

Gravedad en la estructura andina segmento 18°-42° S

Manuel Araneda¹
María Soledad Avendaño²
María Inés Pastorino³
Álvaro Araneda⁴

Recibido enero de 2017; aceptado en diciembre de 2017

Abstract

New data of the gravity potential field in Central Andes between latitudes 18°-42° S associated with existing geophysical and geological data allow to partially clarifying the crustal structure of the mountain range and its thickening. Structural evidences of the crust are known through seismic and gravimetric data, and geological projections. This structure and its composition change considerably from east to west, at the back-arc east area; Moho discontinuity is clearly recognized, however, measurements of the active seismic at the highlands and the western range are observed only with weak Moho presence. This does not occur in the data analysis of broadband seismology data, which indicates an approximate discontinuity of 70 km. On the other hand, west from this structure along the coast, the oceanic Moho develops at an approximate depth of 40 km, which decreases from north to south according to the height and width of the Andes structure.

The petrological properties of the rocks comprising the deep crust may change due to several processes that through the analysis show variations of the classic Moho discontinuity that not necessarily correspond to a crust-mantle petrological boundary. The tectonic shortening at the back-arc is the dominant process that contributes to the formation of the Central Andes root. Additionally at the forearc and arc, hydration of the mantle wedge produces, partially, a crust thickening which is translated into a change in the regional gradient of the gravity potential field. This gradient is observed in east-west and north-south strike, which values in east-west strike vary between 2.9×10^{-5} ms⁻² per kilometer at Arica-Iquique area and 1.01×10^{-5} ms⁻² gr/cm³ per kilometer at Valdivia-Puerto Montt area. This gradient is gradual in north-south strike. At the same time,

.....

¹ Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería, (SEGMI). Correo electrónico: segmi@netexpress.cl

² Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería, (SEGMI). Correo electrónico: segmi@netexpress.cl

³ Universidad Nacional de Tucumán, Argentina. Correo electrónico: mpastorino196@gmail.com

⁴ Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería, (SEGMI). Correo electrónico: aaraneda@segmi.cl

Bouguer anomaly varies in the same proportion, with the highest variations of $380 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ in Antofagasta area and $-50 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ in Puerto Montt area.

Key words: *Gravity, seismologic, tectonics, structural model.*

Resumen

Nuevos datos del campo potencial de la gravedad en los Andes Centrales entre las latitudes 18° - 42° S, asociados a datos geofísicos y geológicos existentes, permiten en parte clarificar la estructura cortical del cordón montañoso y su engrosamiento. Evidencias estructurales de la corteza son reconocidas mediante datos sísmicos, gravimétricos y proyecciones geológicas. Dicha estructura y su composición cambian significativamente de este a oeste, en la parte este del retroarco, la discontinuidad de Moho se reconoce claramente, sin embargo, las mediciones de la sismica activa en el altiplano y cordillera occidental se observan solamente llegadas débiles del Moho, esto no sucede en el análisis de los datos de la sismología de banda ancha, los cuales indican una discontinuidad aproximada a los 70 km. Por otra parte, al oeste de esta estructura a lo largo de la costa, el Moho oceánico se desarrolla a una profundidad aproximada de 40 km, la cual disminuye de norte a sur de acuerdo a la altura y ancho de la estructura andina.

Las propiedades petrológicas de las rocas que conforman la corteza profunda, pueden cambiar por diversos procesos que mediante el análisis, presentan variaciones de la clásica discontinuidad del Moho que no necesariamente corresponden a un límite petrológico corteza-manto. El acortamiento tectónico en el retroarco es el proceso dominante que contribuye a la formación de la raíz de los Andes Centrales. Adicionalmente, en el antearco y arco, la hidratación de la cuña del manto produce en parte un engrosamiento cortical lo cual se traduce en un cambio en el gradiente regional del campo potencial de la gravedad. Este gradiente se observa en la dirección este-oeste y de norte a sur, cuyos valores en la dirección este-oeste varían entre los $2.9 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ por kilómetro en el sector de Arica-Iquique y $1.01 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ por kilómetro en el sector de Valdivia-Puerto Montt. Este gradiente es gradual en el sentido norte-sur. Al mismo tiempo la anomalía de Bouguer varía en el mismo sentido, siendo las mayores variaciones de $380 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ en el sector de Antofagasta y de $-50 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ en el sector de Puerto Montt.

Palabras clave: *Gravedad, sismología, tectónica, modelo estructural.*

Introducción

Desde el comienzo de la teoría de la tectónica de placas, los Andes han sido citados como el mayor ejemplo de un orógeno activo formado por la subducción de la litósfera oceánica bajo un margen continental. En este caso se estudiará el segmento ubicado entre las latitudes 18° S a 42° S y entre el macizo andino y el borde costero del Pacífico sur, Figura 1. No obstante de la continuidad

espacial de la cordillera con una longitud aproximada de 7 000 km al borde oeste de Sudamérica y la unicidad de los procesos responsables para su formación, del margen andino, el cual está notablemente marcado por un fuerte rumbo segmentado en aproximadamente 200 Ma, una ininterrumpida convergencia océano-continente y particularmente por un proceso orogénico muy compresivo durante el Cenozoico tardío (Mpodozis y Ramos, 1989; Sobolev y Babeyko, 2005) han producido un margen cimentado, bien caracterizado por variaciones sistemáticas en: acoplamiento de la topografía, morfoestructural, tectónica, distribución de cuencas, volcanismo, geometría de la subducción, potencia de la estructura litosférica e historia geológica (Gansser, 1973; Jordan *et al.*, 1983; Isacks, 1988; Mpodozis y Ramos, 1989; Cahill y Isacks, 1992; Dewey y Lamb, 1992; Kley y Monaldi, 1998; Gutscher, 2002; Jacques, 2003; Stern, 2004).



Figura 1. Zona de estudio en América del Sur.

Propios de estos cambios de rumbo, el margen andino puede descomponerse en varios segmentos de primer orden de acuerdo a los aspectos considerados en el margen de los cuales se desprenden diferentes definiciones, pero pensando en una definición unificada de la segmentación de los Andes. La morfología de margen andino dominado por la meseta del altiplano corresponde a la segunda más grande de la Tierra. Contrasta con la meseta del Tibet, la cual nació de la colisión entre dos continentes durante los últimos 500 Ma (Tapponnier *et al.*, 1986).

El altiplano americano ha sido construido en un tiempo relativamente breve, aproximadamente en los últimos 25 Ma, mediante la interacción de la placa sudamericana con la placa oceánica de Nazca (Isacks, 1988 y Mc Quarie, 2002).

La meseta del altiplano está ubicada en la parte central de margen andino con una altura media de 4 000 msnm y un ancho aproximado de 420 km, con un eje simétrico paralelo a la dirección de convergencia (Gephard, 1994). Los Andes Centrales de acuerdo a su morfología se pueden dividir en tres segmentos; Norte: con una altura media de 4 000 metros y ancho de 400 km, Central: con altura media de 2 000 metros y ancho de 100 km y sur: con altura media de 1 500 metros y ancho menor a 100 km.

La causa de esta segmentación aún no está completamente entendida. Es obvio que existe una correspondencia entre los límites de la segmentación andina con la subducción de la dorsal oceánica y la variación del rumbo de la placa subducta junto con la significativa correlación entre la edad de la placa de Nazca en la fosa y la morfología del erógeno. Esto ha motivado la aceptación general que la segmentación es originalmente controlada por medio de configuración de la placa de Nazca (Jordan *et al.*, 1983; Lamb y Davies, 2003).

A pesar de la evidente relevancia que la placa oceánica ha tenido para el estudio de la geodinámica del margen es necesario notar que estos segmentos y sus contornos son características geológicas que tienen mucho tiempo en el margen andino 10^8 Ma (Gansser, 1973; Kley y Monaldi, 1998). La segmentación de los Andes es producto de un largo tiempo en el margen continental, el cual no puede ser explicado en términos de la configuración corriente de la placa oceánica porque tal configuración cambia en periodos de tiempos cortos los procesos de reorganización (10^6 - 10^7 Ma) (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Tebbens y Cande, 1997).

Tectonismo y geología de los Andes

La Cordillera de los Andes es una cadena montañosa que tiene 8 000 km de longitud y se extiende a lo largo del margen continental oeste de Sudamérica. Es el resultado de la convergencia de la placa oceánica hacia la placa Sudamericana. Esta relación de convergencia tiene una tasa aproximada de 10 cm/año para los últimos 3 Ma, la cual ha sido determinada desde las anomalías magnéticas oceánicas (Somoza, 1998). Sin embargo, con el advenimiento del sistema GPS,

los datos muestran tasas de 6.2 cm/año (Kendrick *et al.*, 2003) lo que implica una disminución en la relación de convergencia.

La estructura andina tiene una compleja historia que comienza en el Paleozoico con la acreción de los bloques micro-continetales del pacífico hacia el oeste del margen de Gondwana. En ese período, la costa suroeste de Gondwana se puede observar en las sierras pampeanas. La acreción de los terranes con una nueva zona de subducción formada a lo largo del margen oeste perteneciente al Paleozoico inicial del ciclo tectónico en la evolución de los Andes, permite un gran prisma de acreción preservado a lo largo del margen del Pacífico de Chile al sur de latitud 25° S (Herve, 1988).

En el segundo ciclo del tectonismo de Gondwana, el arco magmático compuesto por granitoides y rocas volcánicas riolíticas fue desarrollado en este prisma acrecionario y en áreas adyacentes del este. El último estado evolucionario del ciclo tectónico andino (Mesozoico al Cenozoico) está caracterizado por un mayor cambio paleogeográfico. Con posterioridad la erosión en el proceso de la subducción, removió una gran cantidad de materiales acumulados en el antearco del Paleozoico.

El Mesozoico-Cenozoico de los Andes contrastando con el Paleozoico, careció de evidencias para una mayor coalicón para formar terranes y parece estar relacionado a la erosión tectónica del margen continental. La particular característica de la evolución del Mesozoico del orógeno Andino es la gran longitud del rumbo de la segmentación tectónica. Existen diferencias en la evolución geológica, estilos estructurales y conducta de la relación del arco magmático de varios segmentos, estos cambios en la naturaleza de las cuencas trans-arcos (Mpodozis y Ramos, 1989). Entonces esto debe ser muy importante en el control sobre la segmentación tectónica. De esta forma los Andes ofrecen una gran oportunidad para entender y estudiar el acoplamiento de la subducción y la orogénesis continental. La Figura 2 muestra un esquema generalizado de las unidades geotectónicas de Sudamérica.

Modelos previos en los Andes Centrales

Muchos modelos para explicar la teoría de placas de Nazca-Americana asociadas al edificio montañoso de los Andes han existido y siguen existiendo ya que la información disponible no es suficiente para tener un cuadro realista. Aún así mucha de la información es bastante consistente y los modelos se van acercando a la realidad existente. Dentro de estos avances el clásico artículo de Dawey y Bird (1970) proporciona muchas conclusiones que se han sustentado en el tiempo por ejemplo la adicción del magma a la corteza y el acortamiento cortical debido a la inversión de fallas lo cual generalmente es reconocida como los procesos más importantes en la constitución del espesor de la corteza y por consecuencia al edificio de los Andes Centrales. Por otra parte Rutland (1971) sugirió que la erosión tectónica, por medio de la subducción, de la corteza



Figura 2. Esquema generalizado de las unidades geotectónicas de Sudamérica.

oceánica bajo la Americana producía una eventual adición de este material hasta la base de la corteza oeste, la cual podría ser importante en la formación de los Andes Centrales. Modelos de diferentes autores ponen énfasis sobre estos procesos como agentes del engrosamiento cortical. Adicionalmente a estos mecanismos la expansión termal también pueden causar significativos levantamientos sin que la corteza se adelgace pero si en el manto subyacente (la litosfera no está suficientemente caliente), (Froidevaux y Isacks, 1984).

Según Kono *et al.* (1989) existen tres modelos relevantes que se resumen a continuación:

- a) El modelo de James (1971b, 1973). Este propone que la subducción de la placa oceánica desde el Pacífico, se inició en el Terciario o Jurásico continuando a través del Cretácico y Terciario. Una suposición importante en su modelo es la migración de la actividad magmática hacia el este con el tiempo, esto se debe a que con una subducción permanente la profundidad de la isoterma del punto de fusión del manto es menor y el centro de la generación de magma se mueve aun más hacia el continente. El proceso más importante de la formación morfológica de los Andes Centrales es la acreción del magma en el lado oeste de la cordillera, con el centro de la actividad moviéndose

hacia el este con el tiempo. La formación de los Andes Este y del Altiplano es de una naturaleza común. La cordillera este fue formada por el plegamiento y fallamiento inverso, causado por el esfuerzo compresivo ejercido por el magma inserto en la corteza bajo la cordillera oeste y el Altiplano es llenado por sedimentos entre montañas formado por la erosión de terrenos altos hacia el este y oeste.

- b) Suárez *et al.* (1983) propusieron un modelo de la formación de los Andes Centrales basado principalmente en el estudio de la fuente de los terremotos generados al pie de la cordillera este y asociados a las fallas inversas ocurridas en el borde este del Altiplano, bajo el establecimiento del tectonismo compresional en la corteza continental. Este proceso se encargaría del acortamiento de la corteza hacia el oeste. Cuando un espesor alcanza un valor crítico más allá de la deformación, es impedida debido a que la corteza flotaría. La posición de esta falla hacia el este generaría un nuevo régimen de fallamiento inverso activo. Por medio de la repetición de este proceso en el tiempo continua el régimen de fallamiento inverso hacia el este. Suárez *et al.* (1983) concluyen que el acortamiento de la corteza por medio de la repetición de fallas inversas es la principal causa de la formación del espesor de la corteza que sostiene el Altiplano. La presente señal esta inferida desde un modelo por medio de la gravedad (Lyon-Caen *et al.*, 1985) el cual analiza una sección de este-oeste que se extiende desde Chile a Bolivia, concluyendo que la anomalía de Bouguer cerca de la cordillera este y la cuenca del Amazona pueden ser explicadas por medio de la flexura de la litosfera continental subductada bajo el altiplano desde el este.
- c) El modelo de Uyeda y Kanamori (1979) y Uyeda (1982) compara varias propiedades de zonas de subducción en la tierra y las caracteriza en dos grupos diferentes, dependiendo de su fuerte interacción entre dos placas activas Americana y del tipo Mariana. Aunque su estudio no significa una detallada descripción de un arco específico, el tipo chileno esta aparentemente basado en la situación de la costa oeste de Sudamérica y por lo tanto relevante para la formación de los Andes y el Altiplano. En una subducción tipo chilena, la litosfera joven, subductada bajo la litosfera continental que avanza hacia la fosa. Como la placa permanece aun caliente desde la formación de la dorsal oceánica, la densidad media de la placa no es tan grande y consecuentemente la placa permanece flotando.

La litosfera continental cabalga y fuerza la litosfera oceánica subductada, pero la placa flotante va hacia abajo dentro del manto con un ángulo pequeño. La interacción entre la litosfera continental y la litosfera oceánica es muy fuerte y grandes cabalgamientos (fallas inversas) y grandes terremotos producto de fallas inversas ocurren en la fosa. El régimen de esfuerzos compresivos prevalece en el continente de cabalgamiento causando pliegues y potencia en la corteza. La formación de las cuencas de retroarco está impedida por la potente fuerza compresiva de la corteza.

Los modelos descritos contienen importantes ideas, que en algunos casos aún se mantienen y son buenas para explicar algunas características de los Andes Centrales, aún cuando tienen inconsistencias en otros aspectos. Estos procedimientos deben ser vistos revisando nuevos datos geofísicos y geológicos relevantes obtenidos en los recientes años.

Fuente de la información

Dentro del sistema interdisciplinario de investigaciones geocientíficas, el grupo "Mobility of Active Continental Margin" y el Centro Colaborativo de Investigación 267 "Procesos de deformación de los Andes" de Alemania, han realizado investigaciones geofísicas se han realizado en dos segmentos de Chile continental entre las latitudes 20°-26° S y 37°-42° S. En ambos segmentos se configuraron redes sísmicas activas y pasivas como se observan en las Figuras 3 y 4 (Wigger *et al.*, 1994; Schmitz *et al.*, 1990; Krawczyk *et al.*, 2006). Importa mencionar que el perfil realizado en la latitud 21° S es solamente uno de los perfiles realizados entre la costa y los Andes Centrales. Es importante destacar las diferentes fuentes y organismos que aportaron contribuciones a este estudio entre ellas se pueden mencionar las siguientes: Proyecto Integrated Geophysical of the Seismic Risk Zone of Southern Central Andes (38°-42° S), Fundación Volkswagen de Alemania, Prosección de la Gravedad en los Andes del Sur 29°-32° S y Gravedad en los Andes del Sur 32°-37° S patrocinado por el Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), National Imagery Mapping Agency (NIMA), Instituto Brasileiro de Geología y Estadística (IBGE), Instituto Geográfico Militar (IGM), Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería (SEGMI), Instituto Geográfico Militar Argentino (IGMA).

Sísmica activa

La ejecución de la sísmica activa en los Andes Centrales se puede dividir en dos etapas. La primera efectuada durante el período 1994-1999 entre las latitudes 20°-25° S, norte de Chile, y la segunda entre 2000-2003 entre las latitudes 36°-39° S zona de Chile Central.

Los estudios sísmicos de los Andes Centrales revelan una corteza altamente estructurada tanto en la dirección vertical como horizontal con extensivas capas de altas y bajas velocidades en la corteza superior e inferior (Wigger *et al.*, 1994; Patzwahl *et al.*, 1999; Schmitz *et al.*, 1990).

En la primera etapa dan cuenta de la ejecución de un perfil transversal que cruza los Andes Centrales, aproximadamente en la latitud 21° S (Figura 5), desde el este al oeste incluyendo el antearco del Chaco caracterizado por 38-40 km de espesor, corteza tipo craton. Su espesor aumenta hacia el oeste a 55-60 km y alrededor de 60-70 km bajo la cordillera este y más al este en el Altiplano respectivamente. Bajo la cordillera una discontinuidad de alta velocidad (6.8-7.0 km/seg) alrededor de 25 a 30 km es detectada. Esto es interpretado como

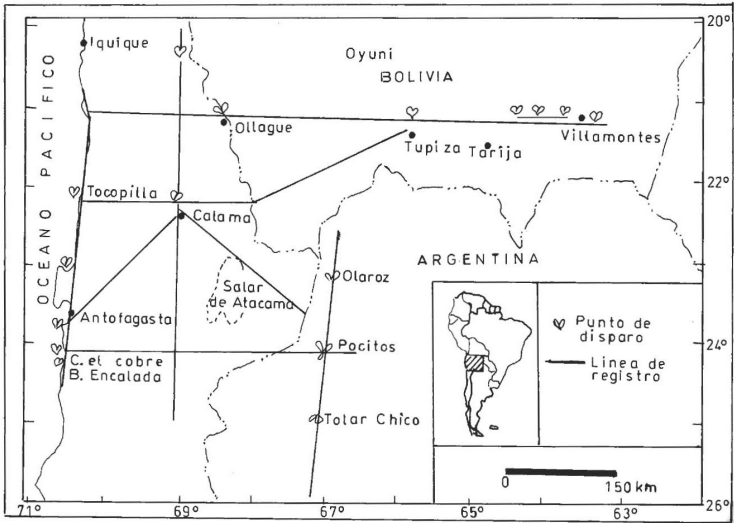


Figura 3. Ubicación de los perfiles sísmicos y puntos de disparos en los Andes Centrales del sur.

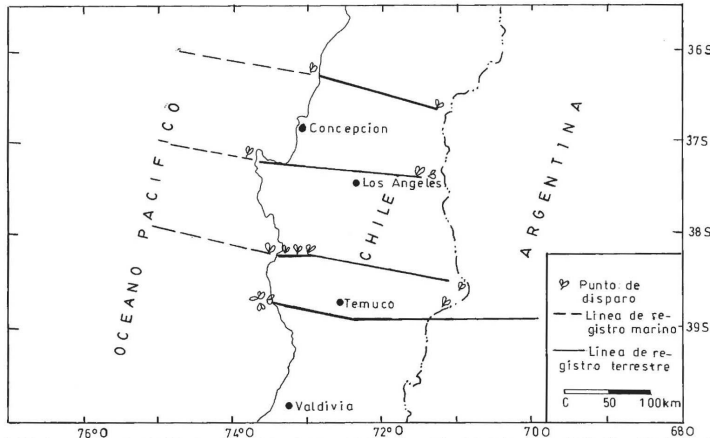


Figura 4. Ubicación de perfiles sísmicos y puntos de disparos en los Andes Centrales del sur.

la base de la corteza superior llegando a 30 km de espesor, la cual es cabalgante hacia el este sobre la corteza del escudo brasileño. Bajo el este del altiplano solamente llegadas débiles reflejadas fueron detectadas desde una profundidad aproximada de 70 km indicando una estructura y cambios composicional en profundidad hasta la raíz de los Andes (Schmitz *et al.*, 1994; Wigger *et al.*, 1994).

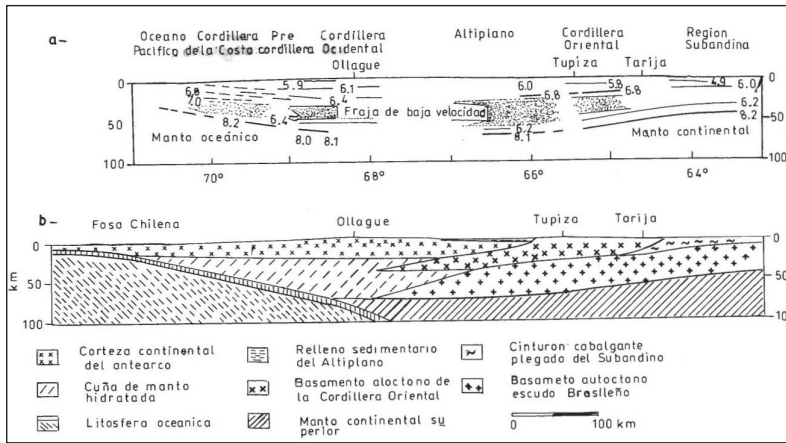


Figura 5. Perfil a lo largo del paralelo 21° S, a) líneas de igual velocidad comprobadas por observaciones directas (Wigger et al., 1994), b) Modelo interpretado.

Los patrones sísmicos llegan a ser más complicados en el oeste del altiplano y el oeste de la cordillera donde no se pudieron registrar llegadas claras desde niveles inferiores de 50-60 km en la corteza. El promedio derivado de velocidades bajo los 50-60 km es bajo comparado con los 6.0 ± 2 km/seg de acuerdo con los resultados obtenidos con estudios regionales obtenidos en el altiplano boliviano (Beck et al., 1996; Zandt et al., 1996; Yuan et al., 1999). El comienzo de un gradiente positivo de velocidades hasta la profundidad de 50-60 km puede ser interpretado como la parte superior de una zona de transición corteza-manto. Tal zona de transición tendría una potencia de 10 km con una velocidad limitada de 6.5 a 7.5 km/seg reducida a la típica rama PmP.

La evidencia de la fuerte atenuación de las ondas sísmicas bajo la cordillera oeste puede ser una razón adicional para que desaparezcan señales claramente detectables desde el límite corteza-manto (Haberland y Rietbrock, 1998). Estudios basados en las fases de las ondas convertidas P y S muestran que el límite corteza-manto existe bajo la cordillera oeste (Yuan et al., 1999) pero esto puede ser formado por una transición en el espesor de 5-10 km lo cual es dificultoso detectar por reflexiones críticas.

El patrón sísmico en el antearco es completamente diferente que las observaciones del arco y el retroarco. En la precordillera una discontinuidad con una velocidad que aumenta a 7.5 km/seg a una profundidad de alrededor de 65-70 km es observada (Wigger et al., 1994; Schmitz et al., 1990). Este aumento de velocidad es comúnmente interpretado como el reciente límite corteza/manto en el antearco. Hacia el oeste la velocidad promedio aumenta desde 6.3 km/seg en la precordillera a 6.6 km/seg en la cordillera de la costa. La base de las altas velocidades intercorticales, de 20-25 km de profundidad bajo

la costa (7.2 km/seg) y 35-40 km de profundidad bajo la precordillera (6.8-7.2 km/seg) son atribuidas al material inferior de la corteza proveniente de corteza continental inicial (Wigger *et al.*, 1994; Patzwahl *et al.*, 1999; Schmitz *et al.*, 1990).

La segunda etapa comprendió la ejecución de medidas sísmicas de refracción en tierra y mar a través del proyecto denominado SPOC en el área comprendida entre las latitudes 36°-39° S (Figura 6). En este sector fueron realizadas cuatro transectas. El perfil que permitió mayor información fue aquel realizado en la latitud 38° S ya que se utilizaron OBS/OBH en el mar cuya operación estuvo a cargo de IFM-GEOMAR de Alemania. En la interpretación de sísmica de refracción y reflexión de ángulo ancho fue modelado mediante el programa ray-tracing (Zelt y Smith, 1992).

Los registros de la exploración en tierra están restringidos a las estructuras de la corteza continental entre la cordillera de la Costa y la cordillera Principal. Los resultados indican que la corteza oceánica es aproximadamente 6-7 km de espesor y el Moho oceánico observado en alrededor de 40 km de profundidad bajo la cordillera de la Costa.

Las principales características de estos modelos son de la corteza continental entre el antearco del litoral y la cordillera Principal. La corteza continental se caracteriza por la velocidad P las cuales generalmente aumentan de oeste a este. La corteza continental superior de aproximadamente 10-15 km y la corteza inferior de aproximadamente 25 km más hacia el este fueron determinadas por la transecta SPOC-norte. Los espesores de la corteza continental fueron resueltos solamente con la transecta SPOC-norte. A lo largo de la transecta SPOC el Moho continental no fue detectado. Estos resultados muestran que el Moho continental yace a una profundidad aproximada de 40 km bajo la cordillera Principal y es más superficial hacia el oeste en aproximadamente 30 km de profundidad bajo el valle longitudinal, bajo la zona de falla de Lanalhue.

Resistividad eléctrica

Esta metodología está centrada en algunas zonas de los Andes Centrales por lo tanto están acotadas a las áreas de estudio, las cuales han sido interpretadas como el reflejo de la presencia de material fundido o fluido. Una de las zonas de baja resistividad fue detectada a 40 km de profundidad en el altiplano y en la cordillera este a 20-30 km (Schwarz y Krüger, 1997). Este descubrimiento fue confirmado por nuevas medidas magnetoteléuricas en el sur del altiplano a lo largo del paralelo 21° S. Bajo la cordillera oeste el cuadro es totalmente diferente en el norte y sur del 22° al sur del 22° la profundidad es de alrededor de 25 km la que se caracteriza por una resistividad extremadamente baja (< 1 Ohm-m).

Estas resistividades pueden ser correlacionadas con regiones de bajas velocidades de las ondas longitudinales y una fuerte atenuación de P y S (Schwarz y Krüger, 1997; Haberland y Riethrock, 1998). Adicionalmente al norte 20°-21° S esta zona de baja resistividad es desplazada desde la cordillera oeste

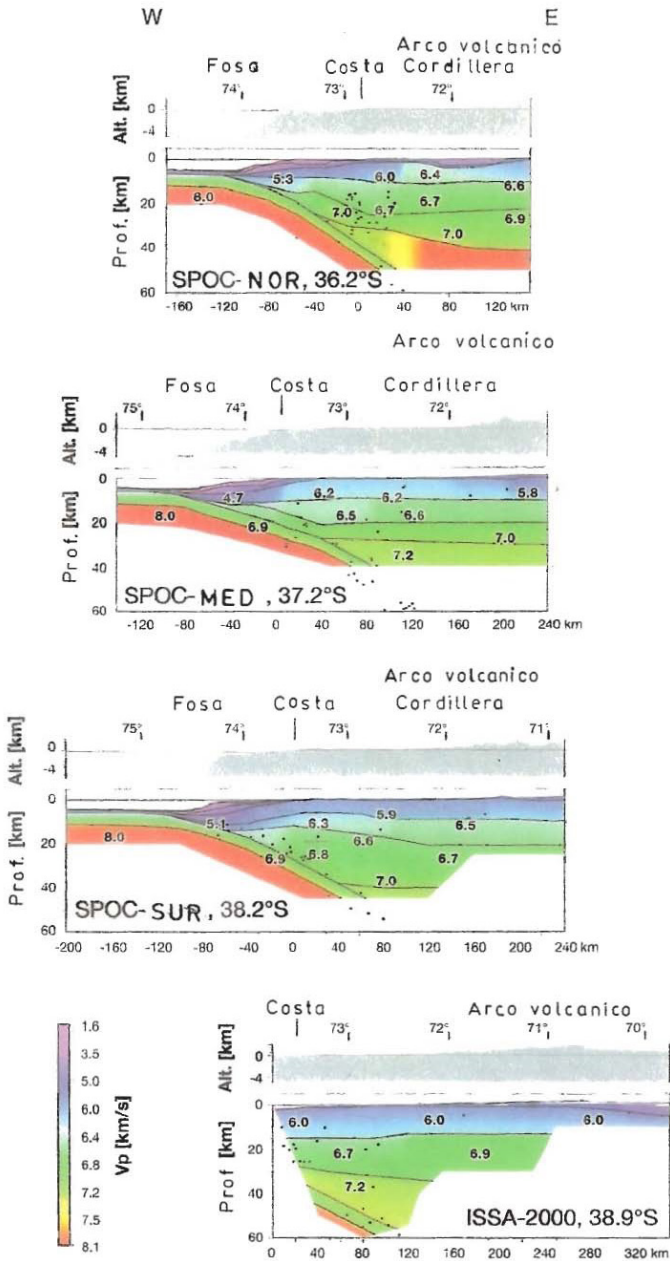


Figura 6. Perfiles sísmicos de refracción en Chile central entre el 36°-39°S realizados en los proyectos ISSA y SPOC (Krawczyk et al., 2006).

hacia el oeste dentro de zona de la fisura de la falla oeste (Calama) (Echternacht *et al.*, 1997). En todas las secciones de la fisura oeste la precordillera está caracterizada por valores de alta resistividad, valores que van al menos a 100 km de profundidad. Sin duda existen otros parámetros que influyen en la formación de los Andes Centrales (geotermia, procesos químicos) pero a menor escala.

Gravedad

La gran anomalía de Bouguer negativa de alrededor de $-450 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ en el altiplano es la característica más destacada en los Andes Centrales, Dragicevic, 1970; Götze *et al.*, 1995; Götze *et al.*, 1990; Kösters *et al.*, 1997. La tendencia regional es atribuida al establecimiento profundo del Moho. La naturaleza diferente de la estructura de la corteza de la cordillera de la Costa por un lado y la cordillera Principal por otro lado, es resuelto por la diferencia de los gradientes gravimétricos sobre los flancos oeste y este del mínimo de gravedad y puede ser relacionado a heterogeneidades intracorticales y la subducción de la placa. El campo residual gravimétrico es calculado suponiendo un contraste de la densidad constante entre la corteza y el manto superior. Sin duda existen otros trabajos de gravedad relacionados con la tectónica de los Andes Centrales (Couch *et al.*, 1981) el cual analiza las estructuras del margen continental, Chile-Perú y (Kono *et al.*, 1989) quien estudia la estructura montañosa de los Andes Centrales mediante un modelo gravimétrico.

El comienzo de las actividades gravimétricas en el norte de Chile se inició durante el año 1993 bajo el alero del "Sonderforschungsbereich 267 SFB" (Proyecto especial de investigación 267) titulado "Procesos de deformación en los Andes Centrales de la Universidad Libre de Berlín y Técnica de Berlín". Este proyecto fue iniciado en estrecha colaboración con la Universidad de Chile y Universidad Católica del Norte, Antofagasta. El objetivo fue la construcción de una base moderna de datos gravimétricos en los Andes del sur entre las latitudes 18° - 42° S, referidos a la Red Internacional. En este proceso se tomaron más de 44 840 datos de gravedad, coleccionando datos existentes y nuevos tomados durante la campaña propuesta para realizar una interpretación interdisciplinaria de datos gravimétricos con la ayuda de toda la información geocientífica (Araneda *et al.*, 1994, 1999b).

Interpretación de la gravedad

Es común utilizar la anomalía de Bouguer en áreas continentales la cual es reemplazada en el mar por la anomalía de Aire Libre por lo tanto existe una alta correlación entre la topografía de las zonas profundas y el campo gravimétrico. Ese campo al interior de la costa disminuye a un regional mínimo equivalente a $-400 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ en los Andes Centrales, principalmente relacionado al engrosamiento cortical causado por la compensación isostática y procesos tectónicos. La Figura 7 muestra un mapa de la anomalía de Bouguer obtenida en

tierra y la Figura 8, muestra la anomalía isostática la cual usa el modelo de Vening Meinsz cuyos parámetros son los siguientes: densidad cortical= 2.67 gr/cm³, densidad del manto= 3.2 gr/cm³, densidad del agua= 1.03 gr/cm³, espesor de la corteza a nivel del mar= 35 km y rigidez cortical= 1e23 Nm. El efecto gravitatorio de este modelo fue calculado usando la técnica de la serie rápida de Fourier y sustrayéndola de la anomalía de Bouguer en la estación nivelada. La anomalía resultante es el residual isostático.

Correcciones

El cálculo de las anomalías gravitacionales estuvo basado en las siguientes ecuaciones:

$$\text{Anomalía de Bouguer: } AB = g_{\text{obs}} - \delta g_{\text{top}} + \delta g_{\text{BPL}} - \chi_h$$

$$\text{Anomalía Aire Libre: } AL = g_{\text{obs}} - \chi_h$$

G_{obs} = gravedad absoluta en estación medida

δg_{top} = corrección topográfica (densidad 2.67 gr/cm³)

δg_{BPL} = corrección de Bouguer (densidad 2.67 gr/cm³)

χ_h = gravedad normal en la estación a nivel h calculada

La gravedad normal fue calculada de acuerdo a la fórmula internacional de 1967. Para la reducción topográfica se utilizó el método desarrollado por Ehrismann *et al.* (1966) adoptado en condiciones especiales para ser usado en los Andes Centrales. En el cálculo de la corrección topográfica fue usada una grilla basada en el modelo gtopo 30 del USGS (modelo digital de elevación).

Problemas logísticos y la gran área de investigación no siempre permitieron repetir las lecturas en estaciones consideradas como bases para determinar la deriva instrumental. Sin embargo aun cuando los circuitos fueron dificultosos la deriva instrumental de los gravímetros LaCoste Romberg modelo G no excedieron de 0.1x10⁻⁵ ms⁻² por día. En cuanto a las coordenadas de las estaciones fue utilizada la cartografía escala 1:50 000 y GPS navegador, con este sistema el error de posicionamiento no excedió de 50 metros en el sector norte y central de la investigación.

El otro parámetro muy importante fue la determinación de las alturas de cada estación. En este sentido gran parte de las estaciones fueron tomadas sobre líneas de nivelación del Instituto Geográfico Militar (IGM) y el resto mediante el sistema altimétrico, para ello se utilizó altímetro tipo Wallace y Tiernan FA181, esta fue realizada mediante la manera usual que se emplea en las medidas gravimétricas, repitiendo las medidas en puntos bases y reiterando las medidas cuanto sea posible. Además los perfiles de varios días fueron combinados con el objeto de eliminar los errores sistemáticos. El error estimado muestra que en los peores casos la precisión fue menos de 12 metros dando un error de la anomalía de Bouguer de cerca de 3x10⁻⁵ ms⁻² la cual es menor que 1% de la anomalía regional.

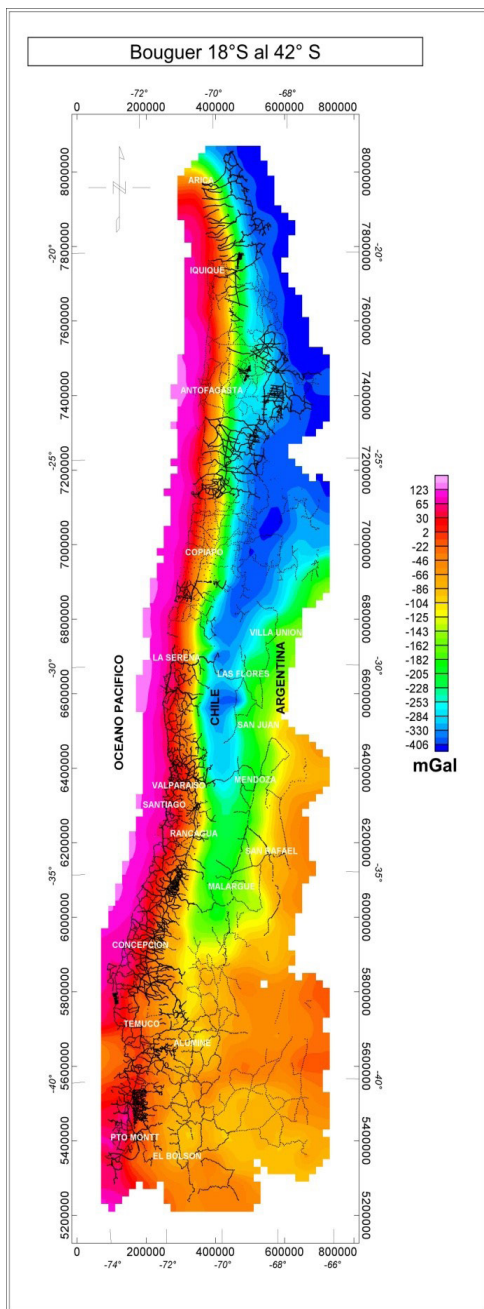


Figura 7. Anomalia de Bouguer.

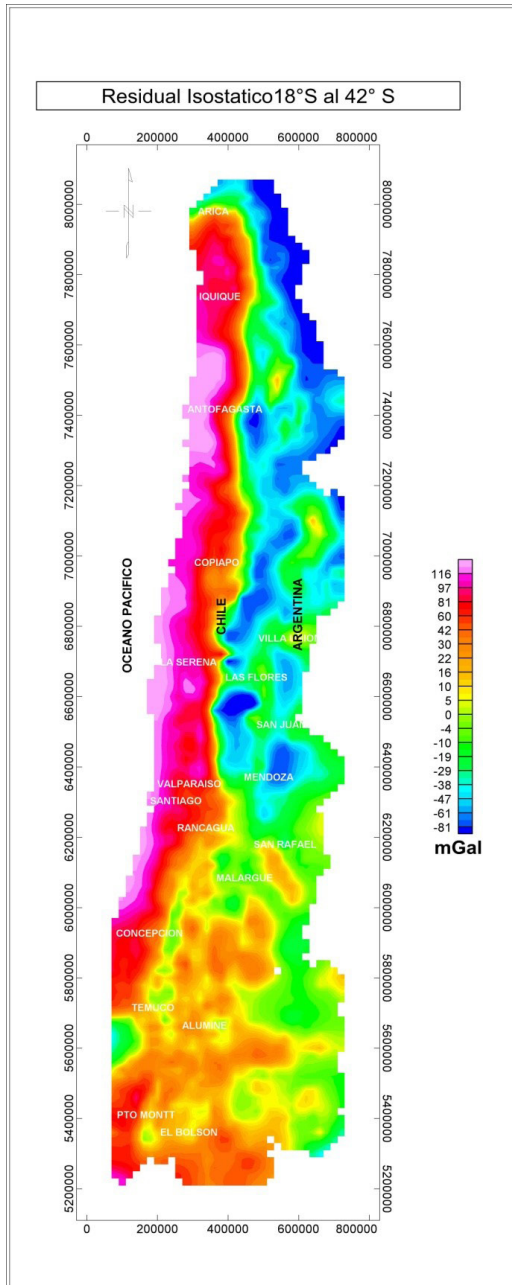


Figura 8. Residual Isostatico.

La toma de datos gravimétricos se realizó durante tres periodos de tiempo, año 1987-1989, entre las latitudes 19°-26° S, norte de Chile-Argentina y sur de Bolivia; latitudes 36°-42° sur de Chile-Argentina, 1995-2001 y latitud 27°-35° S zona central de Chile entre los años 2003 y 2005.

Resultados

Estudios geofísicos y geológicos revelan claramente la asimetría estructural en la evolución del edificio de los Andes Centrales.

La anomalía de Bouguer y residual isostático mostrado en las Figuras 7 y 8 revelan claramente las anomalías asociadas a la mega estructura de los Andes Centrales, sector central y borde costero con el océano Pacífico. Estas estructuras están asociadas a valores de la anomalía de Bouguer de oeste a este cuyos valores son los siguientes: $-20 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ a $+130 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ zona costera, $-21 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ a $-140 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ zona central y $-141 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ a $-340 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ zona andina.

Los resultados de la interpretación de la anomalía de Bouguer dada en perfiles de norte a sur Figura 9, presentan información en cuanto a espesores de corteza, involucrando varias regiones de los Andes, Tabla 1, Figuras 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 y 17. Las densidades consideradas en la interpretación de los perfiles gravimétricos corresponden a los modelos tomados por los respectivos autores, en el caso de esta presentación fueron los siguientes; corteza superior $\rho = 2.67 \text{ gr/cm}^3$, corteza inferior $\rho = 2.91 \text{ gr/cm}^3$ y manto $\rho = 3.2 \text{ gr/cm}^3$.

Tabla 1

| | Costa | Los Andes | Sector argentino | Latitud |
|--------------------------------|-------|-----------|------------------|---------|
| Perfil Arica | 30 km | 66 km | 50 km | 18.5° S |
| Perfil Copiapó | 25 km | 55 km | ~30 km | 27.3° S |
| Perfil Illapel | 30 km | 60 km | ~35 km | 31.5° S |
| <i>Perfil Transcontinental</i> | | | | |
| Perfil Santiago | 35 km | 67 km | 31 km | 33.5° S |
| Perfil Talca | 20 km | 50 km | ~35 km | 35.5° S |
| Perfil Concepción | 32 km | 45 km | ~35 km | 36.7° S |
| Perfil Lebu | 28 km | 38 km | ~33 km | 37.6° S |
| Perfil Temuco | 22 km | 40 km | ~38 km | 38.7° S |

Conclusiones

De datos sísmicos y geológicos se pueden distinguir tres regiones principales en los Andes: 1) corteza tectónicamente gruesa al este del retroarco (cordón subandino al este del altiplano), 2) una potencia delgada en el retroarco al

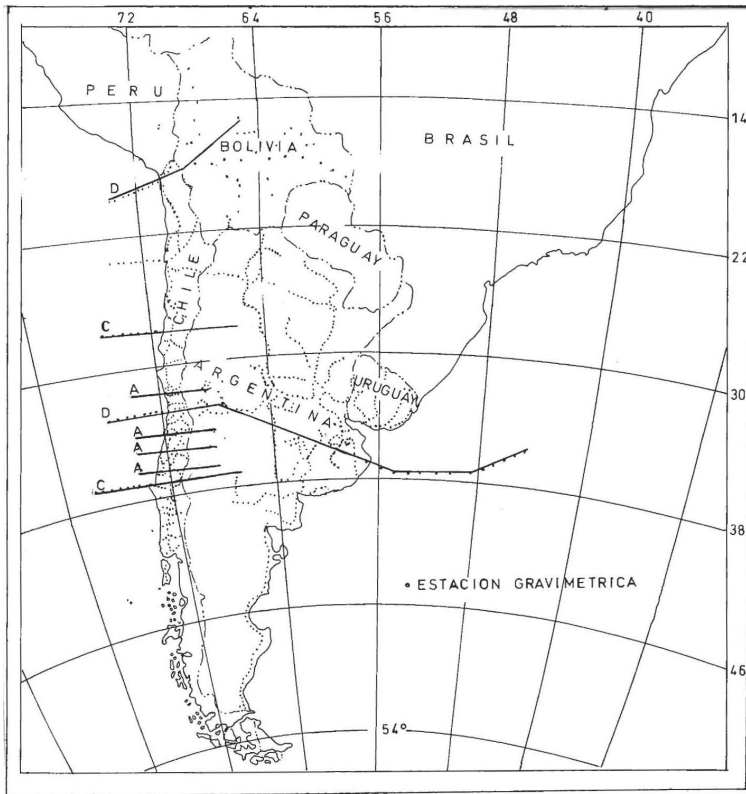


Figura 9. Ubicación de perfiles gravimétricos en el sector oeste de Sudamérica y transcontinental.

oeste del altiplano y región del arco, cordillera oeste, 3) corteza fría del antearco (precordillera a cordillera de la costa la cual es delgada en términos geofísicos (Giese, 1999). Pero cual es el presente geológico, solamente existe la débil evidencia de acortamiento (delgado) (Scheuber *et al.*, 1994, Schmitz *et al.*, 1994, Wigger *et al.*, 1994).

Como el grosor de la corteza es determinado por datos geofísicos, la discusión de los procesos del engrosamiento o adelgazamiento de la corteza tiene que considerar no solamente los procesos de tectonismo y magmatismo sino también otros procesos los cuales en algunos casos son de difícil obtención pero son importantes para obtener mejores modelos del estado petrofísico de los materiales constituyentes (rocas). La fase de transformaciones descrita anteriormente, cambios de velocidad y densidades no consideran que se produzcan en las rocas del manto-rocas de la corteza sino también rocas corticales-manto rocas.

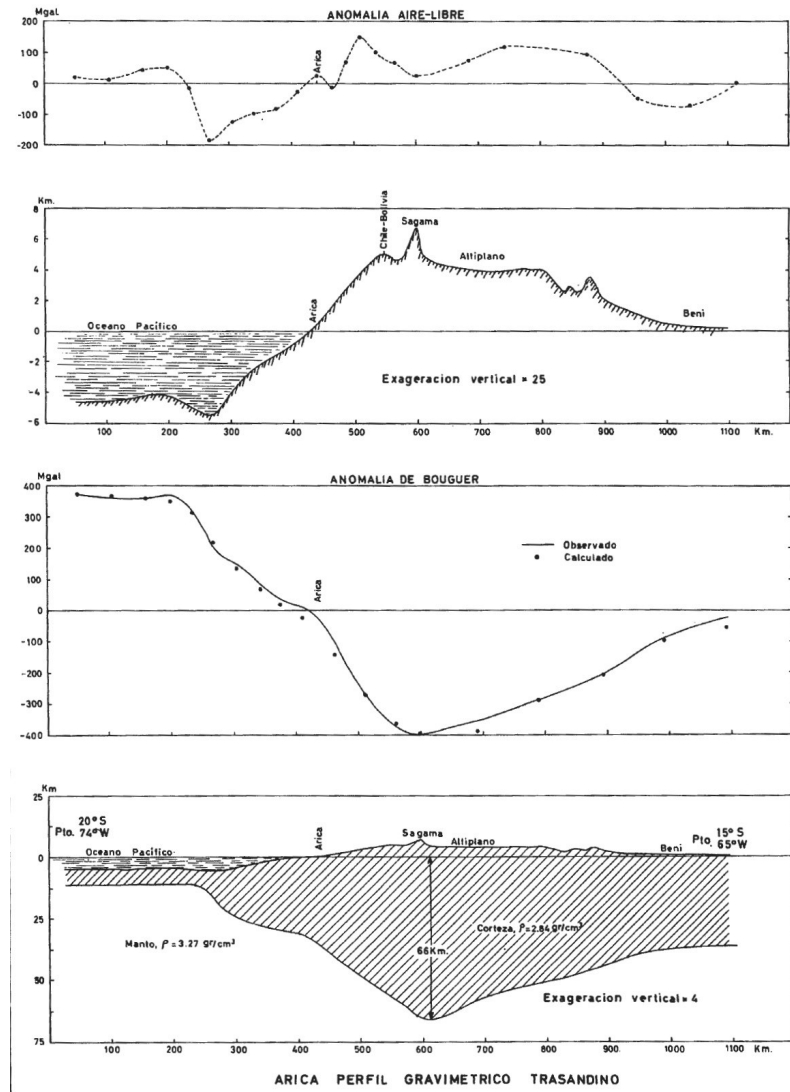


Figura 10. Perfil gravimétrico Arica a la latitud 18.5° S (Dragicevic, 1970).

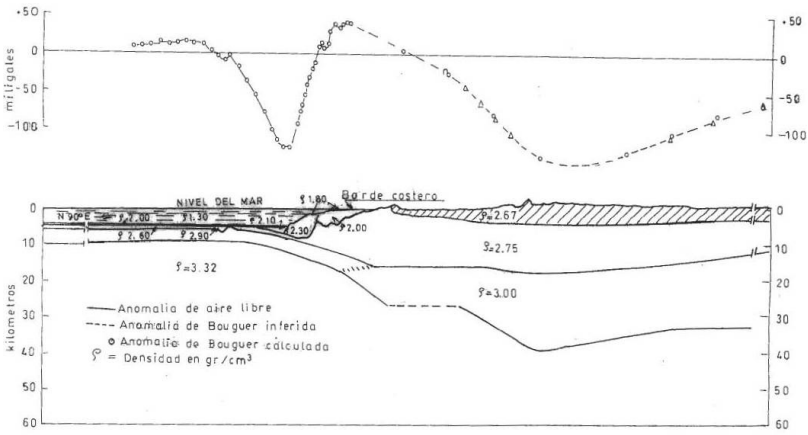


Figura 11. Lebu, Sección estructural de la corteza a la latitud 37° 45' S (Couch et al., 1981).

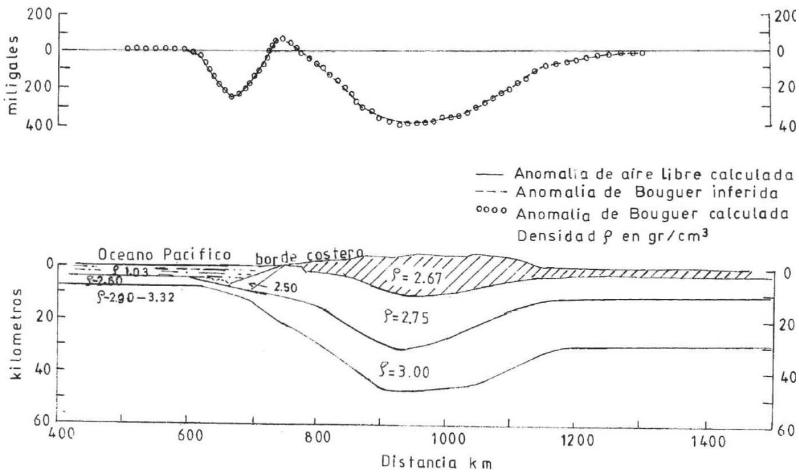


Figura 12. Copiapó, Sección estructural de la corteza a la latitud 27° S (Couch et al., 1981).

Se ha demostrado que el caso excepcional de engrosamiento de la corteza de los Andes requiere de nuevas interpretaciones de la reciente discontinuidad del Moho así como también la borrosa acústica de la discontinuidad de Paleo-Moho. Deformación delgada y cubierta son capaces de producir grandes engrosamientos corticales, profundamente enterrados pueden ser metamorfoseados en eclogitas los cuales geofísicamente tienen una conducta parecida a los materiales del manto (Giese et al., 1999).

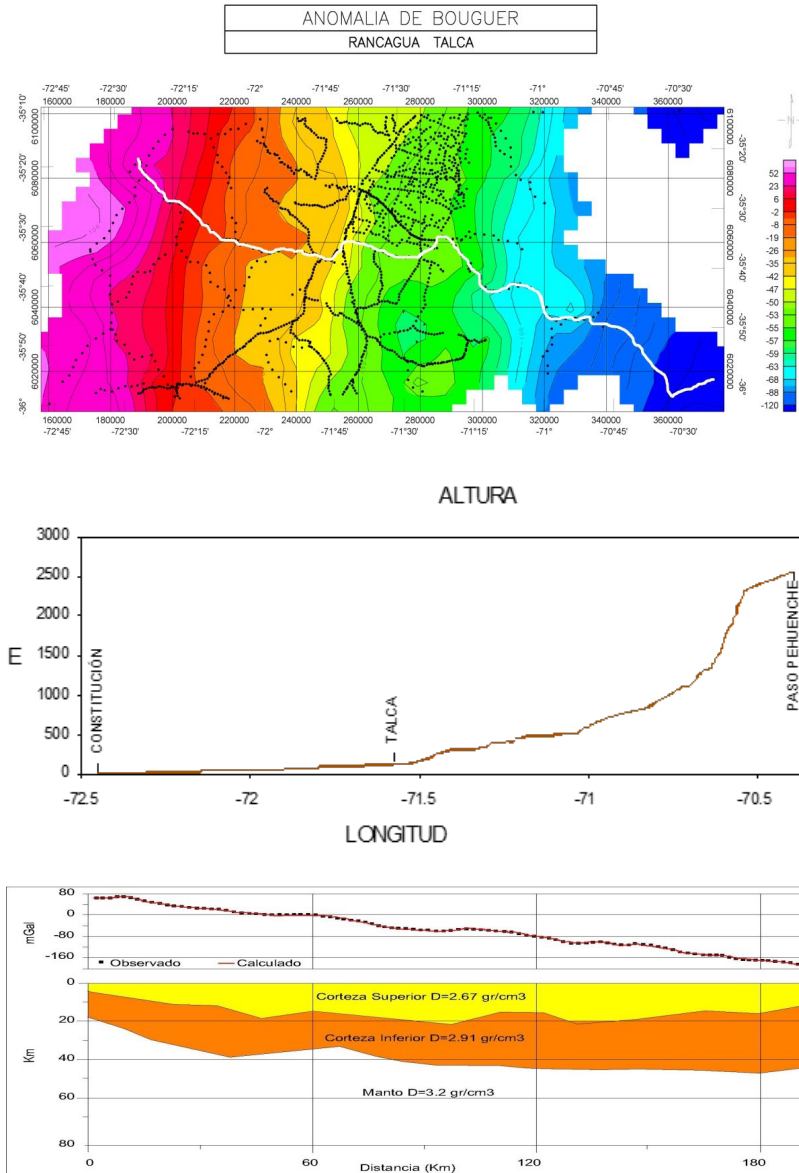


Figura 15. Sección Rancagua, Talca Latitud 35°30'S.

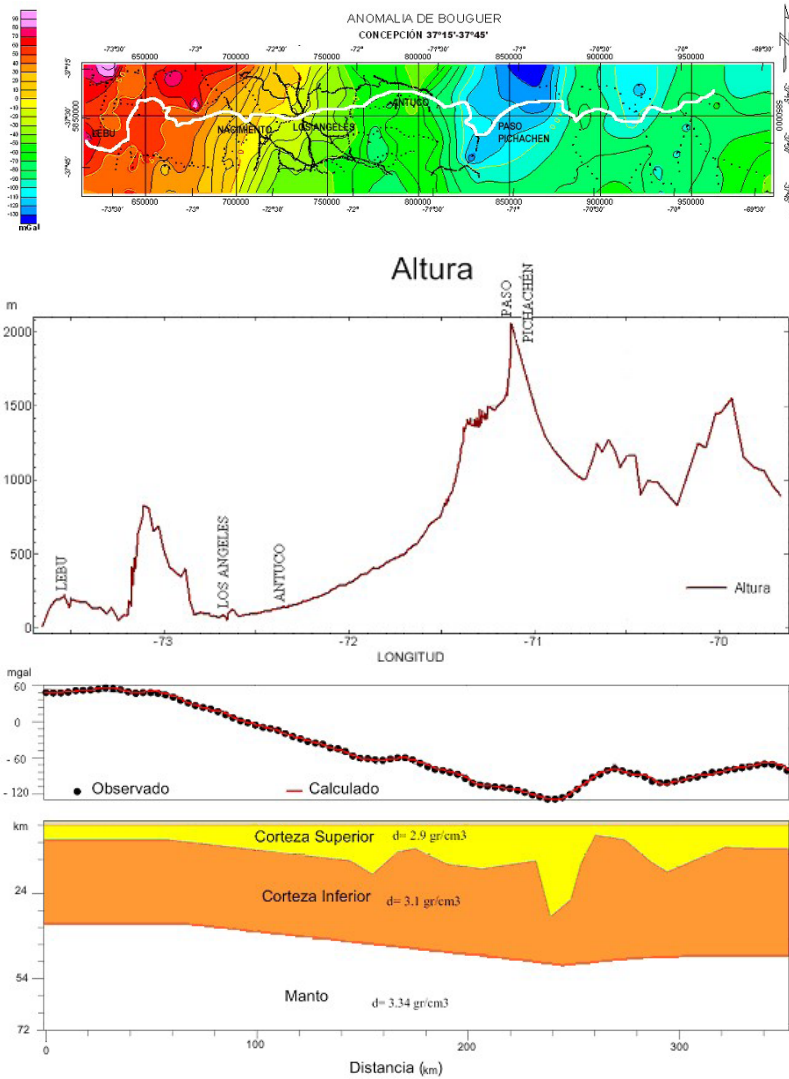


Figura 16. Sección Concepción, Latitud 37°15'S.

En la región del antearco los procesos de deshidratación de la placa inferior causa hidratación y metamorfismo en la cuña subyacente del manto asociada con la disminución de la densidad y velocidad sísmica V_p , típica de los valores corticales, tal proceso permite engrosamiento de una corteza falsa.

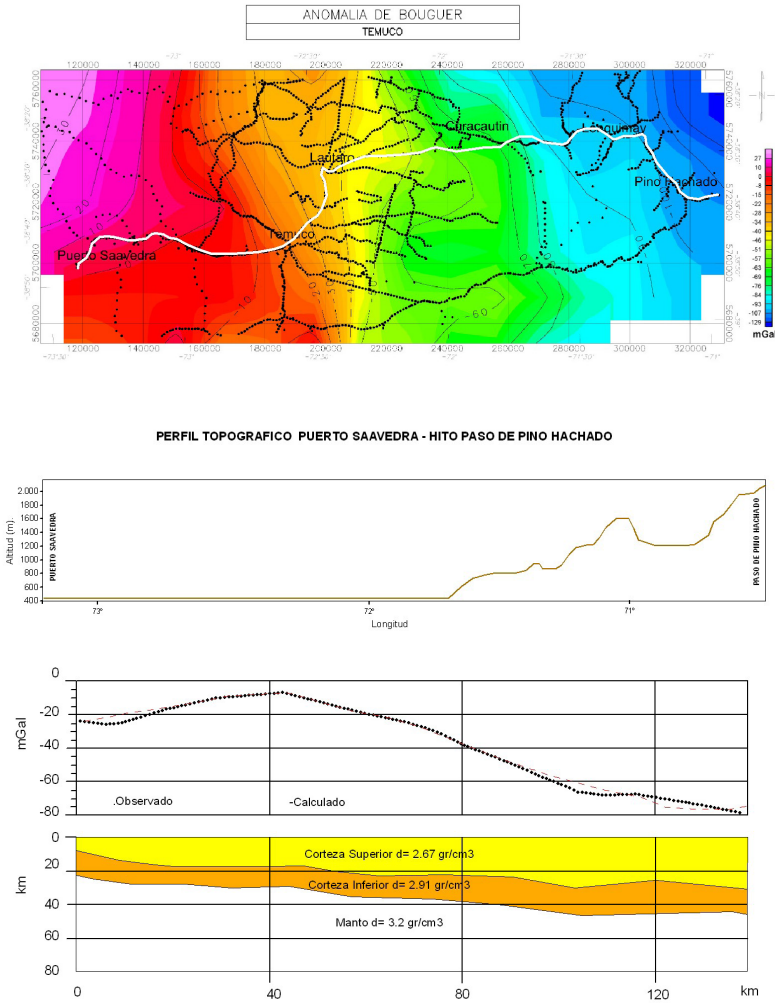


Figura 17. Sección Temuco, Latitud 38°50' S.

En la mayoría de los casos para determinar la estructura de los Andes se han considerado parámetros de densidades y velocidades pero no han considerado otros que de alguna forma inciden (presión, magmatismo, temperatura y propiedades geológicas). Esta incidencia y porcentaje de parámetros son normalmente de difícil obtención.

En el retroarco el grosor de la corteza es gobernado por el acortamiento tectónico. Sin embargo como este tipo de engrosamiento puede acumular solamente el 55% del total de grosor cortical en los Andes Centrales, el déficit de más de 40% del grosor de la corteza puede ser explicado por otros procesos. La adición magmática desde el manto dentro de la corteza puede contribuir solamente el 5% al grosor de la corteza. Una porción distinta del grosor de la corteza de 15% puede ser atribuida a procesos de hidratación de la cuña del manto en el antearco y tal vez también en el oeste del retroarco otro 5% puede ser atribuido a la erosión por subducción (Giese *et al.*, 1999).

Un total de 75%-85% de la raíz de la corteza de los Andes Centrales puede ser explicado por tectonismo (incluyendo erosión por subducción) magnetismo y procesos petrológicos. El déficit remanente de $\approx 20\%$ puede ser explicado por errores de estimación del diseño del modelo y o procesos desconocidos. La mayoría de estas faltas pueden estar centradas bajo la cordillera oeste y al oeste del altiplano donde la transición desde el espesor tectónico del retroarco de la corteza toma lugar en la corteza profunda razón por la cual se hace necesario realizar estudios más profundos en esta área (geofísica, tectónica, petrofísica, petrología) con el objeto de tener un conocimiento del comportamiento del acortamiento cortical (problema aun no resuelto en la región del altiplano y puna) y en entender cualitativamente los procesos de la subducción y erosión.

Como un esbozo realizado por (Kley y Manoldi, 1998) el acortamiento tectónico muestra considerables variaciones a lo largo del rumbo en el orógeno de los Andes Centrales. Cerca de los extremos norte y sur de las mesetas del altiplano/puna, una gruesa corteza es evidenciada por una negativa y larga anomalía de Bouguer asociada con una pequeña cantidad de acortamiento a lo largo de la latitud 21° S. Este acortamiento tectónico puede contribuir no más de un 30% del volumen de la presente raíz.

La anomalía de Bouguer (Figura 7), es un parámetro confiable que nos indica el engrosamiento de la corteza en los Andes Centrales, junto a este parámetro las velocidades sísmicas también aportan un índice real del comportamiento estructural de la corteza de los Andes Centrales.

Consecuentemente otros procesos deben haber estado operando para el engrosamiento de la corteza. Un flujo longitudinal especulativo de material dúctil a niveles de corteza inferior a lo largo del rumbo desde el norte y/o sur pueden haber contribuido al espesor cortical. Una estimación cuantitativa directa de tal contribución es dificultosa o aun imposible de obtener.

En conclusión, un estudio colaborativo en los Andes Centrales demuestra que la expresión "Discontinuidad del Moho", requiere de una clara diferenciación entre petrología y el límite geofísico corteza-manto que demuestren que existen diferentes procesos los cuales contribuyen a los procesos de la formación de las raíces de las montañas.

Agradecimientos

Este estudio contó con el patrocinio de la Empresa Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería (SEGMI) y en parte importante con la colaboración del Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH).

Referencias

- Araneda, M.; Avendaño, M.S.; Schmidt, S.; Götze, H.-J. y Muñoz, J., 1999b. Hoja Puerto Montt, Carta Gravimétrica de Chile, Sernageomin, Chile, p. 18.
- Araneda, M.; Götze, H.J.; Schmidt, S.; Goltz, G.; Alvers, M.; Riquelme, R.; Ugalde, H.; Ibbeken, H.; Kiefer, E. and Dörr, M., 1994. "MIGRA, A new update of the gravity database in Northern Chile", *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, tomo I, Concepción, Chile.
- Beck, S.; Zandt, G.; Meyers, S.C.; Wallace, T.C.; Silver, P.G. and Drake, L., 1996. "Cristal Thickness Variations in the Central Andes Geology", 24, pp. 407-410.
- Cahill, LT. and Isacks, B., 1992. "Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate", *Journal of Geophysical Research*, 97, pp. 17503-17529.
- Couch, R.; Witssett, R.; Huehne, B. and Briceño-Guarupe, L., 1981. "Structures of the Continental Margin of Peru and Chile", *The Geological Society of America Inc Memoir 154*, pp. 703-726.
- Dragicevic, M., 1970. *Carta Gravimétrica de los Andes Meridionales e Interpretación de las Anomalías de Gravedad de Chile Central*, Departamento de Geofísica y Geodesia, Universidad de Chile, Publicación 93, 42 p.
- Dewey, I.F. and Bird, I.M., 1970. "Mountain Belts and the New Global Tectonics", *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 2625-2647.
- Dewey, J.F. and Lamb, S.H., 1992. *Active Tectonic of the Andes Tectonophysics*, 205, pp. 79-95.
- Echternacht, F.; Tauber, S.; Eisel, M.; Brasse, H.; Schwarz, G. and Haak, V., 1997. "Electromagnetic Study of the Active Continental Margin in Northern Chile", *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 102(12), pp. 69-88.
- Ehrismann, W.; Müller, G.; Rosenbach, O. and Sperlich, N., 1966. "Topographic Reduction of Gravity Measurements by the Aid of Digital Computers", *Boll. Geofisica Teorica ed Applicata*, 8(29).
- Froidevaux, C. and Isacks, B.L., 1984. "The Mechanical State of the Lithosphere in the Altiplano-Pua Segment of the Andes", *Earth Planet. Sci. Lett.* 71, pp. 305-314.
- Gansser, A., 1973. "Facts and Theories on the Andes", *J. Geol. Soc.*, London, 129, pp. 93-131.
- Gephard, J., 1994. "Topography and Subduction Geometry of the Central Andes: Clues to the Mechanics of a Non-Collisional Orogen", *J. Geophys. Res.*, vol. 99, pp. 12279-12288.
- Giese, P.; Scheuber, E.; Schilling, F.; Schmitz, M. and Wigger, P., 1999. "Crustal Thickening Processes in the Central Andes and the Different Natures of the Moho-Discontinuity", *Journal of South American Earth Sciences*, 12, pp. 201-220.

- Götze, H.J.; Lahmeyer, B.; Schmidt, S.; Strunk, S. and Araneda, M., 1990. "A new gravity data base in the Central Andes 20°-26° S", *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 71(16), pp. 401, 406-407.
- Götze, H.-J.; Schmitz, M.; Gise, P.; Schmidt, S.; Wigger, P.; Schwarz, G.; Araneda, M.; Chong, G. and Viramontes, J., 1995. "Las Estructuras Litosféricas de los Andes Centrales Australes Basadas en Interpretaciones Geofísicas, una Revisión", *Revista Geológica de Chile*, 22(2), pp.179-192.
- Gutscher, M.A., 2002. "Andean Subduction Style and their Effect on Thermal Structure and Interplate Coupling", *Journal of South American Earth Sciences*, 15, pp. 3-10.
- Haberland, Ch. and Rietbrock, A., 1998. Q-Tomographie in den Zentralen Anden 58 Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft Göttingen Tagungsband 174.
- Herve, F., 1988. "Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile", *Episodos*, 11(3), pp. 183-188.
- Isacks, B., 1988. "Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline", *Journal of Geophysical Research*, 93, pp. 3211-3231.
- James, D.E., 1971b. "Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes", *Geological Society of America Bulletin*, vol. 82, pp. 3325-3346.
- James, D.E., 1973. "The Evolution of the Andes", *Sci. Am.*, 229(2), pp. 60-69.
- Jaques, I., 2003. "A Tectonostratigraphic Synthesis of the Sub-Andean Basin: Implications for the Geotectonic Segmentation of the Andean Belt", *Journal of Geological Society London*, 160, pp. 687-701.
- Jordan, T.; Isacks, B.; Allmendinger, R.; Brewer, J.; Ramos, V. and Ando, C., 1983. "Andean Tectonics Related to Geometric of Subduction Nazca Plate", *Geological Society of America, Bulletin*, 94, pp. 341-361.
- Kendrick, E.; Bevis, M.; Smalley, R.; Brook, B.; Barriga, R.; Lauria, E. and Souto, L., 2003. "The Nazca-South America Euler Vector and its Rate of Change", *Journal of South America Earth Sciences*, 16, pp. 125-131.
- Kley, J. and Monaldi, C.R., 1998. "Tectonic Shortening and Crustal Thickness in Central Andes: How Good is the Correlation", *Geology*, 26(8), pp. 723-726.
- Kono, M.; Fukad, Y. and Yamamoto, A., 1989. "Mountain Building in the Central Andes", *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, no. B4, pp. 3891-3905.
- Kösters, M., Götze, H.-J.; Schmidt, S.; Fritsch, J. and Araneda, M., 1997. "Gravity Field of a Continent-Ocean Transition Mapped from Land, Air and Sea", *EOS Transactions (AGU)*, 78, pp. 13-16.
- Krawczyk, C.; Mechie, J.; Lüth, E.; Tasárova, Z.; Wigger, P.; Stiller, M.; Brasse, H.; Helmut, P.E.; Araneda, M. and Bataille, K., 2006. "Geophysical Signatures and Active Tectonics at the South-Central Chilean Margin", in the *Frontiers in Earth Sciences*, ed. J.P. Brun, O. Oncken, H. Weisseert, C. Dullo, pp. 171-192.
- Lamb, S. and Davies, P., 2003. *Cenozoic Climate Change as a Possible Cause for the Rise of the Andes*. *Nature*, 425, pp. 792-797.

- Lyon-Caen, H.P.; Molnar, P. and Suarez, G., 1985. *Gravity Anomalies and Flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, pp. 81-92.
- Mc Quarie, N., 2002. "The Kinematic History of the Central Andean Fol-Thrust Belt, Bolivia: Implication for Building a High Plateau", *GSA Bulletin*, 114(8), pp. 950-963.
- Mpodozis, C. and Ramos, V., 1989. "The Andes of Chile and Argentina". In *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, G. Ericksen, M. Cañas Pnochet and J. Reinemund (eds.), Earth Science Serie, Circun-Pacific Council of Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, pp. 59-89.
- Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. "Relative Motion of the Nazca (Farallon) and South America Plates since Late Cretaceous Time", *Tectonics*, 6, pp. 233-298.
- Patzwahl, R.; Mechie, J.; Schulze, A. and Giese, P., 1999. "Two Dimensional-Velocity Models of the Nazca-Plate Subduction Zone Between 19.50° S and 25° S from Wide-Angle Seismic Measurements During the CINCA 95 Project", *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 7293-7317.
- Rutland, R.W.R., 1971. *Andean Orogeny and Sea Floor Spreading*. *Nature*, 233, pp. 252-255.
- Sacks, L.S., 1983. "The Subduction of Young Lithosphere", *J. Geophys. Res.*, 88, pp. 3355-3366.
- Samoza, R., 1998. "Update 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, pp. 211-215.
- Scheuber, E.; Bogdanic, T.; Jensen, A. and Reutter, K.-J., 1994. "Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic", in Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P. (eds.), *Tectonic of the Southern Central Andes*, Springer, Berlin, pp. 121-140.
- Schmitz, M.; Lessel, K.; Graeber, F.; Haberland, C.; Wigger, P.; Gise, P.; Schulze, K.; Araneda, M.; Bribach, J.; Grunewald, S.; Rower, P. and Ryberg, P., 1990. "The Crustal Structure beneath the Central Andes and Forearc as Derived from Seismic Refraction Studies -the Pisco 94 Experiment in Northern Chile (21°-23° S)", *Journal of South American Earth Sciences*.
- Schmitz, M.; Araneda, M.; Asch, G.; Giese, P.; Lessel, K.; Rower, P.; Ryberg, T.; Schulze, A. and Wigger, P., 1994. "PISCO 94 Proyecto de Investigación Sismológica de la Cordillera Occidental. Parte II; Sísmica de Refracción", en *Congreso Geológico Chileno N° 7*, Actas vol. 2, pp. 1447-1450.
- Schwarz, G. and Krüger, D., 1997. "Resistivity Cross Section Through the Southern Central Andean Crust as Inferred from 2D Modeling of Magnetotelluric and Geomagnetic Deep Sounding Measurements", *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, no. B-6, pp. 11957-11978.
- Sobolev, S. and Babeyko, A., 2005. *What Drives Orogeny in the Andes* *Geology*, 33. DOI: 10.1130/G21557.1
- Stern, C., 2004. "Active Andean Volcanics: Its Geologic and Tectonic Setting", *Rev Geol. Chile*, 31(2), pp. 161-206.
- Suarez, G.; Molnar, P.; Burchfiel, B.C., 1983. "Seismicity Fault Plane Solution Depth of Faulting and Active Tectonic of the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia", *J. Geophys. Res.*, 88, pp. 10403-10428.

- Tabbens, S.; Cande, S., 1997. "Southeast Pacific Tectonic Evolution from Early Oligocene to Present", *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 12061-12084.
- Tapponnier, P.; Peltzer, G. and Armijo, R., 1986. "On the Mechanics of the Collision between India and Asi" in Coward, M.C. and Ries, A.C. (eds.), *Collision Tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub. Lon.* 19, pp. 115-157.
- Wigger, P.; Schmitz, M.; Araneda, M.; Asch, G.; Balduzuhn, S.; Gise, P.; Heinsohn, W.-D.; Martinez, E.; Ricaldi, E.; Röwer, P. and Viramonte, J., 1994. "Variation of the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction Investigations", in Reutter, K.J.; Sheuber, E.; Wigger, P. (eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer, Berlin, pp. 23-48.
- Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979. "Bach-arc Opening and the Mode of Subduction", *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 1049-1061.
- Uyeda, S., 1982. Subduction zone: An Introduction Comparative Subductology. *Tectonophysics*, 81, pp. 133-159.
- Yuan, X.; Sobolev, S.V.; Kind, R.; Oncken, O. and Andes Seismology Group, 1999, "New Constrains on Subduction and Collision Process in the Central Andes from Comprehensive Observation of P to S Converted Seismic Phases", *Science*.
- Zandt, G.; Beck, S.; Rupert, S.R., Ammon, C.J.; Rock, D.; Minaya, E.; Wallace, T.C. and Silver, P., 1996. "Anomalous Crust of the Bolivian Altiplano Central Andes Constraints from Broadband Regional Seismic Waveforms", *Geophysical Research Letter*, 23, pp. 1159-1162.
- Zelt, C.A. and Smith, R.B., 1992. "Seismic Traveltime Inversion for 2-D Crustal Velocity Structure", *Geophys. J. Int.*, 108, pp. 16-34.