

Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela

Mariano S. Arnaiz-Rodríguez^{1,*}, Inírida Rodríguez-Millán¹ y Franck Audemard^{2,3}

¹ Departamento de Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas, DC, Venezuela.

² Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas, DC, Venezuela.

³ Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, FUNVISIS, Caracas, DC, Venezuela.

* marianoarnaiz@gmail.com

RESUMEN

Generar modelos gravimétricos corticales del occidente de Venezuela es el objetivo principal de esta investigación, fundamentada en la teoría de flexión de placas y realizada a partir de datos extraídos de la Red Gravimétrica Nacional, de pozos y de sismicidad. Se aplicó control estadístico y geoestadístico a los datos gravimétricos y se interpretaron mapas de anomalía de Bouguer total y anomalía de aire libre. Las profundidades de las interfases corticales se estimaron con el espectro de potencia de las anomalías y se estudió la respuesta gravimétrica de fuentes profundas con continuación analítica del campo a fin de modelar la estructura cortical de la zona. Se concluye que: a) la flexión en la cuenca de Barinas-Apure es generada principalmente por la carga andina; b) la flexión en el bloque de Maracaibo no está controlada únicamente por los Andes de Mérida, sino también por la distribución de otras cargas; c) el espesor cortical estimado para la placa Suramericana es de 40 km y el del bloque de Maracaibo, de 36 km; el espesor elástico estimado para la placa Suramericana es de 24 km y el del bloque de Maracaibo, de 16 km; d) la discontinuidad corteza superior-corteza inferior se encuentra a alrededor de 19 km de profundidad; e) el contacto entre ambas placas asemeja una subducción tipo A con dirección NW donde el bloque de Maracaibo suprayace a la placa Suramericana, aunque la existencia y polaridad de ésta aún quedan en incertidumbre.

Palabras clave: modelo gravimétrico, modelo de flexión, occidente de Venezuela, Andes de Mérida.

ABSTRACT

The main purpose of this research is to generate gravimetric/crustal models for Western Venezuela, based on the flexure of the lithosphere theory and using data extracted from the Red Gravimétrica Nacional, wells and seismicity. Statistical and geostatistical controls were applied to the gravimetric data, and Bouguer anomaly and free air anomaly maps were interpreted. The depth of the crustal interfaces was estimated using power spectra of the anomalies, and deep gravimetric sources were interpreted from upward field continuation with the purpose of modelling the crustal structures of the area. It is concluded that: a) flexure of Barinas-Apure basin is mainly generated by the Mérida Andes; b) flexure of Maracaibo block is not controlled by the Andean load, but by the load distribution along this tectonic feature; c) the estimated crustal thickness for the South American plate is 40 km, and for Maracaibo block is 36 km; the elastic thickness estimated for the South American plate is 24 km, and for Maracaibo block is 16 km; d) the upper crust-lower crust discontinuity is about 19 km deep; e) the contact between both plates resembles a type A subduction with NW strike, in which South America underlays the Maracaibo block, although the existence and polarity of this subduction remains uncertain.

Key words: gravimetry, flexure model, Western Venezuela, Mérida Andes.

INTRODUCCIÓN

El occidente de Venezuela (Figura 1) es un área tectónicamente compleja, densamente poblada, rica en recursos naturales y humanos, y propensa a ser afectada por fenómenos naturales. Es un sistema en el que confluye el escape del bloque de Maracaibo limitado por sistemas de fallas transcurrentes y la orogénesis de los Andes venezolanos, que genera un sistema doble de cuencas flexurales: la cuenca Barinas-Apure al sur y la cuenca de Maracaibo al norte.

Este sistema tectónico ha sido sólo parcialmente comprendido. En relación con los Andes de Mérida, los trabajos previos coinciden en afirmar la existencia de una estructura en flor positiva (Colleta *et al.*, 1997); una subducción inci-

piente continente-continente (subducción tipo Ampferer o tipo A) con tasa de convergencia indeterminada (Audemard y Audemard, 2002); la presencia de zonas triangulares neógenas en el tope del basamento (Audemard, 2001); una distribución asimétrica de las masas a nivel cortical (Hospers y Van Wijnen, 1958). No existe acuerdo sobre la vergencia de la cuña de escala cortical asociada al proceso de subducción tipo A, la cual pudiese bien buzarse en sentido SE (Kellogg y Bonini, 1982; Colleta *et al.*, 1997) o NW (Audemard y Audemard, 2002; Chacín *et al.*, 2005). Por otra parte, los estudios de flexión de la placa Suramericana han planteado la posible existencia de una ruptura cortical bajo los Andes de Mérida (Henriques, 2004 y Chacín *et al.*, 2005), ruptura que no supone una situación geológicamen-

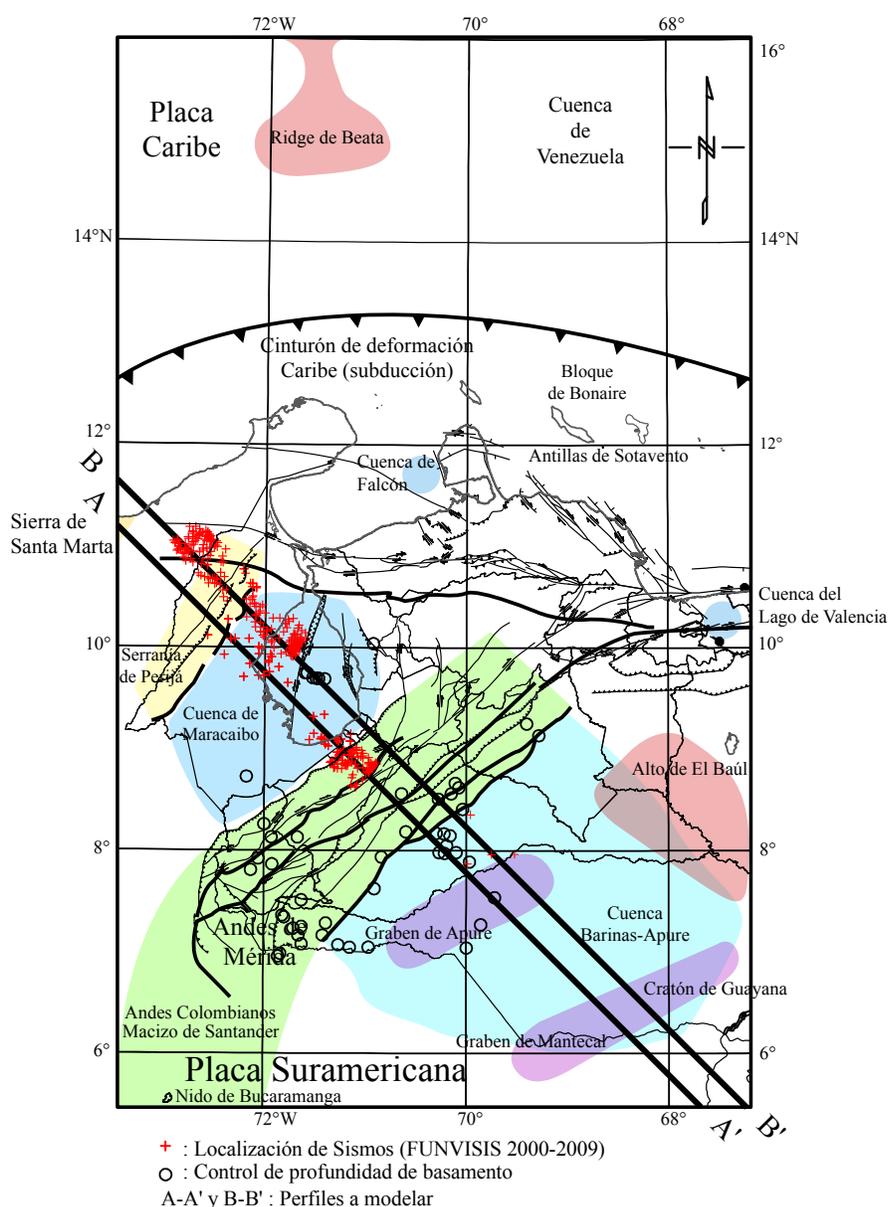


Figura 1. Localización del área de estudio y mayores estructuras geológicas. Se muestra la localización de los perfiles A-A' y B-B', de sismos obtenidos del Catálogo Sismológico de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) 2000-2009, así como de pozos con datos de profundidad del basamento recolectados de diversas fuentes.

te realista. Medina (2009), aunque no elaboró un modelo geológico para exponer sus resultados mecánicos, estimó la variación del “espesor elástico efectivo” a lo largo de la cuenca Barinas-Apure entre 15 y 30 km, siendo mayor cerca del escudo de Guayana (ver ubicación en Figura 1) y menor en los flancos andinos.

En este trabajo se proponen dos modelos corticales en función de la interpretación de datos gravimétricos y se estudia el comportamiento flexural de las cuencas atendiendo al entorno geodinámico del área de estudio.

UBICACIÓN Y TECTÓNICA

Los datos abarcaron un área comprendida aproximadamente entre las latitudes 6°N y 16°N y las longitudes 55°W y 73°W (Figura 1). Las macroestructuras más importantes son los Andes de Mérida, la serranía de Perijá, la cuenca Barinas-Apure y el bloque de Maracaibo (Figura 1), que integran un complicado sistema tectónico, cuya formación se encuentra especialmente controlada por la colisión del arco de Panamá contra el noroccidente del continente suramericano (Mioceno Temprano), según Audemard y Audemard (2002).

Previo a la colisión del arco de Panamá, la apertura de Pangea durante el Jurásico Medio (176–161 Ma), la separación de las Américas y la apertura del proto-Caribe ocasionaron un régimen extensional que formó una serie de estructuras de tipo graben en el continente suramericano como los grábenes de Mantecal y el de Apure (Figura 1), estructuras rellenadas durante el Jurásico por sedimentos continentales, calizas marinas, rocas volcánicas y sedimentos clásticos (Schlumberger Oil Services, 1997). En el Cretácico Temprano (146–95 Ma) se desarrolló en su totalidad el margen pasivo al norte de Suramérica y se depositaron formaciones que pasaron a ser parte de la secuencia sedimentaria en las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure (72–91 Ma) (Audemard, 1991; Yoris y Ostos, 1997). El levantamiento de los Andes de Mérida y de la serranía de Perijá se inició en el Mioceno con los primeros estadios de la colisión antes mencionada (23 Ma). En el Mioceno Superior (11 Ma) se produjo la generación de la cuenca Barinas-Apure y su separación de la cuenca de Maracaibo, cuencas de tipo antepaís, por el levantamiento de las dos cadenas montañosas (particularmente de los Andes de Mérida), así como por la expulsión hacia el norte del bloque de Maracaibo debido a la compresión generada por la colisión (Audemard y Audemard, 2002).

El levantamiento de las cadenas montañosas se aceleró durante el Plioceno-Cuaternario (2.6 Ma) como resultado de la convergencia oblicua relativa entre el bloque triangular de Maracaibo y la placa Suramericana (Audemard y Audemard, 2002). Para estos autores, el levantamiento de los Andes de Mérida fue la respuesta tanto a la transpresión entre Suramérica y el bloque de Maracaibo como a la interacción de la placa de Nazca y la placa Caribe contra Suramérica.

Según Audemard (1993, 2000), el levantamiento de la serranía de Perijá fue ocasionado por la subducción continental existente al sureste del bloque de Maracaibo, lo que produjo su acortamiento. Sin embargo, para Duerto *et al.* (2006) el levantamiento estuvo asociado a la reactivación positiva de un sistema de fallas jurásicas durante el Cenozoico.

Desde el punto de vista flexural, la excesiva profundidad de la cuenca de Maracaibo (aproximadamente 10 km) en comparación con la de la cuenca Barinas-Apure (aproximadamente 5 km) sería evidencia, según Audemard y Audemard (2002), tanto de que el bloque tuviera un espesor elástico considerablemente menor al de la placa Suramericana, como de la existencia de una posible distribución asimétrica de la carga que representan los Andes de Mérida y las diferentes edades (y por lo tanto densidades) de ambas cortezas.

PROCESAMIENTO Y CONTROL DE CALIDAD DE LOS DATOS

Datos de un total de 110453 estaciones gravimétricas fueron extraídos de la Red Gravimétrica Nacional (Figura 2). A éstos se les calculó la anomalía de aire libre y la anomalía de Bouguer total (AB); tomándose como nivel de referencia el nivel medio del mar, y 2.67 g/cm³ como la densidad de Bouguer. A los datos de AB se les aplicó control estadístico, que consistió tanto en la construcción del histograma de frecuencias como en el cálculo de las medidas descriptivas del conjunto completo (Figura 3). El histograma reveló un comportamiento normal de la población con tendencia a ser unimodal (así como lo confirman las medidas estadísticas que se presentan en la Tabla 1) y la presencia de una familia de datos de valores menores, posteriormente asociada a los datos gravimétricos sobre el depocentro de la cuenca de Maracaibo.

Para la construcción y el amarre de los modelos gravimétrico-estructurales se compilaron interpretaciones de las cuencas y sus estructuras internas. Los datos de profundidad del basamento se tomaron de Bellizzia *et al.* (1976), Muehlberger (1996), Mann *et al.* (2006) y del Mapa Generalizado del Basamento (Smith, 1980). Para calibrar mejor los modelos, se recolectaron datos de pozos que llegaran al basamento en ambas cuencas: cuenca Barinas-Apure (González, 2009); cuenca de Maracaibo (Correa, 1996; Morales, 1997; Salas, 1997). Para controlar las interfases profundas y la localización de fallas en los modelos estructurales se representaron un total de 783 sismos a lo largo de dos perfiles: 279 para el perfil A-A' y 459 para el perfil B-B' (Figuras 1, 2). Éstos fueron obtenidos del Catálogo Sismológico de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) correspondiente a los años 2003-2009 (Figuras 1, 2, 4). Los datos referidos fueron dispuestos sobre un corredor de 40 km de ancho y se proyectaron sobre los perfiles para poder ser considerados durante el modelado.

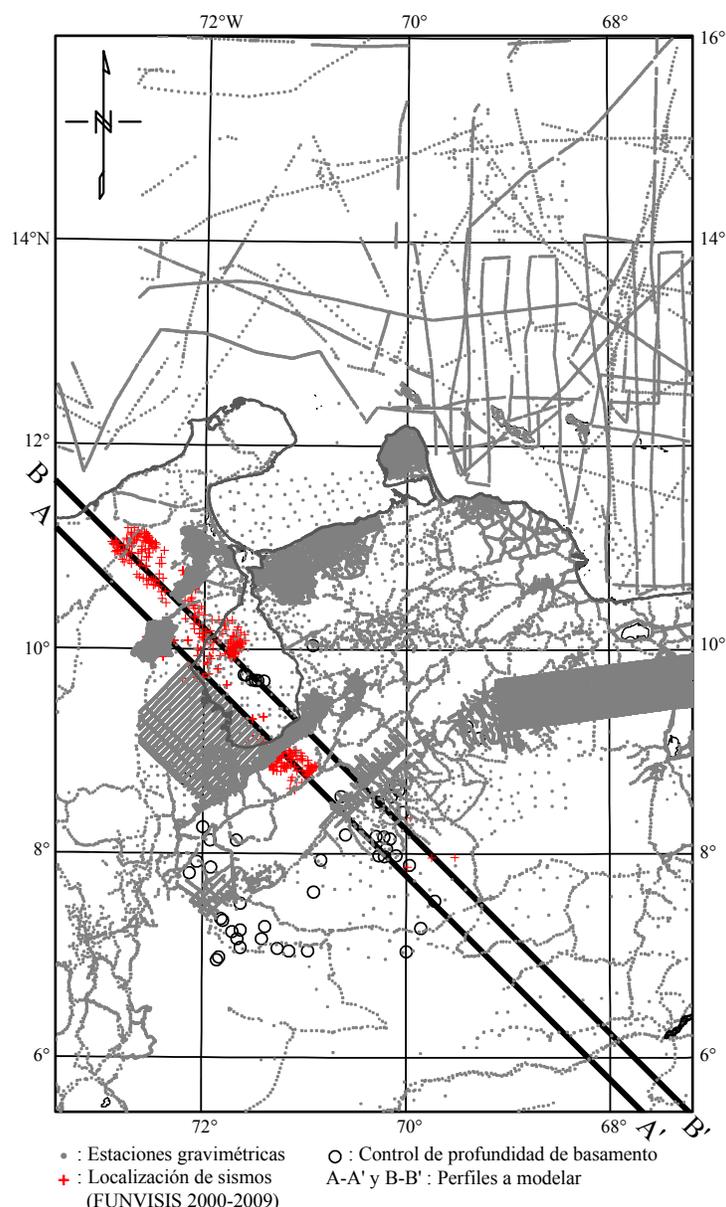


Figura 2. Mapa de estaciones gravimétricas dentro de la ventana de estudio. Se muestra la localización de los perfiles A-A' y B-B', de sismos obtenidos del Catálogo Sismológico de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) 2000-2009, así como de pozos con datos de profundidad al basamento recolectados de diversas fuentes.

Para la generación de los modelos mecánicos en función de las anomalías gravimétricas se utilizó el software GRAVFLEX (ver Apéndice) compilado por Ughi (2002) y Reyes (2002), basado en el algoritmo desarrollado originalmente por Karner y Watts (1983).

RESULTADOS

Interpretación gravimétrica y estimación de profundidades

El mapa de anomalía de Bouguer (AB) generado (Figura 5) presenta una significativa complejidad. Por

debajo de los 10 grados de latitud, la orientación de los contornos se alinea con la cadena andina, con los depocentros de las cuencas y con la orientación de las estructuras internas a la cuenca de Barinas-Apure (grábenes de Apure y de Mantecal; Figura 1). El mapa tiene un máximo y un mínimo absolutos, ambos de mucha importancia desde el punto de vista tectónico. El máximo de más de 340 mGal (longitud de onda de 200 km aproximadamente) ubicado en la esquina superior derecha se relaciona con el basamento de la cuenca de Venezuela; éste se extiende al oeste hacia el Ridge de Beata (Figura 1). El mínimo tiene una magnitud de -160 mGal (longitud de onda de 100 km aproximadamente), que se asocia directamente a la suma de la respuesta gravimétrica de la cuenca de Maracaibo y de la estructura

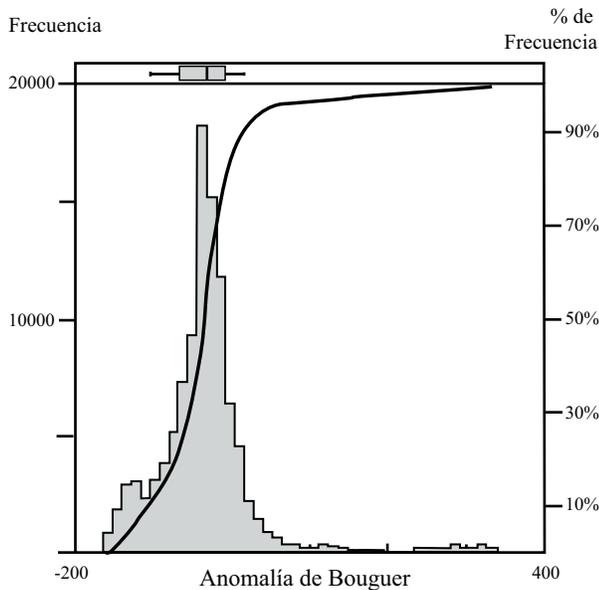


Figura 3. Estadística descriptiva de los datos de anomalía de Bouguer total (AB). Los datos tienen tendencia a ser unimodal y son de comportamiento normal con una familia menor de valores negativos de AB total asociados a la anomalía gravimétrica generada por la respuesta isostática de los Andes de Mérida.

intracortical del contacto entre el bloque de Maracaibo y la placa Suramericana. Los gradientes en el flanco norandino son de aproximadamente 1.5 mGal/km, referidos a la fuerte pendiente del basamento de la cuenca de Maracaibo y a su profundidad máxima estimada en más de 9 km; mientras que en el flanco surandino los gradientes son de aproximadamente 0.65 mGal/km, reflejando la suave forma y buzamiento del basamento de la cuenca Barinas-Apure.

En el gráfico en 3D —generado con la forma de la topografía (exageración vertical de 10) para ilustrar el comportamiento isostático en la zona y coloreado de acuerdo con las magnitudes del mapa de AB (Figura 6)— se aprecia que el mínimo gravimétrico se encuentra parcialmente desplazado hacia el norte de la cadena andina. Esto demuestra que el sistema de compensación no puede ser de tipo isostático local sino de compensación regional con un desplazamiento hacia el norte de la flexión, debido a la montaña como carga. Se podría proponer que la respuesta gravimétrica de -160 mGal no se encuentra referida en su totalidad a la cuenca sino a la suma de las contribuciones gravimétricas de la cuenca y de la raíz de la montaña.

Utilizando dos modelos sencillos se puede deducir que la contribución gravimétrica de la raíz es significativamente mayor que la contribución de la cuenca. Esos modelos se construyen con el fin de calcular el aporte a la AB de las cuencas involucradas y de la raíz (Figuras 7 y 8); en tales modelos los contrastes de densidades utilizados fueron: -0.5 g/cm^3 entre manto y corteza y -0.3 g/cm^3 entre corteza y sedimentos. La raíz tiene un aporte de unos -90 a -100 mGal; el de la cuenca de Maracaibo es de unos -60

a -70 mGal; el de la cuenca Barinas-Apure es del orden de los -40 mGal. Por lo tanto, del mínimo de -160 mGal que se reporta desplazado hacia el flanco norandino, se puede considerar que un 59.4% de la anomalía es causado por el aporte de la raíz, mientras que un 40.6% es originado por la cuenca de Maracaibo.

El mapa de aire libre (Figura 9) muestra que la carga más significativa son los Andes de Mérida frente a la cuenca de Maracaibo. Son ellos los que aparentan contribuir más a la flexión para la generación de la cuenca, lo que no sucede en el flanco surandino en donde se ubica la cuenca Barinas-Apure. El mínimo atribuible a la zona más profunda de esta cuenca parece estar generado por la carga conjunta de los Andes de Mérida y los colombianos localizados más al sur (Figura 1), aunque dada la magnitud del mínimo gravimétrico, se puede deducir que la flexión en este punto es menor que la flexión del flanco norandino. Ello podría indicar que el espesor elástico de la placa Suramericana es mayor que el espesor del bloque de Maracaibo, como fue indicado por Audemard y Audemard (2002) debido a la diferencia de profundidad de los depocentros de ambas cuencas. Resulta de interés la respuesta gravimétrica de la serranía de Perijá (Figura 1), siendo más positiva en su flanco norte (30 mGal) que en el flanco sur (-20 mGal), lo que posiblemente estaría vinculado con la distribución de las densidades de las rocas jurásicas (capas rojas) al norte y las rocas cretácicas y paleógenas al sur. El mapa no revela información acerca del aporte que hace la serranía de Perijá a la flexura del bloque de Maracaibo, tal vez opacada por la de los Andes. No se descarta que la presencia de las serranías de Perijá y de Santa Marta (Figura 1) pueda influenciar la situación flexural del bloque.

En el estudio de la continuación analítica del campo hacia arriba (CAHA), la secuencia de mapas construidos a distintas alturas (Figura 10) permite contrastar las profundidades de cada una de las estructuras observadas. Al comparar el mapa de AB con el mapa de CAHA a 6 km (Figura 10a), lo primero que se observa es que empieza a desaparecer todo el ruido superficial asociado con las estructuras someras no consideradas para los propósitos de este estudio (longitudes de ondas menores a 1 km). En el mapa de CAHA a 10 km y 20 km (Figuras 10b y 10c) desaparece la respuesta gravimétrica de la cuenca del lago

Tabla 1. Medidas estadísticas de los datos gravimétricos.

Media	-56.70
Mediana	-42.16
Desviación estándar	67.085
Varianza	4500.416
Rango	729
Mínimo	-544
Máximo	186
Moda	-41*

*aproximada.

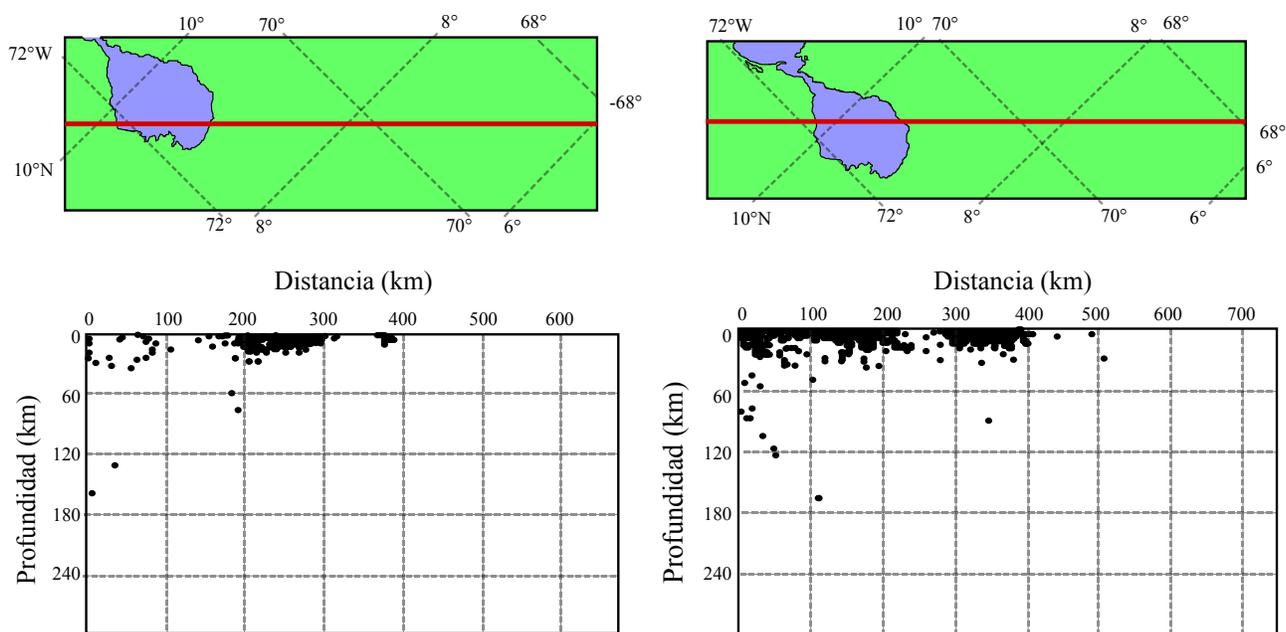


Figura 4. Representación de perfiles y profundidad hipocentral de los sismos en el área (Catálogo Sismológico de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, FUNVISIS, 2000-2009) para los perfiles A-A' (izquierda) y B-B' (derecha).

de Valencia (Figura 1) con una anomalía gravimétrica de -50 mGal y una longitud de onda de 40 km, y de la cuenca de Falcón (Figura 1) con una anomalía gravimétrica de -80 mGal y una longitud de onda de 70 km; se empiezan a perder las del sistema de grábenes de Apure y Mantecal con una anomalía gravimétrica de -40 mGal y una longitud de onda de 220 km. En los mapas de CAHA a 30 km y a 40 km (Figuras 10d y 10e), la respuesta de estas estructuras se ve opacada en su totalidad, con excepción de las del alto de El Baúl (Figura 1), lo que deja ver parcialmente la configuración del basamento de la cuenca; de igual forma, empieza a disminuir también las de la cuenca de Maracaibo y de las Antillas de Sotavento (Figura 1). En el mapa de CAHA a 50 km (Figura 10f) queda presente únicamente la respuesta de las estructuras de proporciones tectónicas: la placa Caribe, los Andes y su raíz flexural y el alto de El Baúl; las de la cuenca de Maracaibo y las Antillas menores se ven completamente opacadas. Finalmente, en los mapas de CAHA a 75 km y a 100 km (Figuras 10g y 10h), solamente la respuesta isostática de los Andes y el contraste entre la placa Caribe y la placa Suramericana permanecen, indicando la importancia a nivel regional y el control del regional sobre toda la zona de estudio. El mínimo remanente en el mapa de -110 mGal no se alinea a la perfección con los Andes de Mérida, lo que posiblemente indicaría el desplazamiento de la estructura intracortical andina unos 40 km hacia el norte y la distribución de la flexión que ellos ejercen a lo largo de la corteza continental.

En la Tabla 2 se presenta la estimación de las profundidades de las principales interfases, que se realizó a partir del estudio de las pendientes del espectro de potencias promedio (Figura 11) de la ventana completa de estudio.

Modelos gravimétrico-estructurales y modelos de flexión

Modelos gravimétrico-estructurales

Para generar los modelos directos 2D (Figuras 12 y 13) se incluyeron en la representación fallas, grábenes, cuencas, en especial, la posible estructura intracortical de los Andes de Mérida (descrita como una estructura en flor positiva), el contacto entre el bloque de Maracaibo y la placa Suramericana, y la localización de las interfases Moho y la discontinuidad corteza superior-corteza inferior para ambos bloques de corteza continental. Con el fin de realizar mejores interpretaciones de las estructuras profundas, se calculó y comparó la respuesta del modelo con las CAHA a 20 y 40 km. El máximo error porcentual permitido fue de 2.5% .

Las profundidades asignadas para las discontinuidades de Moho y corteza superior-corteza inferior para la placa Suramericana fueron de 40 y 20 km respectivamente. Estos valores se obtuvieron del espectro de frecuencias y del modelado gravimétrico de las CAHA. Fueron considerados también los resultados reportados por: a) Schmitz *et al.* (2005) quienes utilizando sísmica de refracción profunda determinaron que la discontinuidad corteza superior-corteza inferior se encuentra a unos 20 km de profundidad mientras que la discontinuidad de Mohorovičić se localiza a 40 km; b) Niu *et al.* (2007), aplicando la técnica de funciones receptoras, concluyeron que el espesor cortical en el noroccidente de Venezuela se encuentra entre 40 y 44 km; c) Miller *et al.* (2009), mediante tomografía de ondas superficiales hallaron que el espesor cortical del área varía entre 35 y 55 km de profundidad.

Las profundidades estipuladas para las discontinuidades

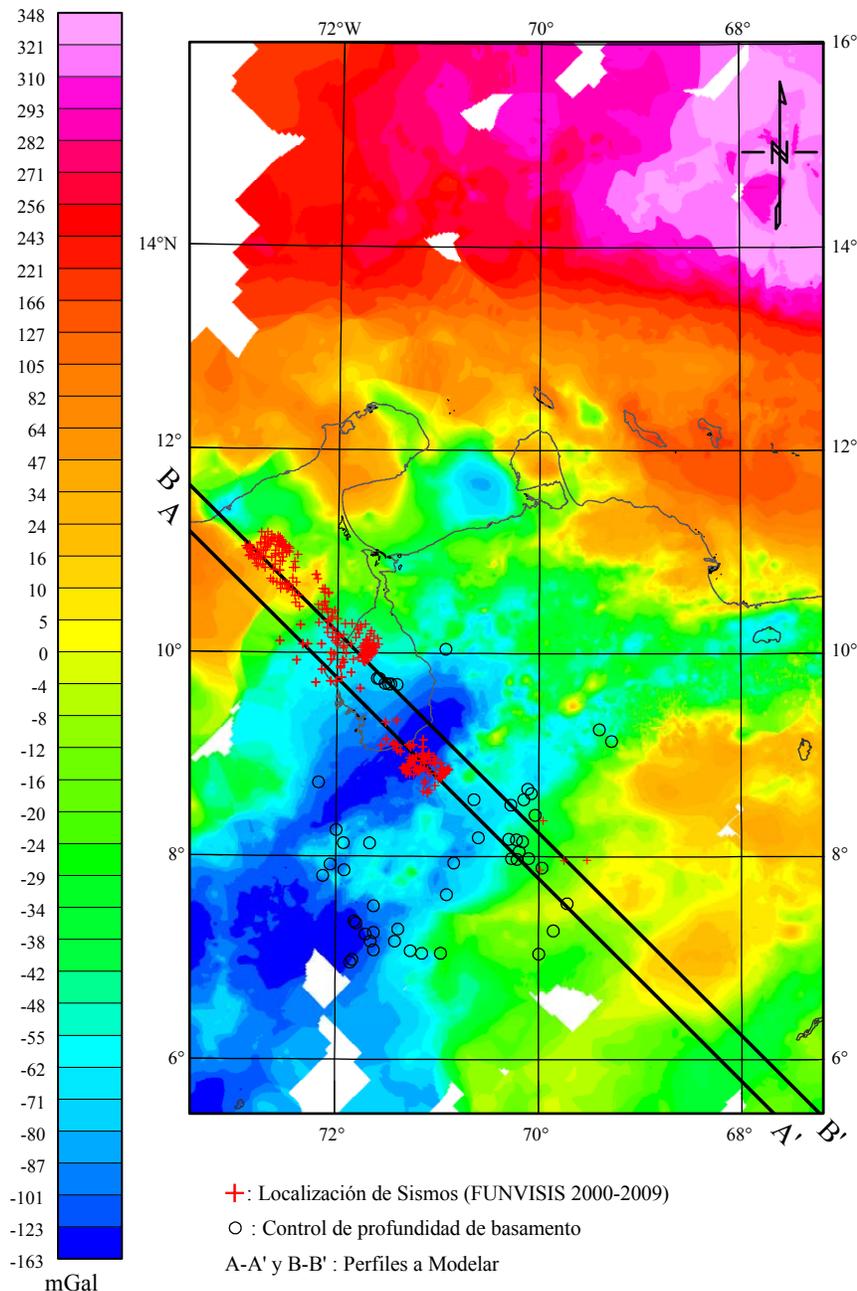


Figura 5. Mapa de Anomalía de Bouguer Total de las estaciones gravimétricas mostradas en la Figura 2. Densidad de Bouguer: $2,67 \text{ g/cm}^3$. Nivel de referencia para la reducción: nivel de mar. Se muestra la localización de los perfiles A-A' y B-B', de sismos obtenidos del Catálogo Sismológico de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) 2000-2009, así como de pozos con datos de profundidad al basamento recolectados de diversas fuentes.

des de Moho y corteza superior-corteza inferior para el bloque de Maracaibo fueron de 35 y 19 km, respectivamente. Los resultados derivaron del espectro de frecuencia y del modelado gravimétrico de las CAHA, también se asumieron los disponibles de sísmica profunda (Castejón *et al.*, 1986; Schmitz *et al.*, 2005), sismológicos (Niu *et al.*, 2007; Miller *et al.*, 2009) y geológicos (Audemard y Audemard, 2002). El modelado consideró también información sismológica para localizar la discontinuidad corteza superior-corteza inferior en el bloque de Maracaibo. Las densidades para los

modelos gravimétrico-estructurales se estimaron con base en los aportes de Audemard y Audemard (2002), Chaacín *et al.* (2005), Schmitz (2005) y Orellana (2008). Tales densidades se muestran en la Tabla 3.

Las profundidades para la cuenca Barinas-Apure fueron tomadas directamente del estudio de González (2009), y los valores de profundidad al basamento se tomaron de la compilación geológica de Venezuela (Bellizzia *et al.*, 1976). Para la cuenca de Maracaibo los valores de profundidad al basamento provinieron de los trabajos de Bellizzia (1976),

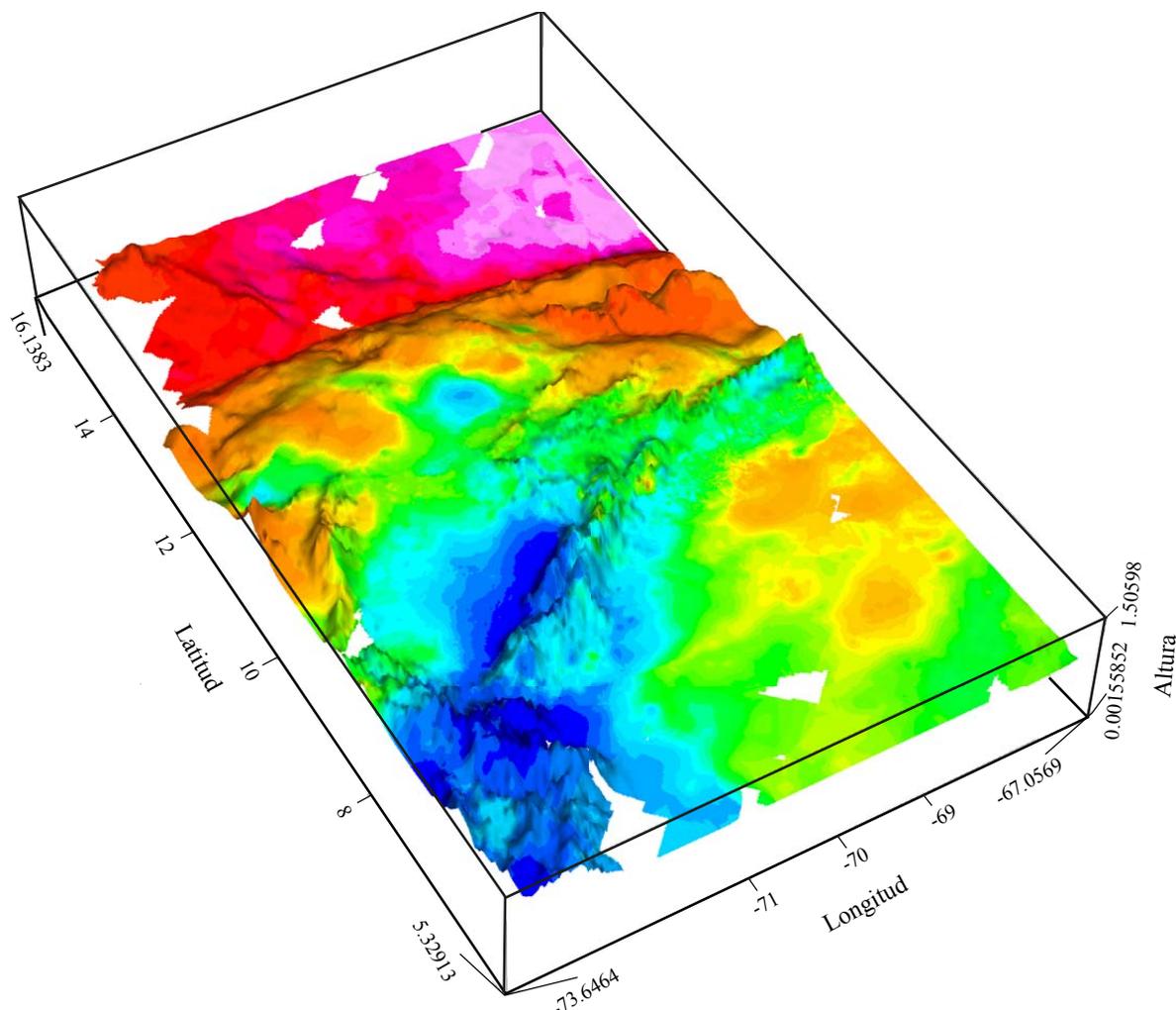


Figura 6. Mapa topográfico con la información de anomalía de Bouguer total (exageración vertical = 10). Se puede apreciar con claridad el desplazamiento del mínimo absoluto hacia el flanco norandino.

Muehlberger (1996), Mann *et al.* (2006) y de pozos rescatados de distintas fuentes (Correa, 1996; Morales, 1997; Salas, 1997; González, 2009).

La estructura en flor positiva de los Andes de Mérida se representó de la misma manera que lo hicieron Escobar y Rodríguez (1995), Colletta *et al.* (1997), Audemard y Audemard (2002) y Chacín *et al.* (2005). La estructura cortical asignada para la serranía de Perijá fue tomada de Audemard y Audemard (2002) y Gose *et al.* (2003); la localización, forma y profundidades del basamento de los grábenes de Apure y Mantecal se tomó de González (2009) y se modeló con base en su respuesta gravimétrica.

Al igual que Escobar y Rodríguez (1995) se consideró un desplazamiento de la raíz andina, lo que ocasionaría un exceso de masa bajo los Andes y bajo el depocentro de la cuenca, y déficit a lo largo del resto del bloque; a diferencia de ellos no rechazamos la posibilidad de la existencia de subducción tipo A. Con respecto a las posibilidades de la dirección de la subducción (ya sea SE o NO), se asumieron las conclusiones expuestas por Audemard y Audemard (2002), quienes respaldaron la existencia de “la subducción

continental suave e incipiente buzante hacia el NO, a mayor escala de un orógeno flotante”.

Con respecto a la ruptura cortical propuesta por Chacín *et al.* (2005) en función de la geometría de las AB, se cuestionó la posibilidad de su presencia. El análisis de las anomalías gravimétricas indicó que la profundidad de la estructura causante de la respuesta que ellos ajustaron con la ruptura cortical era más superficial y se encontraba más distribuida; la interpretamos como ligeras variaciones de densidad dentro de la estructura en flor positiva. Otra diferencia clave con el modelo de Chacín *et al.* (2005) radicó en la relativa horizontalidad que le asignamos a la discontinuidad corteza superior-corteza inferior pues ésta, al ser de origen mecánico, tendería a tener pocas variaciones abruptas.

Modelos de flexión

Dada la existencia de dos placas en contacto en el occidente de Venezuela (la placa Suramericana y el Bloque de Maracaibo), se formularon dos hipótesis acerca de su situación flexural: placa continua y placa rota. La primera

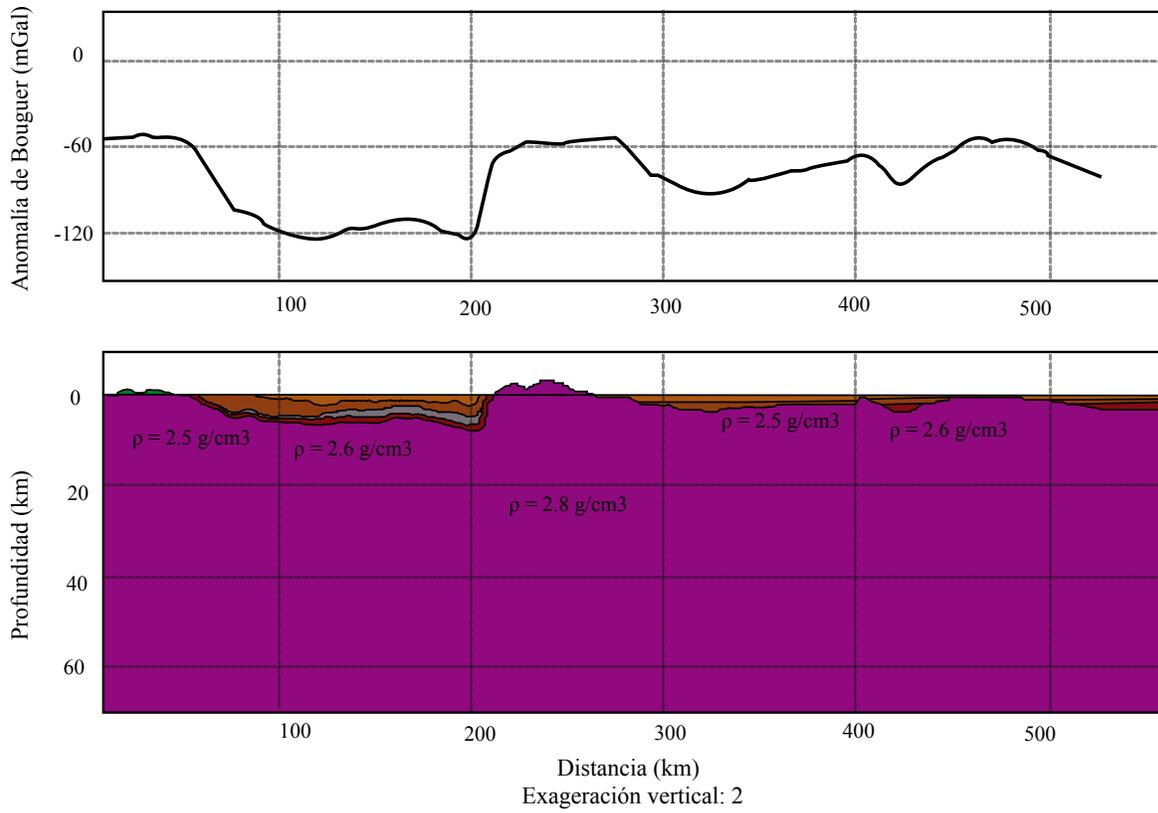


Figura 7. Aporte gravimétrico de las cuencas para el perfil A-A' y el perfil B-B'.

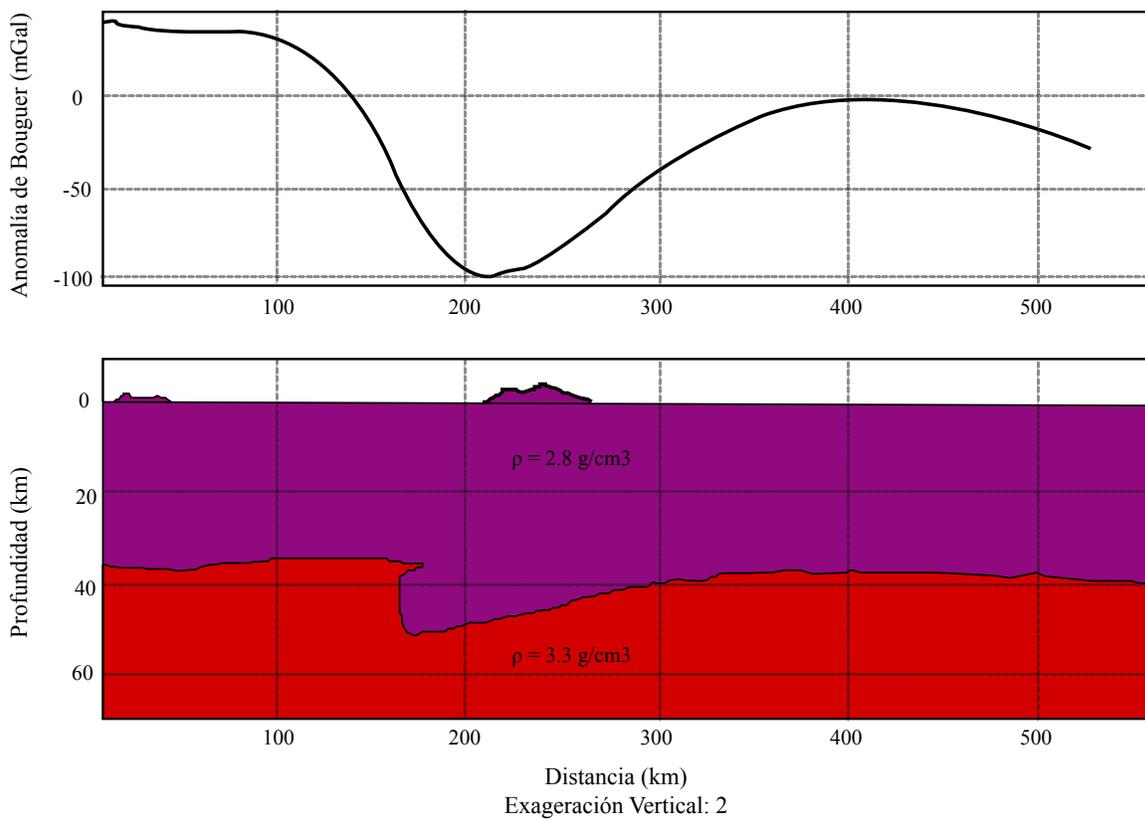


Figura 8. Aporte gravimétrico de la raíz para el perfil A-A' y el perfil B-B'.

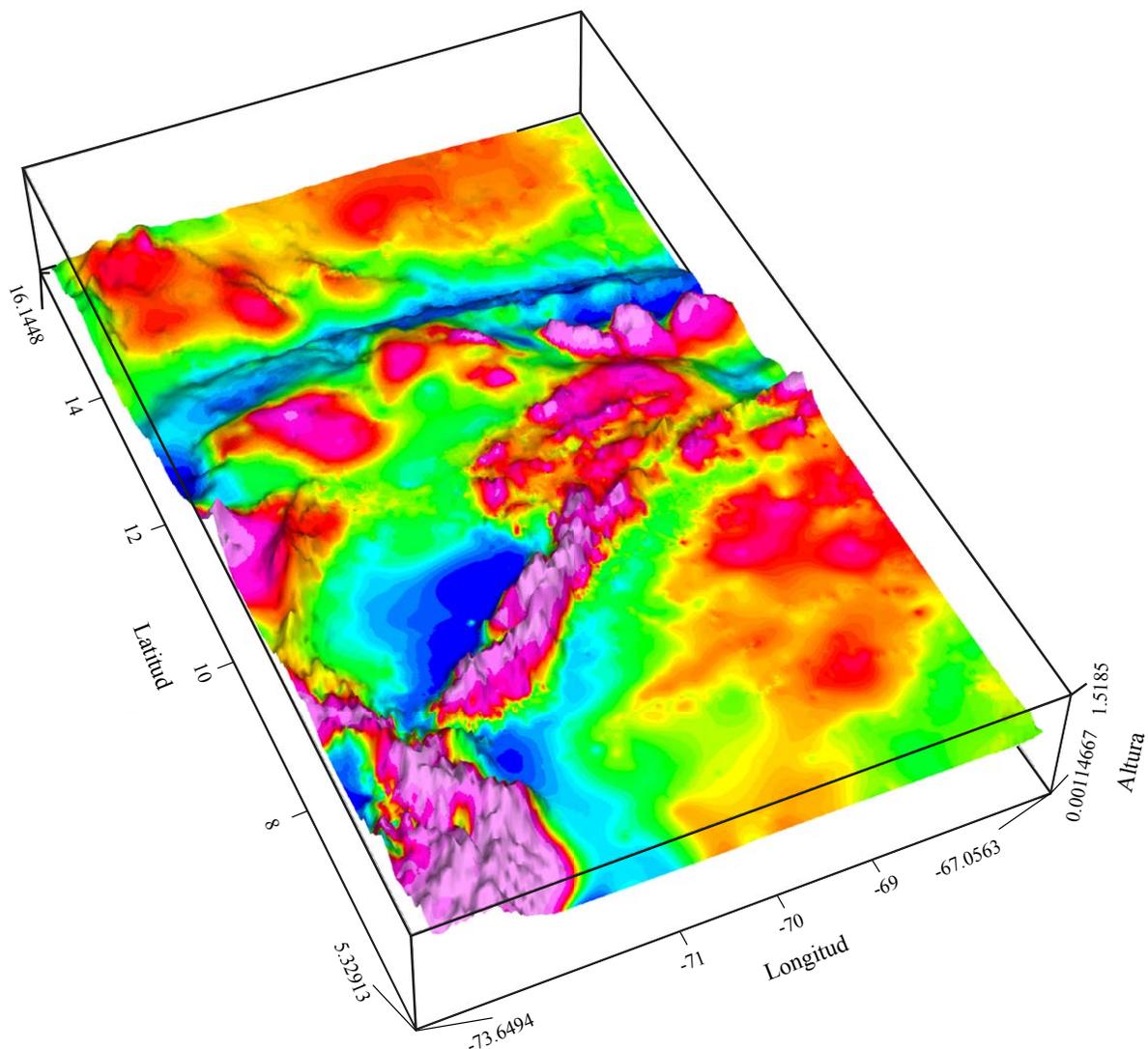


Figura 9. Mapa topográfico del área con la información de la anomalía de aire libre (exageración vertical de 10). Se evidencia la diferencia de las cuencas adyacentes a los Andes de Mérida.

postuló que ambas se comportaban como una placa única de espesor elástico constante y homogéneo con respecto a sus propiedades mecánicas (placa continua). La segunda proponía que las dos tenían un comportamiento mecánico distinto, lo que llevó a suponer la existencia de algún límite entre ellas, siendo propuestos dos límites posibles: la falla de Boconó como límite físico real y el mínimo gravimétrico como situación extrema de la anomalía (según los lineamientos esbozados por Watts, 2001). En el modelo se consideró que la placa Suramericana se encontraba fija en el escudo de Guayana y que el Bloque de Maracaibo se encontraba fijo en su extremo Oeste.

Placa continua. El mejor ajuste para la hipótesis de placa continua (Figura 14) se obtuvo considerando la carga de los Andes de Mérida, los altos estructurales en el basamento de la cuenca Barinas-Apure y la serranía de Perijá en el bloque de Maracaibo. Los parámetros elásticos se mantuvieron similares a los de los trabajos anteriores

(Reyes, 2002; Ughi, 2002; Garzón, 2007, Medina, 2009) (Tabla 4) a excepción de la carga, a la que se le asignó una densidad de 2.8 g/cm^3 . Por la geometría del modelo (Figura 14), se dedujo que las cargas extras diferentes a los Andes podían ser críticas para la formación de la cuenca de Maracaibo, mas no así para la cuenca Barinas-Apure. Se corroboró la suposición (Audemard y Audemard, 2002) de que la carga de los Andes se encontraba heterogéneamente distribuida entre las placas y que el espesor elástico del bloque de Maracaibo era menor que el de la placa Suramericana. En general, a partir de las pruebas realizadas sobre la situación tectónica, se apreció una diferencia entre las placas en contacto (bloque de Maracaibo y placa Suramericana) en atención a sus propiedades mecánicas. Se estimó que la carga era mucho mayor que la topografía observada como para poder generar la cuenca Barinas-Apure (5 km) y la cuenca del lago de Maracaibo (9 km); de igual forma, se observó que los parámetros elásticos (radio

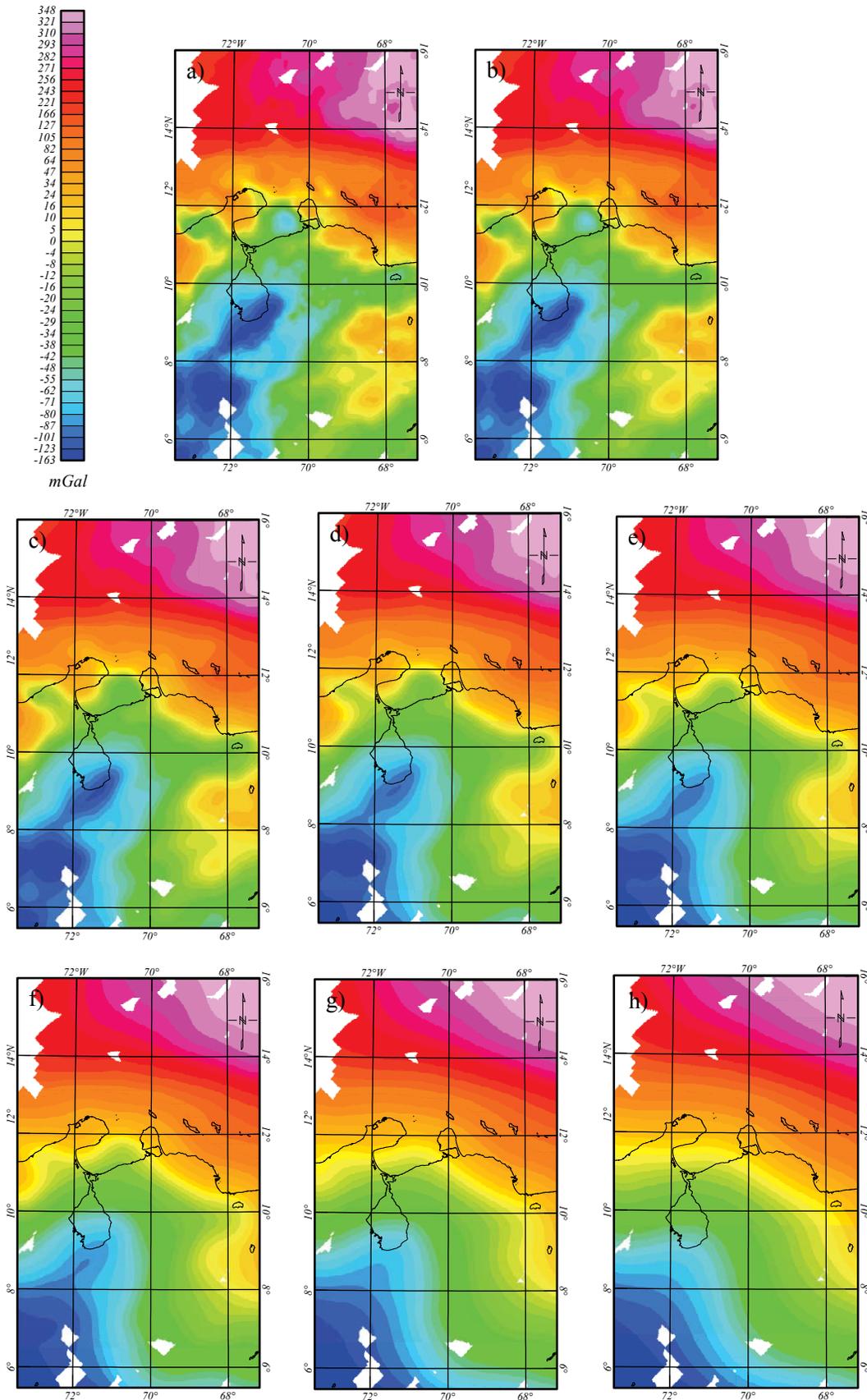


Figura 10. Secuencia de mapas de continuación analítica del campo hacia arriba (CAHA) a 6 km (a), 10 km (b), 20 km (c), 30 km (d), 40 km (e), 50 km (f), 75 km (g), 100 km (h). La regionalidad de la anomalía causada por la carga que representan los Andes y la distribución de la flexión en el área.

Tabla 2. Profundidades calculadas a partir del espectro de frecuencia y su posible asociación geológica.

Profundidad (km)	Asociación geológica
2.26	Contraste de densidad entre sedimentos más recientes y más antiguos dentro de las cuencas sedimentarias.
5.34	Depocentro de la cuenca Barinas-Apure.
9.71	Depocentro de la cuenca de Maracaibo.
19.89	Posible localización de la discontinuidad corteza superior-corteza inferior.
50.53	Profundidad máxima estimada: profundidad máxima del contacto bloque de Maracaibo – placa Suramericana

de Poisson y módulo de Young) tenían el comportamiento esperado de 0.25 y 100 GPa, respectivamente. Con respecto al espesor elástico, se hizo evidente la existencia tanto de un contraste lateral de esta propiedad (hecho anticipado por Audemard y Audemard, 2002), como de una posible heterogeneidad en la distribución de la carga de los Andes de Mérida (posiblemente asociada a la asimetría de la masa de la montaña).

Placa rota, flexión en Barinas-Apure. Al proponer la falla de Boconó como límite de placas (Figura 15), el mejor ajuste para el flanco surandino se obtuvo empleando los parámetros presentados en la Tabla 5, considerando las cargas sobre la placa (representativas de las estructuras dentro de la cuenca) y las cargas intraplacas (representativas de la variación de densidades dentro de la estructura andina). Una vez afinados los parámetros (Tabla 6) antes utilizados y realizadas las pruebas con el límite referenciado al mínimo gravimétrico (Figura 16), se logró el mejor ajuste para la situación flexural de la cuenca Barinas–Apure. Sin embargo, el resultado fue similar con ambos límites de placas. La descripción de la flexión de la placa Suramericana y la

formación de la cuenca Barinas-Apure se realizaron con relativa facilidad, ya que ésta se presentaba como un tipo clásico de cuenca tipo antepaís (*foreland*).

Los parámetros elásticos de la placa Suramericana se encontraban dentro de los rangos esperados, del mismo modo que el espesor elástico se mantuvo cercano a los valores reportados en estudios anteriores, ya bien sea en la misma o en otras zonas del límite de la placa (aproximadamente $24 \text{ km} \pm 2 \text{ km}$). El resultado respaldó los obtenidos por Medina (2009) para el escudo de Guayana.

Placa rota, flexión en el bloque de Maracaibo. Los modelos para el bloque de Maracaibo se crearon inicialmente considerando la posibilidad de una carga única representada por los Andes. Luego se hicieron otras pruebas añadiendo cargas extras y modificando ligeramente los parámetros mecánicos (Tabla 7). Como las pruebas realizadas en el flanco norandino nunca fueron representativas de la flexión observada, se utilizó el programa OSXFlex2d (ver Apéndice) para modelar la situación, pero asumiendo la presencia de tres cargas: los Andes de Mérida, la serranía de Perijá y la sierra de Santa Marta (Figura 17).

En síntesis, la flexión del bloque de Maracaibo resulta más compleja que la de la cuenca Barinas-Apure. El bloque de forma triangular soporta múltiples cargas en toda su extensión: al sur, el nido de Bucaramanga (Figura 1); al este, los Andes de Mérida; al oeste, la sierra de Santa Marta; y en su centro, la serranía de Perijá. De la misma manera, a lo largo del norte y el noroeste del mismo se encuentra la subducción de la placa Caribe. Todas estas condiciones hacen que la situación no se pueda modelar como fue modelada la cuenca Barinas-Apure. Es posible incluso que la flexión del bloque tenga un carácter 3D por la distribución de las cargas que soporta y por la posibilidad existente de que no se pueda asumir el bloque como fijo en ninguno de los extremos.

El espesor elástico en el bloque de Maracaibo se

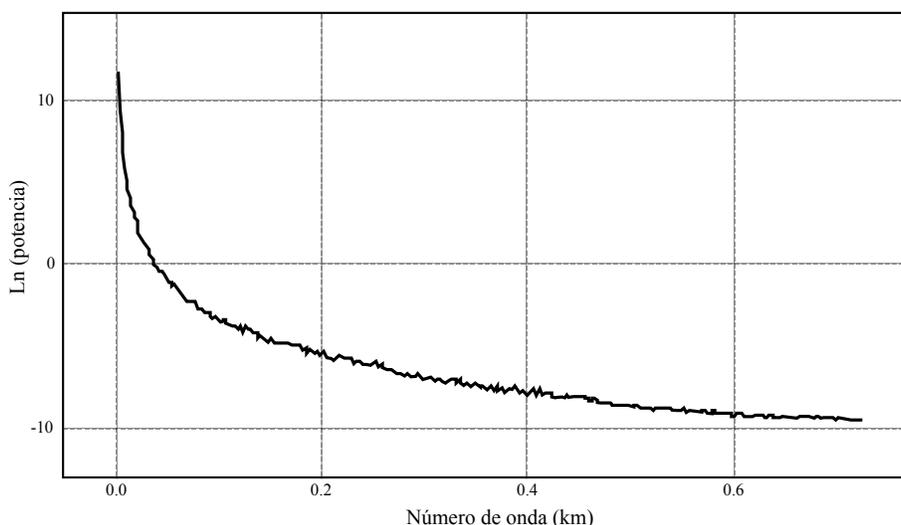


Figura 11. Espectro de potencias promedio de los datos gravimétricos del área.

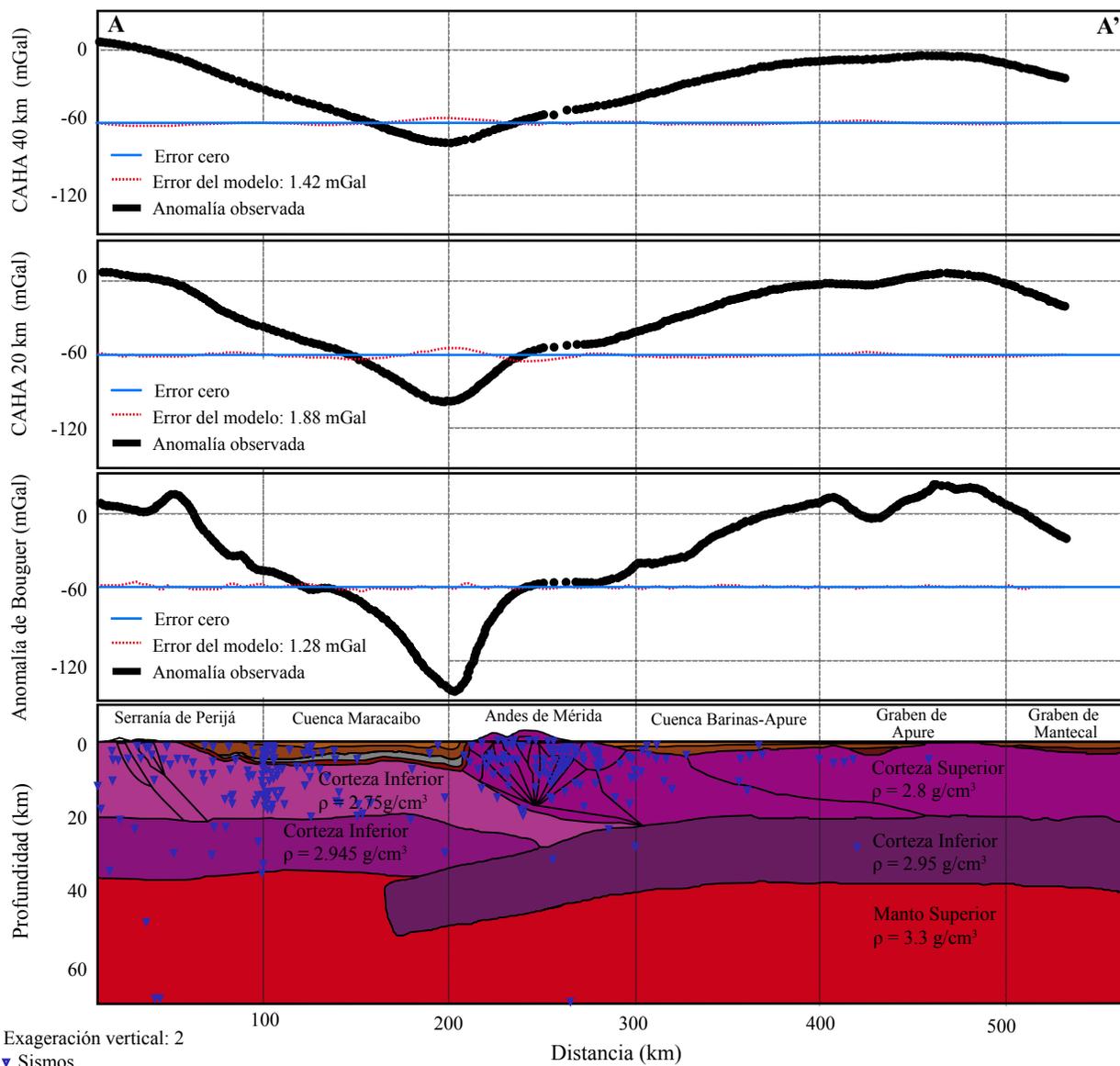


Figura 12. Modelo gravimétrico estructural. Perfil A-A'. Se presenta el modelo estructural y la respuesta gravimétrica a 0, 20 y 40 km snm comparadas respectivamente contra la anomalía de Bouguer y la continuación analítica del campo hacia arriba (CAHA) a 20 km y 40 km.

estima en unos 16 km. Es importante destacar que en su superficie no se detecta un nodo de flexión. Su carencia sólo puede explicarse por el hundimiento del mismo bajo la carga de la serranía de Perijá. Por lo tanto, podría proponerse que dicha carga, al no encontrarse isostáticamente compensada, se mantuviese en equilibrio con la fuerza de restauración que debería generar el nodo de flexión ausente.

CONCLUSIONES

1. En el occidente de Venezuela el sistema de compensación no es de isostasia local; la evidencia gravimétrica apunta hacia la existencia de compensación regional, la cual posiblemente se logra por la flexión de la placa

Suramericana y el bloque de Maracaibo bajo la importante carga que representan los Andes de Mérida.

2. El contacto entre la placa Suramericana y el bloque de Maracaibo se interpreta como una subducción Tipo Ampferer (continente-continente), como se muestra en los modelos propuestos de las Figuras 12 y 13, originada por el propio contacto y por un sistema de esfuerzos compresionales que producen la expulsión del bloque, como ha sido sugerido en la literatura. La existencia de la subducción es hipotética, y en caso de que exista, sería debatida su polaridad; los resultados de esta investigación se inclinan a suponer la presencia de un contacto con buzamiento al NW, de una profundidad suficiente como para causar el mínimo gravimétrico esperado. Por otra parte, la insuficiencia de datos sismológicos no permiten

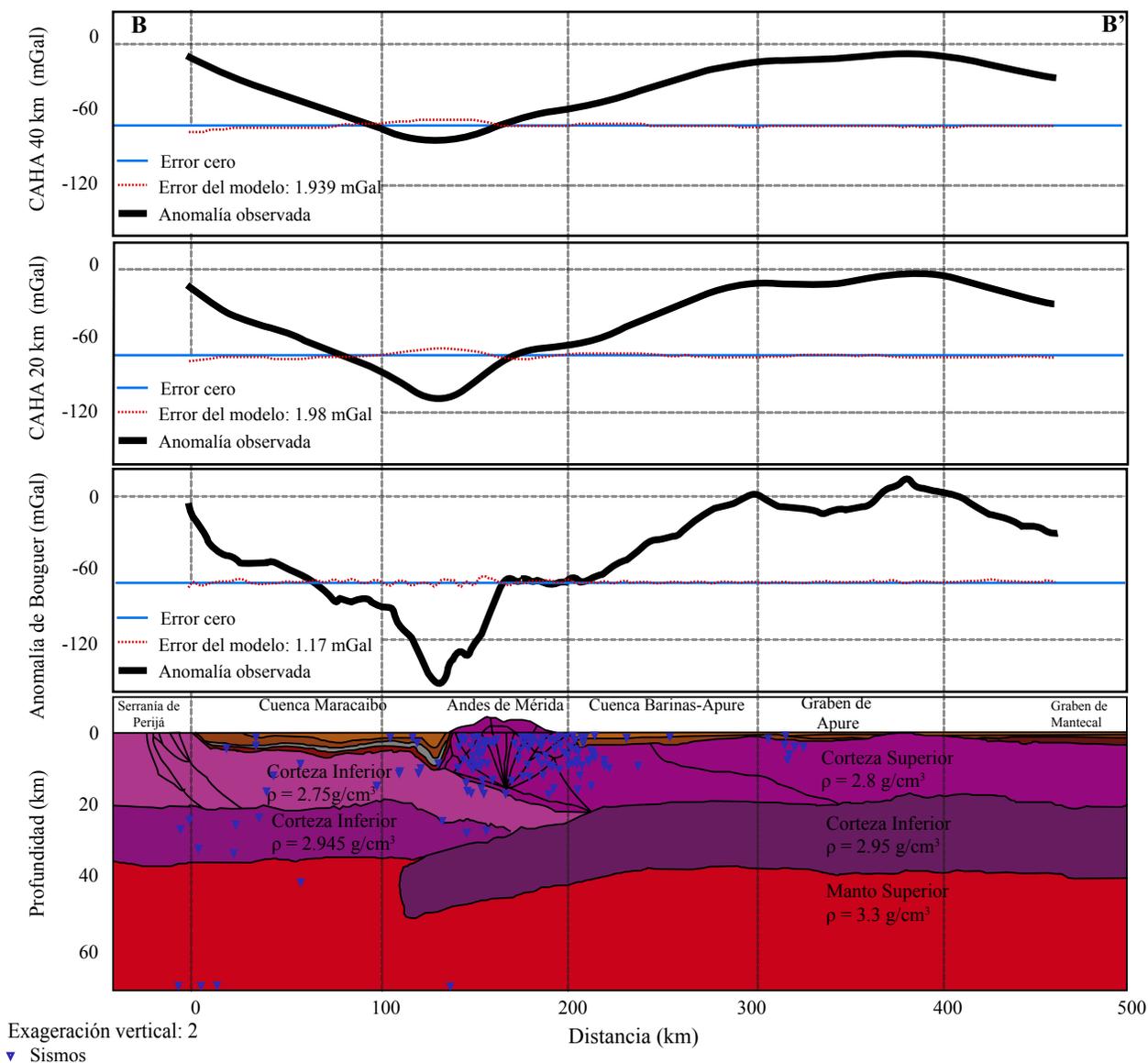


Figura 13. Modelo gravimétrico estructural. Perfil B-B'. Se presenta el modelo estructural, y la respuesta gravimétrica a 0, 20 y 40 km snm comparadas respectivamente contra la anomalía de Bouguer y la continuación analítica del campo hacia arriba (CAHA) a 20 km y 40 km.

inferir la existencia de una subducción activa entre los bloques tectónicos estudiados. Además, se asume que, en el contacto entre la placa Suramericana y el bloque de Maracaibo, éste debería encontrarse por encima de aquella, pues no sólo es menos denso y más joven, sino que también, en el caso inverso, existiría alguna evidencia flexural de este contacto.

3. Las profundidades estimadas en los modelos gravimétricos en el occidente del país son similares a las reportadas por estudios de sismica profunda en el oriente (± 40 km). La discontinuidad corteza superior-corteza inferior se calculó a una profundidad promedio de 19 ó 20 km, a partir de los datos de sismicidad aportados por FUNVISIS y los de interpretación de sismica profunda llevados a cabo en una buena parte del territorio nacional. Finalmente, con base

en el espectro de frecuencias de los datos gravimétricos, se estimó que la mayor profundidad alcanzada por el contacto entre la placa Suramericana y el bloque de Maracaibo está en el orden de los 51 km de profundidad.

Tabla 3. Densidades para el modelo gravimétrico-estructural.

Asociación tectónica	Densidad g/cm ³
Manto superior	3.3
Corteza inferior de la placa Suramericana	2.95
Corteza inferior del bloque de Maracaibo	2.945
Corteza superior de la placa Suramericana	2.8
Corteza inferior del bloque de Maracaibo	2.75

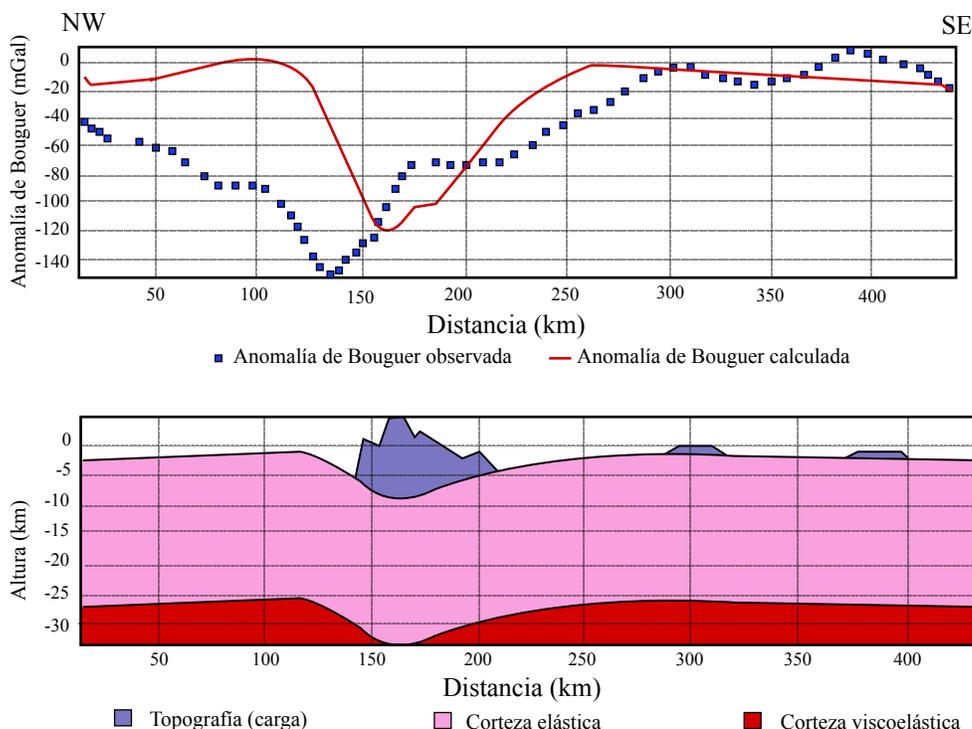


Figura 14. Modelo flexural de placa continua, considerando que el bloque de Maracaibo y la Placa Suramericana se comportan mecánicamente como una sola placa.

4. La flexión de la placa Suramericana y la formación de la cuenca Barinas-Apure parecieran estar completamente dominadas por el levantamiento de los Andes de Mérida. A pesar de esto, las cargas intracorticales, representadas por las variaciones de densidad dentro de la estructura en flor positiva, y la presencia de estructuras dentro de la cuenca, parecieran jugar un papel menor en su formación. El espesor elástico promedio de la placa Suramericana está en el orden de 24 ± 2 km cercano a las zonas entre la cuenca Barinas-Apure y el cratón de Guayana (Figura 1).

5. Después de realizar numerosas pruebas para la flexión del bloque de Maracibo, se demuestra que dicha flexión no se encuentra únicamente controlada por la presencia de los Andes de Mérida y que la distribución de cargas representativas dentro del bloque generan una flexión difícil de explicar. Causas suficientes para hacer más complejo el modelado son: la presencia de los Andes de Mérida al este, el macizo de Santander (Figura 1) al oeste, la serranía de Perijá y la sierra de Santa Marta al noroeste; la ausencia del nodo de flexión en superficie; y la posibilidad de que la placa Caribe, que subduce bajo el bloque, ejerza una fuerza adicional que complique la situación flexural. Finalmente, el espesor elástico del bloque de Maracaibo fue estimado en unos 16 km (± 2 km).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la asesoría brindada y los datos aportados por el equipo del proyecto GEODINOS

(Geodinámica Reciente del Límite Norte de la placa Sudamericana), desarrollado por FONACIT (Fondo Nacional de Ciencia y Tecnología), FUNVISIS (Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas) y la Universidad Central de Venezuela (UCV). Asimismo, los comentarios y las sugerencias de los evaluadores designados por la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, y, en particular al Editor Ángel F. Nieto Samaniego.

APÉNDICE

Ecuaciones elementales de la flexión de vigas

La flexión de vigas elásticas es un tema de estudio dentro del campo de la ingeniería mecánica que ha sido abordado por autores como Timoshenko (1958), Nadai (1963) y Hetenyi (1979). Las ecuaciones planteadas para

Tabla 4. Parámetros para el modelo flexural de placa continua (Figura 14).

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Topografía+4000 m (solo para los Andes)	Te	25 km
ρ carga	2.8 g/cm ³	E	100 GPa
ρ desplazada	2.0 g/cm ³	ν	0.25
ρ sedimentos	2.5 g/cm ³	ρ basamento	2.8 g/cm ³
ρ manto	3.3 g/cm ³		

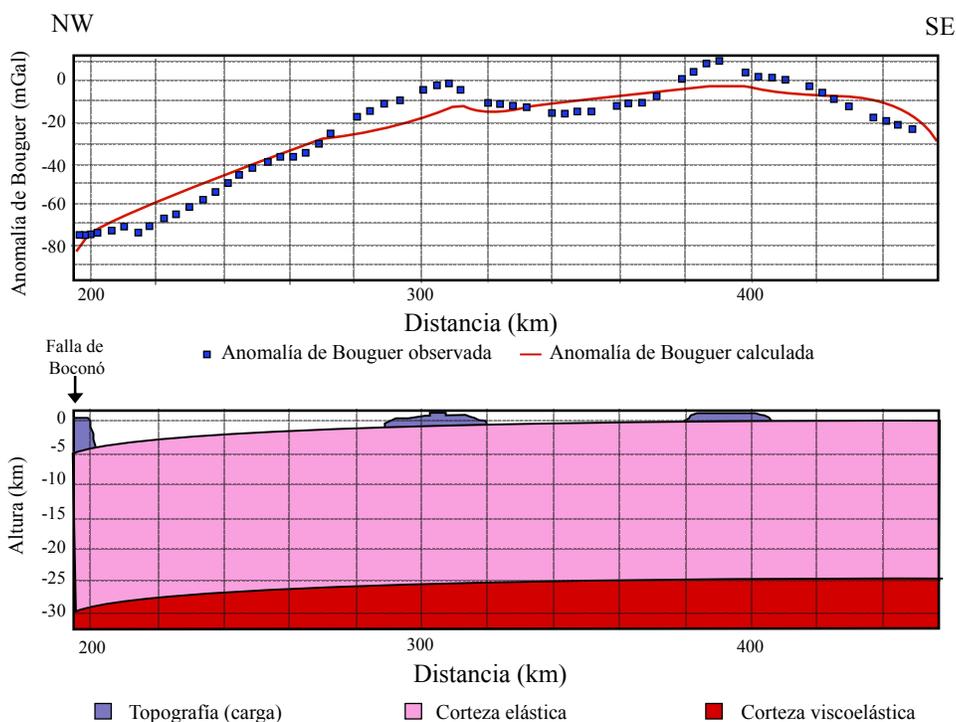


Figura 15. Modelo flexural de placa rota para la cuenca de Barinas-Apure, considerando como límite la falla de Boconó.

describir este proceso mecánico pueden ser implementadas para modelar los procesos de isostasia regional (Watts, 2001). Al considerar una viga, o una placa, anclada en sus dos extremos y colocada sobre un sustrato no viscoso (modelo de placa continua), se puede utilizar la siguiente ecuación para modelar la flexión.

$$D \frac{d^4 y}{dx^4} + (\rho_m - \rho_{infill}) y g = 0$$

Donde y es la deflexión de la placa, ρ_m es la densidad del manto, ρ_{infill} es la densidad del material que rellena la cavidad flexural, g es la aceleración de gravedad y D es la rigidez flexural. D es un parámetro mecánico que viene en función del espesor elástico (Te), el módulo de Young (E) y el radio de Poisson (ν):

$$D = \frac{ETe^3}{12(1-\nu^2)}$$

Tabla 5. Parámetros para el modelo flexural de placa rota, Barinas-Apure, Límite falla de Bocono (Figura 15).

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a topografía	Te	24 km
ρ carga	2.8 g/cm ³	E	100 GPa
ρ desplazada	2.05 g/cm ³	ν	0.25
ρ sedimentos	2.55 g/cm ³	ρ basamento	2.8 g/cm ³
ρ manto	3.3 g/cm ³		

Se puede considerar el caso en el que la placa se encuentre libre en uno de sus extremos (Turcotte y Schubert, 2007) utilizando la ecuación:

$$D \frac{d^4 w(x)}{dx^4} = V(x) - H \frac{d^2 w(x)}{dx^2}$$

Donde $w(x)$ es la deflexión de la placa (que por lo general viene dada en forma de senos y cosenos), $V(x)$ es la fuerza vertical por unidad de longitud aplicada a la placa, H es una la fuerza horizontal y constante por unidad de longitud aplicada a la placa, y D es la rigidez flexural de la placa.

Es necesario destacar que estos cálculos se fundamentan en la relación esfuerzo-deformación para materiales isotrópicos. A pesar de que considerar a todas las rocas como materiales isotrópicos no es posible, los resultados son satisfactorios cuando se realizan estudios a niveles de manto y corteza.

Tabla 6. Parámetros para el modelo flexural de placa rota, Barinas Apure, Límite mínimo gravimétrico (Figura 16).

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a la topografía	Te	24 km
ρ carga	2.8 g/ cm ³	E	100 GPa
ρ desplazada	2.05 g/ cm ³	ν	0.25
ρ sedimentos	2.55 g/ cm ³	ρ basamento	2.8 g/ cm ³
ρ manto	3.25 g/ cm ³		

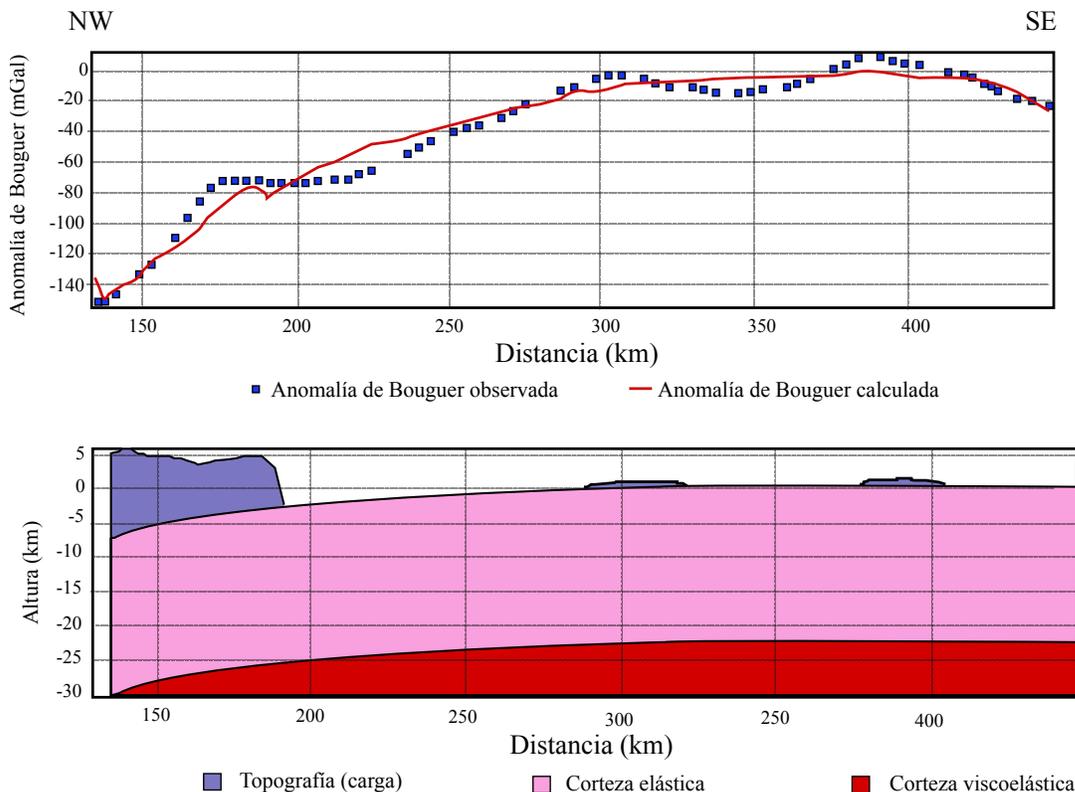


Figura 16. Modelo flexural de placa rota para la cuenca Barinas-Apure, considerando como limite el mínimo gravimétrico.

Modelado de la flexión litosférica

El modelado flexural consiste en resolver las ecuaciones anteriormente expuestas utilizando métodos numéricos. Los parámetros de densidad, espesor elástico y módulos elásticos son cruciales para generar un modelo final que sea representativo de la situación tectónica estudiada. Ambas ecuaciones se pueden resolver aplicando el método de los cuadráticos (*method of quadratics*). La solución general se expresa de la siguiente forma:

$$y=e^{2x}(A\cos\lambda x+B\sen\lambda x)+e^{-2x}(C\cos\lambda x+D\sen\lambda x)$$

donde *A*, *B*, *C* y *D* son constantes de integración; λ es un parámetro que determina la amplitud y la longitud de onda de la deformación, y se define por la siguiente ecuación:

$$\lambda = \left(\frac{(\rho_m - \rho_{infill})g}{4D} \right)^{1/4}$$

Tabla 7. Parámetros para el modelo flexural de placa rota, bloque de Maracaibo (Figura 17).

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a la topografía	Te	16 km
ρ carga	2.8 g/ cm ³	E	100 GPa
ρ desplazada	2.05 g/ cm ³	ν	0.25
ρ sedimentos	2.5 g/ cm ³	ρ basamento	2.75 g/ cm ³
ρ manto	3.3 g/ cm ³		

El algoritmo GRAVFLEX (Ughi et al. 2004) se basa en el algoritmo desarrollado originalmente por Karner y Watts (1985); también se apoya en la aplicación de la transformada rápida de Fourier para el computo de la carga, que permite la comparación entre la flexión de una placa con un límite infinito y otro definido con respecto a la anomalía gravitacional regional.

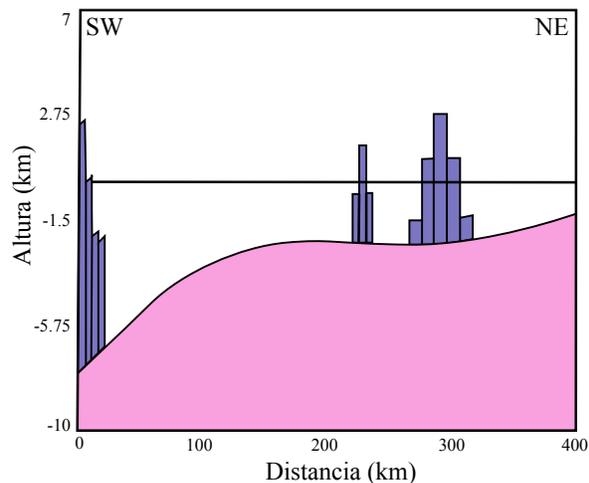


Figura 17. Modelo flexural generalizado para placa rota del bloque de Maracaibo. Se aprecia la importancia de la Serranía de Perijá y de la Sierra de Santa Marta en la situación flexural. La presencia de ambas cargas anula la presencia de un nodo de flexión prominente.

El algoritmo OSXFlex2D (Cardozo, 2009) se basa en la solución por diferencia finitas de placas de espesor elástico variable (Bodine, 1981). Basándose en el principio de superposición puede calcular la deflexión total para un sistema de cargas al realizar la sumatoria de los desplazamientos generados por los esfuerzos de cada columna de carga.

REFERENCIAS

- Audemard, F.E., 1991, Tectonics of Western Venezuela: Houston-Texas, Rice University, tesis doctoral, 245 pp.
- Audemard, F.A., 1993, Néotectonique, Sismotectonique et aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón): Montpellier, Francia, Universidad de Montpellier, tesis doctoral, 369 pp.
- Audemard, F.A., 2000, Major Active Faults of Venezuela, *en* 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, Resumen en extenso en CD-Rom, 4 pp.
- Audemard, F.A., 2001, Quaternary tectonics and stress tensor of the northern inverted Falcón Basin, northwestern Venezuela: *Journal of Structural Geology*, Special Memorial Issue to Paul Hancock, 23(2-3), 431-453.
- Audemard, F.E., Audemard, F.A., 2002, Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction: *Tectonophysics*, 345, 299–327.
- Bellizzia, A., Pimentel, N., Bajo, R. (comps.), 1976, Mapa geológico-estructural de Venezuela. scale 1:500,000: Caracas, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Ed. Foninves.
- Bodine, J. H. (1981). Numerical Computation of Plate Flexure in Marine Geophysics: Lamont Doherty Geological Observatory of Columbia University, Technical Report 1, 153 p.
- Cardozo, N., 2009, OSXFlex2D (Versión 2.8) [Software de cómputo] Recuperado de <http://homepage.mac.com/nfcd/work/programs.html>
- Castejón, B., Márquez, C., Urbáez, M., 1986, Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo: Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela, trabajo especial de grado, 208 pp.
- Chacín, L., Jácome, M., Izarra, C., 2005, Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela: *Tectonophysics*, 405, 155- 167.
- Colletta, B., Roure, F., De Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., Gou, Y., 1997, Tectonic inheritance, crustal architecture and contrasting structural styles in the Venezuela Andes: *Tectonics*, 16(5), 777-794.
- Correa, A., 1996, Interpretación sísmica 3D del bloque XI, Lago de Maracaibo, Estado Zulia: Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela, trabajo especial de grado, 94 pp.
- Duerto, L., Escalona, A., Mann, P., 2006, Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90, 505-528.
- Escobar, I.A., Rodríguez, I., 1995, Interpretación geofísica integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes venezolanos, *en* I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 273-276.
- Garzón, Y., 2007, Estudio sobre la interacción intraplaca en la zona de colisión Caribe-Suramérica en el noroccidente de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas: Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela, trabajo especial de grado, 192 pp.
- González, W., 2009, Interpretación del basamento precretácico en las cuencas Barinas Apure y Oriental de Venezuela: Caracas, Venezuela, Universidad Simón Bolívar, tesis de maestría.
- Gose, W.A., Perarnau, A., Castillo, J., 2003, Paleomagnetic results from the Perijá Mountains, Venezuela: an example of vertical axis rotation, *en* Bartolini, C., Buffler, R, y Blickwede, J. (eds), The Gulf of Mexico and Caribbean region: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 79, 965-975.
- Henriques, L.J., 2004, Modelo Geodinámico Integrado de los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas-Apure: Estado Barinas: Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela, trabajo especial de grado, 88 pp.
- Hetenyi, M. (1979). Beams on Elastic Foundation. Michigan: The University of Michigan Press.
- Hospers, J. y Van Wijnen, J.C., 1958, Rock densities of the Central Venezuelan Andes: *Geological Society of America, Bulletin* 69(3), 359-362.
- Jácome, M., Audemard, F.E., Graterol, V., 1995, A seismic, gravimetric and geologic interpretation of a transandean profile across the Venezuelan Andes, *en* I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 15– 18.
- Karner, G., Watts, A., 1983, Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges: *Journal of Geophysical Research*, 88 (B12), 10.449-10.477.
- Kellogg, J.N., Bonini, W.E., 1982, Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate: *Tectonics*, 1, 251-27.
- Mann, P., Escalona, A., Castillo, V., 2006, Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela: *American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Bulletin*, 90, 445-477.
- Medina, O., 2009, Estimación de Espesor elástico efectivo de la litosfera en zonas de Cuenca de Antepaís: Cuenca Barinas-Apure: Caracas, Venezuela, Universidad Simón Bolívar, tesis de maestría, 236 pp.
- Miller, M., Levander, A., Niu, F., Li, A., 2009, Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography: *Journal of Geophysical Research*, 114, B01312, doi:10.1029/2007JB005507.
- Morales, V., 1997, Interpretación gravimétrica de dos perfiles geológicos en el sector costa oriental del Lago de Maracaibo-Serranía de Trujillo: Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela, trabajo especial de grado, 104 pp.
- Muehlberger, W.R., 1996, Tectonic Maps of North American: northeast sheet, Scale 1:5000000: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists (AAPG), 4 mapas.
- Nadai, A., 1963, Theory of Flow and Fracture of Solids: New York, Mc Graw-Hill, 705 pp.
- Niu, F., Bravo, T., Pavlis, G., Vernon, F., Rendon, 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 (JGR)*, 112, B11308, doi:10.1029/2006JB004802.
- Orellana, C., 2008, Modelado Estructural por Medio del Análisis de Flexión de Placas en la región Noroccidental de Venezuela: Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela, trabajo especial de grado, 137 pp.
- Reyes, J., 2002, Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 66° 00' 00" W: Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela, trabajo especial de grado, 193 pp.
- Rod, E., 1956, Strike-slip faults of northern Venezuela: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 40, 457-476.
- Rod, E., 1960, Comments on "the gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins": *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 3, 170– 175.
- Salas, E., 1997, Modelo geológico estructural basado en la interpretación sísmica 3D para el área de Lagocinco, Cuenca del Lago de Maracaibo, estado Zulia: Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela, tesis de maestría, 119 pp.
- Sánchez, M., Audemard, F.E., Giraldo, C., Ruiz, F., 1994, Interpretación sísmica y gravimétrica de un perfil a través de los Andes venezolanos, *en* VII Congreso Venezolano de Geofísica: Caracas, Venezuela, Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos, 251–258.

- Schmitz, M., Martins, A., Izarra, C., Jácome, M.I., Sánchez, J., Rocabado, V., 2005, The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modeling: *Tectonophysics*, 399, 109-124.
- Smith, F.D., 1980, El Basamento y las Rocas Paleozoicas en la Parte Norte de Venezuela: CORPOVEN, Informe VEN-831.
- Stephan, J.F., 1985, Andes et chañn Caraibe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). *Evolution géodynamique, en Symposium Geodynamique des Caribes*: Paris, éditions Technip, 505-529.
- Timoshenko, S., 1958, *Strength of Materials*: Holland, Van Nostrand Reinhold.
- Turcotte, D.L., Schubert G., 2007, *Geodynamics*: New York, Cambridge University Press, 528 pp.
- Ughi, A., 2002, Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 67° 00' 00" W: Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela, trabajo especial de grado, 205 pp.
- Ughi, A., Reyes, J., Rodríguez, I., 2004, Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región central de Venezuela, *en Memoria del XII Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Venezuela.
- Van der Hilst, R.D., Mann, P., 1994, Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America: *Geology*, 22, 451-454.
- Watts, A.B., 2001, *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*: Cambridge: Oxford University Press, 480 pp.
- Yoris, F., Ostos, M., 1997, *Geología de Venezuela: Geología General y Cuencas Petrolíferas*, en Singer, J. (ed.), WEC 1997 evaluación de Pozos: Texas, Jolley Printing Schlumberger - Sureco C.A., pp. 24-44.

Manuscrito recibido: Noviembre 16, 2010

Manuscrito corregido recibido: Mayo 22, 2011

Manuscrito aceptado: Mayo 26, 2011