Vivallo *et al.*, 1999). Para varios autores, ellas representan estructuras extensionales y/o transcurrentes desarrolladas probablemente en el Paleozoico Superior-Triásico (Mpodozis y Ramos, 1989; Godoy, 2002; Franzese *et al.*, 2002) y que habrían sido reactivadas subsecuentemente hasta el reciente (Ramos y Folguera, 1999; Yáñez *et al.*, 2002; Charrier *et al.*, 2002; Folguera *et al.*, 2002). Estas estructuras, en conjunto, representarían el límite norte del terreno alóctono de Patagonia (Keppie y Ramos, 1999; von Gosen, 2002). Según Pankhurst *et al.* (*in* Godoy, 2002) el extenso magmatismo jurásico ácido característico de Patagonia se habría generado, a diferencia de Choyoi, como fusión de una corteza continental inmadura (pobre en cuarzo). Otras evidencias de una composición cortical dominada por la plagioclasea por sobre el cuarzo en el segmento Cordillera Patagónica son el predominio de intrusivos de composición intermedia en el Batolito Patagónico, la abundancia de metabasaltos en el prisma de acreción paleozoico al sur de los 39°S (Hervé, 1994) y la tendencia primitiva de las lavas actuales de la ZVS (López-Escobar *et al.*, 1995). Por último, la baja amplitud de la anomalía de Bouguer en este segmento (-150 mGal), podría indicar que la corteza, además de ser delgada, presenta un bajo contraste de densidad con el manto, apoyando una composición máfica.

## ESTADO TERMOMECAÍNICO

Con el fin de explicar los valores estimados de espesor elástico, resta determinar las combinaciones efectivas entre flujo calórico y 'strain rate' que caracterizan el estado termomecánico de los segmentos analizados. En la figura 8 se grafican tres ERDP, que representan las condiciones composicionales y termomecánicas más probables presentes en el eje de los segmentos Altiplano (y Puna), Cordillera Frontal y Cordillera Patagónica. En este último, no existen mediciones de flujo calórico y las velocidades de deformación actuales derivadas de observaciones GPS reportadas por Klotz *et al.* (2001) reflejarían, según ellos, movimientos pos-sísmicos

del sismo de Valdivia de 1960, de manera que no pueden ser relacionadas con el 'strain rate' asociado a deformación compresiva de largo plazo. La alta rigidez de este segmento sugiere en todo caso que la razón entre 'strain rate' y flujo calórico  $\dot{\epsilon}/Q$  es relativamente alta. Asumiendo un flujo calórico intermedio en el eje del orógeno ( $80 \text{ mW/m}^2$ ; Hamza y Muñoz, 1996) el 'strain rate' debería ser mayor que  $10^{-13} \text{ s}^{-1}$  para alcanzar valores de espesor elástico mayores que 35 km (Figs. 4, 5, 7). Por otra parte, los relativamente suaves gradientes en el perfil de espesor elástico entre la fosa y el trasarco-antepaís implican que a escala litosférica, no existen perturbaciones termomecánicas mayores sobre el régimen termal impuesto por la subducción. A escalas menores, la notable correlación espacial entre el mínimo de espesor elástico y el eje ZFLO-ZVS (Fig. 7), sugiere que la advección de calor asociada a la inyección y evolución magmática a lo largo de esta estructura debilita localmente la litosfera, propiciando así el potencial desacople mecánico entre corteza y manto (situación graficada en la ERDP, Fig. 8). Esto facilita que la deformación asociada a la convergencia siga siendo absorbida eficientemente a lo largo de la ZFLO como ha ocurrido probablemente hace decenas de millones de años (Hervé, 1994; Cembrano *et al.*, 2000). Como consecuencia de este hecho y de la alta rigidez global de este segmento, en el antepaís no existe deformación compresiva que acorte y engruese la resistente corteza patagónica. Así, la orogenia de este segmento queda restringida al alzamiento producido por la absorción de la componente paralela a la convergencia en la ZFLO.

Los muy bajos valores de  $T_e$  en el orógeno de los Andes centrales requieren la existencia de una baja razón  $\dot{\epsilon}/Q$ . En los segmentos Altiplano y Puna, valores de flujo calórico superiores a  $100 \text{ mW/m}^2$  (Henry y Pollak, 1988; Hamza y Muñoz, 1996; Springer y Förster, 1998), son lo suficientemente altos como para explicar valores de  $T_e$  menores que 10 km asumiendo un 'strain rate' del orden de  $10^{-15} \text{ s}^{-1}$  (intermedio dentro del rango geológicamente aceptable). En el segmento Cordillera Frontal no existen mediciones sistemáticas de flujo calórico. Sin embargo, Hamza y Muñoz (1996) estimaron que éste debe ser del orden de  $60 \text{ mW/m}^2$ , valor máximo observado por Henry y Pollak (1988) al norte de los  $15^\circ\text{S}$ , sector que posee características tectónicas similares al segmento Cordillera Frontal. Este rela-

tivamente bajo valor de flujo calórico sería consecuencia de la subducción sub-horizontal, la cual enfría la litósfera continental, impide la circulación de astenósfera entre ambas placas y consecuentemente inhibe la generación de magmas (Gutscher, 2002). Si se acepta que el orógeno del segmento Cordillera Frontal se encuentra efectivamente frío con respecto al Altiplano-Puna y que ambos sectores presentan una corteza cuarcítica gruesa similar, los muy bajos valores de  $T_e$  entre los  $28$  y  $33,5^\circ\text{S}$  pueden ser explicados sólo si el 'strain rate' en este segmento es del orden de  $10^{-17} \text{ s}^{-1}$  (mínimo dentro del rango geológicamente aceptable). Este hecho merece ser resaltado; si bien el orógeno de los Andes centrales entre los  $15$  y  $33,5^\circ\text{S}$  es relativamente homogéneo en elevación, composición y espesor cortical, el estado termomecánico derivado del proceso de convergencia presentaría gradientes longitudinales que implican profundas diferencias en los mecanismos orogénicos, que son correlacionables con las variaciones de los estilos de deformación neotectónicos a lo largo del antepaís.

Evidencias independientes sobre la disminución norte-sur del 'strain rate' en el orógeno de los Andes centrales provienen de dos fuentes diferentes: estimaciones de la tasa de deformación promedio calculadas a partir de datos geológicos, y velocidades actuales observadas por medio de GPS. Si bien para cada segmento andino existe una aparente diferencia entre ambas que puede ser interpretada en términos de variaciones en la velocidad de deformación con el tiempo (Liu *et al.*, 2000), ellas sustentan el gradiente aquí propuesto entre los segmentos Altiplano y Cordillera Frontal. Lamb (2000), tras compilar tanto los datos geológicos disponibles en el trasarco-antepaís como las estimaciones de velocidades GPS publicadas entre los  $18$  y  $22^\circ\text{S}$ , calculó que el 'strain rate' al que ha ocurrido la deformación de este segmento en los últimos 10 Ma es de  $10^{-14}$ - $10^{-15} \text{ s}^{-1}$ . Las estimaciones de velocidades GPS, restado el efecto asociado al ciclo sísmico, reportadas por Klotz *et al.* (2001) y Bevis *et al.* (2001) en esta misma área caen consistentemente en el rango de  $0,5$  a  $1,2 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ . En contraste, la velocidad calculada por Klotz *et al.* (2001) para la deformación del segmento Cordillera Frontal, si se asume un ancho del área deformada de 600 km, es de  $3,2 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ . Si se acepta que la Cordillera Frontal absorbe deformación neotectónica

(Cristallini y Ramos, 2000) y que por tanto participa acopladamente en la deformación del segmento, este valor cae en el límite superior de las velocidades de deformación estimadas geológicamente:  $3,4 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$  ( $33^\circ \text{S}$ ,  $4,3 \text{ mm/a}$ ,  $400 \text{ km}$ ) para Giambiagi y Ramos (2002),  $2,95 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$  ( $32^\circ \text{S}$ ,  $2,8 \text{ mm/a}$ ,  $300 \text{ km}$ ) para Cristallini y Ramos (2000),  $1 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$  ( $32^\circ 15'$ ,  $1 \text{ mm/a}$ ,  $300 \text{ km}$ ) para Vergés *et al.* (2002) y  $2 \times 10^{-17} \text{ s}^{-1}$  (2% acortamiento/10 Ma,  $600 \text{ km}$ ) para Jordan y Allmendinger (1986). Estos antecedentes sustentan fuertemente la interpretación presentada por los autores.

La disminución norte-sur de la tasa de deformación en los Andes centrales está acoplada tanto con la disminución del ancho del orógeno como con la reducción de la capacidad de absorber acortamiento presentada por los estilos tectónicos del antepaís (Jordan *et al.*, 1983; Kley *et al.*, 1999). Estos gradientes podrían estar fundados en la disminución NS del ancho de la zona composicionalmente débil que se propone en la figura 8. Dado que el acortamiento y engrosamiento cortical comienzan en forma relativamente simultánea a lo largo de los Andes ( $20\text{-}18 \text{ Ma}$ ; Jordan *et al.*, 1997), la disminución NS del volumen total de material cortical débil (corteza rica en cuarzo), potencialmente utilizable en la construcción de la Cordillera, implica que el orógeno del segmento Cordillera Frontal alcanzará la elevación y grosor que maximizan la energía gravitacional asociada a la sustentación isostática del edificio orogénico, antes que en el Altiplano-Puna. A partir del Mioceno Superior, la deformación

compresiva al interior del orógeno se satura mecánicamente y las tasas de deformación disminuyen aquí a los bajos valores implicados por las estimaciones de  $T_e$ . Este fenómeno debería ser parcialmente responsable de la migración de la deformación hacia las Sierras Pampeanas durante el Mioceno Superior -Plioceno y eventualmente de la horizontalización de la placa oceánica, ya que la reducción de las tasas y magnitudes absolutas de deformación absorbidas al interior de la placa continental, implica que en el segmento Cordillera Frontal una mayor proporción de convergencia será usada, en comparación con el Altiplano-Puna, en el avance hacia el oeste de Sudamérica sobre la placa de Nazca.

Estas ideas sugieren una interacción geodinámica entre ambas placas de complejidad mayor a la actualmente aceptada y una relevancia de la configuración composicional intrínseca del continente en la evolución y resultado del proceso orogénico no cabalmente considerada hasta el momento. En esta misma línea avanzan también las ideas propuestas por Cahill y Isacks (1992); Withman *et al.* (1996); Allmendinger *et al.* (1997) y Kley *et al.* (1999), entre otros. Investigaciones futuras podrían integrar formalmente dichos conceptos en modelaciones numéricas y/o análogas concretas de la evolución andina que consideren una estructura reológica basada en la configuración composicional de la litósfera continental aquí propuesta.

## CONCLUSIONES

- Los resultados del análisis flexural aplicado sobre el margen convergente de Sudamérica entre los  $15^\circ$  y  $47^\circ \text{S}$  son presentados dentro del siguiente esquema de segmentación tectónica: Andes centrales ( $15^\circ\text{-}33,5^\circ \text{S}$ ), contiene los segmentos Altiplano ( $15\text{-}23^\circ \text{S}$ ), Puna ( $23\text{-}28^\circ \text{S}$ ) y Cordillera Frontal ( $28\text{-}33,5^\circ \text{S}$ ); Andes del sur ( $33,5^\circ\text{-}47^\circ \text{S}$ ), contiene los segmentos Cordillera Principal ( $33,5\text{-}39^\circ \text{S}$ ) y Cordillera patagónica ( $39\text{-}47^\circ \text{S}$ ). Dichos resultados pueden ser resumidos como sigue:

a) Para todos los 15 perfiles modelados, el espesor elástico  $T_e$  es alto ( $>40 \text{ km}$ ) en el antearco y trasarco-antepaís y bajo ( $<40 \text{ km}$ ) en el eje del

orógeno. El espesor cortical  $EC$  resultante del modelo muestra una correlación inversa con  $T_e$ .

b) A lo largo del antearco,  $T_e$  máximo en la fosa disminuye desde valores superiores a  $70 \text{ km}$  en el segmento Altiplano hasta inferiores a  $50 \text{ km}$  en el segmento Cordillera Principal. En el segmento Cordillera Patagónica se revierte esta tendencia y  $T_e$  en la fosa aumenta hasta  $70 \text{ km}$ .

c) El eje de los Andes centrales presenta valores de  $T_e$  consistentemente menores a  $10 \text{ km}$  con un  $EC$  superior a  $60 \text{ km}$  (máximos de  $\sim 70 \text{ km}$  en la Cordillera Frontal). En contraste, la Cordillera Patagónica muestra un  $T_e$  superior a  $35 \text{ km}$ , mientras el espesor

cortical es inferior a 40 km. A lo largo de la Cordillera Principal, estos valores varían gradualmente entre estos extremos.

d) La fuerza compresiva horizontal  $F$  es del orden de  $2,5 \times 10^{12}$  N/m en el extremo norte del segmento Altiplano (15-17°S), disminuye por debajo de  $1,25 \times 10^{12}$  N/m entre 18 y 29°S y luego aumenta a  $2,5 \times 10^{12}$  N/m a los 30°S y hasta un máximo de  $4 \times 10^{12}$  N/m a los 33°S. En los Andes del sur es metodológicamente imposible estimar este parámetro, debido al alto  $T_e$  característico de este segmento.

• Se sugiere una relación cualitativa entre el espesor elástico  $T_e$ , el régimen termomecánico impuesto por el proceso de convergencia y la estructura reológica de la litosfera continental, según la cual  $T_e$  es directamente proporcional tanto a la razón entre 'strain rate'  $\dot{\epsilon}$  (tasa de deformación) y densidad de flujo calórico superficial  $Q$ , como a la razón entre plagioclasa ( $p/g$ ) y cuarzo ( $cz$ ) en la corteza, y es inversamente proporcional al espesor cortical  $EC$ . Sobre la base de estas relaciones y considerando antecedentes geológicos y geofísicos existentes, es posible deducir las siguientes implicancias:

- Las variaciones de  $T_e$  perpendiculares a la fosa son coherentes tanto con la estructura termal típica de zonas de subducción, como con los altos valores relativos de  $EC$  en este sector.
- El alto espesor elástico del antearco en los segmentos Altiplano y Puna es producto del control termal de la placa subductada fría. El alto acople termal y mecánico entre antearco y losa subductada sugiere que ambos elementos constituyen un indentador rígido que resiste el movimiento del continente hacia el oeste y que sería un agente tectónico activo en la construcción del 'plateau' de los Andes centrales.
- La disminución de  $T_e$  en el antearco de los segmentos Cordillera Frontal y Principal se explica por el aumento del flujo calórico derivado de la losa subductada al disminuir su edad hacia el sur. El aumento de  $T_e$  en el antearco del segmento Cordillera patagónica implica que la carga topográfica es aquí soportada por la alta flotabilidad de una placa subductada menor a 25 Ma que penetra con un bajo ángulo de subducción.
- Los máximos observados en la fuerza compresiva

horizontal  $F$  en los extremos norte y sur de los Andes centrales responden al alto acoplamiento entre las placas Nazca y Sudamérica resultante de una losa oceánica relativamente joven (< 40 Ma) que subducta dorsales anómalamente boyantes.

e.  $T_e < 10$  km en el eje de los Andes centrales implica que: la resistencia mecánica de la litósfera se concentra en la corteza superior; la corteza es reológicamente débil y dominada por el cuarzo; la razón  $\dot{\epsilon}/Q$  es aquí baja.

f. Esta baja razón  $\dot{\epsilon}/Q$  es avalada en los segmentos Altiplano y Puna por los altos valores publicados de  $Q$  (> 120 mW/m<sup>2</sup>). Si se acepta un bajo valor de  $Q$  para la Cordillera Frontal se debe aceptar que  $\dot{\epsilon}$  es aquí muy bajo ( $\sim 10^{-17}$  s<sup>-1</sup>). Esta baja tasa de deformación es coherente con las velocidades de acortamiento calculadas desde datos geológicos (10 Ma) y con las estimadas por medio de GPS.

g.  $T_e > 35$  km en el eje de la Cordillera Patagónica implica que: corteza y manto se encuentran mecánicamente acoplados (no existe corteza inferior dúctil); la corteza es resistente y dominada por la reología de la plagioclasa; la razón  $\dot{\epsilon}/Q$  es moderada a alta.

h. La advección de calor producto del ascenso de magmas en el eje de la ZFLO probablemente desacopla localmente la corteza del manto y permite que la deformación sea eficientemente absorbida en esta estructura.

i. A lo largo del segmento Cordillera Principal la corteza presentaría un cambio gradual entre las composiciones extremas de los Andes centrales (rica en cuarzo) y Cordillera Patagónica (rica en plagioclasa). Dicho cambio podría estar ligado a estructuras pre-andinas de orientación noroeste.

j. La configuración composicional propuesta para las cortezas de los Andes centrales y los Andes del sur sería la causa de la existencia de la segmentación tectónica de primer orden y largo plazo observada en el margen convergente de Sudamérica.

k. Dicha configuración, en particular la disminución norte-sur del ancho de la zona composicionalmente débil a lo largo de los Andes centrales, controlaría por lo menos parcialmente la evolución geodinámica del sistema de convergencia y por tanto del estado termomecánico de dicho sistema.

## AGRADECIMIENTOS

La parte inicial de este trabajo fue realizada en conjunto con el grupo de Geofísica de SERNAGEOMIN entre los años 1994 y 1997, se agradece por lo tanto a dicha institución y la dedicación de J.M. Capó y J. Cañuta en la realización del mismo. La primera versión de este manuscrito se gestó durante la estadía de AT en el Laboratorio de Paleomagnetismo IRD-Universidad de Chile, bajo el apoyo de su director P. Roperch y tras enriquecedoras discusiones con él y C. Arriagada (Universi-

dad de Chile). Este estudio fue parcialmente financiado por los proyectos Fondecyt 1930164 y 1000136. Se agradece el apoyo y los aportes sugeridos por el profesor H.-J. Götze (Freie Universität Berlin) durante la redacción final de este documento y el patrocinio del proyecto SFB 267 'Deformation Processes in the Andes' para la publicación de este trabajo. Se agradecen los comentarios y sugerencias de dos evaluadores anónimos y del editor de la Revista.

## REFERENCIAS

- Ancorp Working Group. 1999. Seismic reflection image of Andean subduction zone revealing offset of intermediate depth seismicity into oceanic mantle. *Nature*, Vol. 397, 341-344.
- Allmendinger, R.; Jordan, T.; Kay, S.; Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews on Earth and Planetary Sciences*, Vol. 25, p. 139-174.
- Arancibia, G.; Cembrano, J.; Lavenu, A. 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 26, No. 1, p. 3-22.
- Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C.; Dupont-Nivet, G.; Cobbold, P.; Chauvin, A.; Cortés, J. 2003. Paleogene clockwise rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B1, doi 10.1029/2001JB001598.
- Babeyko, A.; Sobolev, S.; Trumbull, R.; Oncken, O.; Lavier, L. 2002. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 199, p. 373-388.
- Beck, S.; Zandt, G.; Myers, S.; Wallace, T.; Silver, R.; Drake, L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, Vol. 24, p. 407-410.
- Belmonte, A.; Comte, D. 1997. Análisis del contacto sismogénico interplaca a lo largo de Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 3, p. 1746-1750. Antofagasta.
- Bevis, M.; Kendrick, E.; Smalley, R., Jr.; Brooks, B.A.; Allmendinger, R.W.; Isacks, B.L. 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: an analysis of the interseismic velocity field. *Geochemical and Geophysical, Geosystems*, Vol. 2, doi10.1029/2001GC000198.
- Burov, E.; Diament, M. 1995. The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: What does it really mean? *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. B3, p. 3905-3927.
- Cahill, T.; Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B12, p. 17503-17529.
- Cahill, T.; Isacks, B.; Whitman, D.; Chatelain, J.-L.; Perez, A.; Chiu, J. 1992. Seismicity and tectonics in Jujuy province, northwestern Argentina. *Tectonics*, Vol. 11, No. 5, p. 944-959.
- Carter, N.; Tsenn, M. 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, Vol. 136, p. 27-63.
- Cembrano, J.; Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38° y 46°S: dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente?. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 240-244. Concepción.
- Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenu, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, Vol. 259, p. 55-66.
- Cembrano, J.; Schermer, E.; Lavenu, A.; Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, Vol. 319, p. 129-149.
- Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J.; Gans, F.; Kay, S.M.; Muñoz, N.; Wyss, A.; 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*, Vol. 15, p. 115-137.
- Coblentz, D.; Richardson, R. 1996. Analysis of the South American interplate stress field. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, p. 8643-8657.

- Creager, K.; Chiao, L.; Winchester, J.; Engdahl, R. 1995. Membrane Strain Rate in the subducting plate beneath South America. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, No. 16, p. 2321-2324.
- Cristallini, E.; Ramos, V. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fault and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°S). *Tectonophysics*, Vol. 317, p. 205-305.
- DeMets, C.; Gordon, R.; Argus, F.; Stein, S. 1994. Effect of recent revisions of the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, p. 2191-2194.
- Dorbath, C.; Granet, M.; Poupinet, G.; Martinez, C. 1993. A teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in Northern Bolivia: New constraints on a lithospheric model. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B6, p. 9825-9844.
- Dorbath, C.; Paul, A.; Lithoscope Andean Group. 1996. Tomography of the Andean crust and mantle at 20°S: first results of the Lithoscope experiment. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 97, p. 133-144.
- England, P.; Molnar, P. 1991. Inferences of deviatoric stresses in actively deforming belts from simple physical models. In *Tectonics stress in the lithosphere* (Whitmarsh, R.B.; editor *et al.*). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, Vol. 337, No. 1641, p. 151-164.
- Fan, G.; Wallace, T.; Beck, S.; Chase, C. 1996. Gravity anomaly and flexural model: constraints on the structure beneath the Peruvian Andes. *Tectonophysics*, Vol. 255, p. 99-109.
- Folguera, A.; Ramos, V.; Melnick, D. 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, No. 2, p. 227-240.
- Franzese, J.R.; Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Spalletti, L.A.; Fanning, M.; Muravchik, M. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo gondwánico en el noroeste del Macizo Norpatagónico. In *Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas*, CD-ROM, Artículo No. 192, 5 p. El Calafate.
- Froidevaux, C.; Uyeda, S.; Uyeshima, M. 1988. Island arc tectonics. *Tectonophysics*, Vol. 148, p. 1-9.
- García, M. 2001. Evolution oligo-néogène de l'Altiplano occidental (arc et avant-arc des Andes du Nord du Chili, Arica). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. Thèse de doctorat (Unpublished), Université Joseph Fourier, 140 p. Grenoble, France.
- García, M.; Herail, G.; Charrier, R.; Mascle, G.; Fornari, M.; Pérez de Arce, C. 2002. Oligocene-Neogene tectonic evolution of northern Chile (18°-19°S). In *Fifth International Symposium of Andean Geodynamics, Actas*, p. 235-238.
- Gephard, J. 1994. Topography and subduction geometry of the Central Andes: clues to the mechanics of a non-collisional orogen. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, p. 12279-12288.
- Giambiagi, L.; Ramos, V. 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 101-116.
- Giese, F.; Scheuber, E.; Schilling, F.; Schmitz, M.; Wigger, F. 1999. Crustal thickening process in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 12, p. 201-220.
- Godoy, E.; Yáñez, G.; Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, Vol. 306, p. 217-236.
- Godoy, E. 2002. Dominios tectónicos pérmico-mesozoicos en el centro y sur de Chile y Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas*, CD-ROM, Artículo No. 192, 5 p. El Calafate.
- Götze, H.-J.; Kirchner, A. 1997. Interpretation of Gravity and Geoid in the Central Andes between 20° and 29°S. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 10, No. 2, p. 179-188.
- Graeber, F.; Asch, G. 1999. Three-dimensional models of P wave velocity and P-to-S velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, No. B9, p. 20237-20256.
- Gutscher, M.A.; Spakman, W.; Bijwaard, H.; Engdahl, R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, Vol. 19, No. 5, p. 814-833.
- Gutscher, M.A. 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 3-10.
- Hamilton, W. 1969. The volcanic central Andes: a modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America. *Oregon Department of Geology and Mineral Industries, Bulletin*, Vol. 65, p. 175-184.
- Hamza, V.; Muñoz, M. 1996. Heat flow map of South America. *Geothermics*, Vol. 25, p. 599-646.
- Handy, M. 1990. The solid-state flow of polymineralic rocks. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B6, p. 8647-8661.
- Henry, S.G.; Pollack, H.N. 1988. Terrestrial Heat Flow above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. B12, p. 15153-15162.
- Hervé, M. 1977. Geología del área de Liquiñe, Provincia de Valdivia, Xa. Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 111 p.
- Hervé, F. 1994. The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive

- tectonic regime related to a magmatic arc. In *Tectonics of the Southern Central Andes; structure and evolution of an active continental margin* (Reutter, K.; editor.; et al.). Springer-Verlag, p. 243-248. Berlin.
- Hildreth, W.; Moobaht, S. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 98, p. 455-489.
- Introcaso, A.; Pacino, M.; Fraga, H. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30 and 35°S. *Tectonophysics*, Vol. 205, p. 31-48.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, p. 3211-3231.
- James, D. 1970. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 82, p. 3325-3346.
- Jordan, T.; Isacks, B.; Allmendinger, R.; Brewer, J.; Ramos, V.A.; Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 94, No. 3, p. 341-361.
- Jordan, T.; Allmendinger, R. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, Vol. 286, p. 737-764.
- Jordan, T.; Reynolds, J.; Erikson, J. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16°-33°30'S. In *Tectonic Uplift and Climatic Change* (Ruddiman, W.; editor). Plenum Press, p. 42-61.
- Jordan, T.; Burns, W.; Veiga, R.; Pángano, F.; Copeland, F.; Kelley, S.; Mpodozis, C. 2001. Extensional basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, Vol. 20, No. 3, p. 308-324.
- Karner, G.D.; Watts, A.B. 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B12, p. 10449-10477.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S Latitude). In *Geology and ore deposits of the Central Andes* (Skinner, B.; editor), Society of Economic Geology, Special Publication 7, p. 27-59.
- 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*, Vol. 15, p. 39-57.
- Keppie, J.D.; Ramos, V.A. 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. *Geological Society of America, Special Paper* 336, p. 267-276.
- Kley, J.; Monaldi, C.; Salfity, J. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland; causes and consequences. *Tectonophysics*, Vol. 301, p. 75-94.
- Klotz, J.; Khazaradze, G.; Angermann, D.; Reigber, R.; Perdomo, R.; Cifuentes, O. 2001. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in the Central and Southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 193, p. 437-446.
- Kösters, M. 1999. 3D-dichtemodellierung des Kontinentalrandes sowie quantitative Untersuchungen zur rigidität der Zentralen Anden (20°-26°S). Ph.D. Thesis (Unpublished), Freie Universität Berlin, 181 p.
- Lara, L.; Moreno, H.; Lavenu, A. 1999. Volcanism and tectonics of the Pleistocene-Holocene volcanic arc, southern Andes (40.5° - 41.5°S). In *Fourth International Symposium of Andean Geodynamics*, Actas, p. 417-420.
- Lamb, S.; Hoke, L.; Kennan, L.; Dewey, J. 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and Northern Chile. In *Orogeny through time* (Burg, J.F.; Ford, M.; editors). Geological Society Special Publications 121, p. 237-264.
- Lamb, S. 2000. Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, B11, p. 2627-2653.
- Lamb, S. 2001. Vertical axis rotation in the Bolivian orocline, South America: 1. Paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, No. B11, p. 26605-26632.
- Lavier, L.; Steckler, M. 1997. The effect of sedimentary cover on the flexural strength of continental lithosphere. *Nature*, Vol. 389, p. 476-479.
- Liu, M.; Yang, Y.; Stein, S.; Zhu, Y.; Engeln, J. 2000. Crustal shortening in the Andes. Why do GPS rates differ from geological rates? *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 18, p. 3005-3008.
- Lopez-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-233.
- Lucassen, F.; Becchio, R.; Harmon, R.; Kasemann, S.; Franz, G.; Trumbull, R.; Wilke, H.; Romer, R.; Dulski, F. 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin- the Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics*, 341, p. 195-223.
- Lyon-Caen, H.; Molnar, F.; Suárez, G. 1985. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian shield beneath the Bolivian Andes. *Earth Planetary Science Letters*, Vol. 75, p. 81-92.
- Masson, F.; Dorbath, C.; Martinez, C.; Carrier, G. 2000. Local earthquake tomography of the Andes at 20°S: implications for the structure and building of the mountain range. *Journal of South American Earth Science*, Vol. 13, p. 3-19.
- McNutt, M.; Diament, M.; Kogan, M. 1988. Variations of elastic plate thickness at continental thrust belts. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. B8, p. 8825-8838.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.; editors). Circum-Pacific

- Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series*, Vol. 11, p. 59-90.
- Mpodozis, C.; Kay, S. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28°-31°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 2, p. 153-180.
- Muñoz, N.; Charrier, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, 171-181.
- Norambuena, E.; Leffer-Griffin, L.; Mao, A.; Dixon, T.; Stein, S.; Sacks, S.; Ocola, L.; Ellis, M. 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, Vol. 279, p. 358-362.
- Nur, A.; Ben-Avraham, Z. 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. *Geological Society of America, Special Paper* 154, p. 729-740.
- Oleskevich, D.; Hyndmann, R.; Wang, K. 1999. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan and Chile. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, p. 14965-14991.
- Pankhurst, R.; Rapela, C. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. In *The proto-Andean margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.; editors). *Geological Society of London Special Publications*, No. 142, 384 p.
- Pardo, M.; Comte, D.; Monfret, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 11-22.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, F. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates from Late Cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, No. 3, p. 233-248.
- Patzwahl, R.; Mechie, J.; Schulze, A.; Giese, F. 1999. Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5°S and 25°S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, p. 7293-7317.
- Pilger, R. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 141, p. 793-802.
- Ramos, V.; Folguera, A. 1999. The Andes of Neuquén (36° - 38°S): evidence of Cenozoic transtension along the arc. In *Fourth International Symposium of Andean Geodynamics*, Actas, p. 606-609.
- Ramos, V.; Dallmeyer, R.; Vujovich, G. 1998. Time constraint on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, central Argentina. In *The proto-Andean margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.; editors). *Geological Society of London, Special Publication* 142, p. 143-158.
- Ramos, V.; Cristallini, E.; Pérez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 59-78.
- Ranalli, G. 1987. Rheology of the earth; deformation and flow process in geophysics and geodynamics. *Allen and Unwin*, 366 p.
- Regnier, M.; Chiu, J.; Smalley, R.; Isacks, B.; Araujo, M. 1994. Crustal thickness variations in the Andean foreland, Argentina, from converted waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, p. 1097-1111.
- Rivera, O.; Cembrano, J. 2000. Modelo de deformación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas oligo-miocenas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33°-33°30' S). In *Congreso Geológico Chileno No. 9, Actas*, Vol. 2, 631-636. Puerto Varas.
- Roperch, P.; Fornari, M.; Herail, G.; Parraguez, G. 2000. Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: Implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, p. 795-820.
- Sanhueza, A.; Cembrano, J. 2000. Magma ascent mechanism and arc construction in the southern volcanic zone of the Andes. In *Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 688-692. Puerto Varas.
- Schmitz, M.; Lessel, K.; Giese, F.; Wigger, F.; Araneda, M.; Bribach, J.; Graeber, F.; Grunewald, S.; Haberland, C.; Lüth, S.; Röber, F.; Ryberg, T.; Schulze, A. 1999. The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies - the PISCO 94 experiment in northern Chile (21°-23°S). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 12, p. 237-260.
- Schurr, B.; Asch, G.; Rietbrock, A.; Kind, R.; Pardo, M.; Heit, B.; Monfret, T. 1999. Seismicity and average velocities beneath the Argentine Puna plateau. *Geophysical Research Letters*, V26, No19, p. 3025-3028.
- Smith, W.; Sandwell, D. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, Vol. 277, p. 1957-1962.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for the mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 3, p. 211-215.
- Somoza, R.; Tomlinson, A. 2002. Los Andes Centrales del Sur durante el Neógeno: observaciones e hipótesis sobre la cinemática horizontal. In *Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas*, CD-ROM, Artículo No. 98, 4 p. Calafate.
- Springer, M.; Förster, A. 1998. Heat-flow density across the central Andean subduction zone. *Tectonophysics*, Vol. 291, p. 123-139.
- Springer, M. 1999. Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. *Tectonophysics*, Vol. 306, p. 377-395.
- Stewart, J.; Watts, A.B. 1997. Gravity anomalies and

- spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B3, p. 5327-5352.
- Swenson, J.; Beck, S.; Zandt, G. 2000. Crustal structure of the Altiplano from broadband regional waveform modeling: implications for the composition of thick continental crust. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. B1, p. 607-621.
- Tassara, A. 1997. Segmentación andina desde el análisis flexural de la anomalía de Bouguer. Memoria de título y Tesis de Magister (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 140 p.
- Tassara, A. (En prensa). Nazca-South American plates interaction and the formation of the Central Andean Plateau: Review of a 2D flexural analysis along the Andean margin. *Tectonophysics*.
- Tebbens, S.; Cande, S. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B6, p. 12061-12084.
- Telford, W.M.; Geldart, L.F.; Sheriff, R.E. 1990. Applied Geophysics. Second edition. *Cambridge University Press*, 770 p.
- Tiechelaar, B.W.; Ruff, L.F. 1991. Seismic coupling along the Chilean subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B7, p. 11997-12022.
- Turcotte, D.; Schubert, G. 1982. Geodynamics; applications of continuum physics to geological problems. *John Wiley and Sons*, 450 p.
- United States Geological Survey. 1996. Global topography, digital elevation model GTOPO30. The following organizations participated by contributing funding or source data: *The National Aeronautics and Space Administration (NASA)*, *the United Nations Environment Programme/Global Resource Information Database (UNEP/GRID)*, *the U.S. Agency for International Development (USAID)*, *the Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática (INEGI) of Mexico*, *the Geographical Survey Institute (GSI) of Japan*, *Manaaki Whenua Landcare Research of New Zealand*, and *the Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR)*.
- Van den Beukel, J.; Wortel, R. 1986. Thermo-Mechanical modelling of arc-trench regions. *Tectonophysics*, Vol. 154, p. 177-193.
- Vergés, J.; Ramos, V.A.; Bettini, F.; Meigs, A.; Cristallini, E.; Cortés, J.M.; Dunai, T. 2002. Geometría y edad del anticlinal fallado de Cerro Salinas. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Actas, CD-ROM, Artículo No. 358, 5 p. Calafate.
- Vivallo, W.; Zanettini, J.C.; Gardeweg, M.; Márquez, M.; Tassara, A.; González, R. 1999. Mapa de recursos minerales del área fronteriza argentino-chilena entre los 34 y 56°S. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional*, No. 1, 62 p.
- von Gosen, W. 2002. State of compressive deformation in the northeastern segment of the Northpatagonian Massif (Argentina): implications for a Patagonian Plate. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Actas, CD-ROM, Artículo No. 017, 5 p. Calafate.
- Watts, A.; Lamb, S.; Fairhead, J.; Dewey, J. 1995. Lithospheric flexure and bending of the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 134, p. 9-21.
- Wessel, F.; Smith, W. 1998. New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 79, No. 47, p. 579.
- Wigger, P.; Schmitz, M.; Arandeda, M.; Asch, G.; Baldzuhn, S.; Geise, P.; Heinsohn, W.-D.; Martínez, E.; Ricaldi, E.; Röwer, P.; Viramonte, J. 1994. Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction Investigation. In *Tectonics of the Southern Central Andes: structure and Evolution of an Active Continental Margin* (Reutter, K.J.; editor.; et al.). *Springer-Verlag*, p. 23-48.
- Withman, D.; Isacks, B.; Kay, S.M. 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*, Vol. 259, p. 29-40.
- Yáñez, G.; Gana, F.; Fernández, R. 1998. Origen y significado geológico de la anomalía Melipilla, Chile Central. *Revista Geológica de Chile*, No. 25, p. 175-198.
- Yáñez, G.; Ranero, C.; von Huene, R.; Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°-33.5°S): the role of the Juan Fernández ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, p. 6325-6345.
- Yáñez, G.; Cembrano, J.; Pardo, M.; Ranero, C.; Selles, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 23-38.
- Yuan, X.; Sobolev, S.; Kind, R.; Oncken, O.; et al. 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature*, Vol. 408, p. 958-961.
- Yuan, X.; Sobolev, S.; Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 199, p. 389-402.
- Zandt, G.; Velasco, L.; Beck, S. 1994. Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. *Geology*, Vol. 22, p. 1003-1006.