

Un modelo 3D de la densidad del subsuelo en el graben de Espino: un aulacógeno Jurásico en el oriente de Venezuela

Juan García-Abdeslem^{1,*}, Jimmy José Regalado-Sosa² y Hugo Rafael Cerquone-Ravelo²

¹ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica Aplicada, Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Zona Playitas, 22860, Ensenada, Baja California, México.

² Petróleos de Venezuela S.A., Exploración y Producción, Gerencia Corporativa de Geofísica, Puerto La Cruz, Anzoátegui, Venezuela.

*jgarcia@cicese.mx

RESUMEN

Como parte de un programa de generación de oportunidades de exploración petrolera en el oriente de Venezuela, hemos obtenido un modelo 3D de la densidad del subsuelo en la región del graben de Espino mediante la inversión lineal de anomalías de gravedad de Bouguer residual isostática. En el modelo obtenido se interpreta que la superficie cuyo contraste en densidad es cero corresponde al basamento económico y sugiere un relleno sedimentario de ~6500 m de espesor en la región central del graben. Sobre esa superficie se observa una región cóncava hacia arriba, de ~120 km de largo por ~80 km de ancho, con paredes inclinadas de manera consistente con las fallas que delimitan el graben. Se interpreta que la región cóncava, donde el contraste en densidad es negativo, contiene el mayor espesor sedimentario sintectónico del Jurásico (~3500 m). La porción más somera del modelo sugiere un relleno con secuencias sedimentarias poco deformadas de ~3000 m de espesor que interpretamos fueron depositadas después del periodo de extensión cortical.

Palabras clave: anomalía gravimétrica, inversión lineal 3D, graben de Espino, Venezuela.

ABSTRACT

As a part of a program to generate opportunities for oil exploration in eastern Venezuela, we have obtained a 3D subsurface density model over the Espino graben region, by the linear inversion of isostatic residual Bouguer gravity anomalies. The obtained model suggests that the sedimentary column is at least 6500 m thick in the central portion of the graben. We interpreted the model zero density contrast surface as the economic basement, and on that surface we observe an upward concave region with north and south edges inclined consistently with the border faults of the graben. It is interpreted that within the concave region, where the density contrast is negative, the graben accommodates some 3500-m thick sedimentary sequences that were deposited during an episode of crustal extension in Jurassic times. The shallow portion of the model suggests 3000-m thick, sub horizontal strata, interpreted as sedimentary sequences deposited after the episode of crustal extension.

Key words: gravity anomalies, 3D lineal inversión, Espino graben, Venezuela.

INTRODUCCIÓN

Se ha sugerido que el graben de Espino en el oriente de Venezuela (Figura 1) es un aulacógeno que se originó como un rift abortado de una unión triple RRR durante la apertura del Atlántico central en el Jurásico, con posibilidad de albergar un sistema petrolero en rocas pre-cretácicas (Burke, 1977; Moticska, 1985; Salazar-Tomey, 2006). Diversos estudios de reflexión sísmica y de estratigrafía sísmica por secuencias, aunque no alcanzan a iluminar claramente la base del graben, han mostrado que el graben de Espino se extiende en dirección NE con una longitud de unos 120 km, y está limitado hacia el noreste por las fallas Machete, Ruiz-Sabán y Guama-Sabán, que son fallas normales con deslizamiento al SE; hacia el sureste, el graben está limitado por la falla normal Altamira con deslizamiento al NW (Figura 1).

Con base en pozos perforados en la región, se sabe que el basamento cristalino al sur de la Falla Altamira es del Precámbrico y que sobre ese basamento yacen rocas paleozoicas de las Formaciones Hato Viejo y Carrizal del Cámbrico temprano y medio, respectivamente, y se infiere

que la base del graben está ocupada por rocas afines a estas formaciones.

La Formación Hato Viejo (Hedberg, 1942, *en* PDVSA-Intevep, 2012) está caracterizada principalmente por arenisca de grano fino a grueso y conglomerado con clastos de cuarcita a intervalos irregulares; yace discordantemente sobre las rocas precámbricas del basamento del cráter de Guayana y subyace discordantemente a la Formación Carrizal. Su espesor es de unos 90 m y desaparece al este del Estado Anzoátegui, donde el Grupo Temblador es discordante sobre rocas precámbricas del cráter de Guayana. El ambiente de sedimentación es continental y sus sedimentos representan el relleno de la cuenca en facies fluvial y/o de piedemonte.

La Formación Carrizal (Hedberg, 1942, *en* PDVSA-Intevep, 2012) está constituida por una secuencia de arcilita, roja, dura y compacta. Contiene algunas capas de limolita y arenisca, generalmente bioturbadas, y hacia la base de la formación hay estratos de arenisca. El tope de la Formación Carrizal es siempre erosional y está cubierto por sedimentos pre-cretácicos del Grupo Temblador (Hedberg, 1942, *en* PDVSA-Intevep, 2012) o de la Formación Oficina (Hedberg

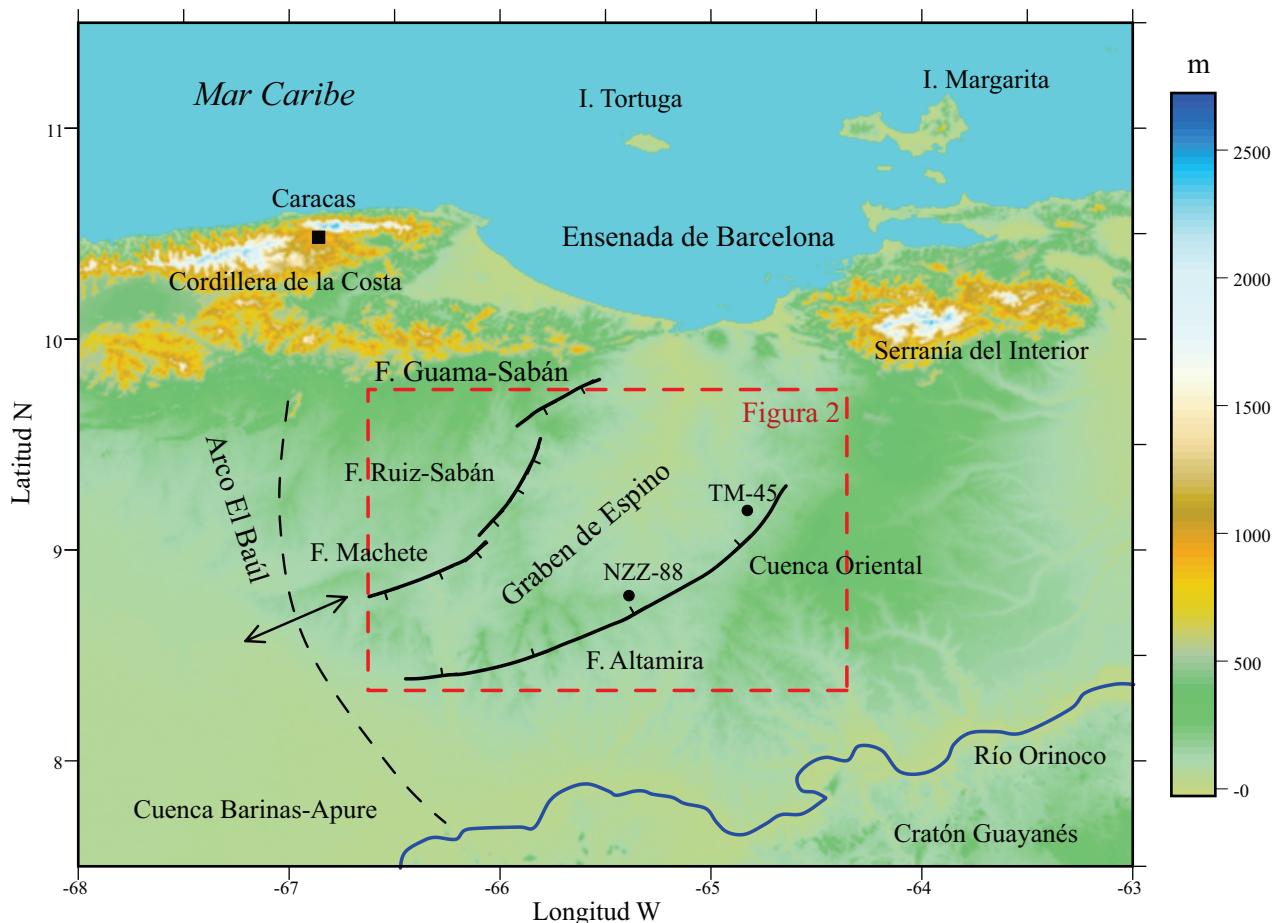


Figura 1. La imagen muestra la topografía de la región centro-norte de Venezuela, las estructuras (simplificadas) que definen el borde del graben de Espino, cartografiadas en la base de las secuencias sedimentarias postrift a partir de imágenes sísmicas, y la ubicación de los pozos más profundos perforados en el graben: NZZ-88 y TM-45. El rectángulo rojo indica la localización de la Figura 2.

et al., 1947, en PDVSA-Intevep, 2012), y sobreyace a la Formación Hato Viejo.

De acuerdo con la interpretación estratigráfica de los pozos profundos NZZ-88 y TM-45 (Figura 1), el graben de Espino acomoda rocas sedimentarias clásticas del Paleozoico al Jurásico, deformadas y dislocadas durante el proceso de *rifting* del Jurásico que inició la apertura del Océano Atlántico, cuyo final está marcado por una discordancia de extensión regional sobre la cual yacen rocas sedimentarias clásticas cretácicas tardías a neógenas. Éstas incluyen al Grupo Temblador del Cretácico, caracterizado por arenisca con intercalaciones delgadas de lutita, marga y caliza, y a la Formación Merecure (Funkhouser *et al.*, 1948, en PDVSA-Intevep, 2012) del Oligoceno y a la Formación Oficina del Mioceno. Estas dos últimas caracterizadas por una alternancia de lutita, arenisca y limolita.

En la región del graben de Espino, el Basalto Altamira es la única evidencia de actividad volcánica en el Jurásico, con edad absoluta de 160 ± 5 Ma (Moticska, 1985). Este basalto fue descubierto a ~ 2000 m de profundidad al perforar el pozo NZZ-88, justo al norte de la Falla Altamira (Figura 1). Está constituido por tres flujos de lava que en conjunto alcanzan un espesor de ~ 50 m. Estos basaltos representan un episodio volcánico aislado en la fase terminal del *rifting*, y de acuerdo con sus relaciones de contacto, se interpreta que fueron emitidos en condiciones subaéreas sobre estratos rojos (MARAVEN, 1983; Moticska, 1985).

La estructura regional y la profundidad al límite corteza-manto en Venezuela ha sido inferida con base a la interpretación de datos derivados de experimentos de refracción sísmica profunda, de reflexión sísmica de gran ángulo, y de eventos telesísmicos analizados mediante la técnica de funciones de receptor (Schmitz *et al.*, 2002 y 2008; Bezada *et al.*, 2008; Fenglin *et al.*, 2007). Dichos estudios han mostrado que en la región de la Cuenca Oriental, donde el graben de Espino está ubicado (Figura 1), la corteza continental alcanza un espesor de ~ 40 km, lo cual sugiere que en la región del graben de Espino la corteza es al menos 5 km más gruesa que el grosor cortical promedio de la corteza continental y unos 5 km más delgada que el grosor de corteza estimado para el cráton de Guayana, al sur del Río Orinoco (Figura 1), donde se ha estimado un grosor cortical entre 42 y 46 km (Schmitz *et al.*, 2002). Con base en esas diferencias de espesores corticales, se puede interpretar que el proceso de extensión que originó el graben de Espino durante el Jurásico, afectó una corteza continental gruesa y térmicamente madura (v.g., fría), equivalente a la corteza del cráton de Guayana, con una rigidez flexural suficientemente grande como para soportar el desbalance de masa debido al proceso de extensión, con adelgazamiento cortical marginal y escaso volcanismo subaéreo. Esta interpretación concuerda con Salazar-Tomey (2006), quien infiere un estiramiento cortical (β) de 1.13 a 1.16 en la región del graben de Espino.

En este trabajo presentamos la metodología utilizada y el resultado de la modelación de anomalías de gravedad residual isostática de la región del graben de Espino. La

modelación de los datos gravimétricos se realizó utilizando un algoritmo de inversión lineal, cuyo diseño se basa en métodos descritos por Jackson (1979) y Tarantola (2005), para inferir el contraste en densidad en un cuboide constituido por un conjunto de prismas rectangulares, de forma tal que su efecto gravimétrico explique la gravedad observada. El resultado de la modelación inversa sugiere que en la región del graben de Espino hay una columna sedimentaria de al menos 6500 m de espesor.

DATOS GRAVIMÉTRICOS

Para estudiar la región del graben de Espino utilizamos datos de anomalías de gravedad de aire libre de una compilación regional que incluye una selección de los datos de mejor calidad disponibles en tierra y datos derivados de altimetría satelital (Andersen *et al.*, 2010; Technical University of Denmark, 2012). Calculamos la anomalía de Bouguer completa utilizando datos de topografía de la *Shuttle Radar Topographic Mission* (<http://strm.csi.cgiar.org/>) y batimetría de la *General Bathymetric Chart of the Oceans* (<http://www.gebco.net>). Este cálculo se extendió a una distancia de 167 km alrededor del área de estudio, utilizando una densidad de 2000 kg/m^3 , para los sedimentos que cubren las tierras bajas (< 500 m SNM) de la Cuenca Oriental y de la Cuenca Barinas-Apure, un valor consistente con los registros de densidad disponibles, y 2670 kg/m^3 para la Serranía del Interior, la Cordillera de la Costa y el cráton de Guayana (Figura 1). A la anomalía de Bouguer calculada se le restó un efecto regional, calculado a partir de la raíz cortical derivada de un modelo isostático de tipo regional, cuyo cálculo se describe en el Apéndice A. La anomalía residual isostática obtenida se muestra en la Figura 2.

Vale la pena mencionar que la secuencia del procesamiento de los datos gravimétricos implica que la anomalía de Bouguer residual isostática debe ser interpretada como debida al contraste de densidad entre las rocas objeto del estudio y una densidad de referencia que típicamente se designa como 2670 kg/m^3 . Una narrativa de aspectos históricos sobre el valor asignado típicamente a la densidad de referencia se puede consultar en Hinze (2003).

EL PROBLEMA DIRECTO

La geometría del modelo es un cuboide que consiste de M_e estratos. Cada estrato tiene un espesor constante y está constituido por una malla regular de $M_r \times M_c$ prismas, y en cada prisma la densidad es constante.

En un punto de coordenadas x_i, y_i, z_i , localizado fuera del cuboide, la componente vertical del campo de gravedad está dada por

$$g(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^M \rho_j G_{ij} \quad (1)$$

en donde ρ_j es la densidad de j -ésimo prisma, $M=M_e \times M_c \times M_r$.

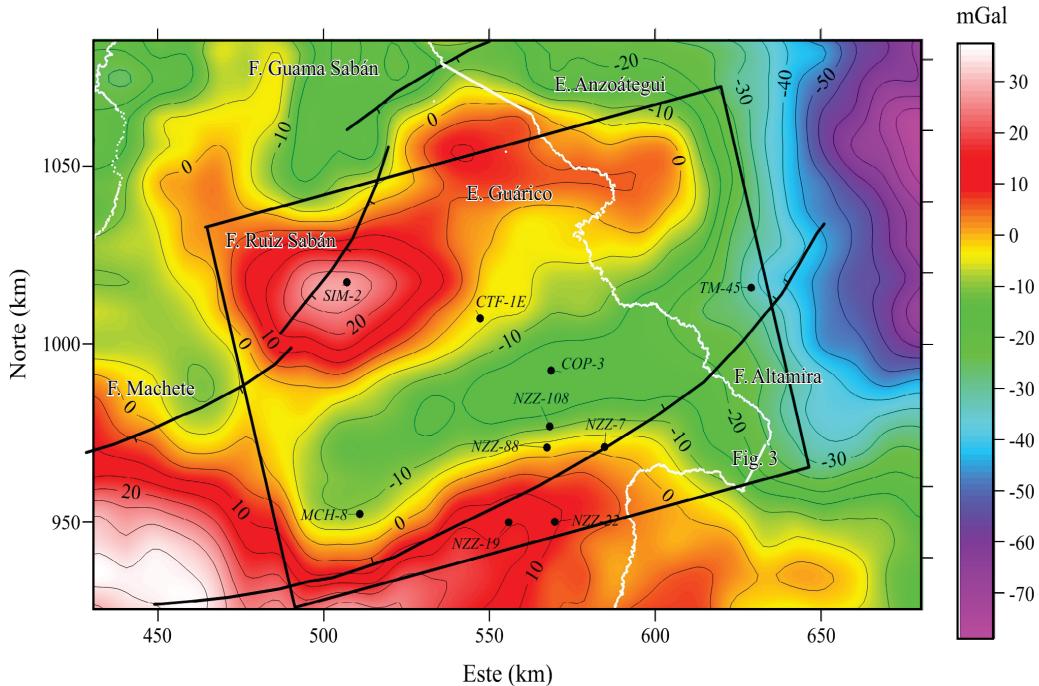


Figura 2. En una proyección Transversa Mercator sobre el meridiano central -66 W y falso Este a 500 km, se muestran las estructuras que definen el borde del graben de Espino. Las isolíneas corresponden a la anomalía de gravedad residual isostática. La línea blanca denota la frontera entre los estados Guárico y Anzoátegui. El rectángulo negro muestra la localización de la proyección en planta del cuboide empleado en la modelación inversa. Los círculos negros denotan la localización de pozos con registro de densidad.

es el número de prismas en el cuboide, y

$$G_{ij} = \Gamma \left[Z \arctan \frac{YX}{ZR} - X \ln(Y+R) - Y \ln(X+R) \right] \begin{vmatrix} x_j^2 & y_j^2 & z_j^2 \\ x_j^1 & y_j^1 & z_j^1 \end{vmatrix} \quad (2)$$

donde Γ es la constante gravitacional, $R=(X^2+Y^2+Z^2)^{1/2}$, $X=x_j-x_i$, $Y=y_j-y_i$, y $Z=z_j-z_i$, en donde x_j , y_j , z_j son coordenadas de la fuente, y el j -ésimo prisma está limitado entre $X_j^1 \leq x \leq X_j^2$, $Y_j^1 \leq y \leq Y_j^2$ y $Z_j^1 \leq z \leq Z_j^2$, donde x y y representan distancia horizontal y z es profundidad, definida positiva hacia abajo.

EL PROBLEMA INVERSO

El objetivo del problema inverso es inferir el contraste de densidad del subsuelo en el dominio de un cuboide rectangular, cuyo efecto gravitacional explique la anomalía de gravedad observada. Se busca que el cuboide represente la estructura del graben y que en general sea consistente con los registros de densidad obtenidos en pozos que PDVSA ha perforado en el graben de Espino.

Los parámetros del modelo, v.g., la densidad de los prismas en el cuboide, se describe como $m \in E^M$, un vector en el espacio Euclíadiano de dimensión M , donde M corresponde al número de prismas en el cuboide. Similarmente, el vector $g \in E^N$ denota la solución al problema directo, donde

N es el número de datos, y el vector $d \in E^N$ representa la gravedad observada.

Suponiendo que asociado a cada dato tenemos una estimación de su error σ_i ($i=1, \dots, N$) y que los errores son estadísticamente independientes, incluimos la incertidumbre en los datos en la diagonal principal de su matriz de covarianza, $C_d = \sigma_i I$. Proponemos *a priori* un modelo inicial, m_{prior} , que consiste en una estimación de la densidad en cada uno de los estratos que constituyen el cuboide, y una estimación de su incertidumbre σ_j ($j=1, M$), la cual se incluye en la matriz de covarianza del modelo, $C_m = \sigma_j I$. Adicionalmente, buscamos una solución cuya variación espacial sea suave, incluyendo un operador de primera derivada, D , que actúa sobre el modelo en las direcciones x , y , z . De acuerdo con Jackson (1979) y Tarantola (2005), la solución al problema inverso lineal está dada por

$$\hat{m} = m_{prior} + \left(A^T C_{-d}^{-1} A + \alpha D + C_{-m}^{-1} \right)^{-1} A^T C_{-d}^{-1} (d_{obs} - A m_{prior}) \quad (3)$$

en donde α es un escalar que asigna importancia al acotamiento en suavidad y A representa la matriz de derivadas del modelo directo con respecto a la densidad, es decir, la solución al problema directo para densidad unitaria.

A fin de optimizar los recursos computacionales disponibles para resolver el problema inverso, las coordenadas de los datos de gravedad y de topografía

fueron rotadas 14 grados en sentido horario, y se seleccionó la región rectangular de 160 por 110 km indicada en la Figura 2. El problema inverso incluye 17871 datos de gravedad distribuidos regularmente en una malla con nodos espaciados 1 km, y postulamos que la incertidumbre en los datos es de 1 mGal. La geometría del modelo del subsuelo es un cuboide que incluye 12240 prismas repartidos en 15 estratos ($M_e = 15$) de espesor constante; cada estrato está constituido por un arreglo de $M_r = 24$ por $M_c = 34$ prismas, y la extensión horizontal de cada prisma se fijó en $5 \times 5 \text{ km}^2$. En el modelo *a priori* (Figura 3, Tabla 1), el contraste en densidad del estrato más somero se asignó considerando que en la región de estudio afloran sedimentos pobremente consolidados; a los estratos más profundos se les asignó un contraste en densidad que disminuye con la profundidad y que, a *grosso modo*, sigue la variación observada en los registros de densidad de los pozos perforados por PDVSA en la región.

Los resultados de la inversión se presentan en las Figuras 4 y 5. En la Figura 4 se compara la anomalía de gravedad observada con la anomalía calculada mediante isolíneas, que en general se traslanan pues el desajuste es menor a ± 1 mGal. En la Figura 5, la profundidad (z) es negativa y se muestra en hectómetros ($1 \text{ hm} = 100 \text{ m}$). La Figura 5a muestra cortes transversales del modelo en las direcciones x y z , donde se aprecia la variación lateral del contraste en densidad a profundidad, sugiriendo que en algunos segmentos el graben pudiera extenderse hasta $\sim 11 \text{ km}$ de profundidad. La Figura 5b muestra la superficie de cero contraste en densidad, la cual se interpreta como el basamento económico. Por debajo de esa superficie se incrementa la densidad, implicando que disminuyen la porosidad y la permeabilidad, y no esperamos encontrar las condiciones para el desarrollo de un sistema petrolero.

Tabla 1. Se enlistan los parámetros que definen la profundidad (Z) al tope y piso de los estratos del cuboide y el contraste en densidad ($\Delta\rho$) en el modelo *a priori*.

Estrato	Z - tope (km)	Z - base (km)	$\Delta\rho$ (Mg/m ³)
1	0.0	0.5	-0.67
2	0.5	1.0	-0.45
3	1.0	1.5	-0.35
4	1.5	2.0	-0.25
5	2.0	2.5	-0.15
6	2.5	3.0	-0.1
7	3.0	3.5	-0.05
8	3.5	4.0	-0.025
9	4	5	0.025
10	5	6	0.05
11	6	7	0.075
12	7	8	0.1
13	8	9	0.125
14	9	10	0.15
15	10	12	0.2

VALIDACIÓN DEL MODELO

Para validar la solución al problema inverso le sumamos 2670 kg/m^3 al modelo 3D de contraste en densidad para compararlo con los registros de densidad de diez pozos. El modelo 3D de densidad fue muestreado en la vecindad de los pozos para obtener perfiles verticales de densidad comparables con los registros de densidad que se observan en la Figura 6. Esta comparación muestra que la densidad del modelo 3D es comparable en magnitud y tendencia en profundidad con los registros de densidad.

CONCLUSIONES

Mediante la inversión lineal de anomalías de gravedad residual isostática obtuvimos un modelo 3D del contraste de densidad en el subsuelo en la región del graben de Espino. El modelo explica adecuadamente la anomalía de Bouguer residual isostática y en general es consistente con los registros de densidad de diez pozos, de lo cual se concluye que el modelo describe de manera razonable la densidad en el subsuelo.

En el modelo se interpreta la superficie de cero contraste de densidad como el basamento económico; esta superficie describe una región cóncava hacia arriba, en cuyos bordes se aprecian paredes inclinadas de manera consistente con las fallas que limitan el graben. Se interpreta que el graben acomoda $\sim 3500 \text{ m}$ de rocas sedimentarias, formadas en el Jurásico durante el episodio de extensión cortical, sobre las que yacen $\sim 3000 \text{ m}$ de estratos sedimentarios sub horizontales generados con posterioridad al episodio de extensión cortical.

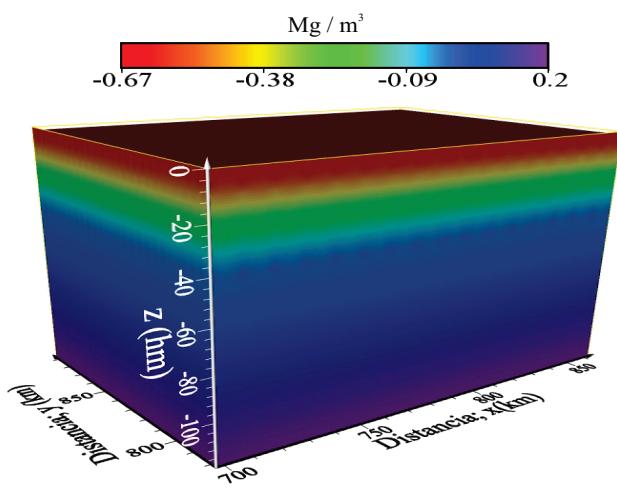


Figura 3. En el sistema de coordenadas rotado 14 grados en sentido horario se muestra el modelo inicial del contraste de densidad del cuboide. La dirección de los ejes de coordenadas es: eje-y, N14W; eje-x, N76E. La profundidad (z) es negativa y se muestra en hectómetros ($1 \text{ hm} = 100 \text{ m}$).

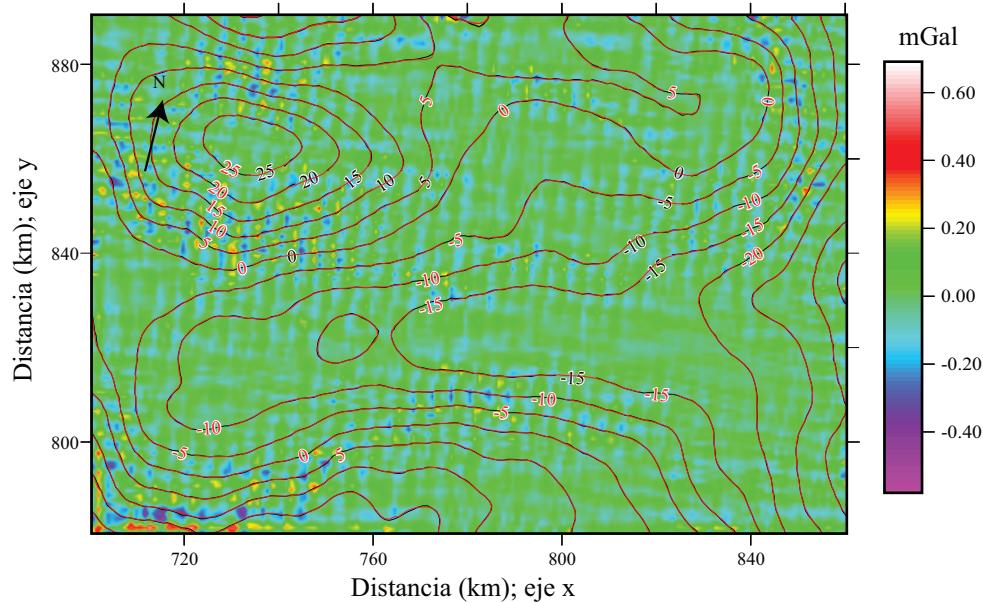


Figura 4. En el sistema de coordenadas rotado 14 grados en sentido horario se muestra la anomalía de gravedad observada mediante isolíneas de color rojo, y la anomalía calculada mediante isolíneas de color negro; las isolíneas se solapan debido a que el desajuste es menor a ± 1 mGal, como se muestra en la imagen a color.

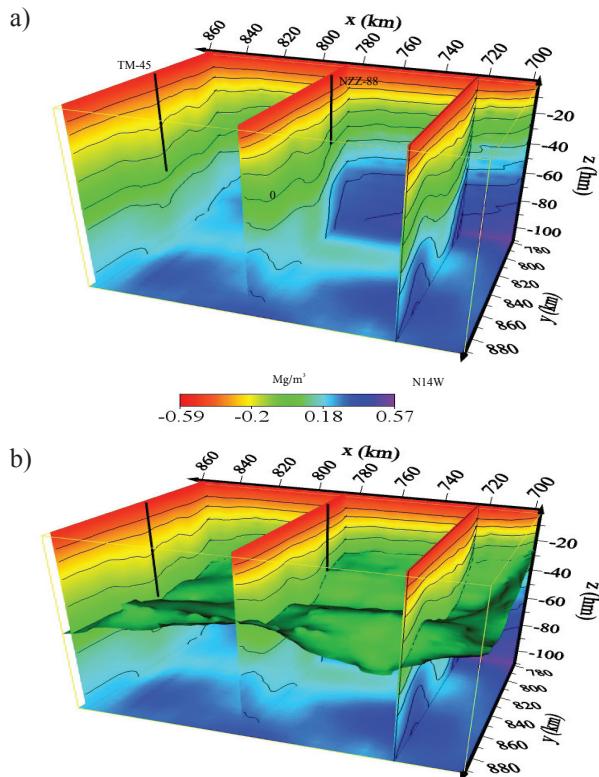


Figura 5. En los modelos la profundidad (z) es negativa y se muestra en hectómetros ($1 \text{ hm} = 100 \text{ m}$). a: Imagen del contraste en densidad del cuuboide en el sistema rotado, donde el rumbo de las secciones transversales es paralelo a los ejes de coordenadas (eje- y , N14W; eje- x , N76E). b: Se muestra la superficie cuyo contraste en densidad es cero, la cual se interpreta que corresponde con/o está muy cercana al basamento económico. Los segmentos rectilíneos de color negro representan la traza a profundidad de los pozos NZZ-88 y TM-45, los más profundos perforados por PDVSA en el graben de Espino.

APÉNDICE A: LA ANOMALÍA REGIONAL ISOSTÁTICA

La anomalía de Bouguer residual isostática se obtiene al sustraer de la anomalía de Bouguer una anomalía de gravedad regional causada por la raíz cortical calculada con un modelo de compensación isostática. En este apéndice mostramos el cálculo del modelo de compensación isostático regional utilizado y la anomalía de gravedad regional que se deriva.

Los diferentes tipos de modelos de compensación isostática se clasifican como modelos de compensación local o regional. Para cualesquiera de estos dos modelos, la masa compensadora localizada por debajo de cadenas montañosas se conoce como la raíz, en tanto que por debajo de las cuencas oceánicas se conoce como la anti raíz. En ambos casos suponemos que la geometría de la raíz cortical se approxima al límite corteza-manto.

En los modelos locales, la compensación isostática se puede obtener por cambios en el grosor de un estrato cortical cuya densidad es constante (Airy, 1855). En los modelos de compensación del tipo regional (Venning-Meinesz, 1948, en Watts, 2001) la masa compensadora se distribuye lateralmente dependiendo de la rigidez flexural de una placa elástica delgada, continua y homogénea que representa a la corteza.

En el modelo tipo Airy la flexión debida a una carga superficial está dada por

$$w(x, y) = \left(\frac{\rho_0 - \rho_f}{\rho_m - \rho_0} \right) h(x, y) \quad (\text{A1})$$

en donde $h(x, y)$ representa la topografía ($h > 0$) o batimetría

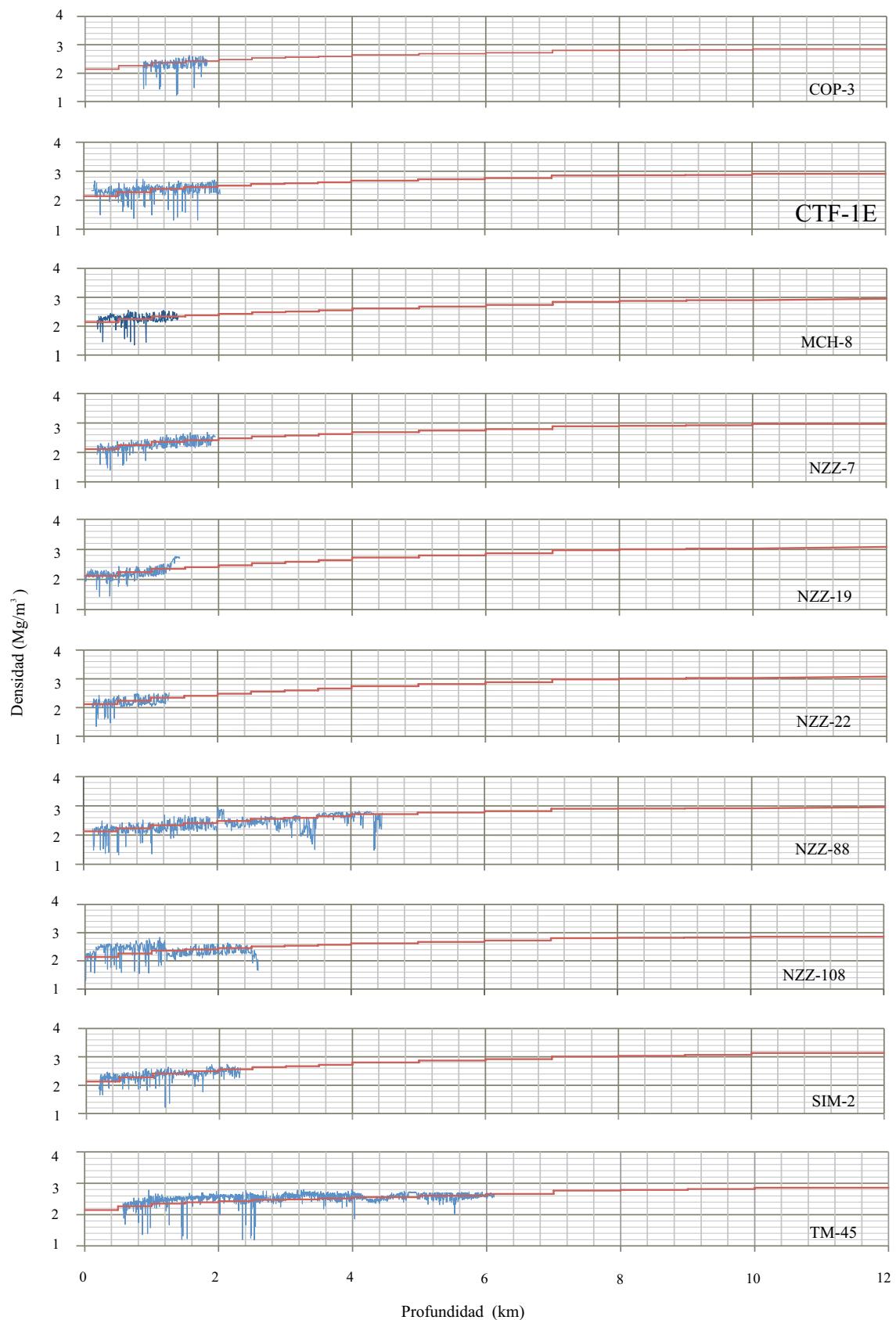


Figura 6. Para validar el modelo de densidad derivado de la inversión de las anomalías de gravedad, se compara la variación de la densidad con la profundidad en el cuboide de densidad (líneas de color rojo) con los registros de densidad (líneas de color azul) de pozos cuya localización se muestra en la Figura 2.

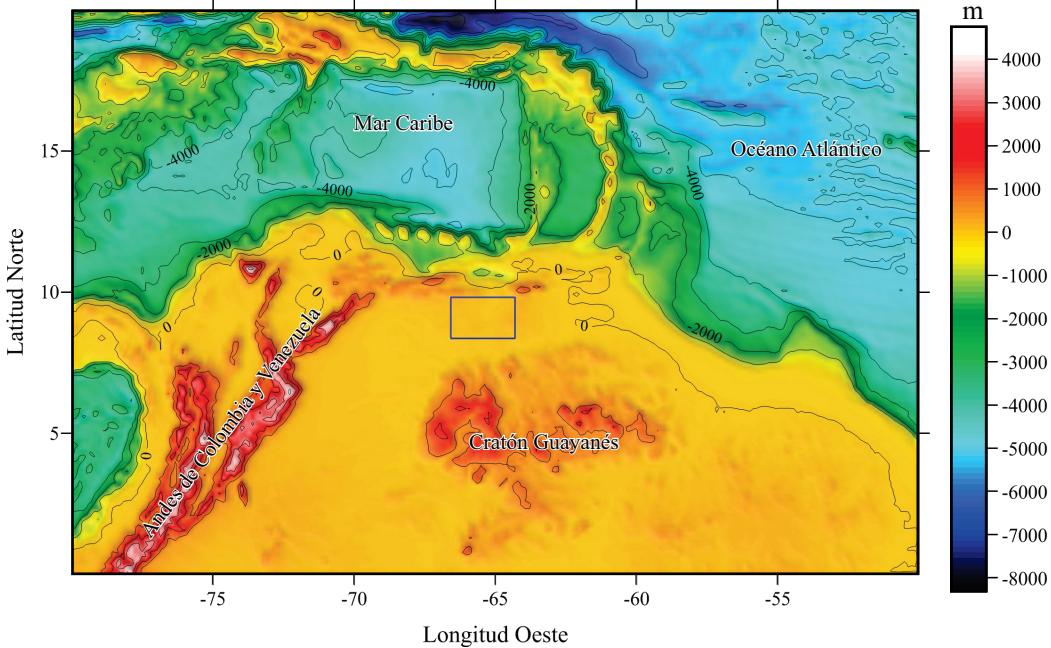


Figura A1. La imagen muestra la topografía y batimetría del norte de Suramérica, con isolíneas de igual elevación a cada 1000 m. El rectángulo de color violeta muestra la ubicación de la Figura 1.

$(h < 0)$ y $w(x,y)$ representa la flexión producida, r_m es la densidad del manto, r_0 es la densidad de la topografía y r_f representa la densidad del fluido que la topografía desplaza: aire en regiones continentales y agua en regiones oceánicas. Sumando a la flexión el grosor cortical al nivel del mar (Z) obtenemos la profundidad al límite corteza-manto

$$t(x,y) = Z + w(x,y) \quad (\text{A2})$$

El modelo de compensación regional toma en cuenta la rigidez flexural (D) de la placa elástica:

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (\text{A3})$$

caracterizada por su modulo de Young (E), su relación de Poisson (ν) y grosor elástico efectivo (T_e).

Para estimar la geometría y profundidad al límite corteza-manto en el norte de Suramérica (Figura A1), hemos utilizado un modelo de compensación isostática de tipo regional, para obtener la flexión de una placa elástica delgada, continua y homogénea debido a una carga distribuida en su superficie, mediante la solución derivada por Banks *et al.* (1977) en el dominio del número de onda:

$$W(k_x, k_y) = -\left(\frac{\rho_0 - \rho_f}{\rho_m - \rho_0}\right) \left[1 + \frac{k^4 D}{(\rho_m - \rho_0) g}\right]^{-1} H(k_x, k_y) \quad (\text{A4})$$

en donde $H(k_x, k_y)$ representa la topografía (y/o batimetría) en el dominio del numero de onda y $W(k_x, k_y)$ representa la flexión producida; $k_x = 2\pi / \lambda_x$ y $k_y = 2\pi / \lambda_y$ son números de onda en las direcciones x y y , donde λ_x y λ_y representan

longitudes de onda. La flexión obtenida en el dominio del número de onda se transforma al dominio del espacio mediante la transformada inversa de Fourier y se obtiene una estimación de la profundidad al límite corteza-manto utilizando la Ecuación A2.

La topografía y batimetría del norte de Suramérica se muestra en la Figura A1. Los principales rasgos fisiográficos en el occidente de esta región son los Andes de Colombia y Venezuela que alcanzan alturas de más de 5000 m sobre el nivel del mar (SNM), el cráton de Guayana cuya altura se incrementa de oriente a occidente desde ~500 a 2000 m s.n.m., y en el norte de Venezuela, la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior que alcanzan alturas de hasta ~1500 m s.n.m.. La región de los Llanos de Colombia y Venezuela está caracterizada por tierras bajas cuya elevación es en general menor a 200 m s.n.m.. Fuera de costa los rasgos más sobresalientes se encuentran en la región

Tabla A1. Densidades y parámetros elásticos utilizados.

Parámetro	Valor asignado
Densidad del manto	$\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$
Densidad promedio de la corteza	$\rho_0 = 2950 \text{ kg/m}^3$
Densidad de la topografía	$\rho_0 = 2670 \text{ kg/m}^3$
Densidad del agua de mar	$\rho_f = 1030 \text{ kg/m}^3$
Densidad del aire	$\rho_f = 0 \text{ kg/m}^3$
Módulo de Young	$E = 1 \times 10^{11} \text{ N/m}^2$
Relación de Poisson	$\nu = 0.25$
Grosor elástico efectivo	$T_e = 15 \text{ km}$

del Mar Caribe y en el Océano Atlántico, donde la batimetría alcanza profundidades abisales de más de 5000 m.

En la Tabla A1 se enlistan las densidades y parámetros elásticos utilizados en el cálculo de la profundidad a la frontera corteza-manto mediante la Ecuación A4. Para acomodar en este cálculo las variaciones laterales de densidad en regiones continentales, se supuso que la densidad de los sedimentos en las tierras bajas de la región de los Llanos de Colombia y Venezuela, con alturas (z) menores a 500 m s.n.m. es de 2000 kg/m³ y que para el resto de las tierras elevadas la densidad de las rocas es de 2670 kg/m³. Utilizando estas densidades se calculó una pseudotopografía (h), cuya densidad es de 2670 kg/m³, utilizando la siguiente relación:

$$h(x, y) = z(x, y) \frac{\rho(x, y)}{2670} \quad (\text{A5})$$

En la Figura A2 se muestra la pseudotopografía y batimetría seleccionada para este trabajo.

Tomando en cuenta las inferencias de la profundidad al límite corteza-manto en Venezuela reportadas por Schmitz *et al.* (2002, 2008), para la región de la cuenca Oriental se asignó un espesor cortical al nivel del mar (Z) de 40 km. Se procedió a estimar la profundidad al límite corteza-manto para la región, utilizando diversos valores de grosor elástico efectivo en la Ecuación A3; los resultados obtenidos utilizando $T_e = 5, 10$ y 15 km se muestran en la Figura A3.

En el norte de Suramérica existen inferencias recientes del grosor elástico efectivo: para los Andes de Colombia, Galán y Casallas (2010) infieren $T_e = 20$ km mediante la admitancia entre la anomalía de aire libre y la topografía; Arnaiz-Rodríguez *et al.* (2011) infieren $T_e = 16$ km para el occidente de Venezuela, incluyendo los Andes de Mérida, la región del Lago Maracaibo y la cuenca Barinas-Apure.

Utilizando el resultado obtenido con un grosor elástico efectivo $T_e = 15$ km, debido a su parecido con la profundidad a la base de la corteza inferida por Schmitz *et al.* (2002, 2008) se calculó la anomalía regional isostática mostrada en la Figura A4, utilizando un contraste de densidad $\Delta\rho = 350$ kg/m³ (positivo para el efecto de la anti raíz en regiones oceánicas y negativo para la raíz en regiones continentales), la cual se restó de la anomalía de Bouguer para obtener la anomalía de Bouguer residual isostática mostrada en la Figura 2.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos agradecer la ayuda generosa de Arturo Martín Barajas, por revisar la primer versión del presente manuscrito, y de los revisores asignados por la RMCG: René Chávez Segura y Claudia B. Prezzi: sus valiosos comentarios y sugerencias han ayudado a mejorar substancialmente este trabajo.

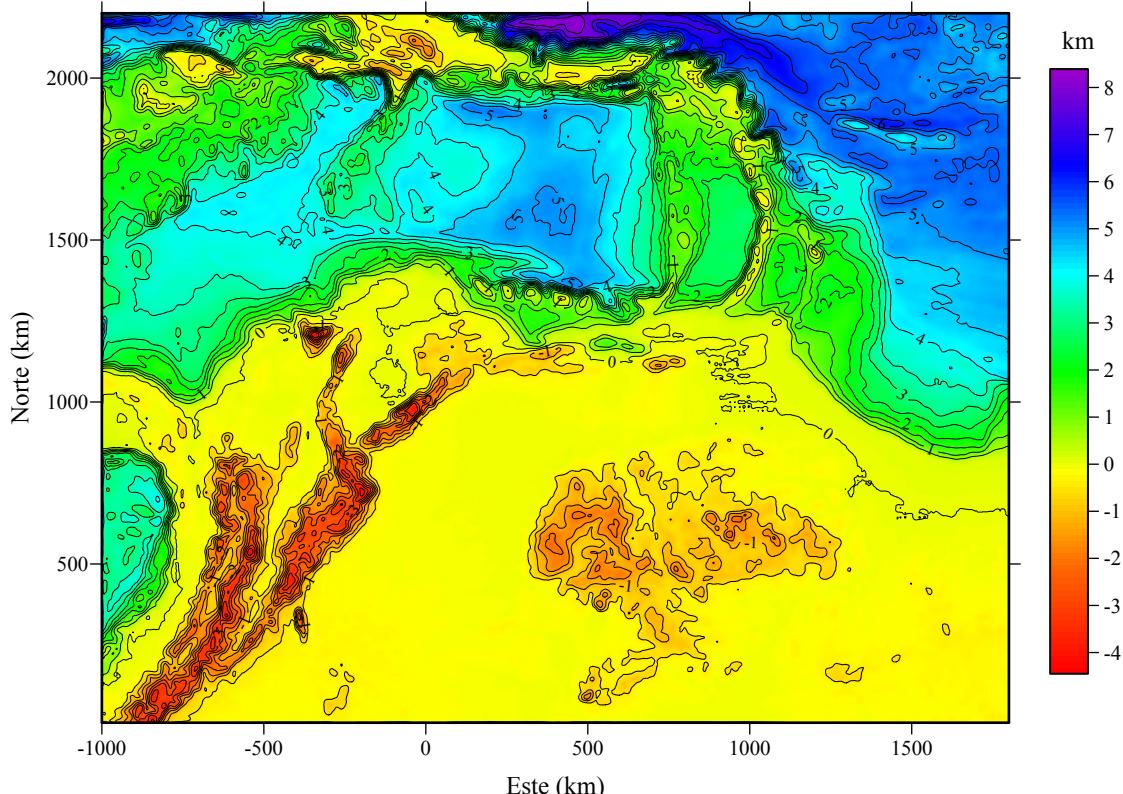


Figura A2. La imagen muestra la pseudotopografía y batimetría en una proyección Transversa de Mercator con meridiano central en la longitud -66 W y falso Este a 500 km. Las isolíneas se muestran a cada 0.5 km.

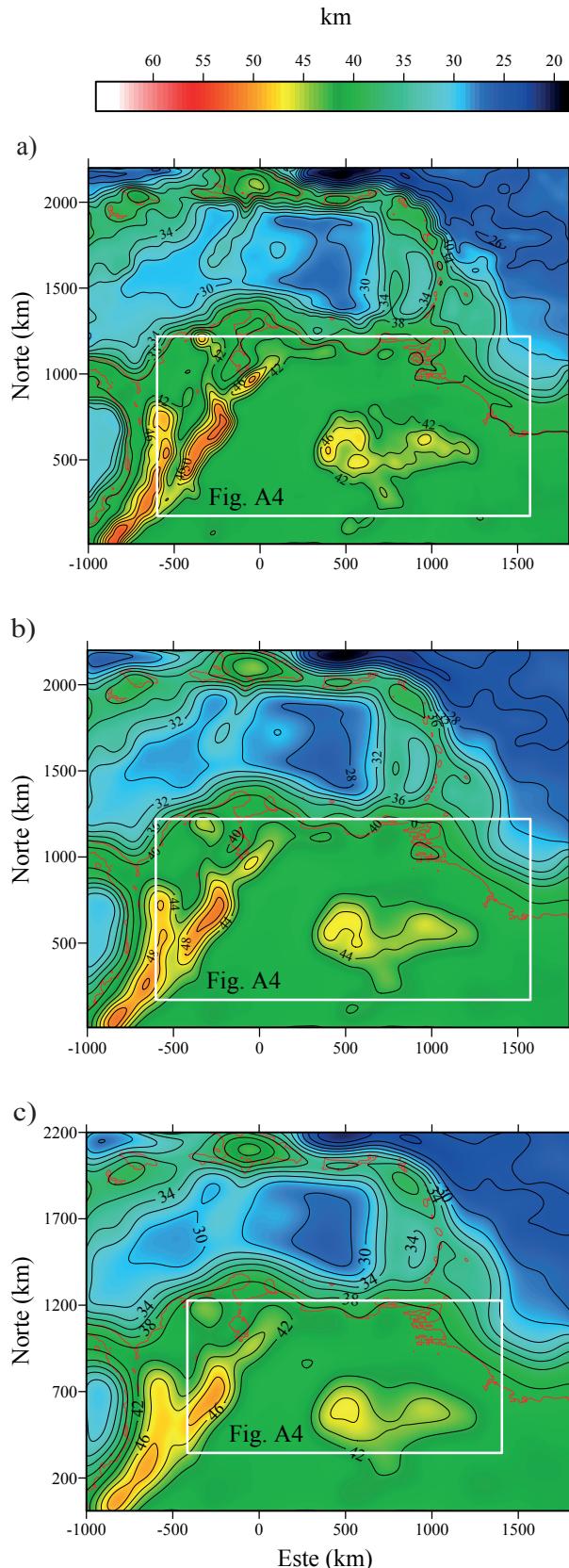


Figura A3. Se muestra la profundidad al límite corteza-manto estimada utilizando tres valores de grosor elástico efectivo: a) $T_e = 5$ km, b) $T_e = 10$ km, c) $T_e = 15$ km. La línea de costa se muestra en color rojo y el rectángulo de color blanco muestra la ubicación de la Figura A4.

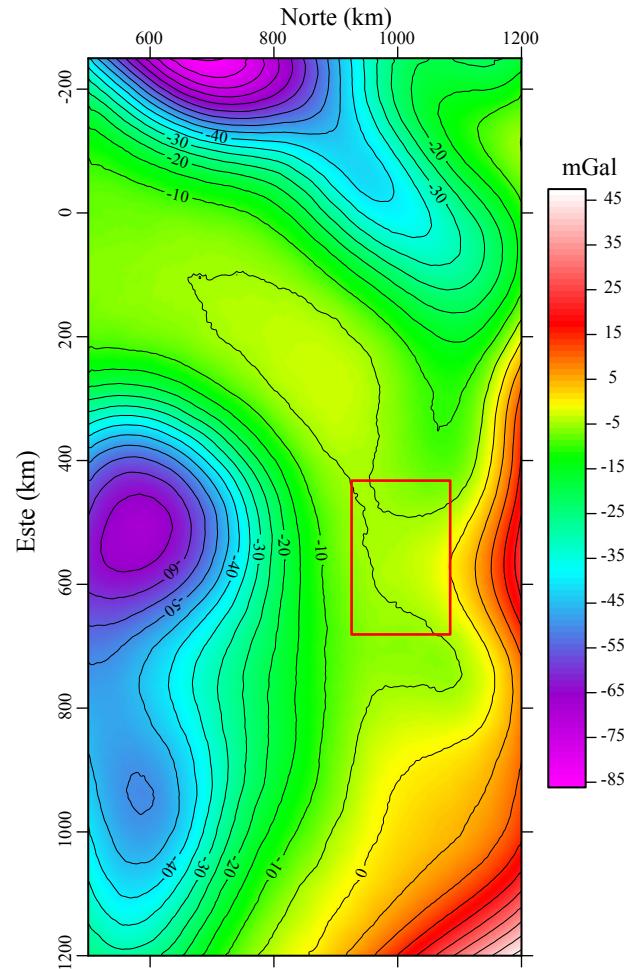


Figura A4. Anomalía regional isostática con isolíneas a cada 5 mGal, calculada utilizando la raíz cortical mostrada en la Figura A3c. El rectángulo de color rojo muestra la ubicación de la Figura 2.

REFERENCIAS

- Airy, G.B., 1855, On the computations of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 145, 101-104.
- Andersen, O.B., Knudsen, P., Berry, P., 2010, The DNSC08GRA global marine gravity field from double re-tracked satellite altimetry: Journal of Geodesy, 84, 3, doi: 10.1007/s00190-009-0355-9.
- Arnaiz-Rodríguez, M.S., Rodríguez-Millán, I., Audemard, F., 2011, Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 28 (3) 420-438.
- Banks, R.J., Parker, R.L., Huestis, S.P., 1977, Isostatic compensation on a continental scale: local versus regional mechanisms: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 51 (2), 431-452.
- Bezada, M., Schmitz, M., Jácome, M.I., Rodríguez, J., Audemard, F., Izarra, C., and the BOLIVAR Active Seismic Working Group, 2008, Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence: Journal of Geodynamics, 45 (4-5), 191-200.
- Burke, K., 1977, Aulacogens and continental breakup: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 5, 371-396.
- Fenglin, N., Bravo, T., Pavlis, G., Vernon, F., Rendón, H., Bezada, M., Levander, A., 2007, Receiver function study of the crustal

- structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela: Journal of Geophysical Research, 112, B11308, doi:10.1029/2006JB004802.
- Galán, R.A., Casallas, I.F., 2010, Determination of effective elastic thickness of the Colombian Andes using satellite derived gravity data: Earth Sciences Research Journal, 14 (1), 7-16.
- Hinze, W.J., 2003, Bouguer reduction density, why 2.67?: Geophysics, 68, (5), 1559-1560.
- Jackson, D.D., 1979, The use of a priori data to resolve non uniqueness in linear inversion: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 57 (1), 137-157.
- MARAVEN, 1983, Área Zuata, *en Evaluación Exploratoria de la Faja petrolífera del Orinoco, v. VII*: Petróleos de Venezuela, S.A., Informe técnico MARAVEN FP-0206.
- Moticska, P., 1985, Volcanismo Mesozoico en el subsuelo de la Faja Petrolífera del Orinoco, Estado Guárico, Venezuela *en VI Congreso Geológico Venezolano*, v. 3, 1929-1943.
- PDVSA-Intevep, 2012, Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela: <www.pdv.com/lexico/lexicoh.htm>.
- Salazar-Tomey, B.A., 2006, Evolución estructural e implicaciones tectónicas del graben de Espino: Universidad Simón Bolívar, Decanato de Estudios de Posgrado, Tesis de maestría, 197 pp.
- Schmitz, M., Chalbaud, D., Castillo, J., Izarra, C., 2002, The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data: Tectonophysics, 345(1), 103-118.
- Schmitz, M., Ávila, J., Bezada, M., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., Zelt, C. A., Jácome, M.I., Magnani, M.B., and the BOLIVAR active seismic working group, 2008, Crustal variations in Venezuela from deep seismic observations: Tectonophysics, 459(1-4), 14-26.
- Tarantola, A., 2005, Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation: Philadelphia, Society for Industrial and Applied Mathematics, 342 pp.
- Technical University of Denmark, 2012, Global gravity field model: <www.space.dtu.dk/>
- Venning-Meinesz, F.A., 1948, Gravity expeditions at sea, 1923-1938, v. IV, Complete results with isostatic reduction interpretation of the results: Delft, The Netherlands, Geodetic Commission, 24 pp.
- Watts, A.B., 2001, Isostasy and flexure of the lithosphere: Cambridge University Press, 458 pp.

Manuscrito recibido: Septiembre 19, 2012

Manuscrito corregido recibido: Diciembre 10, 2012

Manuscrito aceptado: Diciembre 17, 2012