

Subcompensación isostática del Valle de La Rioja (Argentina), señalada por las ondulaciones del geoide

Mario Ernesto Gimenez^{1,*}, Myriam Patricia Martinez^{1,},
Antonio Introcaso², Francisco Ruíz¹ y Guillermo Carugati²**

¹Instituto Geofísico Sismológico Volponi, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Av. José Ignacio de La Roza y Meglioli S/N., Rivadavia, 5400 San Juan, Argentina.

²Instituto de Física de Rosario-CONICET, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario, Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe, Argentina.

* mgimenez@unsj-cuim.edu.ar; ** patricia.signos@gmail.com

RESUMEN

Se presenta un caso en el que se observa que las ondulaciones del geoide de libre disponibilidad en la web constituyen un eficaz indicador del estado isostático de estructuras geológicas significativas. Se estudió la cuenca sedimentaria denominada "Valle de La Rioja", encontrando para ella una máxima ondulación local (filtrada) de -2 metros con base en el modelo Eigen 03. Buscando mayor definición hemos calculado sobre la cuenca ondulaciones del geoide con: a) el método de Stokes en el plano y b) el método de fuentes equivalentes. Ambos proporcionan una ondulación máxima de -1.8 metros, coincidente en aproximadamente un 90% con la ondulación dada a partir de Eigen 03.

Comparando el valor de -1.8 metros obtenido con a) y b) con el valor de ondulación encontrado para un modelo isostático de Airy perfectamente compensado, obtuvimos un residuo negativo de unos -60 centímetros que señala claramente una falta de antirraíz. Este resultado concuerda con el exceso negativo que presentan las anomalías de Bouguer, señalando así un nuevo camino expeditivo para evaluar el balance isostático.

Palabras clave: isostasia, geoide, cuenca sedimentaria, Valle de La Rioja, Argentina.

ABSTRACT

In the present contribution is shown that the free, online available geoid undulations are an efficient indicator of the isostatic condition of significant geologic structures. This is the case of the sedimentary basin known as the La Rioja valley, where a filtered maximum local undulation of -2 meters was found by applying the Eigen 03 model. Searching for a higher definition, the geoid undulations of this basin were calculated with: a) the planar Stokes' method, and b) the equivalent sources method. Both provide a maximum undulation of -1.8 meters, which coincides in approximately 90% with the undulation obtained with the Eigen 03 method.

Comparing the values of -1.8 meters obtained from a) and b) with the undulation value found for a perfectly compensated Airy isostatic model, a negative residuum of -60 cm was determined, which clearly indicates the absence of an antiroot. This result agrees with the negative excess shown by the Bouguer anomalies, thus opening an expeditious new way for evaluating the isostatic balance.

Key words: isostasy, geoid, sedimentary basin, La Rioja Valley, Argentina.

INTRODUCCIÓN

Hacia el este de los Andes, en la latitud 29°24'S, se encuentra la ciudad de La Rioja, ubicada a los pies de la Sierra Pampeana de Velasco. Desde el borde de la Sierra de Velasco y hacia el este, se extiende el gran Valle de la Rioja (Figura 1), motivo de nuestro análisis, el cual limita por el norte con las Sierras de Ambato y Ancasti, por el sur con la Sierra de Los Llanos, y al este por la Sierra Brava.

La zona de estudio se ubica en el centro de una región conocida como Sierras Pampeanas. Estas sierras están formadas por rocas del basamento cristalino que fueron elevadas hacia la superficie concomitantemente con la orogenia andina desde fines del Cenozoico (Jordan and Allmendinger, 1986). Entre estas sierras y sus adyacencias, sedimentos erosionados de hace varios millones de años (desde el Mioceno en adelante) han sido depositados en

las cuencas que abarcan amplias regiones y muestran una topografía mayormente planar (Fisher et al., 2002).

El levantamiento más reciente ocurrió hace 10 millones de años, cuando la placa de Nazca, que subduce debajo del margen Pacífico de Sudamérica, experimentó una disminución en el ángulo de subducción. A partir de entonces su ángulo de descenso ha disminuido hasta alcanzar su actual trayectoria subhorizontal por debajo de las Sierras Pampeanas (Jordan et al., 1988).

Aunque la conexión entre la geometría de la placa subducida y la deformación continental es controversial, es probable que la actual geometría de la placa de Nazca fue la causante del levantamiento de los bloques montañosos de las Sierras Pampeanas a lo largo de fallas localizadas en anisotropías preexistentes del basamento. Los valles de las Sierras Pampeanas, ubicados entre los levantamientos del basamento cristalino, representan cuencas de antepaís rotas

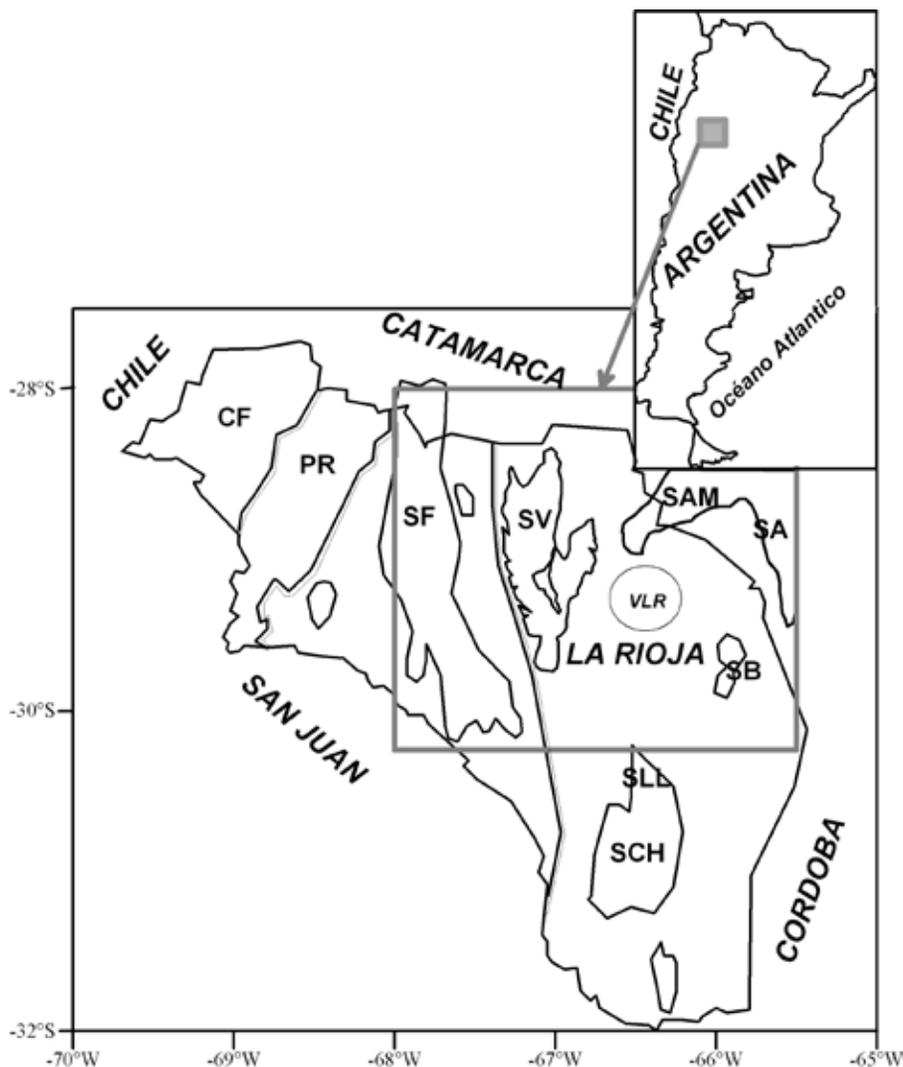


Figura 1. Ubicación de la región en estudio en color gris. Referencias: separación entre ambientes geomorfoestructurales en toda la Provincia de La Rioja (República Argentina): CF: Cordillera Frontal; PR: Precordillera; SF: Sistema de Famatina. Luego, VLR: Valle de La Rioja. SV: Sierra de Velasco; SLL: Sierra de los Llanos; SCH: Sierra de Chepes; SB: Sierra Brava; SAM: Sierra de Ambato; y SA: Sierra de Ancasti.

–broken foreland basins– (Jordan and Allmendinger, 1986; Kay *et al.*, 1987; Jordan, 1995; Fisher *et al.*, 2002).

Como resultado de estudios de sismica de reflexión, Fisher *et al.* (2002), determinaron que el origen de la cuenca del Valle de La Rioja es del tipo rift. Esto nos permite pensar en un modelo distensivo de primera importancia en este estudio. La columna sedimentaria de esta cuenca, según estos autores, tiene un espesor máximo de 3,600 m y está formada por: 1) una columna de 800 m de rocas sedimentarias pérmicas del Grupo Paganzo, la cual se adelgaza hasta alcanzar 300 m hacia la Sierra Brava; 2) una columna de rocas cretácicas sedimentarias que fueron acumuladas en depocentros de 10 a 15 km de ancho y que traslapan un basamento paleozoico fallado; y 3) un paquete de rocas sedimentarias cenozoicas que fueron depositadas al mismo tiempo que el levantamiento de las sierras Pampeanas y cuyo espesor varía desde 3 km por debajo de la ciudad de La Rioja (cerca del margen oeste de la cuenca) hasta aproximadamente 1.5 km inmediatamente al este, a unos 60 km de la ciudad (Álvarez *et al.*, 1989; Fisher *et al.*, 2002).

Estudiaremos aquí las ondulaciones del Geoide para la Cuenca del Valle de La Rioja mediante varios métodos geofísicos en el campo particular de los métodos potenciales. Nuestro propósito es demostrar que el modelo Eigen 03 (Foerste *et al.*, 2005), disponible en internet (<<http://www.iges.polimi.it/>>) puede ser perfectamente utilizado para evaluar el estado isostático, dado que luego de eliminadas

de este modelo las longitudes de onda que excedan a la estructura en estudio, el geoide residual resultante será comparado con los geoides más detallados obtenidos con los métodos de Stokes en el plano y de fuentes equivalentes. Realizaremos una predicción del futuro movimiento de la cuenca con base en su desbalance isostático aplicando metodologías clásicas y otras de inversión.

METODOLOGÍA

Mediciones gravimétricas

Para construir el geoide sobre el Valle de La Rioja fue necesario disponer de una cobertura de datos de gravedad homogéneamente distribuidos. Las campañas de mediciones gravimétricas (no disponibles por el momento para terceros interesados) se efectuaron mayoritariamente sobre la cuenca del Valle de La Rioja y Sierra de Velasco, buscando una adecuada distribución de datos sobre el área. La información obtenida se sumó a las bases de datos del Instituto de Física de Rosario, Universidad Nacional de Rosario, y del Instituto Geofísico Sismológico “Ing. F. S. Volponi”, Universidad Nacional de San Juan, constituyendo un total para la cuenca y zonas adyacentes de 1,250 valores gravimétricos, en un área total de trabajo de 25,000 km².

Para las altitudes se utilizó el modelo de elevación

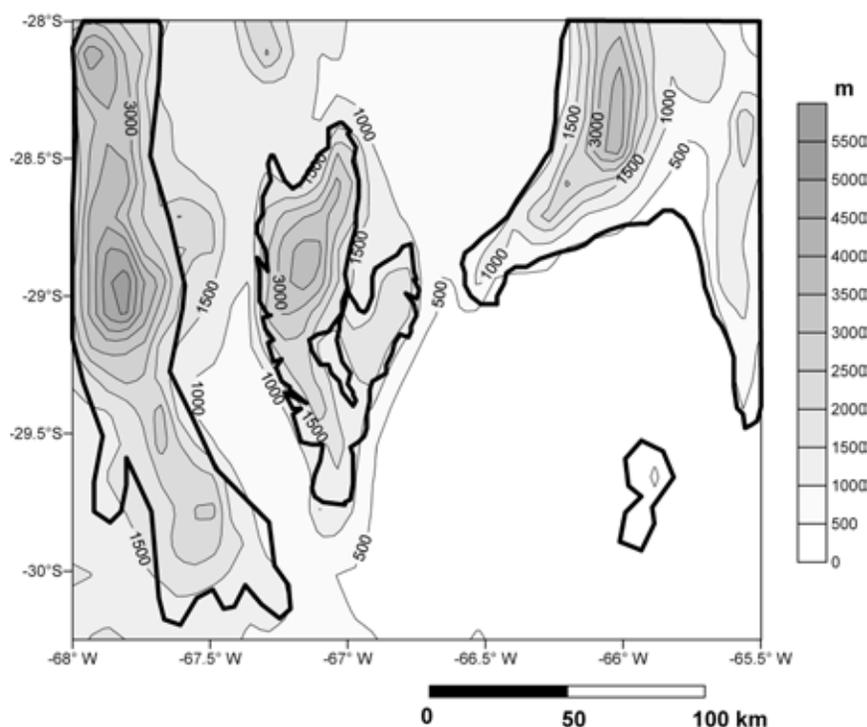


Figura 2. Modelo de Elevación Digital del Terreno (*Shuttle Radar Topography Mission*, SRTM). Equidistancia entre isolíneas: 500 m. Se han superpuesto en esta y en las sucesivas figuras los contornos de las sierras más importantes en el área que circundan al Valle de la Rioja (ver Figura 1): SF, SV, SAM, SA, y SB.

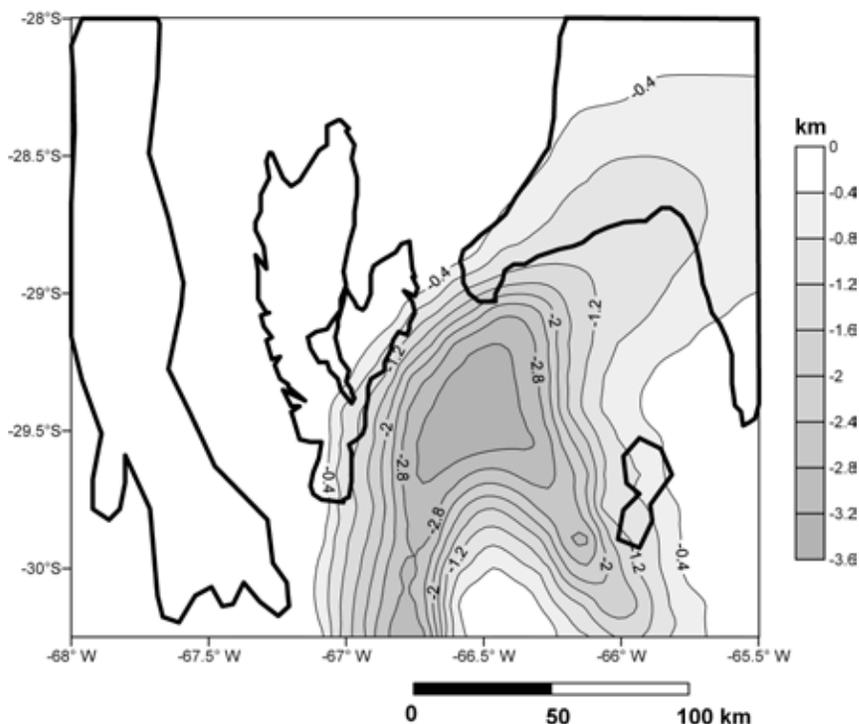


Figura 3. Isóbatas de basamento obtenidas de los informes inéditos de la ex petrolera estatal YPF: Presenta profundidades máximas de -3.6 km. Isolíneas cada 400 m.

digital obtenido del *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) del Servicio Geológico de Estados Unidos y la NASA (Figura 2), el cual permitió realizar las correcciones topográficas a los valores de gravedad hasta las zonas circulares de 167 km de diámetro (efectos planos). Las coordenadas de las estaciones gravimétricas son consistentes con las del SRTM, el que a su vez coincide bien tanto con algunos valores altimétricos medidos como con los rasgos generales de una carta de curvas de nivel.

Las isóbatas de basamento de la cuenca del Valle de La Rioja (Figura 3), obtenidas de los informes inéditos de la ex petrolera estatal YPF, presentan profundidades máximas de -3.6 km.

El cálculo de anomalías de gravedad se efectuó mediante las expresiones clásicas (Telford *et al.*, 1986):

$$\text{AAL (mGal)} = g_{\text{obs}} - (\gamma_0 - \text{CAL}) \quad (1)$$

$$\text{AB (mGal)} = g_{\text{obs}} - (\gamma_0 - \text{CAL} + \text{CB} + \text{CT}) \quad (2)$$

$$\text{AF (mGal)} = \text{AB} - \text{CB} \quad (3)$$

siendo AAL: anomalía de aire libre; AB: anomalía de Bouguer completa; AF: anomalía de Faye; CT: reducción topográfica (hasta los 167 km); g_{obs} : gravedad observada vinculada con la estación fundamental de Miguelete; γ_0 : gravedad normal a la latitud de la estación IGNS 71; CAL: corrección de aire libre; CB: corrección de Bouguer.

Para la corrección de aire libre se adoptó el gradiente vertical normal de -0.3086 mGal/m, en tanto que para la corrección de Bouguer (CB) se adoptó una densidad de

2.67 g/cm³, resultando 0.1118 mGal/m.

Se obtuvieron así las anomalías de Bouguer completas, afectadas de las correcciones topográficas. A partir de estas anomalías completas de Bouguer (Figura 4), se obtuvo la carta de anomalías de Faye, para lo cual fue necesario descontar la corrección por losa plana indefinida (corrección de Bouguer), considerando una densidad de corteza superior de 2.67 g/cm³ (véase Ecuación 3). Al llegar aquí resulta necesario recordar que cualquier transferencia de masas provoca un efecto indirecto (EI). Como las anomalías de Faye (AF), se calcularon a partir de anomalías de Bouguer (AB), el paso de AB a AF requiere restituir la losa plana indefinida de Bouguer. Ello originaría un efecto EI muy grande, por ejemplo de unos 38 m para una altitud de 1 km. Con el fin de minimizar el EI frecuentemente se realiza la “condensación de Helmert”. En este caso, el EI para $h = 1$ km sería inferior a 6 cm. Para una altitud máxima de 500 metros correspondiente al Valle de La Rioja, el EI sería inferior a 2 cm, y es por ello que frecuentemente se desprecia el EI (ver por ejemplo Introcaso, 2006).

La carta de anomalías de Faye está contaminada por el efecto gravimétrico negativo que produce la raíz de la Cordillera Andina. Por ello se procedió a descontar la tendencia regional, mediante técnicas clásicas de filtrado gravimétrico. Se adoptó como filtro una superficie de tendencia de grado 2 (Hearst and Morris, 2001). En la Figura 5 se puede apreciar la carta de anomalías de Faye locales, es decir descontaminada de los efectos regionales.

Cálculo de las ondulaciones del geoides

El geoides es el sistema de referencia natural terrestre, y se puede expresar por el potencial W como:

$$W = G \iiint \frac{\sigma}{r} dV + \frac{\omega^2}{2}(x^2 + y^2) \quad (4)$$

donde G es la constante de gravitación universal; σ es la densidad; dV es el volumen elemental; r es la distancia desde la masa $m = \sigma dV$ al punto potenciado; y ω es la velocidad angular de la Tierra. W responde a las distintas reparticiones de masas con referencia a una superficie regular de nivel (en general, un elipsoide de revolución) de potencial V (Introcaso, 2006).

Con los valores de la carta de anomalías locales de Faye (Figura 5) se pretende obtener el potencial de gravedad para luego calcular las ondulaciones del geoides por diversas técnicas modernas desarrolladas en el IFIR-UNR (Guspí *et al.*, 2004; Introcaso y Crovetto, 2005).

La fórmula de Bruns (1878), permite obtener las ondulaciones del Geoides (N), mediante el cociente entre el potencial de gravedad y el valor de gravedad normal, como sigue:

$$N = \frac{W - V}{g} = \frac{T}{g} \quad (5)$$

donde T es el potencial perturbador que provoca un cuerpo en la corteza terrestre; g es el valor de gravedad normal =

980 Gal; y N es la ondulación del geoides provocada por el campo potencial perturbador T .

a) Stokes en el plano. Método basado en distribuciones de densidades planas (ficticias)

Sabemos que la densidad superficial esférica para una tierra irrotacional y homogénea es:

$$\mu = \frac{\Delta g(x, y, z)}{4\pi G} \quad (6).$$

Si ahora consideramos un plano de cota $z=0$, y proyectamos esta densidad superficial en él, obtendremos:

$$\mu = \frac{\Delta g(x, y)}{2\pi G} \quad (7)$$

que es la densidad superficial plana.

Si evaluamos el potencial para un punto externo al plano, tendremos que el potencial será:

$$V = G \iint_D \frac{dm}{r} \quad (8)$$

donde dm es el diferencial de masa, obteniendo:

$$V = G \iint_D \frac{\mu dx dy}{r} = \frac{1}{2\pi} \iint_D \frac{\Delta g}{r} dx dy \quad (9).$$

Por lo tanto, si calculamos las ondulaciones del geoi-

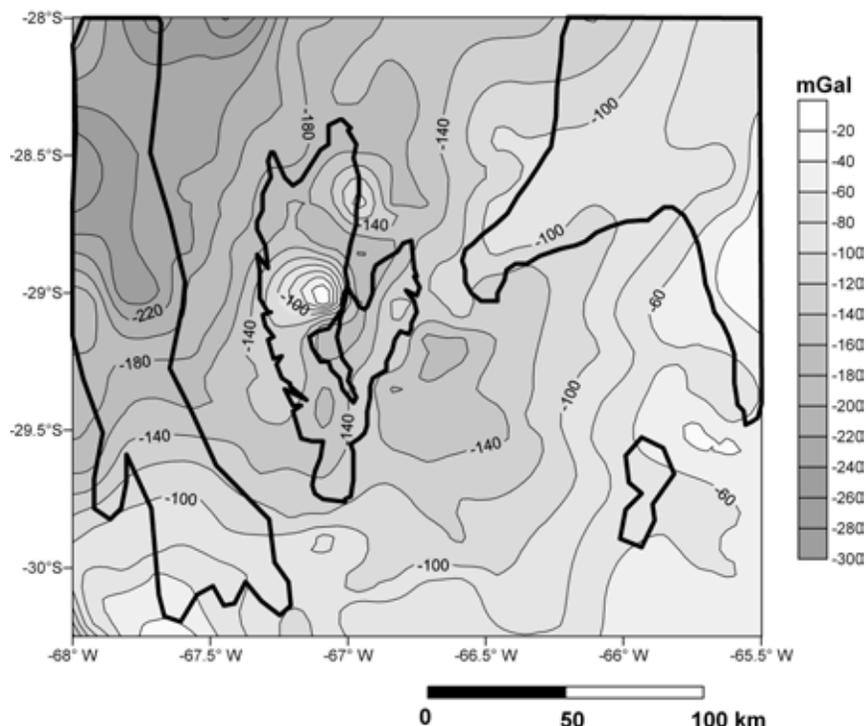


Figura 4. Carta de anomalías completas de Bouguer para la región estudiada. Según se desprende de la Ecuación 2 en el texto. Isoanómalas cada 20 mGal.

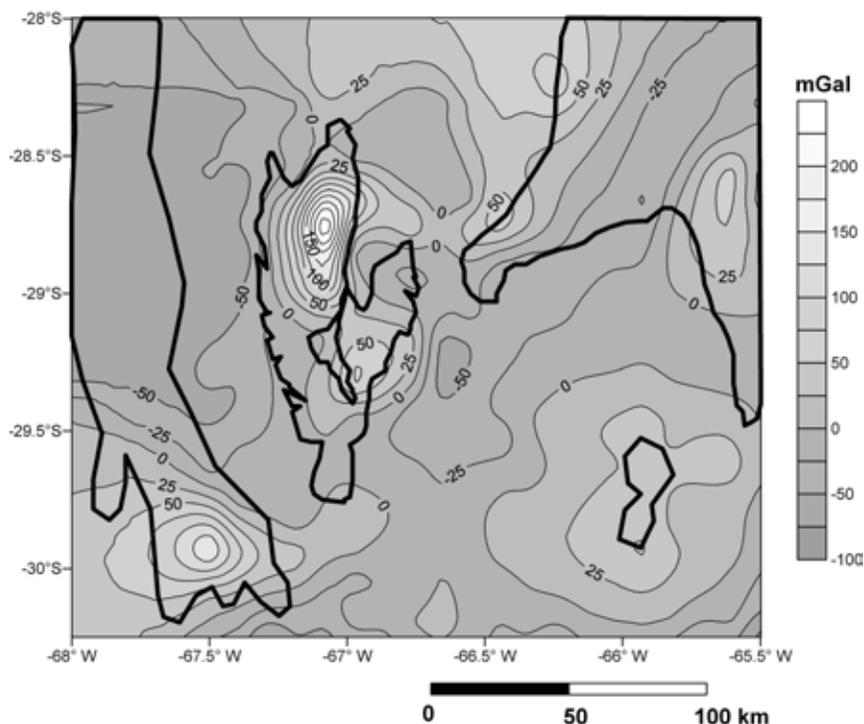


Figura 5. Carta de anomalías de Faye locales (residuales), a partir de descontar el efecto gravimétrico negativo que produce la raíz andina mediante una superficie de tendencia de segundo orden. Isonómalas cada 25 mGal.

de en una primera aproximación, aplicando la fórmula de Bruns, Ecuación 5, mediante esta técnica tenemos:

$$Nr = \frac{1}{2\pi\gamma} \iint_D \frac{\Delta g}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2}} dx dy \quad (10)$$

La Ecuación 10 (véase Introcaso y Crovetto, 2005), permite calcular las ondulaciones residuales del geode.

En el presente trabajo se ha utilizado esta ecuación para dicho cálculo, mediante un software desarrollado por el grupo de geofísica del Instituto de Física de Rosario de la Universidad Nacional de Rosario, para lo cual se utilizó la carta de anomalías locales de Faye (Figura 5). En la Figura 6 se puede observar el resultado obtenido mediante la Ecuación 10. En ella se aprecia que los valores negativos están fuertemente vinculados con la cuenca del Valle de La Rioja, alcanzando valores de N de -1.8 m, y valores positivos máximos de 2.8 m sobre la sierra de Velasco.

b) Método basado en fuentes puntuales equivalentes

Esta técnica (véase Guspí et al., 2004), consiste en encontrar un conjunto de fuentes puntuales equiespaciadas, ubicadas a una profundidad constante por debajo de cada estación, capaces de reproducir las anomalías observadas. Un sistema de ecuaciones lineales (Introcaso y Crovetto, 2005) permite encontrar las intensidades de las masas puntuales equivalentes. Una vez obtenidas las intensidades de las fuentes ficticias que reproducen dichas anomalías, se calcula el potencial gravitatorio por el método directo

(Ecuación 11), y finalmente con éste, a través de la fórmula de Bruns (1878), las ondulaciones del geode.

$$V = G \sum_i \frac{m_i}{r_k} \quad (11)$$

y, a partir de la Ecuación 12, se evalúan las ondulaciones del geode.

$$N = \frac{1}{\gamma} \sum_{k=1}^n \frac{Gm_k}{r_k} \quad (12)$$

En la Figura 7 se ha graficado el geode calculado mediante fuentes equivalentes. Nuevamente encontramos en la cuenca del Valle de La Rioja valores de N de aproximadamente -1.8 m, y sobre la Sierra de Velasco valores positivos entre 2.6 a 2.8 m.

c) Las ondulaciones del geode de Argentina

Antes de continuar es relevante aclarar que todos los geoides aquí utilizados: Eigen03 y los “flotantes” calculados con Stokes en el plano y con fuentes equivalentes, se apoyaron en cinco precisos valores confidenciales de $N = h - H$. Ello garantiza un adecuado marco de referencia apoyado en el sistema WGS 84, y permite así realizar comparaciones consistentes. Notemos también que, como lo señalara Cornaglia (2005), ya no es necesario conocer el coeficiente N_0 que suele caracterizar a cada modelo global (Eigen, EGM 96, etc.).

Las ondulaciones del geode correspondientes al área de este trabajo fueron extraídas del modelo del geode global Eigen 03. Se puede observar en la Figura 8 que las

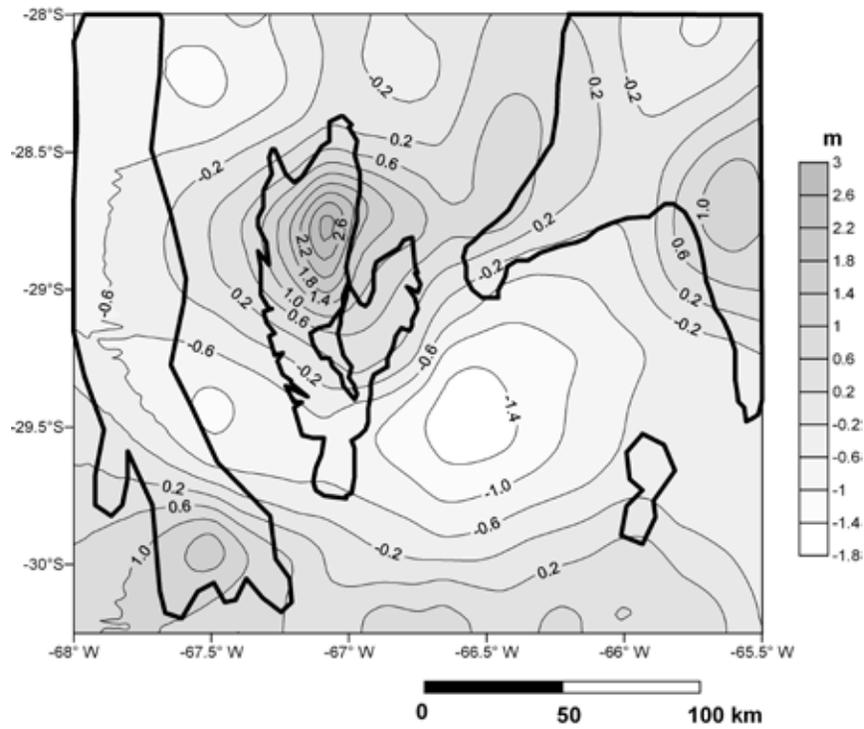


Figura 6. Ondulaciones del geoide, método de Stokes en el plano. Isolíneas cada 400 m. Mínimo de N en el Valle de La Rioja de aproximadamente -1.8 m. Véase la gran correspondencia entre ésta y las Figuras 7, 9 y 13.

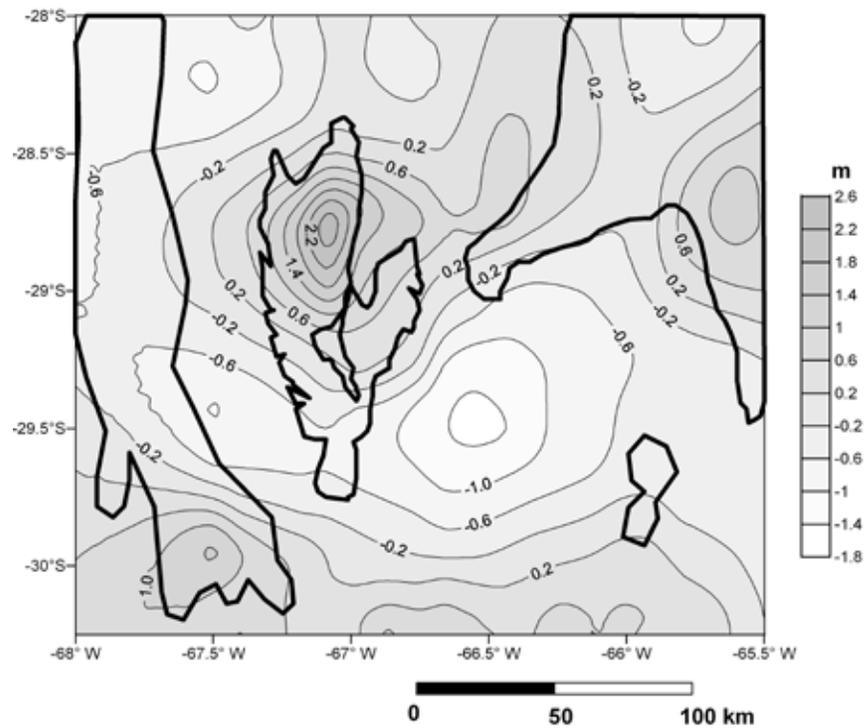


Figura 7. Ondulaciones del geoide, método fuentes equivalentes. Isolíneas cada 400 m. Mínimo de N en el Valle de La Rioja de aproximadamente -1.8 m. Véase la gran correspondencia entre ésta y las Figuras 6, 9 y 13.

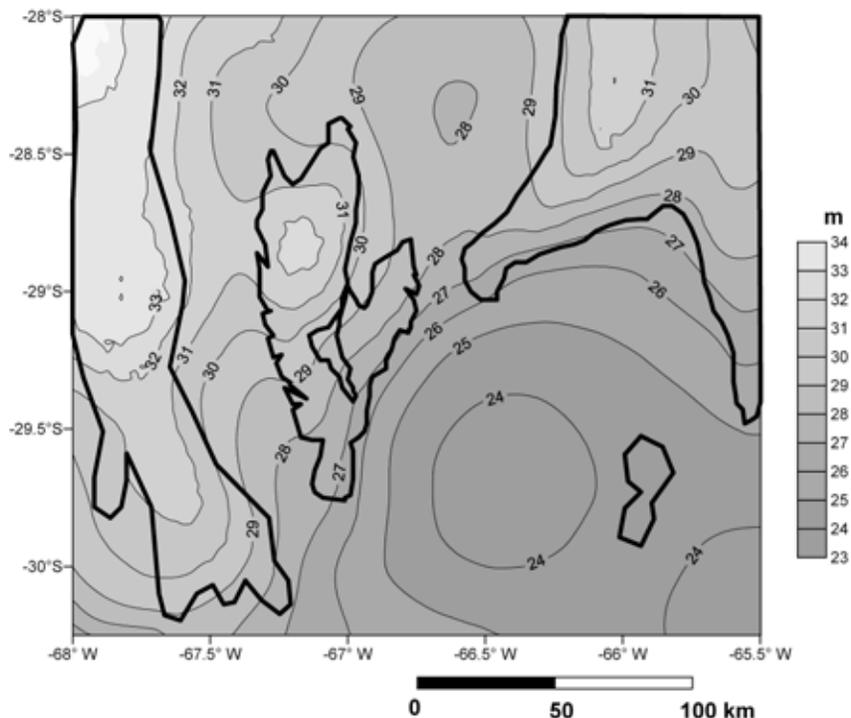


Figura 8. Ondulaciones del geoida obtenidas del Eigen 03. Isóbatas cada 1 m. (Fuente: <<http://www.iges.polimi.it>>). Véase que las ondulaciones regionales sobre el Valle de La Rioja son del orden de 24 m.

ondulaciones de este geoida global en la región de la cuenca del Valle de La Rioja son del orden de 24 metros.

Con el propósito de evaluar las ondulaciones que produce localmente la cuenca del Valle de La Rioja, se aplicó un filtro pasa bandas, eliminando las longitudes de onda mayores que 80 km (mayores que la longitud de onda de la cuenca en estudio), resultando las ondulaciones residuales que se observan en la Figura 9, donde se verifica que las ondulaciones que provoca la cuenca son del orden de -2 m, siendo este resultado totalmente consistente con el encontrado mediante las técnicas de fuentes equivalentes y de Stokes en el plano.

Este resultado, coincidente dentro del 90% con los geoides obtenidos con (a) método de Stokes, y (b) método de fuentes equivalentes, garantiza su utilización para realizar evaluaciones rápidas de las características de las estructuras geológicas en análisis.

d) Ondulaciones del geoida hidrostático

Nuestro propósito es obtener las ondulaciones del geoida para una corteza en equilibrio isostático según el concepto de Airy, debido al origen cortical distensivo de la cuenca (Fisher *et al.*, 2002). Esto significa que la columna sedimentaria debería estar compensada por una antirraíz desde la base de la corteza normal asumida como de 35 km (ver esquema de Airy en Figura 10).

A partir de valores de isóbatas de basamento, que se exhiben en la Figura 3, y mediante un software desarrollado por Crovetto *et al.* (2006) se obtuvieron las antirraíces que

producirían la columna sedimentaria en equilibrio isostático en el concepto de Airy. Para esto se consideró una corteza normal $T_n = 35$ km, una densidad de corteza superior de 2.7 g/cm^3 , una densidad de sedimentos de 2.35 g/cm^3 y un contraste de densidad entre el manto superior y la corteza de 0.4 g/cm^3 (Woollard, 1969; Introcaso, 1993).

Las ondulaciones del geoida isostático compensado se pueden observar en la Figura 11. Vemos que el centro de la Cuenca del Valle de La Rioja corresponde con una ondulación de -1.2 km.

e) Ondulaciones del geoida mediante el modelo de inversión

Considerando las ondulaciones del geoida obtenidas por el método de fuentes equivalentes (Figura 7), se calculó un modelo de corteza mediante la técnica de inversión (Talwani and Ewing, 1960). Este modelo cortical observado (Figura 12) difiere del isostáticamente compensado, con un déficit de antirraíz de 3 km. En la Figura 13, se presentan las ondulaciones del geoida del modelo de inversión.

DISCUSIÓN

Bustos *et al.* (2005) realizaron un estudio del Valle de La Rioja con gravimetría tradicional encontrando descompensación isostática a partir de un exceso negativo en la clásica anomalía residual de Bouguer. Los autores asumieron –en concordancia con antecedentes conocidos– un

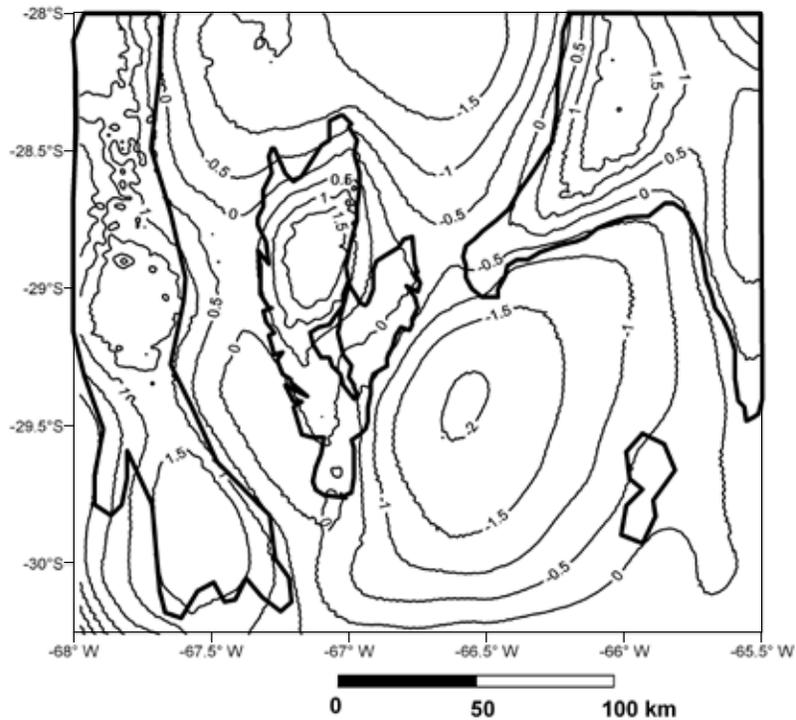


Figura 9. Ondulaciones residuales del geoid obtenidas del Eigen 03. Se aplicó un filtro pasa banda de 80 km. Se obtienen valores de N del orden de -2 m para el Valle de la Rioja, los cuales muestran un 90% de coincidencia con las ondulaciones obtenidas con el método de Stokes en el plano (Figura 6) y con el método de fuentes equivalentes (Figura 7).

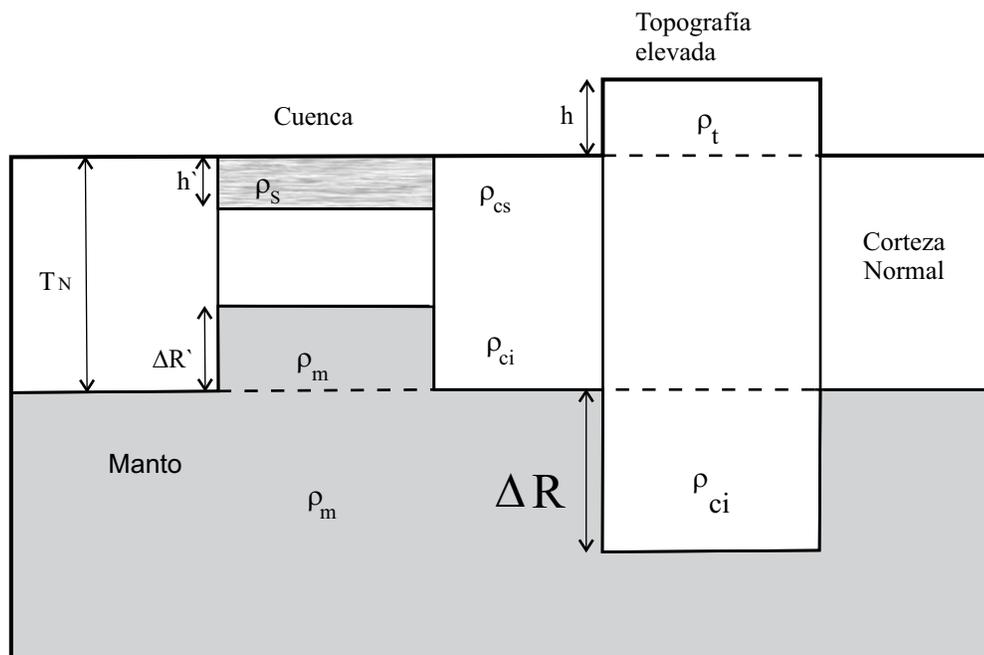


Figura 10. Esquema del modelo isostático de Airy, en donde se realiza la asociación entre la profundidad de una cuenca y su antirraíz compensadora, para obtener equilibrio hidrostático entre bloques contiguos.

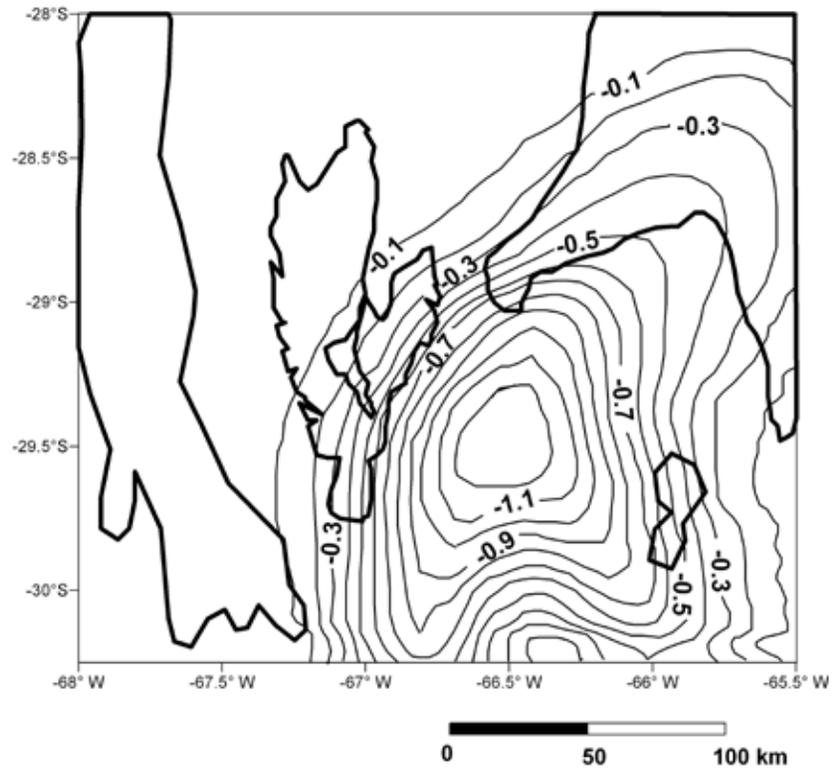


Figura 11. Ondulaciones del geode de la cuenca del Valle de La Rioja perfectamente compensado en el concepto de Airy. Isolíneas cada 100 m. Vemos que la isolínea centrada en la cuenca del Valle de La Rioja corresponde a una ondulación de -1.2 km.

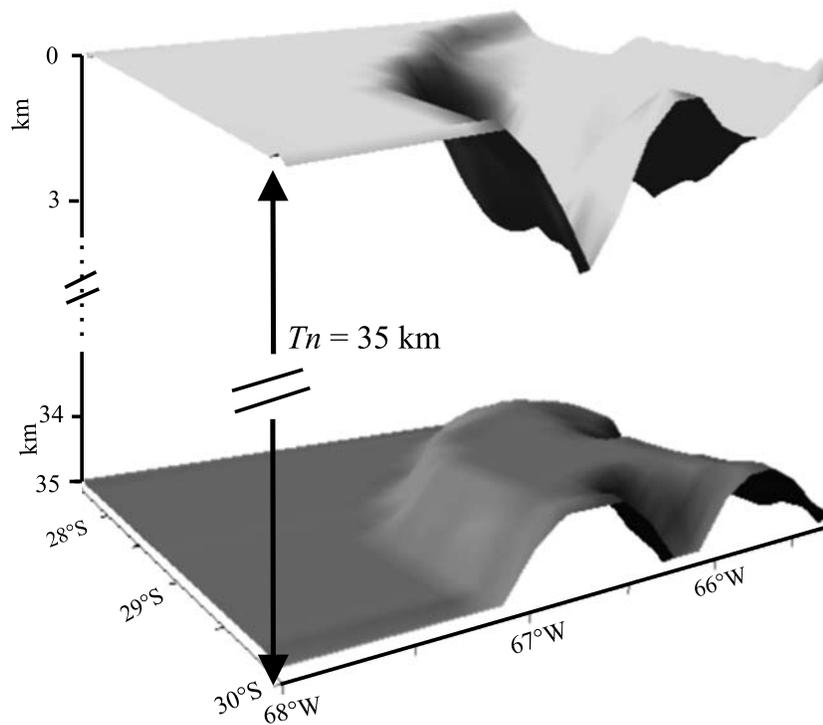


Figura 12. Modelo esquemático de corteza obtenido de la inversión de las ondulaciones del geode de fuentes equivalentes.

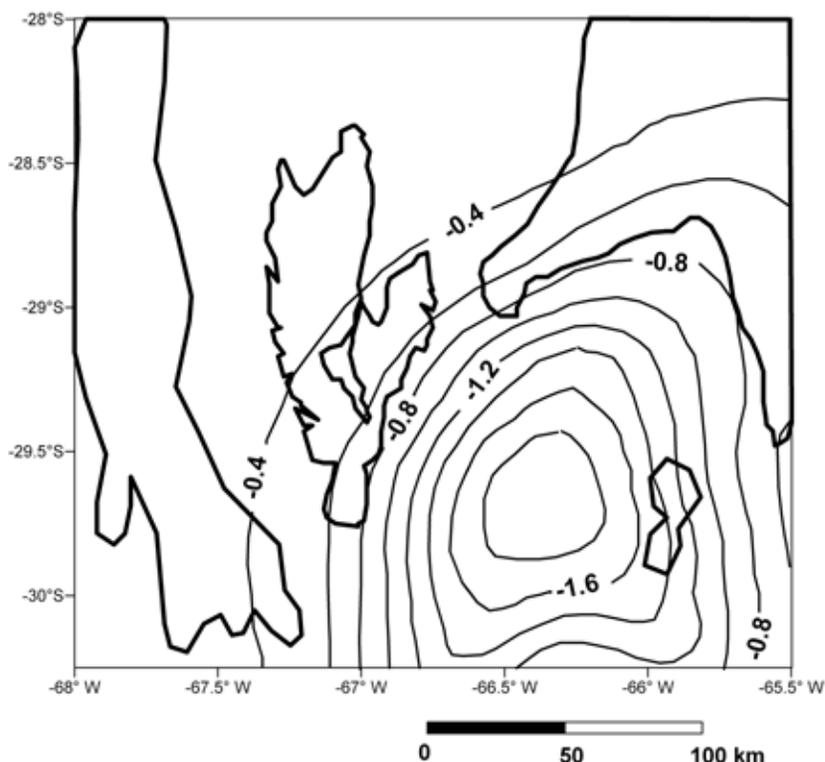


Figura 13. Ondulación del geode obtenida por el método de inversión. Isolíneas cada 200 m. La diferencia entre este resultado y el obtenido con un modelo hidrostático compensado (Figura 11) es aproximadamente de 0.60 m (en el centro de la cuenca del Valle de La Rioja).

modelo cortical distensivo, tipo rift, en el sistema isostático de Airy.

Luego, podemos observar la gran coincidencia de resultados entre los métodos de Stokes en el plano (Figura 6), fuentes equivalentes (Figura 7), ondulaciones residuales del geode obtenidas del Eigen 03 (Figura 9), y la ondulación del geode obtenida por el método de inversión (Figura 13). Sin embargo, es diferente cuando comparamos las ondulaciones del geode del modelo de inversión (por ejemplo, Figura 13) con las del modelo isostáticamente compensado (Figura 11); las diferencias oscilan alrededor de 0.60 m.

Por esto mismo, el modelo de inversión obtenido nuevamente confirma el desbalance isostático de la cuenca, y se puede predecir que en un futuro la cuenca ascenderá para compensar los 3 km en defecto que tiene la antirraíz. Veamos ahora el monto de la evaluación predictiva necesaria para recuperar el equilibrio de masas. Si igualamos presiones en 35 km de profundidad para una columna standard de densidad 2.7 g/cm^3 que igualaremos con la presión correspondiente a una corteza que contiene al valle de La Rioja y su antirraíz, ambas deberán levantarse un cierto valor X para recuperar el equilibrio isostático. Encontramos así que la cuenca y su antirraíz deberán elevarse en el futuro cerca de 700 m.

En efecto, la ecuación para un modelo simple (Telford *et al.*, 1986) será:

$$g \cdot \rho c \cdot Tn = g[(\rho s \cdot (hs - X) + \rho c \cdot (Tn - hs - ha) + \rho m \cdot (ha + X))] \quad (13)$$

siendo g la gravedad normal; ρc la densidad de la corteza normal; ρs la densidad de los sedimentos; ρm la densidad del manto; Tn el espesor de corteza normal; hs la altura de los sedimentos; ha la altura de la antirraíz; y X la elevación predictiva. Reemplazando con valores en unidades c.g.s., se tiene

$$g \cdot 2.7 \cdot 35 E10^5 = g[(2.35 \cdot (3.6 - X) E10^5 + 2.7 \cdot 30.4 E10^5 + 3.3 \cdot (1 + X) E10^5] \quad (14)$$

De aquí se obtiene que $X = 694 \text{ m}$, es decir, el basamento de la cuenca debería elevarse en aproximadamente un 20% para recuperar el equilibrio.

CONCLUSIONES

Nos propusimos en este trabajo demostrar que utilizando las ondulaciones del geode disponibles en Internet (<<http://www.iges.polimi.it/>>) es posible llegar a las mismas conclusiones que se obtuvieron con el método gravimétrico tradicional.

Para nuestro estudio utilizamos el modelo global Eigen 03. La carta del geode utilizada fue filtrada eliminan-

do las longitudes de onda que exceden el tamaño del Valle de La Rioja estudiado. Los resultados obtenidos fueron comparados con las ondulaciones del geoide originadas por un modelo cortical perfectamente compensado en la hipótesis de Airy con el fin de determinar el estado isostático de la estructura geológica analizada.

Obtuvimos así un residuo negativo de -0.60 m que reveló la descompensación isostática de la cuenca. A partir de una ecuación de igualdad de expresiones predijimos que la cuenca deberá elevarse en el futuro unos 700 m para recuperar el equilibrio de masas.

Nuestro estudio presenta una fuerte consistencia apoyada en: i) que todos los geoides utilizados (Eigen 03 y los calculados con Stokes en el plano y fuentes equivalente desde anomalías de Faye fueron vinculados a estaciones con $N = h - H$ altamente confiables; ii) la muy buena coincidencia de los modelos corticales actuales del Valle de La Rioja obtenida tanto por gravimetría tradicional como por ondulaciones del geoide.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen las inteligentes sugerencias de Juan García Abdeslem que enriquecieron sin duda esta contribución. Asimismo agradecen el apoyo económico recibido desde los proyectos: CICITCA-UNSJ- N° E816, N° E815, y N° E810, y Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica PICT 2005- redes-33630.

REFERENCIAS

Álvarez, L., Fernandez-Seveso, Pérez, M.A., Bollatin, N.D., 1989, Interpretación del subsuelo en los bolsones de Sierras Pampeanas en base a la información geofísica disponible y geología de superficie: Buenos Aires, YPF, reporte interno, 21 pp.

Bustos, G., Gimenez, M. E., Martínez M. P., Introcaso, A., Jordan, T., 2005, Evaluación del estado isostático del Valle de La Rioja, La Rioja – Argentina, en 9° Congreso Internacional de la Sociedad Brasileira de Geofísica, Salvador Bahía. Actas en CD.

Bruns, H., 1878, Die Figur der Erde. Ein Beitrag zur europäischen Gradmessung: Berlin, P. Stankiewicz, Publicación del Königlich Preussische Geodätische Institut, 98 p.

Cornaglia, L., 2005, Determinación del estado isostático y las características corticales de las Sierras de San Luis a partir de las ondulaciones del geoide: Argentina, Universidad Nacional de Rosario, Facultad de Ciencias Exactas Ingeniería y Agrimensura, Tesis Doctoral, 133 pp.

Crovetto, C., Molinari, R., Introcaso, A., 2006, Aproximaciones para el cálculo del geoide isostático: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61(3), 336-346.

Fisher, N.D., Jordan, T., Brown, L., 2002, The structural and stratigraphic evolution of La Rioja Basin, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 15, 141-156.

Foerste, Ch., Fletchner, F., Schmidt, R., Mayer, U., Stubenvoll, R., Barthelmes, F., Rothacher, M., Biancale, R., Bruinsma, S., Lemoine, J.M., 2005, A new high resolution global gravity field model from the combination of GRACE satellite mission and altimetry/gravimetry surface gravity data: Geophysical Research Abstracts, 7, 04561.

Guspi, F., Introcaso, A., Introcaso, B., 2004, Gravity-enhanced representation of measured geoid undulations using equivalent sources: Geophysical Journal International, 158, 1-8.

Hearst, R.B., Morris, W.A., 2001, Regional gravity setting of the Sudbury Structure: Geophysics, 66(6), 1680-1690.

Introcaso, A., 1993, Predicción del movimiento vertical de una cuenca sedimentaria utilizando el método gravimétrico, en 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 1, 1-4.

Introcaso, A., Crovetto, C., 2005, Introducción a la construcción del geoide: Rosario, Universidad Nacional de Rosario, Colección Temas de Geociencias, 12, 56 p.

Introcaso, A., 2006, Geodesia Física: Universidad Nacional de Rosario, Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología de Rosario, Volumen Especial, 1, 125 p.

Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986, The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation: American Journal of Science, 286, 737-764.

Jordan, T.E., Flemings, P.B., Beer, J.A., 1988, Dating of thrust fault activity by use of foreland basin strata, en Kleinspehn, K., Paola, C. (eds.), New perspectives in basin analysis: New York, Springer Verlag, 307-330.

Jordan, T.E., 1995, Retroarc Foreland and Related Basins, en Busby, C., Ingersoll, R., (eds.), Tectonics of Sedimentary Basins: United States, Blackwell Scientific Publications, 331-362.

Kay, S.M., Maksae, V., Mpodozis, C., Moscoso, R., Nasi, C., 1987, Probing the evolving Andean lithosphere: middle to late Tertiary magmatic rocks in Chile over the modern zone of subhorizontal subduction (29°-31.5°S): Journal of Geophysical Research, 92, 6173-6189.

Talwani, M., Ewing, M., 1960, Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape: Geophysics 25(1), 203-225.

Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., Keys, D., 1986, Applied geophysics: New York, Cambridge University Press, 860 p.

Woollard, G.P., 1969, Regional variations in gravity, en Pembroke, J.H. (ed.), The Earth's Crust and Upper Mantle: Structure, dynamic processes, and their relation to deep seated geological phenomena: Washington, D.C., American Geophysical Union, Geophysical Monograph 13, 320-341.

Manuscrito recibido: Abril 26, 2008

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 18, 2008

Manuscrito aceptado: Diciembre 29, 2008