

Posibilidades de atenuación cortical en la cuenca Cuyana a partir del análisis de datos de gravedad

Silvia MIRANDA y Jesús A. ROBLES

*Instituto Geofísico Sismológico Volponi. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad Nacional de San Juan. Meglioli 1160-sur, 5400 San Juan.
E-mail: s_mirandaar@yahoo.com*

RESUMEN. La cuenca Cuyana forma parte del conjunto de cuencas triásicas desarrolladas en el antepaís andino de Argentina. El origen de esta estructura ha sido postulado como el resultado de esfuerzos extensionales. La atenuación cortical es un rasgo estructural característico de los paleo-rifts, aunque su identificación es a veces complicada por la cubierta sedimentaria y los eventos tectónicos posteriores. Con el objeto de contribuir a la interpretación geológica, se analizó el campo de gravedad medido sobre la misma. Para este estudio, los efectos de gravedad del relleno sedimentario de la depresión y de la raíz andina al oeste fueron calculados y luego removidos de las anomalías de gravedad observadas. Información sísmica de velocidades y espesores fueron incorporados para el cómputo del efecto de gravedad del relleno sedimentario. Un modelo isostático balanceado en la hipótesis de Airy sirvió para modelar el efecto de gravedad de la raíz andina. El filtrado de superficies de tendencia nos permitió establecer la existencia de máximos de gravedad sobre la cuenca propiamente dicha. Además, el análisis isostático en el concepto de Airy, postulando anti-raíces a nivel de Moho bajo la depresión, indicó un estado actual de leve sobrecompensación. En este sentido la cuenca debería, en lo futuro, subsidir para alcanzar el equilibrio. El modelado gravimétrico sobre dos secciones transversales en 33° 30' y 35° de latitud sur, en términos de la topografía de Moho, señalan que el Moho sería más somero bajo la cuenca. Estos resultados indican que un modelo que admite leve atenuación cortical actual para justificar los excesos de gravedad, es factible de ser postulado para la estructura cortical de la cuenca Cuyana.

Palabras clave: *Geofísica, Gravimetría, Cuenca Cuyana, Atenuación cortical*

ABSTRACT. *Possibilities of crustal thinning in the Cuyo Basin from the analysis of gravity data.* The Cuyo Basin is a part of the Triassic basin set developed in the Andean foreland of Argentina. The origin of this structure has been postulated as being the result of extensional stresses. Crustal thinning is a characteristic structural feature of palaeorifts, although its identification is sometimes obliterated by sedimentary fill and later tectonic events. An analysis of the gravity data of the basin area was undertaken in order to complement the geological interpretation. The gravity effects of the sedimentary fill and the Andean root westward were computed and then removed from the measured gravity anomalies. Seismic velocities and thicknesses were incorporated to compute the gravity effect of the sedimentary fill, and a balanced Airy isostatic model was used to determine the gravity effect of the Andean root. Trend-surface filtering enabled us to establish the existence of gravity highs over the basin. In addition, the isostatic analysis, assuming anti-roots at Moho level under the basin, showed a present state of slight overcompensation indicating that the basin area should subside in future times in order to achieve balance. 2-D gravity modelling of two cross sections of Moho topography at approximately 33° 30' and 35° south latitude indicates that the Moho is shallower under the basin. From these results a model is proposed which incorporates a slightly thinned crust to justify the present excesses of gravity for the crustal structure of the Cuyo Basin.

Key words: *Geophysics, Gravimetry, Cuyo Basin, Crustal thinning*

Introducción

La cuenca Cuyana se extiende con rumbo NO a través de las provincias de San Juan y Mendoza, aproximadamente entre 31° 15' y 36° de latitud sur, presentando en su sección transversal máxima un ancho de hasta alrededor de 160 km (Fig. 1). Estas dimensiones corresponden a evidencias actuales, tanto de superficie como de subsuelo, ya que si bien el

margen oriental de la cuenca está en general bien preservado e identificado, no ocurre lo mismo con el occidental, que en ocasiones ha sido fijado por lo que constituye en realidad el límite actual de distribución de las sedimentitas triásicas (Kokogian y Mansilla 1989). El relleno de la misma es predominantemente clástico y piroclástico.

En cuanto a las provincias geológicas que bordean a la cuenca Cuyana, el límite occidental lo constituyen

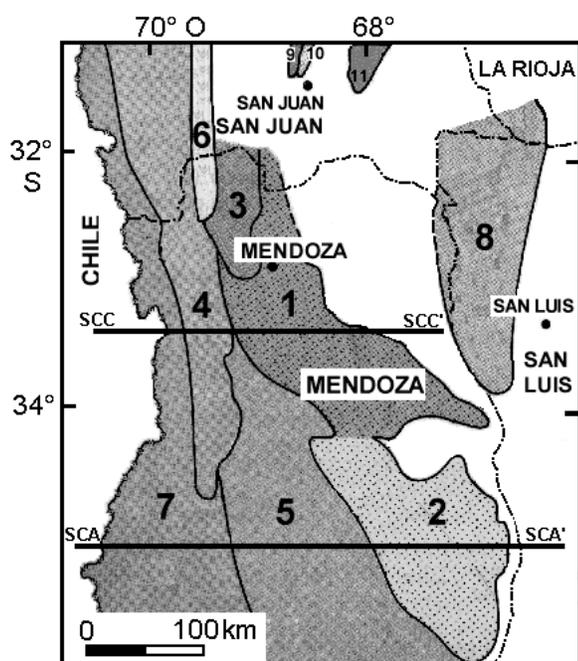


Figura 1: Mapa de ubicación de la cuenca Cuyana y principales unidades geológicas. Se indican además las secciones de gravedad analizadas: SCC-SCC' es la sección en 33° 30' S y SCA-SCA' es la sección en 35° S. 1) Subcuenca Cacheuta; 2) Subcuenca Alvear; 3) Precordillera; 4) Cordillera Frontal; 5) Sierra Pintada; 6) Valle de Uspallata-Calingasta; 7) Cuenca Mesozoica Neuquina; 8) Cuenca de San Luis; 9) Valle de Matagusanos; 10) Sierra de Villicum; 11) Sierra de Pie de Palo.

dos importantes sistemas orográficos: la Precordillera y la Cordillera Frontal. Al sudoeste está limitada por el sistema de la Sierra Pintada, que la desvincula de la cuenca Neuquina-Sur Mendocina. El borde oriental lo integran metamorfitas y rocas ígneas del Pericratón Pampeano, y volcánicas triásicas del Grupo Choyoi. La mayoría de los autores coinciden en señalar que corresponde a una cuenca de rift, compuesta por una serie de subcuencas parcialmente desconectadas en la etapa de synrift (Uliana y Biddle 1988; Legarreta *et al.* 1993). Su origen se remonta al Triásico inferior, producto de esfuerzos extensionales que provocaron el hundimiento escalonado de bloques suavemente rotados, a través de fallas lítricas con una superficie de despegue de bajo a moderado ángulo (Boll y de la Colina 1993). Durante el Cenozoico, la cuenca es sometida a una reactivación general como consecuencia de la Orogenia Andina, responsable de la configuración estructural actual.

Los registros de temperatura en 177 pozos ubicados sobre la cuenca Cuyana señalan que se trataría de una cuenca fría con bordes calientes (Robles 1987; Muñoz y Hamza 1996). Respecto a modelos de corteza previos, Fraga (1989) realizó modelos de corteza levemente adelgazada, aunque trabajando sólo sobre dos secciones de gravedad.

En este trabajo se analizan, a partir de datos de

gravedad con apoyo en información sísmica, las posibilidades de atenuación actual de la corteza bajo la cuenca. El tratamiento de la información involucra estudios tanto areales como en secciones transversales. Utilizando un filtrado de superficies de tendencia sobre el campo de gravedad se lograron identificar las respuestas de la estructura profunda de la cuenca, y de la notable raíz andina. El efecto de gravedad del relleno sedimentario fue adecuadamente removido. Para ello se usaron datos de profundidades de sísmica de reflexión y velocidades derivadas de refracción sísmica. Un modelo isostático compensado permitió eliminar el efecto andino, postular una probable anti-raíz bajo la cuenca, y evaluar el estado de balance de masas en el presente. A su vez, un modelo de inversión gravimétrica, para una corteza de una capa simple, refuerza la posibilidad de leve atenuación cortical actual, consistente con el origen distensivo de la cuenca.

Mapa de anomalías de gravedad

Los datos de gravedad 'g' correspondientes a la cuenca fueron extraídos del mapa compilado por la gerencia de exploración de YPF. Los valores en unidades gravimétricas, cero flotante y con una densidad de reducción 2,02 g/cm³, fueron recalculados en base a una franja de superposición con la red gravimétrica del Instituto Geográfico Militar de Argentina (IGM). De este modo los valores de 'g' fueron vinculados a la red mundial IGSN71. El mapa de anomalías de Bouguer observadas (ABo) de la figura 2 incluye también el área al oeste de la cuenca Cuyana (datos de IGM), para destacar el fuerte efecto de gravedad de la raíz andina y la influencia que esta ejerce sobre las anomalías correspondientes al relleno y la probable anti-raíz de la cuenca. Los máximos valores negativos, de alrededor de -300 mGal, se visualizan en coincidencia con las mayores altitudes andinas (véase Fig. 2). En el marco de las teorías isostáticas, este foco isoanómalo de 'g' negativo admitiría el postular un engrosamiento cortical, tal como el predicho por un modelo balanceado en el concepto de Airy.

Por otro lado, también se debe tener en cuenta el efecto de gravedad del relleno sedimentario de la cuenca, el cual enmascara la respuesta de gravedad observada, y por lo tanto debe ser adecuadamente removido para así obtener la respuesta debida a masas ubicadas a mayores profundidades.

Efecto del relleno sedimentario

Para dimensionar el paquete sedimentario hasta la profundidad del basamento técnico se usaron las profundidades de isobatas de basamento provenientes de datos de sísmica de reflexión (Gerencia de explora-

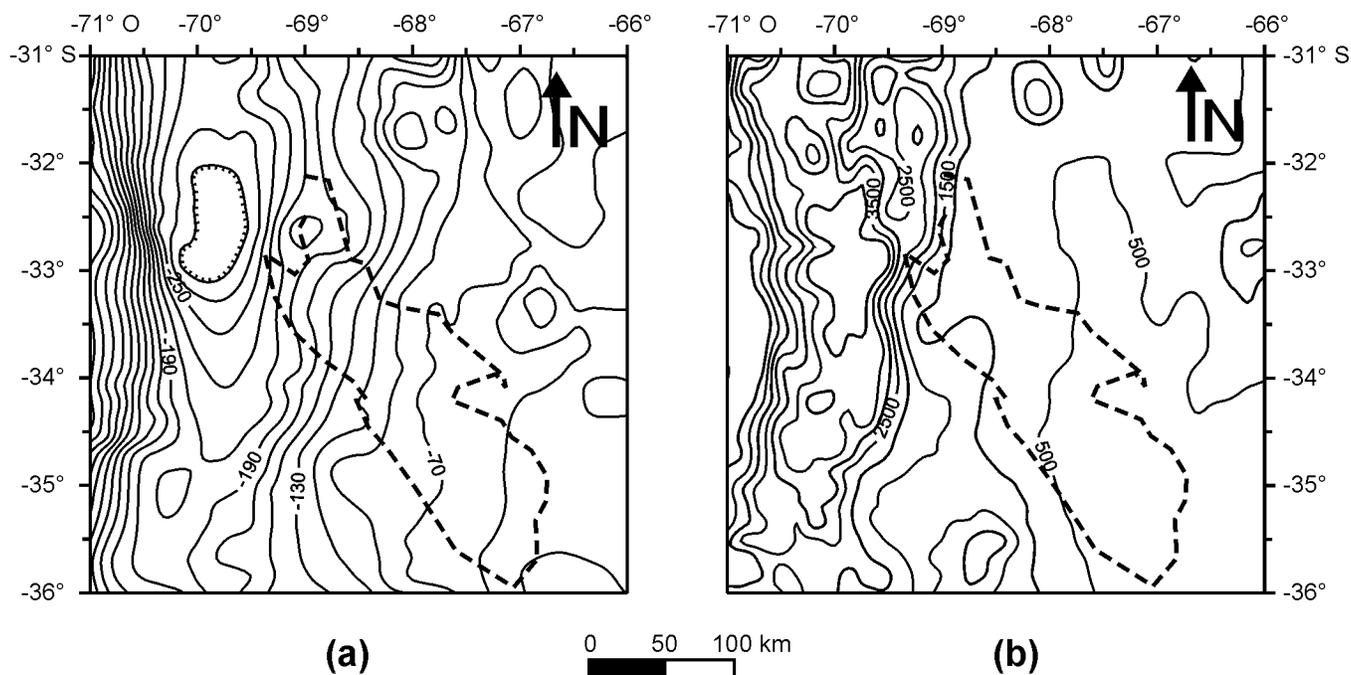


Figura 2: a, Mapa de anomalías de Bouguer observadas (cada 20 mGal) sobre la cuenca Cuyana. El área fue extendida hacia el oeste para incluir el efecto de gravedad de los Andes. Véase la notable anomalía en coincidencia con la raíz andina. b, Mapa de altitudes topográficas (datos del modelo GTOPO30; cada 500 metros). En línea de trazos se indica el contorno de la cuenca Cuyana.

ción de YPF). Dichas isobatas fueron digitalizadas para formar polígonos cerrados a cada profundidad involucrada. Luego, se calculó el efecto directo de gravedad 3D de este sistema de láminas horizontales, de acuerdo al algoritmo de Talwani–Ewing (1960). Las densidades consideradas corresponden a valores medios para el total del paquete sedimentario. A través del análisis de perfiles de refracción sísmica de la zona (Gerencia de exploración de YPF) se calculó una velocidad promedio-ponderada de $V_{ps} \cong 3,43$ km/seg para el relleno. Para el basamento, las pruebas refracción sísmica señalan una velocidad $V_{p_{cs}} \cong 6$ km/seg. Estas velocidades fueron transformadas a densidades de acuerdo a las curvas velocidad-densidad de Nafe y Drake. Las densidades resultantes fueron: $\sigma_s \cong 2,32$ g/cm³ y $\sigma_{cs} \cong 2,7$ g/cm³, respectivamente. Así, el contraste de densidad entre el relleno sedimentario y el basamento es: $\Delta\sigma_{cs} = -0,38$ g/cm³.

En la figura 3 se representa dicho efecto de gravedad, con mínimos relativos en la respuesta de gravedad de -75 mGal sobre la subcuenca de Cacheuta al norte, y de -40 mGal sobre la subcuenca de Alvear al sur.

En la misma figura 3 se han graficado las anomalías ABcs, o anomalías de Bouguer corregidas por el efecto del relleno sedimentario. En ella se observan anomalías de longitud de onda mayores a las correspondientes a la cuenca Cuyana, probablemente relacionadas con el efecto de la raíz andina. Si bien las anomalías sobre la cuenca son ahora más positivas sólo se advierte una máximo cerrado sobre la subcuenca de Alvear.

Campo de gravedad regional

Con el fin de aislar el efecto de gravedad atribuible a la estructura profunda bajo la cuenca, se intentó la separación de las fuentes regionales y residuales contenidas en el campo de gravedad ABo.

Las superficies de tendencia de distinto grado y orden permiten identificar, para una determinada configuración de anomalías de gravedad, fuentes que producen máximos y mínimos relativos. Estos defectos o excesos pueden ser atribuidos tanto a un excedente o a un déficit relativo de densidad, ya sea por contrastes laterales de la misma, por variaciones de espesores, o bien por una apropiada combinación de ambos factores. Esta incertidumbre es una consecuencia inherente a la teoría de los campos potenciales, y reflejaría la incapacidad del método para discernir independientemente entre estas posibilidades.

Por otro lado, el campo regional así definido representa una aproximación a los datos observados, al ajustar los valores a superficies de distinto grado y orden, usando para ello el criterio de mínimos cuadrados. Esto hace que el uso cuantitativo de este tipo de análisis rara vez pueda llevarse a cabo en forma directa. El análisis cualitativo, por su parte requiere de información geológico-geofísica adicional acerca, por ejemplo, de la tendencia del campo regional.

En el caso de la cuenca Cuyana, a la escala de este estudio, una superficie será apropiada si consigue representar al campo regional con un gradiente negativo hacia el oeste, en consistencia con el efecto de

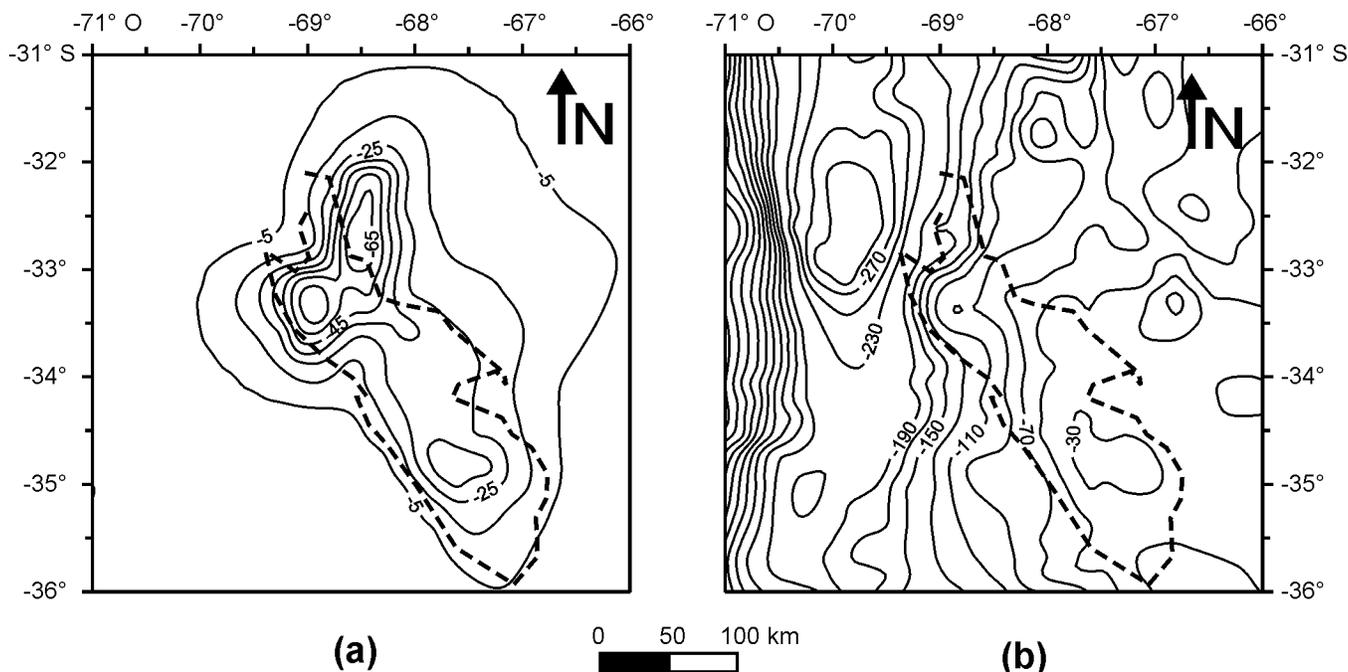


Figura 3: a, Efecto de gravedad (cada 10 mGal) del relleno sedimentario calculado a partir de las isobatas de basamento y las velocidades de ondas compresionales (datos derivados de mediciones sísmicas). b, Anomalías de Bouguer observadas (cada 20 mGal) luego de removido el efecto sedimentario en figura 3 a. En línea de trazos se indica el contorno de la cuenca Cuyana.

gravedad negativo de la potente raíz andina. Así, esta es una condición necesaria (C1) para el campo de gravedad regional.

En las figuras 4 a y b hemos graficado las anomalías regionales de grado 2, junto con su respectivo campo residual, calculadas a partir de las anomalías de Bouguer observadas (ABo). Esta regional cumple con la condición C1. En el mapa de residuales (Fig. 4b) destacan un mínimo en correspondencia con la raíz andina, y un máximo en la región de la cuenca. Estas dos anomalías son de larga longitud de onda, y estarían denunciando el exceso relativo de densidad bajo la cuenca, aún cuando el efecto negativo de los sedimentos no ha sido removido.

En las figuras 4 c y d hemos representado los campos regionales y residuales (grado y orden 2), pero ahora construidos a partir de las anomalías de Bouguer corregidas por el efecto del relleno sedimentario (ABcs). El campo regional satisface la condición C1. Por su parte el mapa residual repite, aunque con mayor definición, las anomalías locales sobre Los Andes y sobre la cuenca.

Efecto de gravedad de la raíz andina

En base a la coherencia exhibida entre las anomalías de Bouguer observadas y la topografía visible (h, veáse Fig. 2), en las longitudes de onda intermedias y largas (en general, más de 100 km), es posible predecir una raíz isostática ΔR a nivel de Moho (M). Los

engrosamientos corticales determinados a partir de estudios sísmológicos para los Andes Centrales más al norte (por ejemplo, en los Andes bolivianos, Swenson *et al.* 2000; entre la Precordillera de San Juan y la Sierra Pampeana de Pie de Palo, Regnier *et al.* 1994) indicarían que considerar un modelo isostático de Airy es adecuado. También, Introcaso *et al.* (2000) modelaron una corteza engrosada para justificar las importantes anomalías de gravedad negativas sobre los Andes argentino-chilenos.

Las teorías isostáticas establecen que las masas visibles de densidad σ_t , deben ser iguales a las masas de compensación de densidad $\Delta\sigma$. De acuerdo a la hipótesis de Airy:

$$\Delta R \times \Delta\sigma = \sigma_t \times h,$$

y por lo tanto:

$$\Delta R = \frac{\sigma_t}{\Delta\sigma} h$$

Para este estudio se adoptaron los siguientes parámetros: $\sigma_t = 2,67 \text{ g/cm}^3$, es la densidad del terreno por encima del nivel medio del mar, valor que también fue usado para realizar la reducción de Bouguer; $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$, es el contraste de densidad entre la corteza y el manto superior. Estos son valores usuales para evaluaciones isostáticas a estas latitudes (por ejemplo, Introcaso *et al.* 2000).

De esta manera, el modelo predictivo requiere calcular las raíces a partir de la topografía suavizada, tal como aquella reconstruida por un modelo de terreno

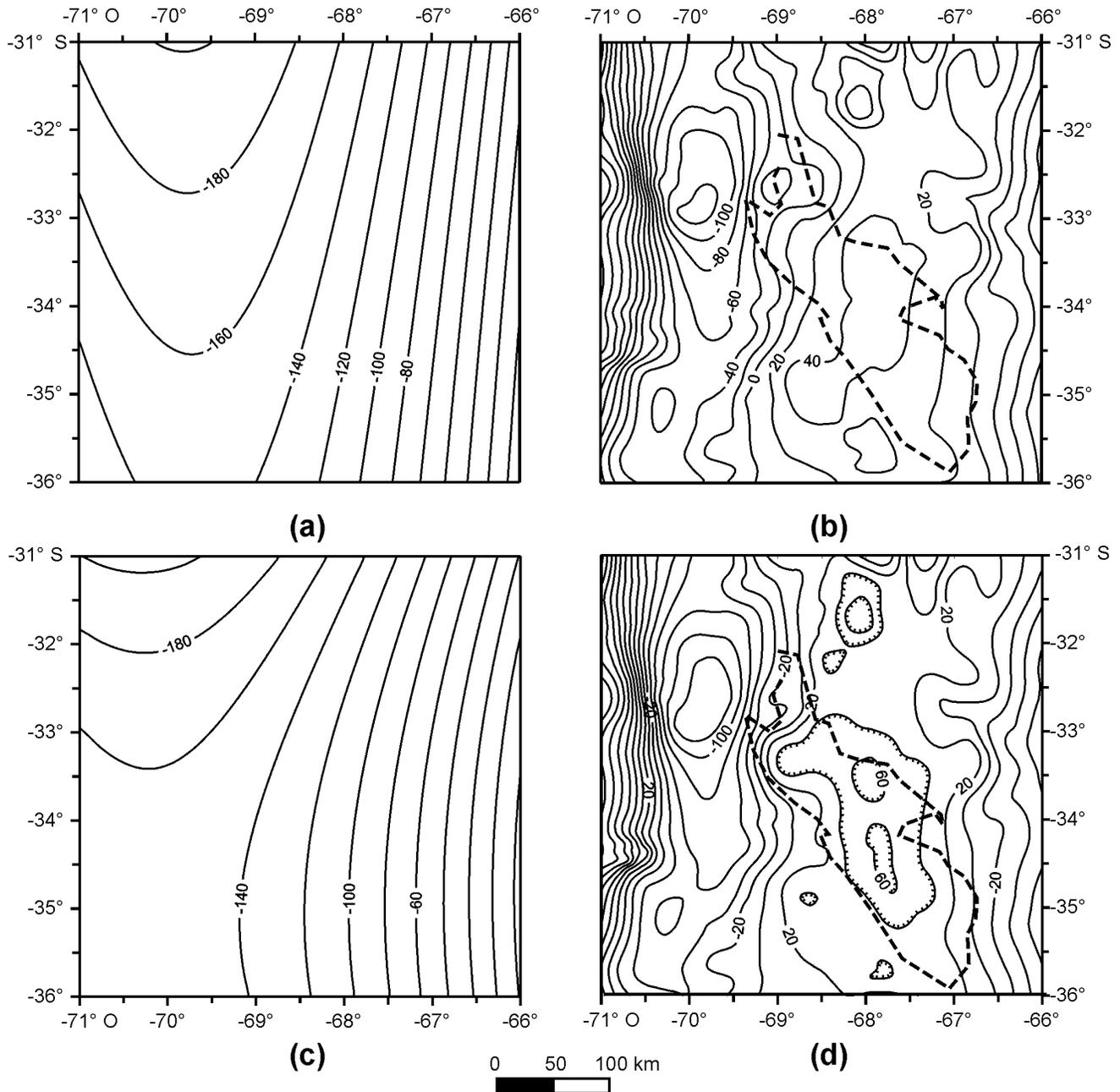


Figura 4: Arriba: Anomalías de Bouguer (cada 20 mGal) regionales **a** y residuales **b** definidas por la superficie de tendencia de grado y orden 2, a partir de las anomalías ABo. Abajo: Anomalías de Bouguer (cada 20 mGal) regionales **c** y residuales **d** definidas por la superficie de tendencia de grado y orden 2, a partir de las anomalías ABcs. En línea de trazos se indica el contorno de la cuenca Cuyana .

representado por paralelepípedos de igual base. Considerando como dato de partida al modelo digital de terreno ETOPO30, con una resolución de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km x 1 km), se preparó el modelo de terreno (h) en la figura 2, considerando una grilla de 50 km x 50 km de lado, entre las longitudes de -71° O y -66° O, y las latitudes de -31° S y -36° S.

Así, amplificando la topografía por el coeficiente calculado ($\Delta R = 6,675 \times h$), obtuvimos el mapa del Moho hidrostático (M_{HI}) en la figura 5a, para una cor-

teza de referencia de $T = 33$ km.

Debemos recordar que ni las densidades seleccionadas ni el espesor de corteza normal son críticos en el modelado isostático.

Los contornos de M_{HI} alcanzan profundidades de hasta 68 km bajo las máximas altitudes andinas.

Se ha computado el efecto de gravedad hasta la base de M_{HI} , a través del método directo 3D, por medio de un programa específico, el cual hace uso de la solución de Parker (1973), trabajando en el dominio transformado. Las anomalías calculadas en la figura 5b, para

el sistema de bloques con base en $T+\Delta R$ y techo en T ($\Delta\sigma = -0.4 \text{ g/cm}^3$, $T = 33 \text{ km}$), son fuertemente negativas, alcanzando -280 mGal sobre el eje andino.

Se han descontado estas anomalías calculadas de las anomalías ABo. Sobre la región de la cuenca (Fig. 5c) las isoanómalas se encuentran dentro del rango de $\pm 20 \text{ mGal}$, señalando a escala regional un estado actual

cercano a la compensación.

También, se determinaron las diferencias entre las anomalías ABcs (Fig. 3 b) y las obtenidas a partir del modelo de Airy (Fig. 5d). En este mapa surgen focos anómalos positivos sobre la cuenca, análogos a los producidos por medio del filtrado de superficies de tendencia (véase Fig. 4). Estas residuales positivas

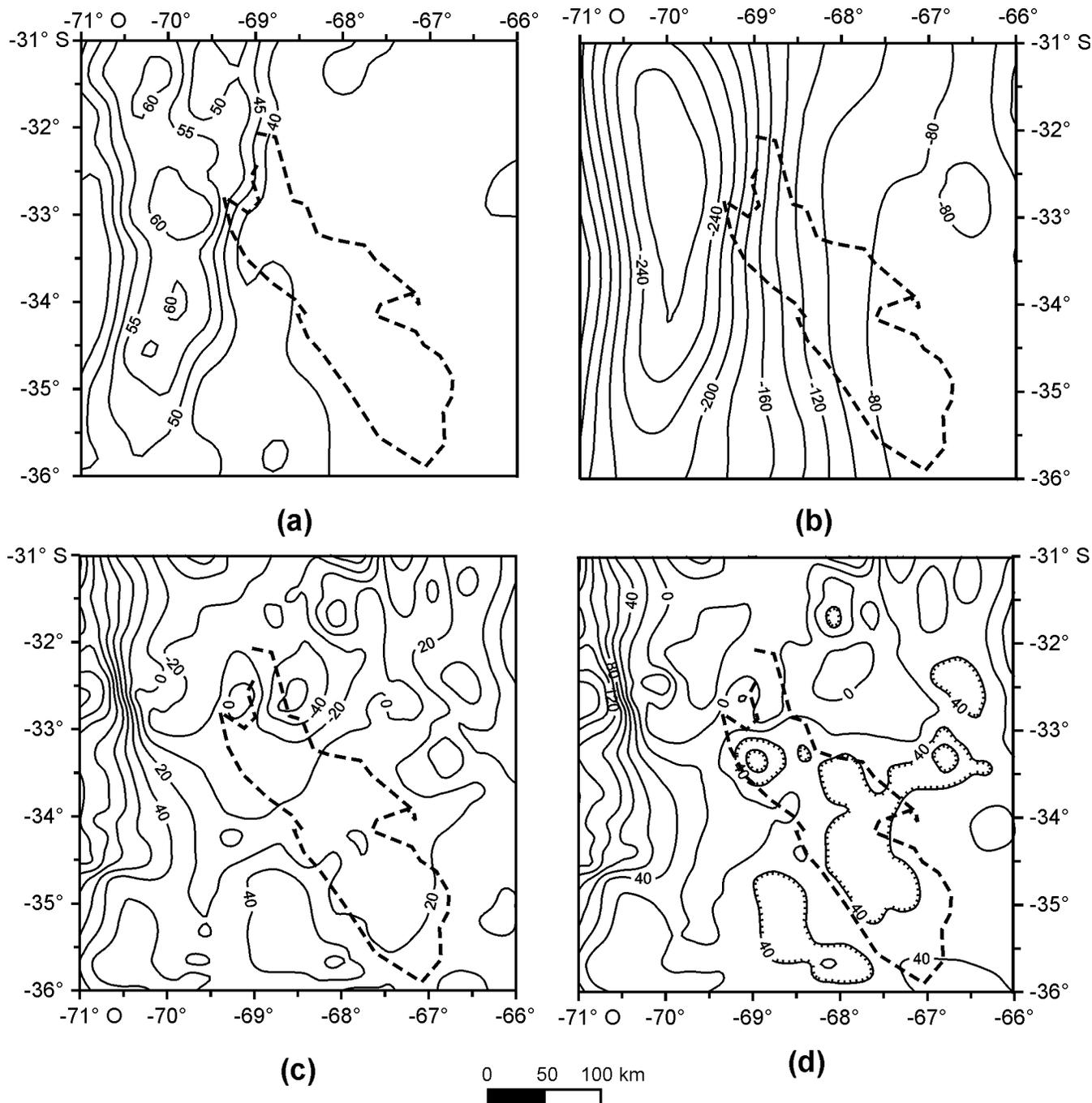


Figura 5: a, Contornos de Moho hidrostático M_{H1} (cada 5 km), después de considerar raíces corticales en el sistema de Airy. b, Efecto de gravedad (cada 20 mGal) del Moho hidrostático M_{H1} . c) Anomalías de Bouguer ABo menos el efecto de la raíz predictiva en el concepto de Airy (cada 20 mGal). d) Anomalías de Bouguer corregida por efecto del relleno sedimentario ABcs menos el efecto de la raíz predictiva en el concepto de Airy (cada 20 mGal). Las anomalías en c, denuncian el estado de leve sobrecompensación, mientras que las anomalías en d, señalarían, desde el punto de vista isostático, la posibilidad de una anti-raíz bajo la cuenca. En línea de trazos se indica el contorno de la cuenca Cuyana.

admiten ser interpretadas como debidas a variaciones en el espesor cortical. Puesto que las mismas son positivas, en este sentido se debería aceptar una disminución local de la profundidad de M. Dentro del marco de las teorías isostáticas, esta atenuación implicaría la existencia de anti-raíces $\Delta R'$, que compensarían el defecto de densidad atribuido al paquete sedimentario.

Las anti-raíces $\Delta R'$ dependerán de los espesores sedimentarios h_s , de manera que las masas h_s de densidad $(\sigma_{cs} - \sigma_s)$ sean iguales a las masas $\Delta R'$ de densidad $+\Delta\sigma$ de modo que:

$$\Delta R' = \frac{(\sigma_{cs} - \sigma_s)}{\Delta\sigma} h_s = \frac{0,38}{0,4} h_s = 0,95 h$$

Donde: $\sigma_{cs} = 2,7 \text{ g/cm}^3$ es la densidad de la corteza superior, $\sigma_s = 2,32 \text{ g/cm}^3$ es la densidad de los sedimentos, y $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$ es la densidad de contraste corteza-manto superior.

Las nuevas profundidades de M (M_{H2} , Fig. 6a) fueron determinadas considerando tanto las raíces (Fig. 5a) para las zonas sobre-elevadas como las anti-raíces para la depresión cuyana.

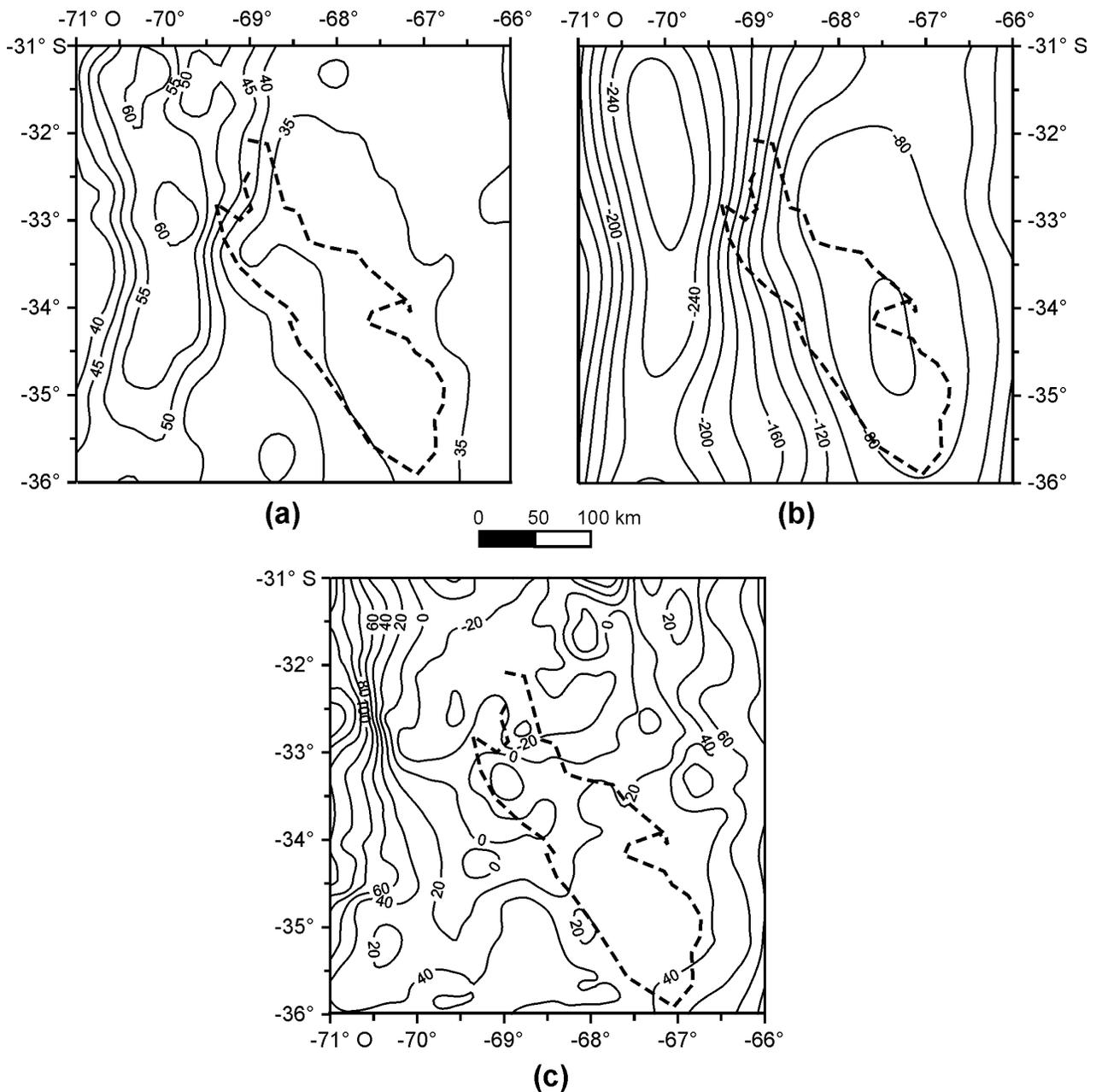


Figura 6: a, Contornos de Moho hidrostático M_{H2} (cada 5 km), considerando raíces y anti-raíces. b, Efecto de la raíz hidrostática en el concepto de Airy (cada 20 mGal) para las regiones sobre-elevadas, y de la anti-raíz predictiva de Airy para las zonas deprimidas de la cuenca (en mGal); c, Anomalías isostáticas (cada 20 mGal) al sustraer de ABcs las anomalías en b. El estado actual de leve sobrecompensación es confirmado por las anomalías isostáticas.

Recalculamos el efecto de gravedad hasta el nivel de M_{H_2} en un sistema 3D, considerando $T=33$ km y $\Delta\sigma=0.4$ g/cm³ (Fig. 6b). En ella puede verse el excedente de gravedad relativo relacionado con la anti-raíz propuesta para la cuenca (comparar con las anomalías en Fig. 3b).

En la figura 6 también graficamos las anomalías isostáticas calculadas, AI, luego de descontar de ABcs el efecto de M_{H_2} .

Las anomalías AI son positivas sobre ambas subcuencas, indicando un estado actual de leve sobrecompensación, expresado por una anti-raíz en exceso. Este exceso de energía local implicaría en el futuro, la posibilidad de potenciales movimientos verticales descendentes. Es así que, en lo futuro la cuenca Cuyana debería subsidir para alcanzar el equilibrio.

Profundidades de Moho gravimétrico

Para el modelado del Moho gravimétrico se debió tener en cuenta también a la raíz andina dado que, como ya demostráramos, la misma ejerce un fuerte efecto de gravedad sobre la cuenca adyacente. La inversión gravimétrica se efectuó suponiendo un contraste de densidad corteza inferior-manto superior

$\Delta\sigma_{mc}=0.4$ g/cm³, para una corteza normal de 33 km de espesor. Estos son valores usuales para el modelado gravimétrico a estas latitudes (Introcaso *et al.* 2000). Se han evaluado secciones 2D a las latitudes de 33° 30' S y 35° S (véase Fig.1), las cuales atraviesan a las subcuencas de Cacheuta y Alvear en sus partes medias. Las profundidades hasta el Moho gravimétrico indican una tendencia regional de fuerte engrosamiento cortical en dirección este-oeste, alcanzando un máximo de hasta alrededor de 65 km bajo el eje andino. Bajo la cuenca, el Moho varía entre 32-35 km, exhibiendo buen ajuste con las profundidades de M_{H_2} (Fig. 7). Así, en este modelo, la corteza actual de la cuenca exhibiría leve atenuación cortical, consistente con un modelo genético de estiramiento.

La estructura cortical aquí modelada, que alude a atenuación cortical para justificar los excesos de densidad, no descarta la posibilidad de que una corteza diferencial, de mayor densidad relativa bajo la cuenca, o combinada con variaciones de potencia, podría también explicar el campo de gravedad observado. En este sentido, las secuencias basálticas de edad jurásica (Ramos 1993) presentes en la subcuenca de Cacheuta podrían contribuir al exceso de densidad aludido. Otros estudios geofísicos, especialmente tomografías sísmicas, son necesarios para confirmar la validez de este modelo.

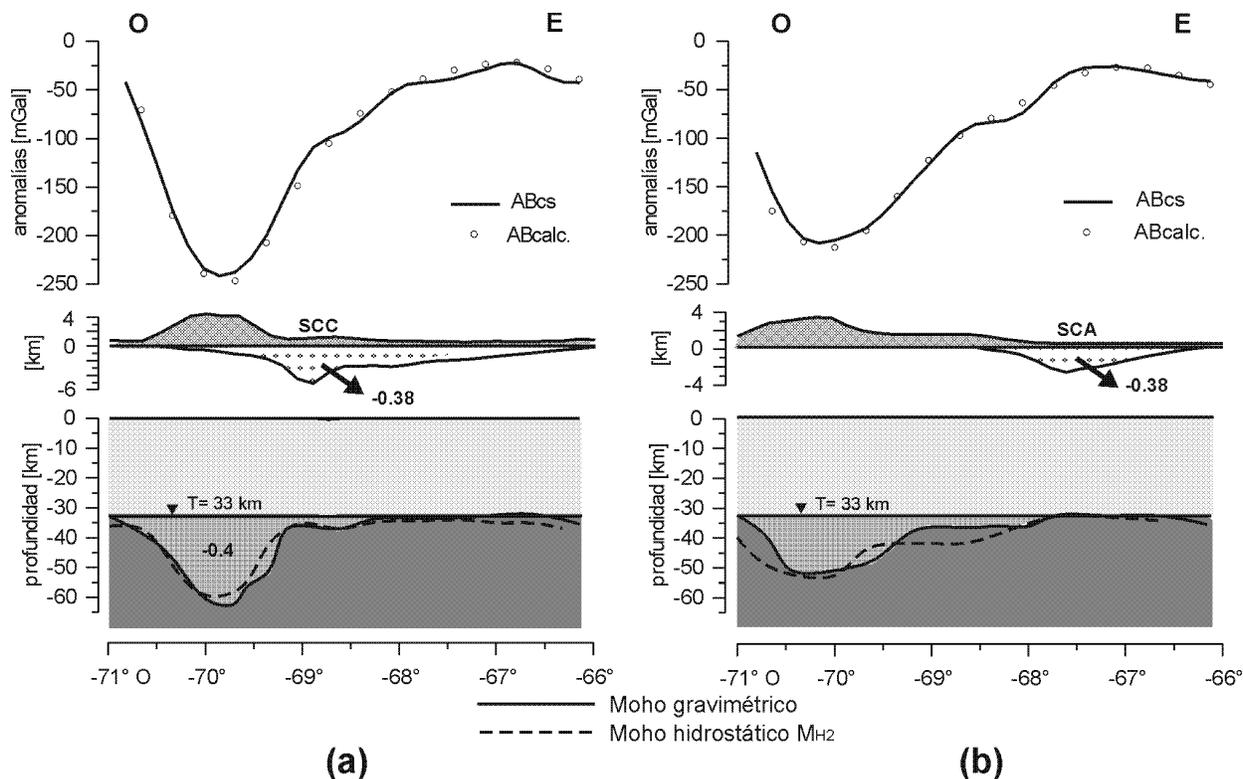


Figura 7: Modelos de estructura cortical derivadas de datos de gravedad para: **a**, una sección en 33° 30' Sur (subcuenca de Cacheuta, SCC), y **b**, una sección en 35° Sur (subcuenca de Alvear, SCA). Arriba: Anomalías de Bouguer observadas (ABcs) y calculadas (ABcalc.) a partir del modelo (Abajo). Centro: Altitudes topográficas y espesores del relleno sedimentario de acuerdo a las isobatas de basamento (YPF). Abajo: Estructura cortical modelada hasta niveles de Moho, y profundidades del Moho hidrostático M_{H_2} . Se indican las densidades de contraste en g/cm³.

Conclusiones

El análisis 3D y 2D del campo de gravedad sobre la cuenca Cuyana nos ha permitido calcular un modelo actual de corteza levemente adelgazada bajo la cuenca, consistente con el origen distensivo de la misma.

El filtrado de superficies de tendencia, aplicado tanto sobre las anomalías de Bouguer observadas como sobre aquéllas corregidas por efecto del relleno, señala un máximo de gravedad relativo sobre la cuenca.

Estas residuales positivas también están presentes en las anomalías obtenidas al descontar de ABCs, el efecto de un modelo isostático en el sistema de Airy, para una corteza normal de 33 km de espesor. En la hipótesis de estiramiento, se consideraron anti-raíces por debajo de la cuenca. Las anomalías isostáticas resultantes señalan un estado actual de leve sobrecompensación, por lo cual se infiere que en lo futuro esta región debería subsidir para alcanzar el equilibrio.

Por último, el modelado gravimétrico sobre secciones a 33° 30' S y 35° S de latitud, suponiendo $T=33$ km y $\Delta\sigma=0,4$ g/cm³, indica que el Moho ascendería levemente bajo la cuenca, hasta profundidades de 32-35 kilómetros.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Nacional de San Juan por la financiación de este trabajo (Proyecto N° 21/E122).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Boll, A. y de la Colina, J., 1993. Armazón estratigráfico del Triásico-Jurásico en Atamisqui-Cuenca Cuyana-Mendoza. Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Acta I: 33-40, Mendoza.

- Fraga, H., 1989. Modelado gravimétrico del trafrógeno cuyano. Actas 1er. Congreso da Sociedade Brasileira de Geofísica, Acta 2 : 550-554. Río de Janeiro.
- Kokogian, D. A. y Mansilla, O., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: G. Chebli y L. Spalletti (Ed.), Cuencas Sedimentarias Argentinas: Universidad Nacional de Tucumán, serie Correlación Geológica 6 : 169-210.
- Introcaso, A., Pacino, M. C. and Guspi, F., 2000. The Andes of Argentina and Chile: crustal configuration, isostasy, shortening and tectonic features from gravity data. UNR Editora, Universidad Nacional de Rosario : 31 p. Rosario.
- Legarreta, L., Kokogian, D. A. y Dellape, D., 1993. Estructuración Terciaria de la Cuenca Cuyana. Cuánto de inversión tectónica? Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(1) : 83-86.
- Muñoz, M. and Hamza, V. M., 1996. Maps of terrestrial heat flow density distribution in South America. Actas 3rd. Symposium of Andean Geodynamics (ISAG): 87-90. St. Malo.
- Parker, R. L., 1973. The rapid calculation of potential anomalies. Geophysical Journal, 31: 447-455.
- Ramos, V. 1993. El magmatismo triásico-jurásico de intraplaca. Relatorio XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de hidrocarburos (Mendoza, 1993) Geología y Recursos Naturales de Mendoza- V.A. Ramos (Ed.), Relatorio, I (8) : 79-86.
- Regnier M., Chiu, J., Smalley, R., Isacks, B. and Araujo, M, 1994. Crustal thickness variation in the Andean foreland, Argentina, from converted waves. Bulletin of the Seismological Society of America, 84, (4) : 1097-1111.
- Robles, D. E., 1987. El gradiente geotérmico actual en Argentina y zonas aledañas de países vecinos. Actas X Congreso Geológico Argentino, Acta II : 313-316. Tucumán.
- Swenson, J., Beck, S. and Zandt, G., 2000. Crustal structure of the Altiplano from broadband regional waveform modelling: implications for the composition of thick continental crust. Journal of Geophysical Research, 105 (B1) : 607-621.
- Talwani, M. and Ewing, M., 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, 25 : 203-225.
- Uliana, M. A. and Biddle, K. T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. Revista Brasileira de Geociencias, 18 : 172-190.

Recibido: 16 de febrero, 2001

Aceptado: 28 de junio, 2002