

Geodinámica de la subcuenca Lomas de Olmedo, noroeste argentino, interpretada a partir de un modelo de compensación local y del análisis estadístico de datos gravimétricos

Héctor Pedro Antonio García^{1,2,*}, Federico Lince Klinger^{1,2},
Mario Ernesto Giménez^{1,2} y Francisco Ruiz²

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) Argentina.

² Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Ruta 12, km 17, C.P. 5407, Jardín de los poetas, Marquesado, Rivadavia, San Juan, Argentina.

* garciahectorantonio@gmail.com

RESUMEN

La subcuenca Lomas de Olmedo es uno de los depocentros que conforman la gran cuenca cretácica-paleógena del noroeste de Argentina, formando parte de la inmensa llanura Chaco-Bonaerense, con un rumbo dominante suroeste-nordeste. Se trata de una típica cuenca de *rift* continental en el sentido de "punto de unión triple". Se evaluó el estado isostático en que se encuentra el depocentro Lomas de Olmedo a partir de la consideración de un modelo de compensación de Airy-Heiskanen y mediante el análisis estadístico de las anomalías gravimétricas.

Se obtuvo para la región en estudio una carta del Moho hidrostático bajo la hipótesis de Airy-Heiskanen, la cual considera tanto la raíz que compensa la carga topográfica, como la anti-raíz del depocentro Lomas de Olmedo, el cual presenta una espesa columna sedimentaria cercana a los 6 kilómetros. Además, se calculó la anomalía isostática local, afectando a la anomalía de Bouguer Completa por la corrección geológica o corrección por sedimentos y posteriormente por el efecto gravimétrico del Moho hidrostático. Se identificó una anomalía isostática negativa que cubre prácticamente toda la extensión de la subcuenca Lomas de Olmedo. De acuerdo a este modelo de compensación para el depocentro, esta anomalía podría indicar un estado de subcompensación de la subcuenca, es decir, una carencia de anti-raíz. Este estado de subcompensación de la subcuenca Lomas de Olmedo, también fue interpretado al evaluar las regresiones estadísticas de las anomalías de Bouguer Completas *versus* altitudes topográficas.

Palabras clave: Gravimetría; isostasia; subcuenca Lomas de Olmedo; geodinámica.

ABSTRACT

The Lomas the Olmedo trough is located within the Chaco-Bonaerense plain. It has a southwest-northeast trend and is one of the depocenters of the cretaceous-paleogene basin (northwestern Argentina). This trough is a typical continental rift basin in the sense of "triple junction point".

The isostatic state of Lomas the Olmedo trough was evaluated through the Airy-Heiskanen's isostatic compensation model and the statistical analysis of the gravity anomalies.

The Airy-Heiskanen model was used to derive an hydrostatic Moho map of the study area. This hydrostatic Moho includes the root that compensates topography and the anti-root from Lomas the Olmedo trough, which hosts a thick sedimentary column of nearly 6 kilometers. Additionally, the local isostatic anomaly was calculated. It was made, affecting the Complete Bouguer anomaly by a geological correction or correction for sediment and then by the gravimetric effect of the hydrostatic Moho. An extensive negative isostatic anomaly covering most of Lomas the Olmedo trough was identified. According this compensation model for the depocenter, this anomaly may indicate that the depocenter is isostatically sub-compensated or that there is a deficit of anti-root. The sub-compensation state was also observed through statistical regressions between Complete Bouguer anomalies and topographic altitudes.

Key words: gravimetry; isostasy; Lomas the Olmedo trough; Geodynamics.

INTRODUCCIÓN

La cuenca cretácica-paleógena desarrollada en el noroeste de Argentina o cuenca del Grupo Salta ha sido ampliamente estudiada para dilucidar su geometría, estratigrafía y génesis (Moreno, 1970; Reyes y Salfity, 1973; Bianucci *et al.*, 1981; Salfity, 1982; Bianucci y Homoc, 1982; Cominquez y Ramos, 1995; Cristallini *et al.*, 1997; Ramos, 1999a y 1999b; Salfity y Marquillas, 1999; Bianucci, 1999; Sabino, 2004; Ramos *et al.*, 2006; Vergani *et al.*, 2008; Starck, 2011). La interpretación tectónica de la misma indica su inicio en el Jurásico superior (Salfity, 1979). Su origen se vincula a un periodo extensional controlado por antiguas zonas de debilidad cortical (Cominquez y Ramos, 1995). Según Ramos (1999b), este periodo estaría relacionado a la apertura del océano Atlántico sur, que dio origen a los distintos *rifts* que controlaron el desarrollo de los depocentros que conforman esta gran cuenca sedimentaria. Estos depocentros (Sey, Tres Cruces, Cianzo, Cerro Hermoso, Lomas de Olmedo, El Rey, Metán, Alemania,

Tucumán y Brealito) están separados por elementos subpositivos (umbrales), limitados por estructuras externas (arcos) e internas (dorsales) (Sabino, 2004).

El objetivo de este estudio, es realizar un análisis del comportamiento isostático de la subcuenca Lomas de Olmedo (SLdO). Las características del depocentro se conocen con bastante precisión por medio de la sísmica, lo que nos permitió evaluar el estado isostático de la misma. Esta subcuenca (SLdO) se encuentra principalmente en la provincia geológica de llanura Chaco-Bonaerense (Ramos, 1999a). La misma posee un rumbo dominante NE-SO (Figura 1), está limitada al norte por el alto estructural Arco de Michicola, al sur por el alto estructural Arco de Quirquincho y al oeste por la Dorsal Salto-Jujeña (Salfity, 1982). Según Bianucci y Homovc (1982), es una típica cuenca de *rift* continental en el sentido de “punto de unión triple” de Burke y Whiteman (1973). La misma está caracterizada por un potente registro sedimentario correspondiente al Grupo Salta (Cretácico-Paleógeno), integrado por sedimentos terrígenos continentales, con intercalaciones de calizas, evaporitas y vulcanitas, evidenciando un periodo de *sin-rift* y otro de *post-rift* (Bianucci, 1999; Starck, 2011). La secuencia estratigráfica continúa después de un hiatus, con un registro sedimentario perteneciente al Grupo Orán (Eoceno superior), desarrollado durante un ciclo tectosedimentario continental de antepaís o *foreland* (Bianucci, 1999; Starck, 2011). Durante este ciclo, algunas fallas del depocentro fueron reactivadas por la compresión Andina (Bianucci, 1999), como ha sido reportado por Allmendinger et al. (1982) en Cordillera Oriental, por Ramos (1999b) en Sierras Subandinas y por Starck (1995) en el Sistema Santa Bárbara. Sin embargo, el depocentro Lomas de Olmedo no presenta evidencias de haber sufrido deformaciones neógenas, debido a su localización distal del frente orogénico (Bianucci, 1999).

La cuenca del Grupo Salta presenta un basamento (secuencias *pre-rift*) cuya edad varía entre el Precámbrico y el Paleozoico superior (Salfity y Marquillas, 1999). No se conoce aún con seguridad la naturaleza de las secuencias *pre-rift* bajo la fosa de Lomas de Olmedo. Dichas secuencias no se han alcanzado con perforaciones profundas, y extensas secciones sísmicas no permiten inferir conocimiento sobre las mismas; esto demuestra la importante subsidencia de la subcuenca (Starck, 2011).

Existen en la región otros antecedentes de diversos estudios abordados desde la gravimetría (Fraga e Introcaso, 1990; Tassara et al., 2006; Prezzi y Götze, 2009; Jekeli et al., 2013) y la sismología (Yuan et al., 2002; Asch et al., 2006; Feng et al., 2007; McGlashan et al., 2008 y Assumpção et al., 2013) que han tenido como objetivo principal estudiar la litosfera. Así, Fraga e Introcaso (1990) proponen una corteza adelgazada producto de ascenso de material astenosférico acorde a las ideas de Bianucci y Homovc (1982). Tassara et al. (2006) realizaron un modelo tridimensional de densidades a escala continental a partir del modelado directo de anomalías gravimétricas ajustado con información geofísica, reportando para la zona de estudio profundidades de las discontinuidades de corteza - manto y de litosfera - astenosfera. Prezzi y Götze (2009) también a partir del modelado directo y utilizando información geofísica, geológica, petrológica y geoquímica, obtienen un modelo 3D de densidades, aportando además espesores de corteza inferior. Recientemente, Jekeli et al. (2013) reportaron para los Andes Bolivianos y la región norte de Argentina mapas de anomalías isostáticas con datos puramente satelitales derivados de la misión GOCE. Los mismos, a partir de modelos de compensación local y flexural, reportaron una anomalía isostática negativa de aproximadamente 100 km de ancho (longitud de onda dentro del límite de resolución de datos satelitales) desarrollada de manera paralela al borde de la placa subducida. En cuanto a los trabajos sismológicos de Yuan et al. (2002), Asch et al. (2006) y McGlashan et al. (2008), reportan profundidades de la discontinuidad de Mohorovicic en la parte occidental de la región en estudio (sector Andino). Mientras que Feng et al. (2007) y posteriormente Assumpção et al. (2013), a partir de estudios sismológicos regionales, publicaron profundidades del Moho para toda Sudamérica. Estos antecedentes han sido considerados en el presente trabajo, a fin de efectuar la interpretación del estado isostático de la subcuenca Lomas de Olmedo.

METODOLOGÍA

Para cumplir con el objetivo planteado en el presente trabajo se contó con una extensa base de datos de gravedad compuesta de datos

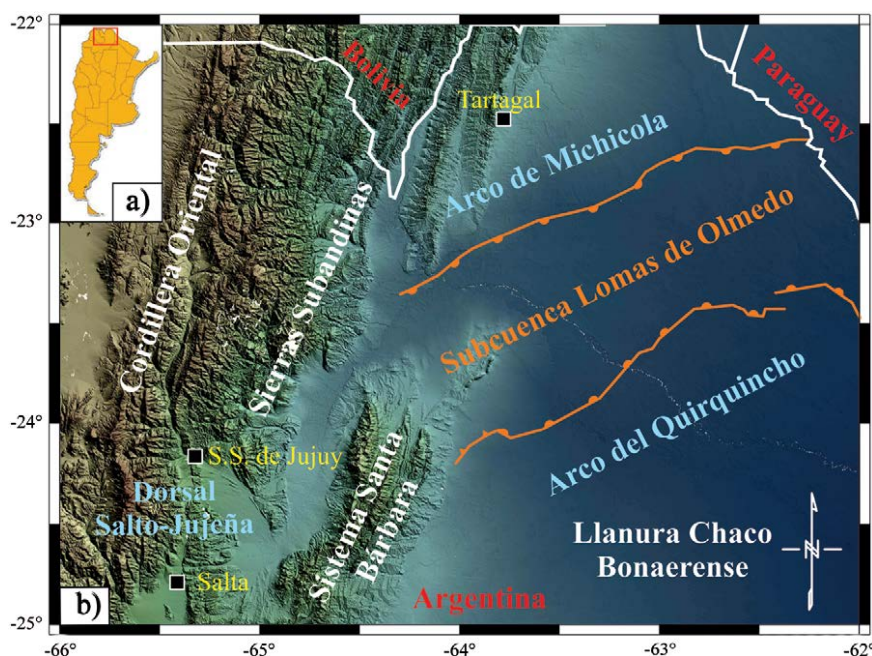


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la región de estudio dentro del territorio argentino (recuadro en rojo). b) Modelo digital del terreno (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM); con línea blanca, límite internacional; líneas de color naranja, lineamientos principales de la subcuenca Lomas de Olmedo (Bianucci, 1999).

del Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi (IGSV), datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y datos publicados por Schmidt y Götze (2006).

Anomalías gravimétricas

Se calcularon las anomalías de Bouguer Completas (AB), mediante las clásicas expresiones de Blakely (1995), haciendo uso de la Ecuación 1:

$$AB \text{ [mGal]} = g_{\text{obs}} - (\gamma_0 - C_{\text{AL}} + C_{\text{B}}) + C_{\text{T}} \quad (1)$$

con; AB, anomalía de Bouguer Completa ($1 \text{ [mGal]} = 10^{-5} \text{ [m/s}^2\text{]}$); g_{obs} , gravedad observada; γ_0 , gravedad teórica o normal; C_{AL} , corrección de aire libre; C_{B} , corrección de Bouguer; C_{T} , corrección topográfica.

Se utilizaron datos observados (g_{obs}) referidos al sistema del IGSN71 por su acrónimo en inglés de International Gravity Standardization Network 1971 (Morelli *et al.*, 1974). El cómputo de la gravedad normal o teórica (γ_0) se llevó a cabo haciendo uso de la expresión para el elipsoide Internacional de 1967 (GRS67). Se aplicó la corrección de Aire Libre (C_{AL}) de primer orden y se consideró una densidad media de rocas de $2,670 \text{ kg/m}^3$ (Hinze, 2003) en el cálculo de la corrección de Bouguer (C_{B}). Por último, la corrección topográfica (C_{T}) se computó haciendo uso de dos modelos de elevación digital, uno local (*Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) del United States Geological Survey (USGS)) y otro regional (Sandwell y Smith, 2009); el primero de ellos con una resolución de $90 \times 90 \text{ m}$ y el segundo de ellos con una resolución de $1' \times 1'$ que se extendió 167 km hacia afuera de la base de datos gravimétricos. El cómputo se realizó a través del módulo *Terrain Corrections* del programa *Oasis montaj* (www.geosoft.com). Este programa combina los algoritmos desarrollados por Kane (1962) y Nagy (1966). Se obtuvieron valores máximos de corrección topográfica ($5\text{--}6 \text{ mGal}$) en la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas; mientras que en la Llanura Chaco-Bonaerense se observaron valores máximos de 0.1 mGal , en acuerdo con las distintas altitudes e irregularidades topográficas. Luego las anomalías de Bouguer Completas fueron malladas cada 5 km (Figura 2) con el método de mínima curvatura (Briggs, 1974). Este método es ampliamente usado en gravimetría,

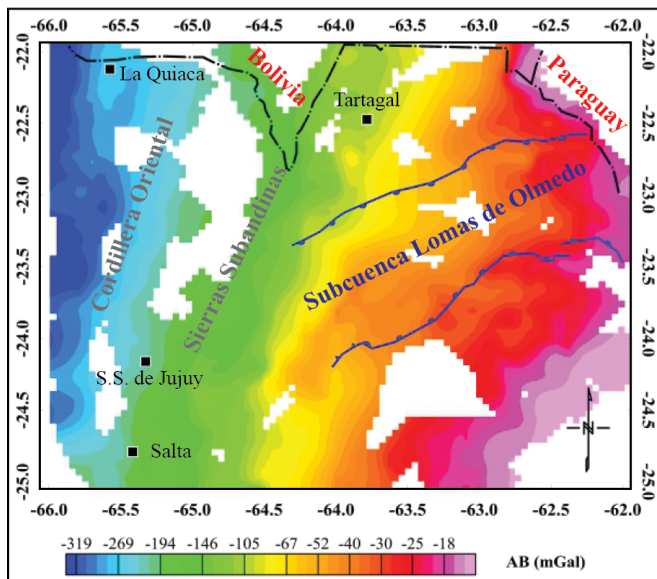


Figura 2. Mapa de anomalía de Bouguer Completa (AB). Con: línea negra, límite internacional; líneas azules, lineamientos principales de la subcuenca Lomas de Olmedo (Bianucci, 1999).

consiste en la interpolación regular de datos en tres dimensiones distribuidos aleatoriamente. Utilizando ecuaciones en diferencias finitas adapta una superficie linealmente elástica a los datos observados, éstos quedan regularizados en los nodos de la malla o grilla que representa a esta superficie.

Análisis litosférico mediante un modelo de compensación local

El modelo de compensación isostático local de Airy-Heiskanen supone un espesor de corteza normal (T) y una compensación puramente vertical (Airy, 1855; Heiskanen, 1931). Este modelo (Figura 3) considera que cada bloque de corteza flota en un material viscoso y puede realizar movimientos verticales para equilibrarse; así una altura topográfica (h) se compensaría con la existencia de una raíz (ΔR), mientras que para un bloque suboceánico, la compensación se lograría con la existencia de una anti-raíz ($\Delta R'$); donde bajo el nivel de compensación la fuerza es solo hidrostática (Introcaso, 2006).

En este modelo de compensación, al igualar las presiones a partir del punto donde éstas son puramente hidrostáticas, para dos bloques contiguos (Bloque A y Bloque B, Figura 3), se obtiene una expresión para el cálculo de la raíz, como sigue:

$$h \cdot \sigma_t + T \cdot \sigma_c + \Delta R \cdot \sigma_c = T \cdot \sigma_c + \Delta R \cdot \sigma_m$$

eliminando términos comunes y despejando ΔR :

$$\Delta R = \frac{\sigma_t}{\sigma_m - \sigma_c} h \quad (2)$$

con; ΔR , raíz; h , altura topográfica; T , espesor normal de la corteza; σ_c , densidad media de la corteza; σ_m , densidad media del manto superior; σ_t : densidad de la topografía.

Asumiendo el modelo de compensación de Airy-Heiskanen y haciendo uso de la Ecuación 2 se calculó la raíz (ΔR) necesaria para compensar la carga topográfica de la zona de estudio. Para ello se consideró: a) una densidad de la topografía de $2,670 \text{ kg/m}^3$ (Hinze, 2003); b) un espesor cortical normal (T) de 35 km (Assumpção *et al.*, 2013) y c) densidades de la corteza y del manto superior que se

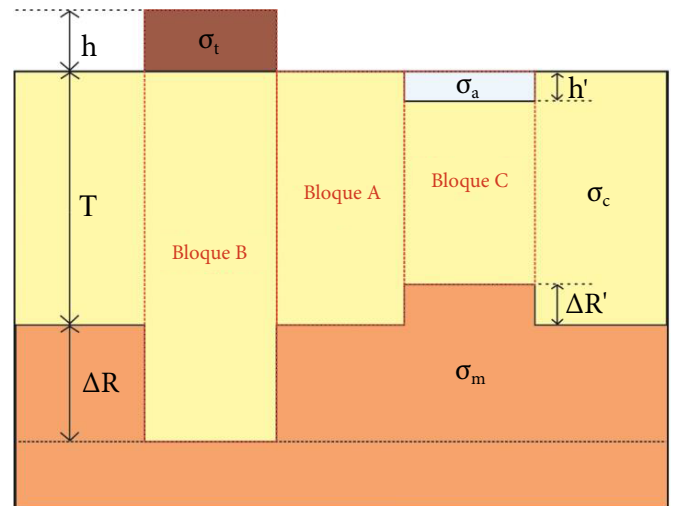


Figura 3. Modelo esquemático de compensación Airy-Heiskanen. Con: ΔR , raíz; h , altura topográfica; T , espesor normal de corteza; σ_c , densidad media de la corteza; σ_a , densidad media del agua; σ_m , densidad media del manto superior; σ_t , densidad de la topografía; $\Delta R'$, anti-raíz; h' , profundidad al fondo oceánico; Bloque A, bloque de corteza normal; Bloque B, bloque de corteza engrosada; Bloque C, bloque de corteza suboceánica.

obtuvieron a partir de la ecuación de Brocher (2005), utilizando para ello las velocidades de ondas P reportadas por Chulick *et al.* (2013) a lo largo de un perfil transcontinental localizado a los 20° de latitud sur. La ecuación de conversión utilizada comprende un amplio rango de velocidades (desde 1,500 m/s hasta 8,500 m/s), que ajusta a las relaciones de velocidad-densidad obtenidas por otros autores (Gardner *et al.*, 1974; Christensen y Mooney, 1995; Godfrey *et al.*, 1997) para distintas litologías y condiciones de soterramiento (Brocher, 2005). En la Tabla 1 se muestran las velocidades consideradas y las densidades respectivas obtenidas.

El cálculo de la raíz compensadora se llevó a cabo tomando como señal de entrada un modelo de elevación digital (SRTM), el cual fue mallado cada 20 km con el método de mínima curvatura (Briggs, 1974). Se obtuvo el mapa del Moho hidrostático (Figura 4a) y su efecto gravimétrico (Figura 4b). Esto se llevó a cabo mediante el módulo *Isostatic* del programa *Oasis montaj* (www.geosoft.com), considerando un contraste de densidad ($\Delta\sigma$) corteza-manto de 420 kg/m³, esto es, densidad media del manto superior menos densidad de la corteza inferior ($\Delta\sigma = 3,360 \text{ kg/m}^3 - 2,940 \text{ kg/m}^3$), ver Tabla 1.

Para cumplir con el objetivo del presente trabajo, se siguieron las ideas de Introcaso (1993) cuando se trata de compensación isostática de cuencas sedimentarias. Según este autor, debido a que los sedimentos que colmatan la subcuenca generalmente tienen densidades inferiores a las corticales promedio: a) la compensación isostática se lograría con la existencia de una anti-raíz ($\Delta R'$), donde el cálculo del Moho hidrostático no solo involucraría la raíz obtenida como compensación de la carga topográfica, sino también la anti-raíz que generaría la existencia de estos sedimentos, y b) a las anomalías de Bouguer Completas se les debe aplicar una corrección geológica o corrección por sedimentos (AB CS), con el fin de obtener una respuesta gravimétrica de una corteza superior normalizada. Esta metodología también ha sido utilizada por otros autores con el fin de evaluar estados de equilibrios isostáticos de distintas cuencas sedimentarias (por ejemplo, Miranda y Robles, 2002).

Para calcular la anti-raíz de compensación del depocentro, se procede de la misma forma que para el cálculo de la raíz, igualando las presiones que originan dos bloques contiguos. En la Figura 3 serían: el Bloque A de la corteza normal y el Bloque C, donde la densidad y el espesor del agua (σ_a y h' respectivamente) son reemplazados por la densidad y el espesor de los sedimentos (σ_s y h_i respectivamente), como sigue:

$$h_i \cdot \sigma_s + (T - \Delta R' - h_i) \cdot \sigma_c + \Delta R' \cdot \sigma_m = T \cdot \sigma_c$$

Tabla 1. Velocidades de ondas P utilizadas y las respectivas densidades calculadas.

	Velocidades de onda P (m/s)	Densidades calculadas según (Brocher, 2005) (kg/m ³)
Corteza superior	6,200 (Chulick <i>et al.</i> , 2013)	2,760
Corteza inferior	6,900 (Chulick <i>et al.</i> , 2013)	2,940
Corteza promedio		$2,850 = [(2,760 + 2,940) / 2]$
Manto superior	8,200 (Chulick <i>et al.</i> , 2013)	3,360
Sedimentos	3,420 (Fraga e Introcaso, 1990)	2,300
Basamento	5,350 (Fraga e Introcaso, 1990)	2,590

reordenando términos y despejando $\Delta R'$:

$$\Delta R' = \frac{h_i \cdot (\sigma_c + \sigma_s)}{\sigma_m - \sigma_c} \quad (3)$$

con: $\Delta R'$, anti-raíz de la subcuenca; h_i , espesor de los sedimentos de la subcuenca; T , espesor normal de la corteza; σ_c , densidad media de la corteza; σ_m , densidad media del manto superior; σ_s , densidad media de los sedimentos.

Por medio de la Ecuación 3 se calculó la anti-raíz de compensación del depocentro Lomas de Olmedo, considerando en el numerador una densidad de la corteza σ_c igual a 2,760 kg/m³ (corteza superior) y en el denominador una densidad de la corteza σ_c igual a 2,940 kg/m³ (corteza inferior) (ver Tabla 1). En cuanto al espesor (h_i) y la densidad σ_s de los sedimentos de la subcuenca Lomas de Olmedo, se utilizaron las isobatas de basamento (Figura 5) estimadas por Fraga e Introcaso (1990) a partir de estudios de sismica de refracción y la velocidad media de ondas P (3,420 m/s) reportadas por los mismo autores. Esta velocidad fue transformada a densidad mediante la ecuación de Brocher (2005). Luego, la anti-raíz obtenida, fue descontada del mapa del Moho hidrostático (Figura 4a) obteniendo un nuevo modelo del Moho hidrostático que vincula raíz y anti-raíz (Figura 6), al que también se le calculó el efecto gravimétrico (Figura 7). Este nuevo modelo del Moho hidrostático fue comparado con los modelos del Moho obtenidos por Feng *et al.* (2007) y por Assumpção *et al.* (2013) en las Figuras 6a y 6b (respectivamente).

La corrección por sedimentos implica el cálculo del efecto gravimétrico que produce el déficit de densidad de los sedimentos que rellenan la subcuenca y la posterior corrección de las anomalías de Bouguer Completas. Para el cómputo de este efecto se consideró la densidad media de los sedimentos calculada anteriormente (2,300 kg/m³) y una densidad del basamento de 2,590 kg/m³. Esta última se obtuvo mediante la ecuación de Brocher (2005), utilizando la velocidad de las ondas P de 5,350 m/s reportada por Fraga e Introcaso (1990) para el basamento. El mapa de las anomalías de Bouguer Completas con corrección por sedimentos se muestra en la Figura 8.

Anomalías isostáticas

Se calcularon las anomalías isostáticas (AI) utilizando: a) las anomalías de Bouguer Completas y el efecto gravimétrico del Moho hidrostático, cambiado de signo (C_{11}) (Introcaso, 2006), haciendo uso de la Ecuación 4 y b) las anomalías de Bouguer Completas corregidas por efecto sedimentario y el efecto gravimétrico del Moho hidrostático que vincula raíz y anti-raíz, cambiado de signo (C_{12}) (Introcaso, 1993), mediante la Ecuación 5.

$$AI_1 = AB + C_{11} \quad (4)$$

$$AI_2 = AB \text{ CS} + C_{12} \quad (5)$$

Con: AI, anomalía isostática; AB, anomalía de Bouguer Completa; AB CS, anomalía de Bouguer Completa corregida por efecto sedimentario; C_{11} , efecto gravimétrico del Moho hidrostático, cambiado de signo; C_{12} , efecto gravimétrico del Moho hidrostático que vincula raíz y anti-raíz, cambiado de signo.

Las anomalías isostáticas se obtienen al comparar las anomalías de Bouguer Completas con las predichas según un modelo teórico de compensación (Introcaso, 2006). Este trabajo consiste en estudiar el depocentro Lomas de Olmedo considerando el modelo teórico local de Airy-Heiskanen que involucra raíz y anti-raíz (Introcaso, 1993), debido a que se trata de una profunda cubeta sedimentaria originada por mecanismos distensivos, con importantes anomalías térmicas (Bianucci y Homovc, 1982; Comínguez y Ramos, 1995; Starck, 2011). Si el modelo elegido es el adecuado, se pueden realizar estudios isostáticos de la corteza, que conducen a interpretar la movilidad

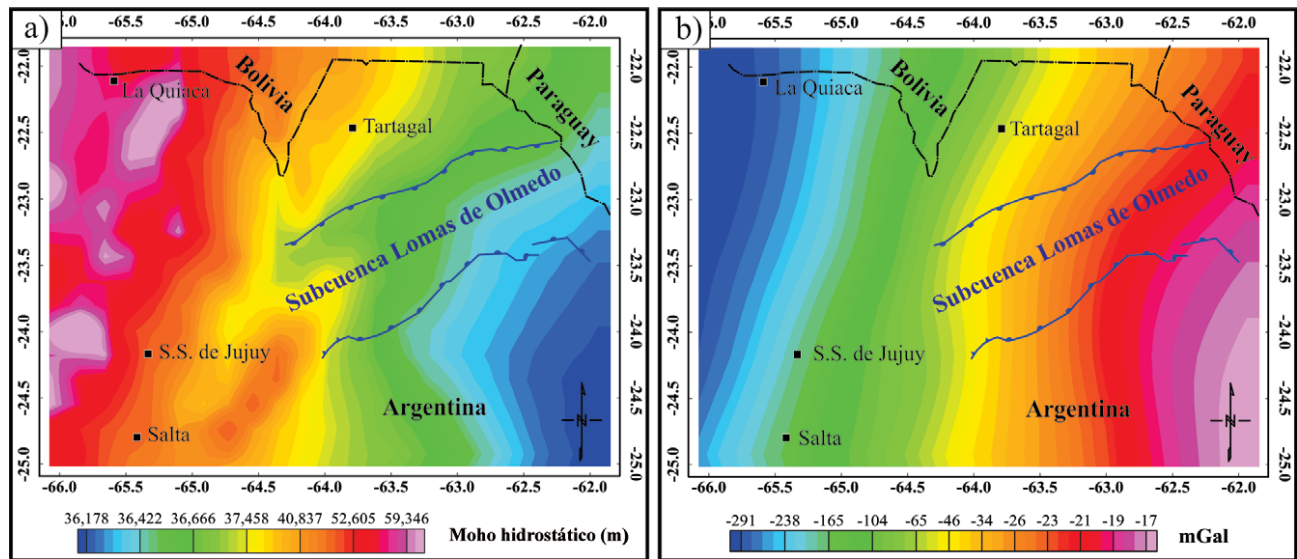


Figura 4. a) Mapa de profundidad del Moho hidrostático, calculado a partir de un modelo digital de terreno (resolución 20 km x 20 km) bajo la hipótesis de Airy-Heiskanen. b) Efecto gravimétrico del Moho hidrostático. Línea negra, límite internacional y líneas azules, lineamientos principales de la subcuenca Lomas de Olmedo (Bianucci, 1999).

vertical futura de la misma (Introcaso, 1993). Una anomalía isostática distinta de cero puede deberse a inhomogeneidades de densidad en la corteza, a un desequilibrio isostático o simplemente a que el modelo de compensación utilizado no representa el comportamiento real de la litosfera (Hackney *et al.*, 2004). Con el fin de evaluar el estado de equilibrio del depocentro en estudio, las anomalías calculadas AI_1 y AI_2 fueron malladas cada 10 km, como se muestra en las Figuras 9a y 9b, respectivamente. Se observa en ambos mapas una zona anómala negativa localizada en la subcuenca Lomas de Olmedo, siendo máxima en el borde oeste de dicho depocentro.

Análisis de las anomalías de Bouguer Completas *versus* altitudes topográficas

La evaluación del comportamiento isostático del área de estudio también puede llevarse a cabo sin la consideración de un modelo de compensación, a partir del análisis estadístico de los datos gravimétricos (Woollard, 1969). La recta de regresión lineal obtenida por este último autor, al comparar las anomalías de Bouguer con las altitudes topográficas, en el cratón de los EE.UU. (que se considera isostáticamente compensado), fue utilizada posteriormente por otros autores (Cabassi e Introcaso, 1997; Ruiz e Introcaso, 2000; Introcaso *et al.*, 2000; Martínez y Giménez, 2002) para evaluar el estado isostático en otras zonas de Sudamérica. De esta manera, se puede evaluar el estado de equilibrio de la región aquí estudiada. Para ello, se calculó la recta de regresión lineal (Figura 10a) entre las anomalías de Bouguer Completas y sus respectivas altitudes topográficas. Se observa en dicha figura que la distribución de los datos presenta dos tendencias, que implicarían dos comportamientos isostáticos diferentes y por consiguiente su evaluación en forma separada. Así, la base de datos fue dividida en dos partes, utilizando como criterio de división el cambio de pendiente observado (~ 1000 m) en la distribución de los datos. Luego se obtuvieron las respectivas regresiones lineales para cada una de las partes (Figura 10b).

Posteriormente estas rectas fueron comparadas con los resultados obtenidos por Woollard (1969) en la Figura 11. Se observa, para altitudes comprendidas entre 1,000 m y 2,000 m, que el estado isostático difiere si el análisis se realiza con toda la base de datos (línea roja a trazos, Figura 11) o con una parte de ella (línea negra a trazos, Figura 11). Debido a ello, y a que el objetivo de este trabajo es estudiar el

depocentro Lomas de Olmedo, se determinaron las altitudes topográficas que involucra dicho depocentro, siendo estas menores a 500 m, como puede observarse en la Figura 12a (el depocentro se encuentra inmerso dentro de altitudes inferiores a la curva de nivel de 500 m). Luego se estimó la recta de regresión para altitudes inferiores a los 500 m (línea marrón, Figura 12b) que fue comparada con la recta (línea verde, Figura 12b) de Woollard (1969) para determinar el estado de equilibrio del depocentro. Esta última regresión mostró un gran parecido con la recta obtenida para altitudes inferiores a los 1,000 m (línea azul a trazos, Figura 12).

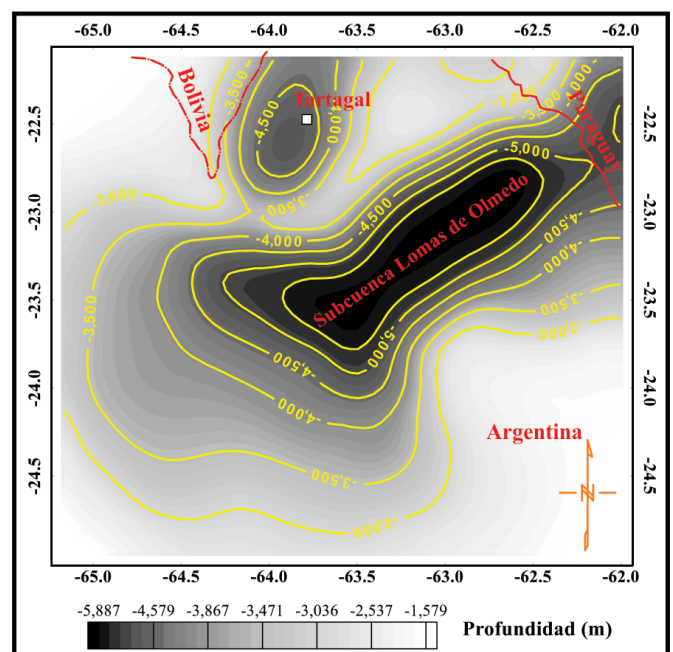


Figura 5. Isobatas de espesores de los sedimentos que rellenan la subcuenca Lomas de Olmedo, modificado de Fraga e Introcaso (1990). Línea roja, límite internacional.

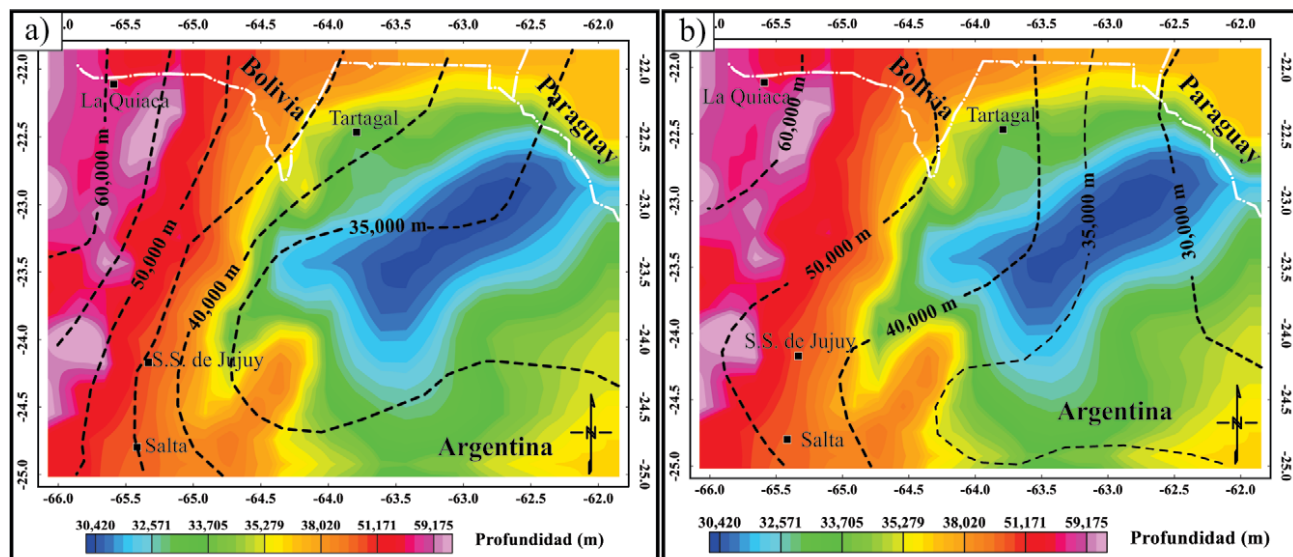


Figura 6. Mapa de profundidad del Moho hidrostático que involucra raíz y anti-raíz. Línea blanca, límite internacional. a) Líneas a trazos en negro, isolíneas de profundidad de Moho de Feng *et al.* (2007). b) Líneas a trazos en negro, isolíneas de profundidad de Moho de Assumpção *et al.* (2013).

RESULTADOS

El mapa de anomalías de Bouguer Completas (Figura 2) mostró isoanómalas con una dirección regional NNE-SSO coincidiendo con el rumbo dominante de las estructuras formadas bajo el régimen Andino. Se observó correlación entre la Cordillera Oriental y las isoanómalas -320 y -200 mGal, en acuerdo al potente espesor cortical Andino de aproximadamente 50 ~ 60 km (Yuan *et al.*, 2002; Tassara *et al.*, 2006; Feng *et al.*, 2007; McGlashan *et al.*, 2008; Prezzi y Götze, 2009; Assumpção *et al.*, 2013). En las Sierras Subandinas y la Llanura Chaco-Bonaerense se observa un crecimiento de las isoanómalas hacia el este en correspondencia a menores espesores corticales (Tassara *et*

al., 2006; Feng *et al.*, 2007; Prezzi y Götze, 2009; Assumpção *et al.*, 2013).

Los valores de densidades utilizados (Tabla 1) fueron obtenidos a partir de la ecuación de Brocher (2005) utilizando para ello las velocidades de ondas P reportadas por Chulick *et al.* (2013) y Fraga e Introcaso (1990). Estos valores son comparables con los valores considerados por otros autores en la región (Prezzi y Götze, 2009; Prezzi *et al.*, 2014). Considerando estos valores, se obtuvo un modelo de profundidad del Moho hidrostático bajo la hipótesis de Airy-Heiskanen (Figura 4a), obteniendo profundidades que varían entre los 36 km y 40 km bajo la subcuenca Lomas de Olmedo y alcanzan los 50 km a 60 km en Sierras Subandinas y Cordillera Oriental. A este modelo del Moho hidrostático se le descontó la anti-raíz del depocentro Lomas

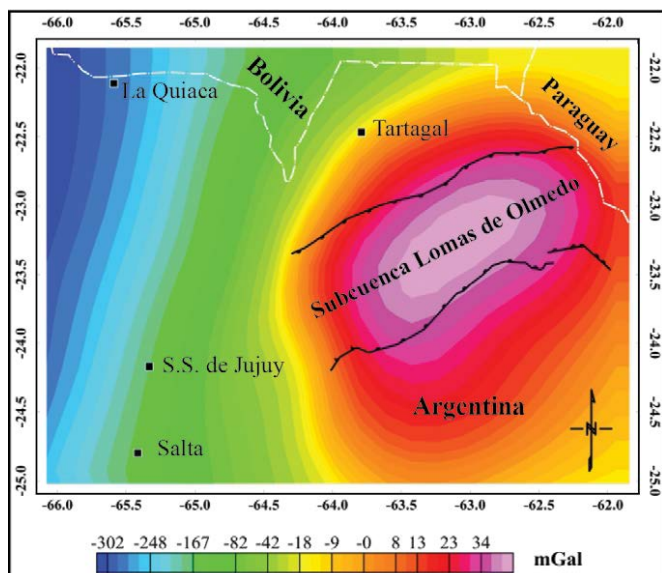


Figura 7. Efecto gravimétrico del Moho hidrostático obtenido de considerar el efecto producido por la raíz y anti-raíz. Línea blanca, límite internacional y líneas negras, lineamientos principales de la subcuenca Lomas de Olmedo (Bianucci, 1999).

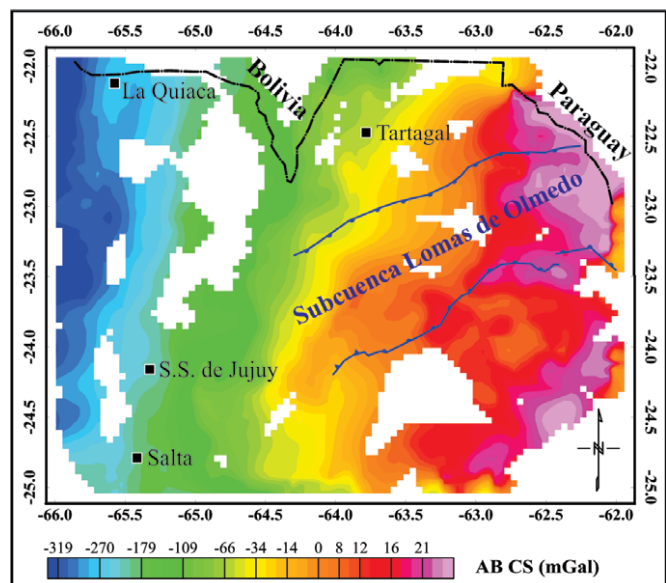


Figura 8. Mapa de anomalía de Bouguer Completa corregido por efecto sedimentario (AB CS). Línea negra, límite internacional y líneas azules, lineamientos principales de la subcuenca Lomas de Olmedo (Bianucci, 1999).

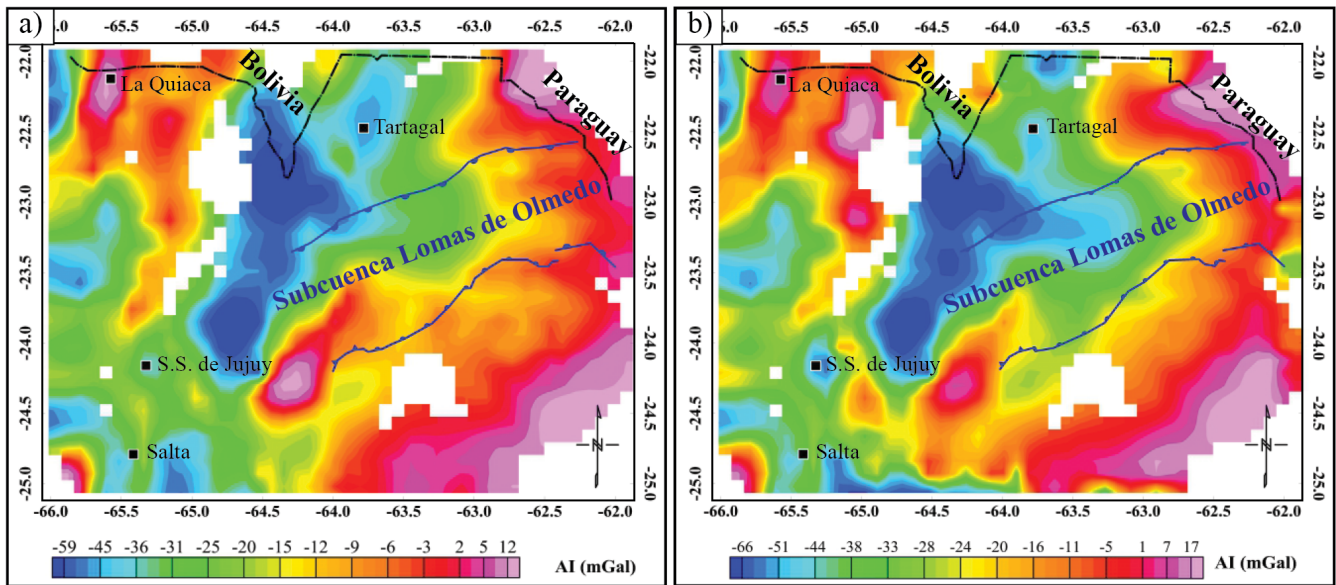


Figura 9. a) Mapa de anomalías isostáticas obtenido a partir de sustraerle el efecto gravimétrico del Moho hidrostático a las AB. b) Mapa de anomalías isostáticas obtenido a partir de sustraerle el efecto gravimétrico del Moho hidrostático (que involucra raíz y anti-raíz) a las AB CS. Línea negra, límite internacional y líneas azules, lineamientos principales de la SLdO (Bianucci, 1999).

de Olmedo siguiendo las ideas de Introcaso (1993), obteniendo un nuevo modelo del Moho hidrostático (Figura 6). Este último Moho hidrostático reportó profundidades menores a las obtenidas con el primer modelo, alcanzando aproximadamente un mínimo de 30 km en el eje principal del depocentro; marcando un adelgazamiento cortical, como es de esperarse debido a que se consideró la anti-raíz en dicho modelo. Si bien los trabajos de Tassara *et al.* (2006) y Prezzi y Götze (2009) aportan profundidades de la discontinuidad de corteza-manto bajo el depocentro Lomas de Olmedo a escala regional, no observan el adelgazamiento de corteza aquí interpretado. Este adelgazamiento de corteza fue determinado en una sección transversal a la subcuenca por Fraga e Introcaso (1990) pero su localización se encuentra hacia el borde oeste del depocentro, no así el observado en este trabajo en 2D que se localiza bajo el eje principal del depocentro (Figura 6). Feng *et*

al. (2007) y Assumpção *et al.* (2013) reportan mapas de profundidades del Moho con una longitud de onda mayor comparada con la resolución del presente trabajo, como puede observarse en la Figura 6. Se observa que las isolíneas de profundidad del Moho (líneas a trazos en negro, Figura 6) presentan una tendencia aproximadamente norte-sur en la región septentrional; mientras que en la región central, las isolíneas confluyen hacia la zona Andina, donde la isolínea de 35 km alcanza una dirección prácticamente este-oeste. Al sur del área, las isolíneas vuelven a separarse, donde nuevamente la isolínea de 35 km alcanza una dirección prácticamente este-oeste (Figura 6), marcando un adelgazamiento de corteza. Este adelgazamiento cortical observado con modelos sísmicos tiene una excelente correlación con el modelo del Moho hidrostático que vincula raíz y anti-raíz. Si bien en ambos trabajos se puede observar dicho adelgazamiento, según Assumpção

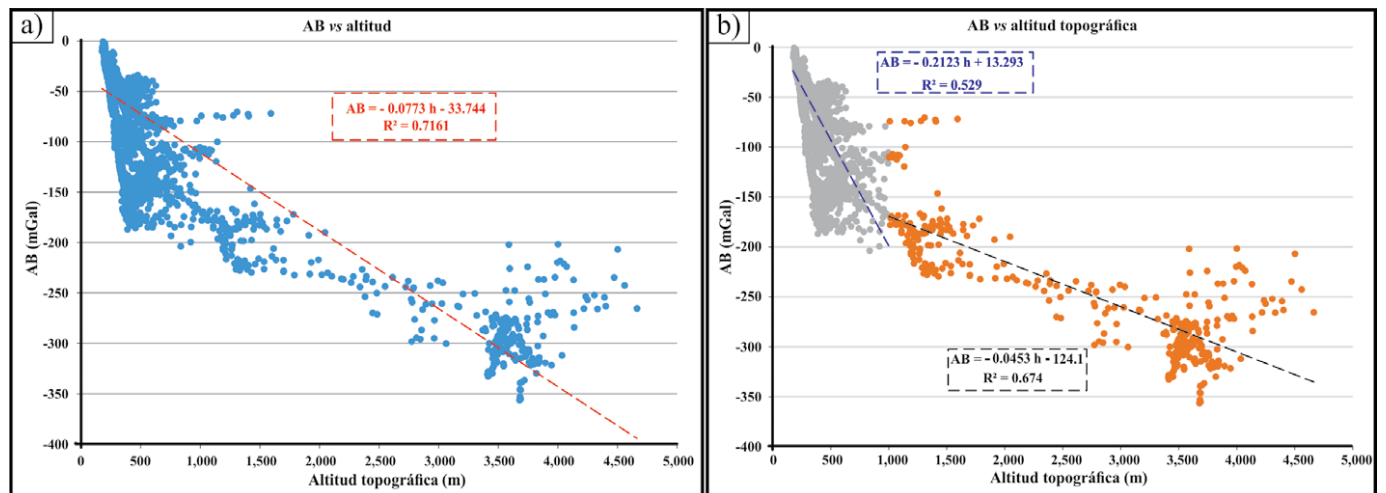


Figura 10. a) Regresión lineal obtenida de comparar las anomalías de Bouguer Completas vs altitudes topográficas. b) Regresiones de las dos tendencias observadas: línea azul a trazos, altitudes inferiores a 1 km; línea negra a trazos, altitudes mayores a 1 km. Con recuadros a trazos, ecuaciones de regresiones y coeficientes de regresiones respectivos.

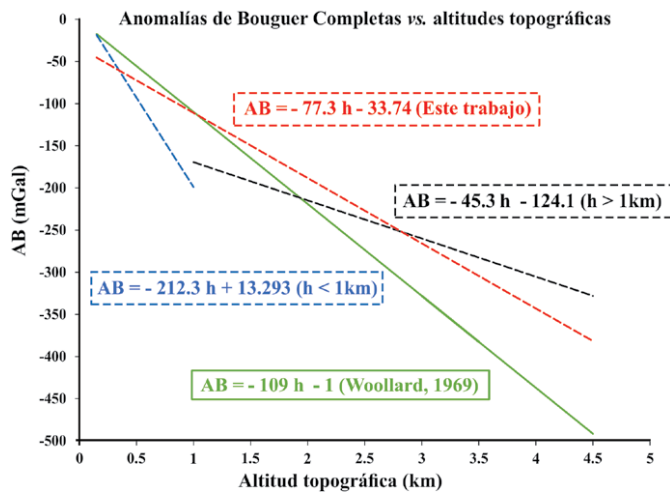


Figura 11. Comparación de las rectas de regresiones calculadas en este trabajo con la recta obtenida para una región en equilibrio (línea verde) por Woollard (1969). Con recuadros, ecuaciones de regresiones; AB, anomalía de Bouguer Completa y h, altitud topográfica.

et al. (2013) se localiza al sur del depocentro (Figura 6b) mientras que según Feng *et al.* (2007) se localiza levemente desplazado hacia el suroeste del interpretado en este trabajo (Figura 6a).

Esta excelente correlación observada entre el modelo teórico de la corteza que involucra raíz y anti-raíz y los modelos sismológicos (Figura 6), podrían apoyar y validar la elección del modelo local de Airy-Heiskanen para el análisis isostático del depocentro Lomas de Olmedo que se originó por mecanismos distensivos (Bianucci y Homoc, 1982; Comínguez y Ramos, 1995). Al oeste de la subcuenca, en las Sierras Subandinas podría operar el mecanismo de compensación regional, tal como ha sido interpretado por algunos autores (Tassara y Yáñez, 2003; Tassara, 2005; Chase *et al.*, 2009; Prezzi *et al.*, 2014; entre otros). Tassara y Yáñez (2003) observan a lo largo de dos perfiles, uno al norte y otro al sur de la subcuenca Lomas de Olmedo, valores de

espesores elásticos iguales a cero o muy cercanos a cero, para la Puna y Cordillera Oriental (compensación local), que aumentan hacia el este. De esta manera, la anomalía isostática negativa observada en el depocentro (Figuras 9a y 9b) podría estar representando en gran medida un estado de subcompensación del mismo. La amplitud mínima de la anomalía isostática, se localiza inmediatamente al este de Cordillera Oriental, en las Sierras Subandinas, donde el espesor elástico podría aumentar. La anomalía isostática positiva relacionada con el norte del Sistema Santa Bárbara, podría ser atribuida a inhomogeneidades de densidad en la corteza por debajo de los sedimentos que rellenan el sudoeste de la subcuenca, en concordancia con las secuencias de basamento levantadas por la inversión tectónica (Vergani *et al.*, 2008). Si bien ambos mapas (Figuras 9a y 9b) pueden ser interpretados de la misma manera, los resultados obtenidos en base a las ideas de Introcaso (1993) (Figura 9b) marcan un mayor estado de subcompensación del depocentro Lomas de Olmedo, basado en un modelo más realista.

Por otro lado, se evaluó el estado isostático a partir de comparar las anomalías de Bouguer Completas con las altitudes topográficas (Figura 10a). La región en estudio presenta dos comportamientos isostáticos distintos, uno para altitudes mayores a 1,000 m (representado por la línea a trazos negra, Figura 10b) y otro para altitudes inferiores a la mencionada (representado por la línea a trazos azul, Figura 10b). El depocentro Lomas de Olmedo estaría representado por la tendencia de esta última regresión, debido a que las rectas obtenidas para altitudes inferiores a los 1,000 m (línea azul a trazos, Figura 12b) y a los 500 m (línea marrón, Figura 12b) muestran un estado de compensación semejante para el depocentro, al compararlas con la recta de Woollard (1969). Las dos tendencias observadas en la Figura 10, podrían estar representando mecanismos tectónicos distintivos (Bianucci, 1999), uno para la subcuenca Lomas de Olmedo localizada en un ambiente de llanura, sin carga topográfica (altitudes inferiores a 500 m, Figura 12a) y otro para la región Andina, con una gran influencia topográfica (Figura 12a). Según el modelo de compensación de Airy-Heiskanen; para el caso de la subcuenca, el déficit de densidad de los sedimentos se debe compensar con una anti-raíz y la espesa columna topográfica Andina con raíces corticales (Introcaso, 1993). La comparación (Figura 12b) entre la recta de regresión del depocentro y la de Woollard (1969),

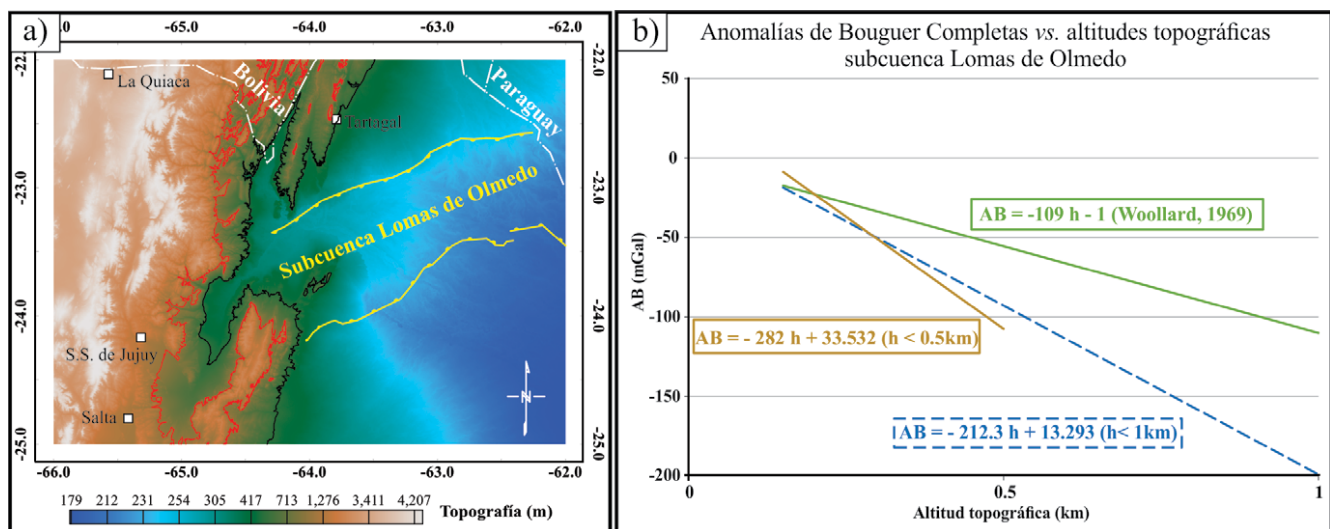


Figura 12. a) Mapa de altitudes topográficas (SRTM). Con: líneas amarillas, lineamientos principales de la SLdO (Bianucci, 1999); línea blanca, límite internacional; línea negra, curva de nivel topográfica de 500 m; línea roja, curva de nivel topográfica de 1,000 m. b) Comparación de las rectas de regresión para altitudes menores a 1 km (línea azul a trazos) y altitudes menores a 0.5 km (línea marrón) con la recta (línea verde) de Woollard (1969). Con AB, anomalía de Bouguer Completa; h, altitud topográfica.

muestra un déficit de densidad, el cual también puede interpretarse como un estado de subcompensación del depocentro, que debería ascender para alcanzar el equilibrio isostático. Este resultado es soportado por las dos metodologías realizadas, es decir, suponiendo un modelo de compensación local o simplemente mediante análisis estadísticos de las anomalías gravimétricas versus altitudes topográficas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se construyó un modelo de profundidad del Moho hidrostático de buena resolución, a partir de calcular la raíz compensadora de la región en estudio bajo la hipótesis isostática local de Airy-Heiskanen. Este modelo tuvo en cuenta la compensación hidrostática del depocentro Lomas de Olmedo, imprimiendo una lógica atenuación o adelgazamiento cortical bajo el eje principal del depocentro. Esta atenuación cortical se confirma, aunque con menor resolución, por recientes modelos sismológicos regionales. La buena correlación observada entre dichos modelos sismológicos y el modelo de la corteza que vincula raíz y anti-raíz, es consistente con la elección del modelo teórico de compensación local de Airy-Heiskanen (cubeta sedimentaria - anti-raíz) para el análisis isostático del depocentro Lomas de Olmedo de origen extensional. El mapa de anomalías isostáticas, mostró una anomalía negativa que comprende gran parte del depocentro Lomas de Olmedo, cuyo máximo se ubica al occidente del mismo. Este negativo emplazado en el depocentro, fue interpretado como un estado de subcompensación del mismo. La anomalía isostática positiva de corta longitud de onda localizada al norte del Sistema Santa Bárbara, podría ser atribuida a inhomogeneidades de densidad en la corteza, en correspondencia con el levantamiento de basamento por debajo de los sedimentos que rellenan al depocentro.

Por otro lado, desde el análisis estadístico de las anomalías de Bouguer Completas versus altitudes topográficas, se observó un déficit de densidad, que también fue interpretado como subcompensación isostática del depocentro. Esto demuestra que el gran espesor sedimentario (que ha exhibido subsidencias desde su origen hasta la actualidad en las distintas etapas evolutivas; *sin-rift*, *post-rift* y *foreland* (Starck, 2011)) no está totalmente compensado por la anti-raíz actual, según el modelo utilizado. Por lo que se deben esperar movimientos ascendentes para lograr el equilibrio hidrostático de la subcuenca.

REFERENCIAS

- Airy, G.B., 1855, On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145, 101-104.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Palma, M., Ramos, V.R., 1982, Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25°-27° S), Argentina, *en* Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología; Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional Subsecretaría de Minería, vol. 1, 499-518.
- Asch, G., Schurr, B., Bohm, M., Yuan, X., Haberland, C., Heit, B., Kind, R., Woelbern, I., Bataille, K., Comte, D., Pardo, M., Viramonte, J., Rietbrock, A., Giese, P., 2006, Seismological studies of the Central and Southern Andes, *en* Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (eds.), *The Andes-active subduction orogeny*, *Frontiers in Earth Science Series*: New York, Springer, 443-458.
- Assumpção, M., Feng M., Tassara A., Julià J., 2013, Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography: *Tectonophysics*, 609, 82-96.
- Bianucci, H., 1999, Estructura y Evolución Estructural del Rift - Relación con la Estratigrafía, Subcuenca de Lomas de Olmedo (Rama Oriental), *en* Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino, Geología del Noroeste Argentino: Salta, Asociación Geológica Argentina, tomo I, 292-300.
- Bianucci, H.A., Homovc, J.E., 1982, Tectogénesis de un sector de la cuenca del subgrupo Pirgua, Noroeste Argentino, *en* Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología: Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional Subsecretaría de Minería, vol. 1, 539-546.
- Bianucci, H., Acevedo, O., Cerdán, J., 1981, Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca Lomas de Olmedo (provincias de Salta y Formosa), *en* Actas VIII Congreso Geológico Argentino: San Luis, Argentina, Asociación Geológica Argentina, tomo 3, 159-172.
- Blakely, R.J., 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*: New York, Cambridge University Press, 441 pp.
- Briggs, I.C., 1974, Machine contouring using minimum curvature: *Geophysics*, 39(1), 39-48.
- Brocher, T.M., 2005, Empirical relations between elastic wave speeds and density in the Earth's crust: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2081-2092.
- Burke, K., Whiteman, A.J., 1973, Uplift, rifting and break-up of Africa, *en* Tarling, D.H., Runcorn, S.K. (eds.), *Implications of continental drift to the earth sciences*: New York, Academic Press, London, II, 735-755.
- Cabassi, I.R., Introcaso, A., 1997, Análisis gravimétrico y acortamiento en la sección de Nazca de los Andes peruanos, *en* Actas 19ª Reunión Científica de Geofísica y Geodesia: San Juan, Universidad Nacional de San Juan, 149-154.
- Chase, C.G., Sussman, A.J., Coblenz, D.D., 2009, Curved Andes: Geoid, forebulge, and flexure.: *Lithosphere*, 1(6), 358-363.
- Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view: *Journal Geophysical Research*, 100, 9761-9788.
- Chulick, G.S., Detweiler, S., Mooney, W.D., 2013, Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins: *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 260-276.
- Comínguez, A., Ramos, V.A., 1995, Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift system, northwestern Argentina, *en* Tankard, A.J., Suárez S.R., Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 325-340.
- Cristallini, E., Comínguez, A.H., Ramos, V.A., 1997, Deep structure of the Metan-Guachipas region: Tectonic inversion in northwestern Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5), 403-421.
- Feng, M., Van der Lee, S., Assumpção, M., 2007, Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 112, B04312.
- Fraga, H., Introcaso, A., 1990, Un modelo gravimétrico litosférico para la subcuenca Lomas de Olmedo (Cuenca del Norte y Noroeste) en la provincia de Salta - Argentina: *Revista de Geofísica Internacional*, 29(2), 89-99.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., Gregory, A.R., 1974, Formation velocity and density-the diagnostic basics for stratigraphic traps: *Geophysics* 39, 770-780.
- Godfrey, N.J., Beaudoin, B.C., Klemperer S.L., Mendocino Working Group USA, Klemperer, S.L., 1997, Ophiolitic basement to the Great Valley forearc basin, California, from seismic and gravity data: implications for crustal growth at the North American continental margin: *Geological Society of America Bulletin*, 109, 1536-1562.
- Hackney, R.I., Featherstone, W.E., Götze, H.J., 2004, Regional-residual gravity field separation in the Central Andes using global geopotential models: *ASEG Extended Abstracts*, 2004(1), 1-4.
- Heiskanen, W., 1931, Tables Isostatiques Pour la Réduction, Dans L'hypothèse de Airy, des Intensités de la Pesanteur Observées: *Bulletin Géodésique*, 30(1), 87-109.
- Hinze, W.J., 2003, Bouguer reduction density, why 2.67?: *Geophysics*, 68(5), 1559-1560.
- Introcaso, A., 1993, Predicción del Movimiento vertical de una cuenca sedimentaria utilizando el método gravimétrico, *en* Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Mendoza, Geología y Recursos Naturales de Mendoza, tomo 1, 1-4.
- Introcaso, A., 2006, Geodesia Física: Universidad Nacional de Rosario, Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología de Rosario, Volumen Especial, 1, 128 pp.

- Introcaso, A., Pacino, M.C., Guspí, F., 2000, The Andes of Argentina and Chile: Crustal configuration, isostasy, shortening and tectonic features from gravity data: Rosario, Temas de Geociencia 5, UNR Editora, 31 pp.
- Jekeli, C., Yang, H.J., Ahlgren, K., 2013, Using isostatic gravity anomalies from spherical harmonic models and elastic plate compensation to interpret the lithosphere of the Bolivian Andes: *Geophysics*, 78(3), G41-G53.
- Kane, M.F., 1962, A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer: *Geophysics*, 27(4), 455-462.
- Martínez, M.P., Gimenez, M., 2002, Relaciones entre anomalías de Bouguer y altitudes para las Sierras de Velasco, Valle Fértil y Pie de Palo, en Cingolani, C.A., Cabalero, N., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A., Panarello, H.O. (eds.), *Actas del XV Congreso Geológico Argentino: Buenos Aires Asociación Geológica Argentina*, tomo 1, 63-68.
- McGlashan, N., Brown, L., Kay, S., 2008, Crustal thickness in the central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors: *Geophysical Journal International*, 175(3), 1013-1022.
- Miranda, S., Robles, J.A., 2002, Posibilidades de atenuación cortical en la cuenca Cuyana a partir del análisis de datos de gravedad: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(3), 271-279.
- Morelli, C., Gantar, C., Honkasalo, T., Mc Connel, K., Tanner, J.G., Szabo, B., Uotila, U., Whalen, C.T., 1974, The international Gravity Standardization Net 1971 (IGSN71): Paris, IUGG-IAG, Special Publication, 4, 194 pp.
- Moreno, J.A., 1970, Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior en la cuenca del noroeste Argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara: *Revista Asociación Geológica Argentina*, 25(1), 9-44.
- Nagy, D., 1966, The Gravitational Attraction of a right rectangular prism: *Geophysics*, 31(2), 362-371.
- Prezzi, C.B., Götze, H., 2009, Estructura Litosférica de los Andes Centrales a partir de un Modelo Gravimétrico 3D: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1), 81-96.
- Prezzi, C.B., Götze, H.-J., Schmidt, S., 2014, Andean foreland evolution and flexure in NW Argentina: Chaco-Paraná Basin: *Tectonophysics*, 628, 228-243.
- Ramos, V.A., 1999a, Las provincias geológicas del territorio argentino, en Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina: Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29, 41-96.
- Ramos, V.A., 1999b, Rasgos estructurales del territorio argentino, en Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina: Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29, 715-784.
- Ramos, V.A., Alonso, R.N., Strecker, M., 2006, Estructura y neotectónica de Las Lomas de Olmedo, zona de transición entre los Sistemas Subandino y de Santa Bárbara, provincia de Salta: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 579-588.
- Reyes, F.C., Salfity, J.A., 1973, Consideraciones sobrestratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino, en *Actas V Congreso Geológico Argentino: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina*, tomo 3, 355-385.
- Ruiz, F., Introcaso, A., 2000, La estructura profunda de la cuenca sedimentaria Ischigualasto - Villa Unión: una interpretación tectónica a partir de datos de gravedad y magnetismo (Parte 1): Rosario, Temas de Geociencia 4, UNR Editora, 70 pp.
- Sabino, I., 2004, Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico): Base del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(2), 341-359.
- Salfity, J.A., 1979, Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del Norte de Argentina, en *Actas VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Asociación Geológica Argentina*, tomo 1, 505-515.
- Salfity, J.A., 1982, Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), en *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología: Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional Subsecretaría de Minería*, 1, 11-26.
- Salfity, J.A., Marquillas, R.A., 1999, La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino, en Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina: Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29, 613-626.
- Sandwell, D.T., Smith, W.H., 2009, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* (1978-2012), 114, B01411.
- Schmidt, S., Götze, H.J., 2006, Bouguer and Isostatic Maps of the Central Andes, en Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (eds.), *The Andes-active subduction orogeny, Frontiers in Earth Science Series: New York, Springer*, 559-562.
- Starck, D., 1995, Silurian-Jurassic stratigraphy and basin evolution of Northwestern Argentina, en Tankard, A.J., Suárez S. R., Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62, 251-267.
- Starck, D., 2011, Cuenca Cretácica-Paleógena del Noroeste Argentino en Kozłowski, E., Legarreta, L., Boll, A. Marshall, P. (eds.), *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas, Visión actual: Mar del Plata, Instituto Argentino del Petróleo y el Gas*, 407-453.
- Tassara, A., 2005, Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna Plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°-34°S): *Tectonophysics*, 399, (39-57), doi:10.1016/j.tecto.2004.12.014.
- Tassara, A., Yáñez, G., 2003, Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S): *Revista geológica de Chile*, 30(2), 159-186.
- Tassara, A., Götze, H.J., Schmidt, S., Hackney, R., 2006, Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin: *Journal of Geophysical Research*, 111, B09404.
- Vergani, G., Laffitte G., Iribarni M., Aprea D., 2008, Síntesis de las cuencas productivas de hidrocarburos en el noroeste de Argentina, en Cruz, C.E., Rodríguez, J.F., Hechem, J.J., Villar, H.J. (eds.), *VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Sistema petrolero de las cuencas andinas: Buenos Aires Instituto Argentino del Petróleo y Gas*, 135-157.
- Woollard, G.P., 1969, Regional variations in gravity, en Pembroke J. Hart (ed.), *The Earth's crust and upper mantle: Washington D.C., American Geophysical Union*, 13, 320-341.
- Yuan, X., Sobolev, S., Kind, R., 2002, Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications: *Earth and Planetary Science Letters*, 199(3), 389-402.

Manuscrito recibido: Marzo 30, 2015

Manuscrito corregido recibido: Diciembre 23, 2015

Manuscrito aceptado: Enero 6, 2016