

Estudio de la estructura cortical en la zona centro norte de Venezuela mediante el análisis de flexión de placas

Antonio Ughi

Laboratorio de Interpretación del Subsuelo, Departamento de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Ciudad Universitaria de Caracas, Caracas 1041-A, Venezuela. antonioughi@gmail.com

RESUMEN

Se realizó un estudio gravimétrico utilizando una malla regular de datos satelitales espaciados 700 m para definir los bloques de corteza en la región nor-central de Venezuela. Se ubicaron sobre el mapa de anomalía de Bouguer completa cuatro perfiles sobre los que se realizaron cálculos de flexión de placas a partir de la geometría y densidad de los bloques corticales previamente definidos, para evaluar el comportamiento elástico de la placa Suramericana en relación a la interacción tectónica con la placa Caribe. Los resultados muestran que la corteza en la zona nor-central de Venezuela puede ser subdividida en tres terrenos separados: 1) la corteza propiamente continental, limitada al norte por el sistema de fallas San Sebastián-Morón, 2) la corteza transicional, ubicada entre el sistema de fallas San Sebastián y el cinturón de deformación del Caribe sur y 3) la corteza propiamente oceánica al norte de éste. Los tres tipos de corteza poseen firmas gravimétricas distintivas claramente identificables en los mapas de gradientes verticales y horizontales. La cuenca de Bonaire, ubicada dentro de la corteza transicional, posee marcadas anomalías regionales de gradientes positivos. Este resultado es contrario a lo esperado, ya que se trata de una cuenca con espesas secuencias sedimentarias lo que debería producir gradientes gravimétricos negativos. Una alternativa para explicar esta incongruencia es que exista un adelgazamiento cortical debajo de la cuenca generado tectónicamente, el cual permitiría colocar el Moho más cerca de la superficie y esto aumentaría la anomalía gravimétrica. La segunda opción es la presencia de flujo térmico anómalo en la base de la corteza, que alteraría la densidad de las rocas y generaría un gradiente gravimétrico positivo.

Los resultados de los modelos de flexión de placas revelaron que la corteza continental está relajando elásticamente esfuerzos aplicados cuando la placa tenía una edad entre el Cretácico Superior y el Paleoceno temprano, mientras que la corteza transicional está relajando elásticamente esfuerzos aplicados entre el Eoceno tardío y Oligoceno temprano.

Palabras clave: gravimetría, flexión de placas, isostasia regional, geodinámica, modelado, Venezuela.

ABSTRACT

We conducted a gravity study, based on a 700 m spaced, regular grid of satellite data, aimed at defining the geometry of cortical blocks in the north-central region of Venezuela. The elastic behavior of the South American plate and its tectonic relationship with the Caribbean plate was modeled over four transects chosen from the complete Bouguer anomaly map, for which the geometries and densities of cortical blocks have been defined. We found that the north central Venezuelan crust can be divided into three different terranes: 1) continental crust bounded at north by the San Sebastián-Morón system fault, 2) transitional crust between the San Sebastián-Morón system fault and the South Caribbean deformed belt, and 3) oceanic crust to the north of the South Caribbean deformed belt. Each crust type has specific gravity signatures distinguishable on vertical and horizontal gravity gradient maps. High negative gravity gradients were expected over the thick sedimentary sequences of the Bonaire basin; however, we found high positive gravity gradients. There are two possible explanations: 1) crustal tectonic thinning putting the Moho discontinuity near the surface and thus increasing the gravity gradient, and 2) anomalous thermal flux beneath the transitional lithosphere changing rock density and increasing the gravity gradient.

The results of flexural models show that the time of loading of the continental crust was between Upper Cretaceous and Early Paleocene and the time of loading of the transitional crust was between early Eocene and late Oligocene.

Keywords: gravity, plate flexure, regional isostasy, geodynamics, modeling, Venezuela.

INTRODUCCIÓN

El límite norte de la placa Suramericana en la región nor-central de Venezuela ha sido definido como una zona compleja de cizalla activa con sistemas de fallas rumbo deslizantes dextrales (Schubert, 1984; Audemard, 2000), cinturones orogénicos y zonas de subducción (Baldwin *et al.*, 2004; Ughi *et al.*, 2004; Schmitz *et al.*, 2008) como

consecuencia de la colisión oblicua entre el arco de las Antillas de Sotavento con la placa Suramericana en la medida que la placa Caribe se desplaza hacia el este (Molnar y Sykes, 1969; Dewey y Pindell, 1986; Rosencrantz *et al.*, 1988; Avé Lallemand, 1997; Magnani *et al.*, 2009) a razón de 20 mm/año (Freymueller *et al.*, 1993; Kaniuth *et al.*, 1999; Pérez *et al.*, 2001; Weber *et al.*, 2001; Trenkamp *et al.*, 2002).

El desplazamiento convergente produjo el levantamiento y la obducción de bloques corticales que representan cargas flexurales sobre la litosfera continental, la cual responde elásticamente a los esfuerzos generados por éstas flexionando la placa y modificando el campo gravitatorio regional (Ughi *et al.*, 2004; Garzón y Ughi, 2008).

La obducción de bloques y la flexión litosférica se ve evidenciada por una firma gravimétrica característica denominada “cupla gravimétrica” o secuencia de una anomalía gravimétrica positiva seguida de otra negativa que puede asociarse a las deformaciones tectónicas y mecánicas sufrida por la litosfera flexada (Karner y Watts, 1983; Watts, 2001).

Los estudios flexurales previos en la región nor-central de Venezuela han permitido definir el espesor elástico efectivo de la litosfera (Ughi *et al.*, 2004; Garzón y Ughi, 2008; Jácome *et al.*, 2008) y la influencia de la flexión litosférica en la generación del espacio de acomodo sedimentario en la cuenca de Guárico y su vinculación con la evolución tectónica del Sistema Montañoso del Caribe (Jácome *et al.*, 2008); sin embargo, no se ha explorado de forma cuantitativa las variaciones laterales del espesor elástico y su vinculación con la evolución de todo el margen intraplaca.

Mediante el estudio de la cupla gravimétrica y el modelado de la placa en función de los cálculos de flexión, es posible inferir la geometría y las características mecánicas de la placa a partir de las cuales se puede estimar la edad de la misma al momento de ser cargada, lo que permite aportar datos a los modelos de evolución geodinámica del sur del Caribe desde el Cretácico hasta el Presente.

Los objetivos de la presente investigación son: (1) estimar cuantitativamente las variaciones laterales del espesor elástico efectivo a lo largo del margen norte central de Venezuela, (2) determinar la edad de la placa al momento de ser cargada a partir de los valores de espesor elástico y (3) explorar las implicaciones de estos parámetros en la evolución geodinámica del citado límite entre placas.

GEOLOGÍA Y TECTÓNICA

Cinturones orogénicos de la región nor-central de Venezuela

El principal cinturón orogénico de la región norte-costera de Venezuela es el Sistema Montañoso del Caribe (Bellizia, 1986), que está definido como un complejo orográfico caracterizado por una topografía elevada y relieve accidentado, de unos 29,000 km² de extensión y que forma un cinturón alargado en dirección E-O (Figura 1). Este sistema se extiende desde la deflexión de Barquisimeto (en el occidente) hasta la península de Araya – Paria (en el oriente), prolongándose hasta la Cordillera Septentrional de Trinidad en su lado este, y hasta la península de la Guajira y Sierra Nevada de Santa Marta por el oeste (Bellizia, 1972; Bellizia, 1986; Bellizia y Dengo, 1990).

En el Sistema Montañoso del Caribe es posible encontrar rocas cuyas edades van desde el Mesozoico hasta el Cenozoico. Este sistema está formado por una superposición de napas tectónicas, las cuales son conocidas como Napa de la Cordillera de la Costa, Napa de Caucaagua – El Tinaco, Napa Ofiolítica de Loma de Hierro - Paracotos, Napa del Paleo – Arco de Villa de Cura y la Napa Piemontina, que le otorgan al Sistema Montañoso del Caribe una gran variedad litológica y estructural (Beck, 1985; Bellizia, 1972, 1986; Stephan, 1985; Giunta *et al.*, 2002).

Asimismo, estas estructuras han sido construidas sobre unidades

tectónicas de origen continental y oceánico, las cuales han sido imbricadas y han sufrido extensa deformación y metamorfismo como consecuencia de la transcurrancia dextral O-E del sistema de fallas de San Sebastián, El Pilar y La Victoria (Giunta *et al.*, 2002).

Después del Cretácico Inferior, la apertura del Atlántico Sur y el movimiento relativo de Suramérica hacia el noroeste, produjo cierta convergencia a nivel intraoceánico y subcontinental (Giunta 1993; Giunta *et al.*, 1998), generando a su vez magmatismo típico de arco de islas, lo cual se encuentra evidenciado en las unidades tectónicas de Villa de Cura y Dos Hermanos y, por otro lado, en el melange ofiolítico de la franja costera.

Porciones del margen continental previamente sometido a procesos de ruptura, como es el caso de las unidades Caucaagua – El Tinaco, estuvieron involucradas también en esta zona de subducción. Simultáneamente, la región centro-occidental del Caribe experimentó engrosamiento debido al exceso de magmatismo en los centros de expansión y repetidas erupciones sobre la corteza preexistente (Giunta 1993; Giunta *et al.*, 1998; Giunta *et al.*, 2002).

El bloque Bonaire

El bloque Bonaire está comprendido entre el cinturón deformado del Caribe sur y la Falla de Oca (Figura 1), zona sísmicamente activa centrada a aproximadamente 40 km al sur de la línea de costa venezolana, que se constituye como un bloque rígido entre las placas Suramericana y del Caribe (Silver *et al.*, 1975).

Este bloque de corteza está limitado al norte por una zona atípica de subducción buzando al sur llamado cinturón deformado del Caribe sur (Figura 1), la cual no está acompañada de vulcanismo ni de actividad sísmica, debido posiblemente a una lenta subducción o a una alta plasticidad de las rocas (Bellizia, 1986). En tres dimensiones este bloque tiene la forma de un prisma triangular invertido con el plano vertical mirando al sur y el eje alineado en dirección E-O (Bosch y Rodríguez, 1992).

Sistemas de fallas en la región nor-central de Venezuela

La región nor-central de Venezuela está segmentada por grandes sistemas de fallas rumbo deslizantes de dirección aproximada este-oeste; se ubican a todo lo largo del margen norte de Suramérica prolongándose sobre el continente y por debajo del mar (Figura 1). A partir de los estudios de geología realizados en el área (Mann *et al.*, 1990), se ha determinado que estos sistemas de fallas poseen sismicidad activa desde el Neógeno hasta la actualidad.

Uno de los principales sistemas de fallas que se encuentran en la región central del norte de Venezuela es el de Morón (San Sebastián) - El Pilar (Figura 1). Según Schubert (1984), la zona de falla de Morón se extiende hacia el este, desprendiéndose de la falla de Boconó, siguiendo la línea de costa hasta la cuenca de Cariaco. Al sur de esta cuenca de tipo “Pull-Apart” aparece la zona de fallas de El Pilar que se prolonga hacia el este hasta la zona de subducción de las Antillas Menores pasando a través de Trinidad.

Schubert (1988) describe numerosos sistemas de fallas que se encuentran presentes al sur de la falla de Morón y que forman parte del Sistema Montañoso del Caribe, de los cuales la más importante es la zona de fallas de La Victoria (Figura 1), la cual tiene evidencia de neotectonismo. Otros sistemas importantes ubicados en el occidente de Venezuela son las zonas de falla de Boconó y Oca (Figura 1) a las cuales se les asignan desplazamientos totales de 100 km y 80 km respectivamente (Mann *et al.*, 1990). Más al norte se encuentra el cinturón deformado del Caribe sur, el cual determina el límite septentrional del bloque Bonaire al separarlo de la cuenca de Venezuela y representa, posiblemente, el límite norte de la placa Suramericana (Bosch y Rodríguez, 1992).

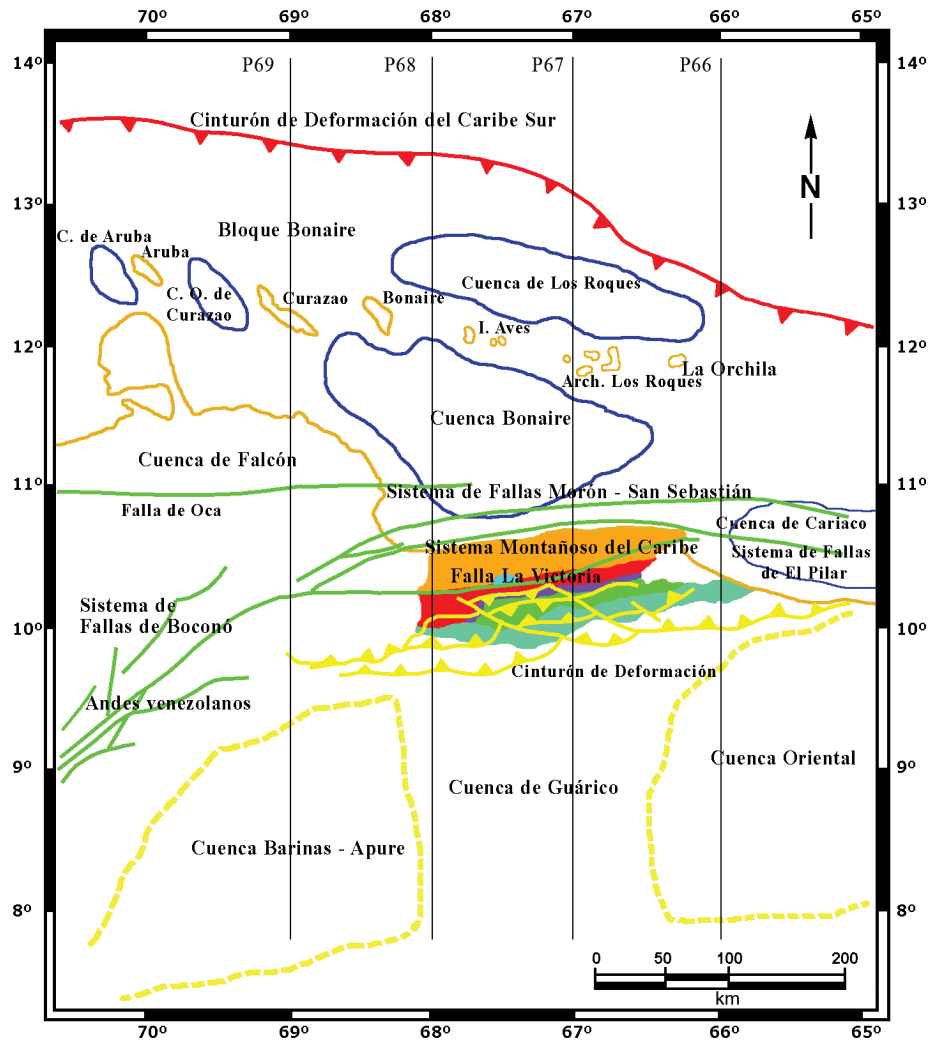


Figura 1. Mapa de la región nor-central de Venezuela donde se ilustra el área en estudio. Las cuencas sedimentarias marinas están demarcadas con líneas azules (Aruba, Curazao Oriental, Los Roques, Bonaire y Cariaco), las cuencas sedimentarias continentales con líneas amarillas (Falcón, Barinas-Apure, Guárico y Oriental), los principales sistemas de fallas con líneas verdes (Oca, Boconó, La Victoria, Morón, San Sebastián y El Pilar) y el Sistema Montañoso del Caribe (de norte a sur: napa de la Cordillera de La Costa en naranja, napa de Caucagua-El Tinaco en rojo, napa de Paracotos en azul, napa de Villa de Cura en verde oscuro y napa Piemontina en verde claro). Los transectos P66, P67, P68 y P69 corresponden con los modelos tectónico-flexurales de la Figura 6.

Cuencas sedimentarias

En Venezuela así como en el margen sur del Caribe existen una gran cantidad y variedad de cuencas sedimentarias adyacentes a las principales estructuras geomorfológicas; sin embargo, las cuencas que se consideran para el presente trabajo son las siguientes:

La cuenca de Los Llanos venezolanos, la cual está dividida en la cuenca de Barinas-Apure, la cuenca de Guárico y la cuenca Oriental de Venezuela (Figura 1), es una de las más estudiadas debido a su potencial desde el punto de vista de exploración y explotación petrolera. A partir de los datos aportados por los levantamientos sísmicos realizados se ha podido determinar cómo esta zona se encuentra cabalgada por las napas del Sistema Montañoso del Caribe y cómo la cuenca se extiende por debajo de estas napas mientras que el basamento ígneo – metamórfico se profundiza sistemáticamente hacia el norte (Bosch, 1991). Desde el punto de vista tectónico, según Blanco *et al.* (1988), al norte de la cuenca se puede interpretar un proceso de extensión sufrido por los sedimentos anteriores a la ocurrencia de los cabalgamientos y un proceso de tectónica compresiva sufrido por los sedimentos de edad contemporánea a los cabalgamientos.

La tectónica compresiva es de importancia capital en toda la región norte de Venezuela, ya que permite ubicar el desarrollo espacial y temporal de los cabalgamientos de las napas sobre la cuenca; por ejemplo, en la región occidental de Venezuela el efecto compresivo deformó los sedimentos del Oligoceno y Mioceno, pero en la región oriental (Estado Anzoátegui) la compresión afectó los sedimentos del Mioceno medio-tardío, lo cual demuestra que el proceso de cabalgamientos tuvo una dirección oeste-este.

Las cuencas de Bonaire y Falcón (Figura 1) cuentan con historias geológicas similares, estando constituidas por conglomerados, areniscas y limolitas bioclásticas de edad Eoceno medio-Oligoceno que se encuentran sobre rocas metavolcánicas y metasedimentarias plegadas y falladas que le sirven de basamento. La edad de este basamento es Mesozoico y el contacto entre estas unidades es discordante. Mientras que la cuenca de Bonaire es subsidente, la de Falcón nace en medio de un proceso de transtensión durante el Oligoceno temprano a lo largo de un sistema de fallas transcurrentes y paralelas, sedimentándose luego hasta el Mioceno (Bellizia, 1986).

Al sur del cinturón deformado del Caribe sur se encuentra la

cuenca de Los Roques (Figura 1), la cual es una fosa con un espesor de sedimentos de 3 km.

En el extremo norte se ubica la cuenca de Venezuela, que a partir de estudios de pozos y líneas sísmicas se ha podido determinar que se encuentra rellena por espesores de entre 2 y 2.5 km de sedimentos con intercalaciones de flujos basálticos de edad Coniaciense ubicados en la base de la secuencia sedimentaria.

ESTUDIO GRAVIMÉTRICO

Para el estudio gravimétrico se utilizó una malla regular de datos basados en armónicos esféricos adquiridos por el satélite GRACE. Los datos convertidos a gravedad observada según el modelo gravitacional EGM-2008, fueron tomados de la base de datos satelitales del Centro Internacional para modelos Globales de la Tierra (*“International Centre for Global Earth Models - ICGEM”*). La malla está equiespaciada 0.39 minutos de arco, es decir, 700 m aproximadamente, y cubre un área total aproximada de 890,000 km² ubicada entre las coordenadas 6°N–15°N y 63°W – 71°W.

Los datos de altura necesarios para los cálculos de las reducciones de Aire Libre, Bouguer y topográfica se obtuvieron del mismo ICGEM a partir del modelo digital de elevaciones (*“Digital Elevation Model - DEM”*) ETOPO1 con una resolución de 1 minuto de arco.

Procesamiento de los datos gravimétricos

La fase de procesamiento consiste en convertir los datos de gravedad observada en anomalía de Bouguer completa, para lo cual se deben aplicar las reducciones de Aire Libre, Bouguer y topográfica.

Para realizar los cálculos de la corrección topográfica se utilizan dos modelos digitales de elevación referenciados geográficamente sobre

el elipsoide WGS84, el primero (modelo local) es 0.5° más grande que el área en estudio y el segundo (modelo regional) es 1° más grande en todas las direcciones.

Los modelos digitales de elevación son muestreados y centrados en cada estación como una cuadrícula mallada. La corrección se calcula con base en la contribución de las zonas cercana, intermedia y lejana. Para la primera, el algoritmo suma las contribuciones de cuatro secciones triangulares inclinadas que describen la superficie del terreno alrededor de la estación, para la zona intermedia el efecto se calcula utilizando la aproximación con prismas cuadrados desarrollada por Nagy (1966) y para la zona lejana se utiliza la aproximación de un segmento anular cuadrado descrito por Kane (1962).

La anomalía de Bouguer completa (Figura 2) se calcula utilizando el modelo digital de elevaciones local para el cálculo de la reducción de Aire Libre (Figura 2), la corrección topográfica descrita anteriormente y la reducción de Bouguer se calculan considerando una densidad para la roca de 2670 kg/m³ y una densidad para el agua de 1025 kg/m³.

Seguidamente se elimina el ruido de alta frecuencia característico de los datos gravimétricos satelitales aplicando un filtro rechaza banda definido en las altas frecuencias, con una banda de rechazo de 0.03 a 0.06 m.

Para realizar la separación regional-residual se evaluaron distintos métodos como por ejemplo, filtros gaussianos y pasa bandas, superficies polinómicas y continuación analítica de campo hacia arriba. Esta última es la que preserva mejor el sentido geológico de las anomalías observadas.

Para determinar la altura idónea se generan varios mapas de continuación analítica de campo a cada 10 km, luego se calcula el coeficiente de correlación entre las continuaciones analíticas sucesivas y se grafica contra la profundidad correspondiente (Figura 3).

La altura idónea que permite utilizar la continuación analítica de campo para realizar la separación regional-residual se obtiene al unir

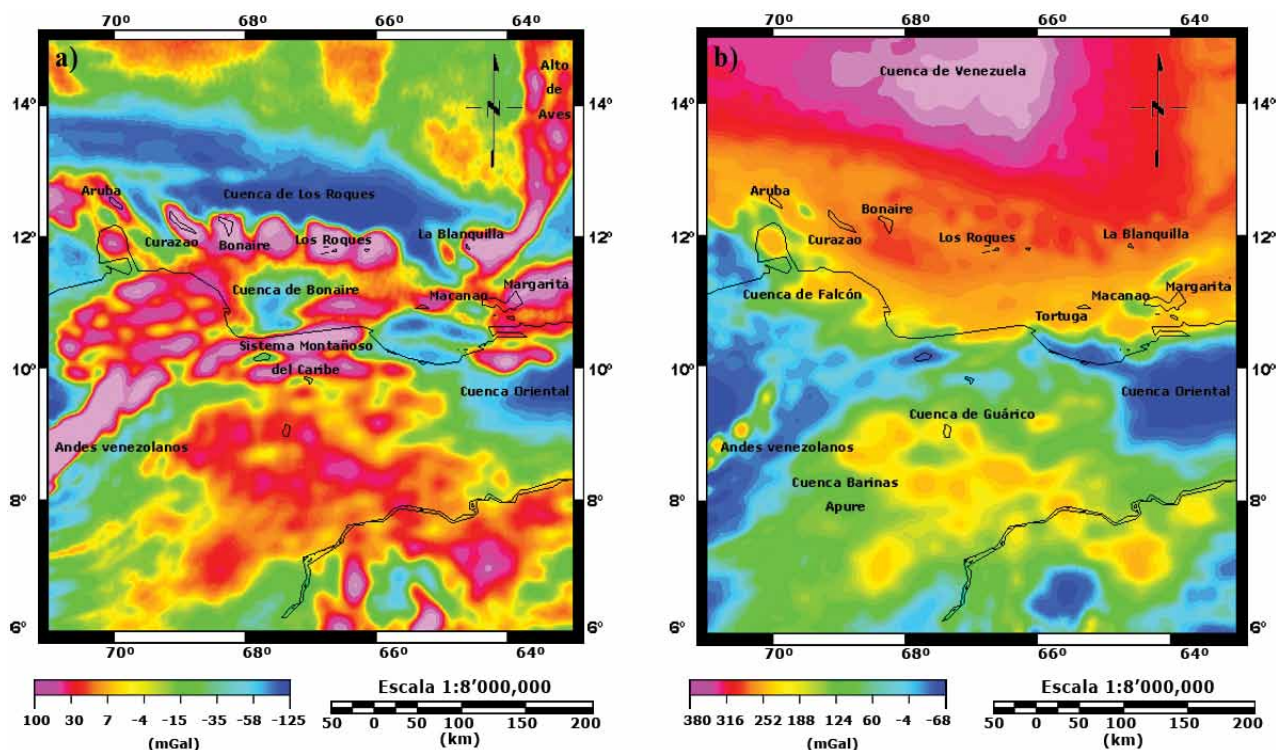


Figura 2. Mapas de anomalías de Aire Libre (a) y Bouguer completa (b) para la zona en estudio. Los mapas fueron generados con interpolación por mínima curvatura, elipsoide WGS-84. La densidad utilizada es de 2.67 g/cm³ para la roca y 1.03 g/cm³ para el agua. En ambos mapas se colocó la línea de costa como referencia de ubicación. (Fuente: ICGEM).

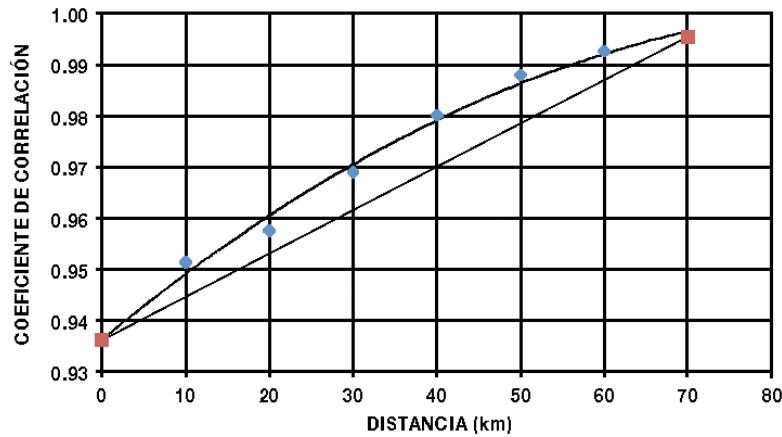


Figura 3. Gráfica de altura óptima para la continuación analítica de campo hacia arriba.

los extremos de la correlación con una línea recta y ubicar el punto más alejado de ésta (Figura 3), que para el caso del presente estudio es 40 km.

El mapa de anomalía residual se obtiene al sustraerle al mapa de anomalía de Bouguer completa el efecto producido por la continuación analítica de campo hacia arriba a 40 km (Figura 4).

*

Anomalías de Aire Libre y Bouguer

El mapa de anomalía de Aire Libre (Figura 2a), que abarca un intervalo de valores de 100 a -125 mGal, permite resaltar de forma adecuada los accidentes geográficos y las estructuras morfológicas principales de la región bajo estudio. Al norte del mapa, con valores relativos intermedios a altos, se puede identificar la cuenca oceánica

de Venezuela limitada hacia el este por una franja con orientación norte-sur de valores máximos gravimétricos que se corresponde con el alto de Aves y al sur por otra franja con orientación este-oeste de mínimos relativos que se corresponde con la cuenca de Los Roques y el cinturón deformado del Caribe sur. Al sureste se observa una hilera de máximos asociado a las islas de Sotavento (Aruba, Curazao, Bonaire, Aves, Los Roques, La Orchila y La Blanquilla). Esta secuencia de anomalías positivas de orientación este-oeste se interconecta con la anomalía del Alto de Aves y del norte de Paria en un punto triple ubicado al noroeste de la península de Macanao en la isla de Margarita (Figura 2a). Hacia el sur, sobre el territorio continental venezolano, se observan claramente los máximos positivos pertenecientes a los Andes

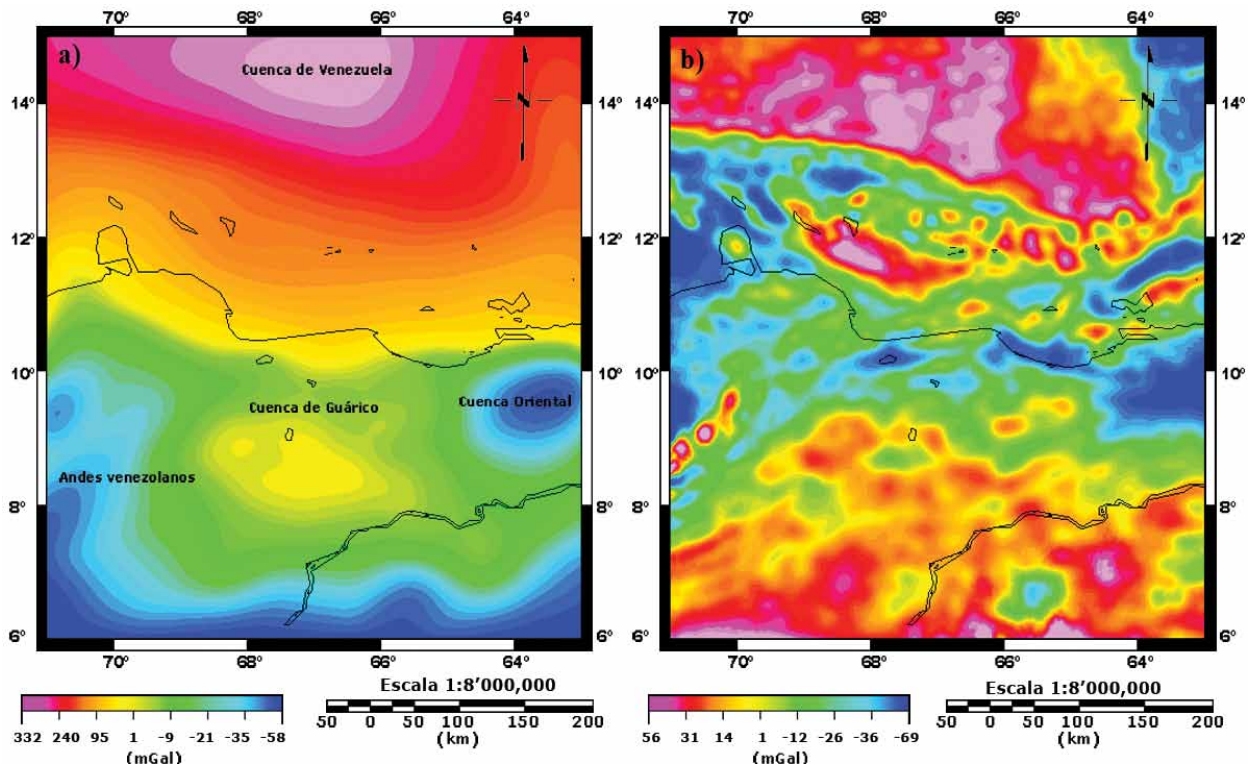


Figura 4. Mapas regional (a) y residual (b) obtenidos a partir de la continuación analítica de campo hacia arriba a 40 km. El residual se calcula como la diferencia entre el mapa regional y el mapa de anomalía de Bouguer completa. En ambos mapas se colocó la línea de costa como referencia de ubicación.

venezolanos, el Sistema Montañoso del Caribe, los Llanos Centrales y el escudo de Guayana. Al este, el mínimo absoluto está representado por la cuenca Oriental de Venezuela.

La anomalía de Bouguer (Figura 2b) reduce el efecto de la topografía permitiendo el análisis de los contrastes de densidad presentes en las rocas por debajo del nivel de referencia utilizado para el cálculo de las reducciones de Aire Libre y Bouguer. Con este tipo de representación se pueden evaluar las estructuras corticales desde un punto de vista geológico y no sólo desde el punto de vista morfológico como en el caso de la anomalía de Aire Libre. En la Figura 2b, el intervalo de valores de la anomalía de Bouguer abarca desde los 380 mGal hasta los -68 mGal. La máxima anomalía negativa representada por la cuenca Oriental de Venezuela se observa incrementada en tamaño, comparada con la del mapa de Aire Libre, e incluye un área que se extiende desde el sur de la península de Paria hasta el límite con el macizo guayanes ubicado al sur del río Orinoco. Hacia el oeste del territorio continental venezolano, los Andes están representados por mínimos gravimétricos relativos con una clara orientación NE-SO. Las cuencas de Falcón, Guárico, Barinas y Apure están representadas con anomalías de valor intermedio. Al norte de la línea de costa de Venezuela, los valores de anomalía de Bouguer aumentan progresivamente hasta alcanzar el máximo gravimétrico absoluto sobre la placa oceánica de la cuenca de Venezuela. Es importante destacar que las anomalías de valor positivo que se observan sobre las antillas de Sotavento en el mapa de Aire Libre, no son visibles en el mapa de Bouguer, una vez más debido a que las reducciones topográfica y de Bouguer eliminan el efecto superficial morfológico permitiendo destacar la textura cortical del basamento sobre el cual se asientan las islas. Debido a esto, los procesos matemáticos de filtrado y realzado de la anomalía gravimétrica se han aplicado sobre el mapa de Bouguer y no sobre el de Aire Libre, de forma de poder evaluar los gradientes y contrastes de densidades a niveles corticales.

Separación regional - residual

La separación regional – residual de la anomalía de Bouguer permite evaluar de forma individual las anomalías de larga longitud de onda, generadas por contrastes gravimétricos profundos o de carácter regional, de las anomalías de corta longitud de onda producidas por cuerpos de roca superficiales o de extensión areal más local.

Para este estudio se utilizaron cuatro métodos distintos con el objetivo de realizar la separación regional–residual de la anomalía de Bouguer: el método de superficies polinómicas, el método de filtrado, el método de continuación analítica de campo y una combinación entre filtrado y continuación analítica de campo. El criterio utilizado para seleccionar el mejor ajuste de la separación regional – residual entre los cuatro métodos utilizados, está basado en que el resultado debe representar de la forma más cercana posible las estructuras corticales conocidas generadoras de las anomalías gravimétricas regionales, es decir, un criterio geológico cualitativo. Una vez seleccionado el regional óptimo se le resta a la anomalía de Bouguer para obtener el residual correspondiente.

El mejor ajuste de las estructuras corticales se obtiene con el método combinado de aplicar un filtro gaussiano a una continuación analítica de campo hacia arriba a 40 km sobre el nivel de referencia en el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 4).

En el mapa regional (Figura 4a) se evidencia que las anomalías tienen una orientación preferencial este-oeste disminuyendo progresivamente de norte a sur desde 332 mGal hasta -58 mGal en la cuenca Oriental de Venezuela.

El residual correspondiente (Figura 4b) conserva la tendencia este-oeste; sin embargo, revela de forma más definida las estructuras regionales más someras y las estructuras de extensión reducida.

Derivadas direccionales

La derivada direccional representa el gradiente de la anomalía gravimétrica por cada punto de medición de la misma. La representación cartográfica de las derivadas direccionales en los tres ejes preferenciales X, Y y Z permite resaltar los gradientes producidos por contrastes de densidad cuyas orientaciones se alinean con alguno de los ejes antes mencionados, así es posible darle un contexto geológico o tectónico a la anomalía observada.

En el mapa de derivada direccional en X (Figura 5a) se observa que los gradientes presentes entre la placa oceánica del Caribe (cuenca de Venezuela) y la línea de costa del territorio continental venezolano son originados en una zona de corteza cuya composición, y por ende el comportamiento gravimétrico, son diferenciables de las secciones de corteza ubicadas inmediatamente al norte y al sur de la misma.

Esta zona de corteza diferenciable queda mejor delimitada en el mapa de derivada direccional en Y (Figura 5b) donde al norte se observa un gradiente positivo que se correlaciona con el cinturón de deformación del Caribe sur, estableciendo el límite norte entre la corteza transicional y la corteza propiamente oceánica de la placa Caribe. Al sur, los sistemas de fallas de San Sebastián-Morón-El Pilar se ven demarcados por otra zona de gradientes positivos con orientación E-O que se alinean con el trazo de la línea de costa venezolana. Los gradientes positivos también se observan en las cuencas de Bonaire y Los Roques con orientación preferencial E-O y en las cuencas de Aruba y Curazao con orientación NO-SE.

La derivada direccional en Z (Figura 5c) dispersa la influencia de los sistemas de fallas y permite delimitar los gradientes positivos asociados a las cuencas sedimentarias, como por ejemplo, las cuencas de Cariaco y Bonaire donde se observan claramente los máximos gradientes. La cuenca de Los Roques se observa como una sucesión de máximos y mínimos valores de gradientes. Se resaltan muy bien los gradientes positivos asociados al adelgazamiento cortical del norte de Falcón (Sousa *et al.*, 2005; Bezada *et al.*, 2008) y se observa la anomalía de gradientes positivos que se prolonga desde la isla de Margarita hacia el arco de las Antillas Menores.

MODELADO FLEXURAL

El modelado flexural aplicado a la zona nor-central de Venezuela involucró dos fases principales.

En la primera de ellas se consideró solamente el efecto de la topografía o carga superficial sobre una litosfera elástica cuyo límite se encuentra entre la zona de fallas de Oca-Morón-San Sebastián y el cinturón de deformación del Caribe sur, con el objetivo de poder realizar comparaciones y mostrar las variaciones que sufre la geometría de la flexión al anejarle más carga en función de los diferentes límites de placas y espesores elásticos efectivos escogidos. En la segunda fase se cuantificó el efecto de las cargas supracorticales e intracorticales combinadas para los mismos límites de placas y espesores elásticos.

Los parámetros de entrada en el proceso de modelado son: la topografía actual del Sistema Montañoso del Caribe, el espesor elástico efectivo que se varió entre 15 y 35 km para las diferentes pruebas realizadas, la anomalía de Bouguer completa y los contrastes de densidad entre los distintos cuerpos de roca considerados para el modelo de flexión, es decir, manto, corteza, sedimentos que rellenan la cuenca de flexión, bloques obducidos y el material desplazado por la propia flexión.

El proceso iterativo de modelado flexural consiste en cargar los datos para poder calcular la deflexión de la placa Suramericana para los distintos límites, considerando en cada caso la carga supracortical específica, luego se calculan la topografía residual y el relleno de

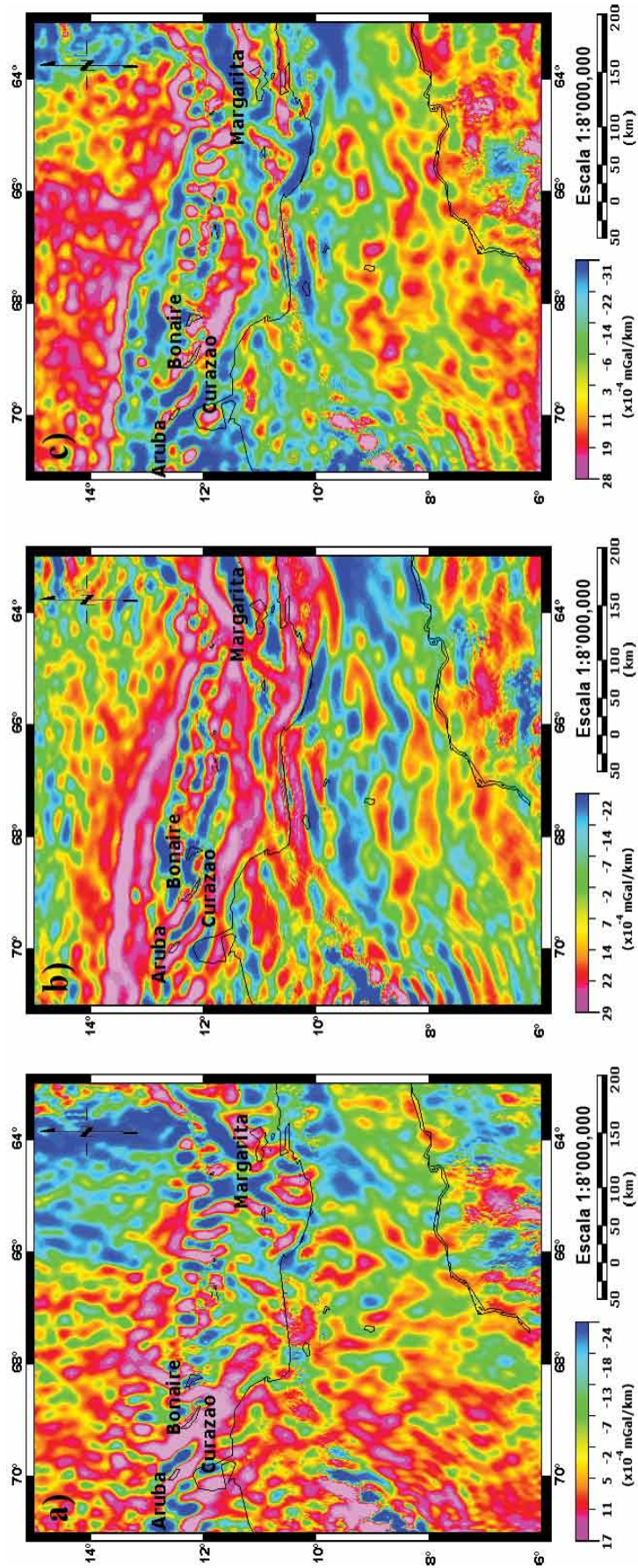


Figura 5. Mapas de derivadas direccionales. Mapa de derivada en el eje X (a), mapa de derivada en el eje Y (b) y mapa de derivada en el eje Z (c).

la cuenca de flexión con los sedimentos erosionados de la misma, se calculan la interfase de cada carga y la respuesta gravimétrica que cada una produce para poder calcular la respuesta gravimétrica total y se obtienen los resultados de la deflexión final y el ajuste entre la respuesta gravimétrica observada y calculada; si el ajuste entre ambas es óptimo, entonces se considera finalizado el proceso, de lo contrario se repite el mismo anexando la carga intracortical conservando todos los demás parámetros anteriores.

Esquema de cargas

La flexión de una placa elástica se genera por el efecto combinado de cargas supracorticales e intracorticales. Si se asume que la rigidez de la litosfera es igual para ambos tipos de carga, entonces las cargas intracorticales son el factor dominante que controla la flexión a las que se les puede considerar como carga primaria y las cargas supracorticales, o secundarias, tendrán una influencia más restringida (Karner, 1982).

De igual modo la flexión de la litosfera es sensible a las variaciones en el espesor elástico, de forma que existe una relación inversamente proporcional entre ambas. Cuando la litosfera posee un espesor elástico reducido la flexión será mayor, mientras que si el valor de espesor elástico es alto entonces la flexión será menor.

El esquema de cargas para la región nor-central de Venezuela asume que la carga primaria está representada en los bloques corticales obducidos sobre la placa Suramericana durante el tránsito transpresivo de la placa Caribe y las deformaciones intracorticales que esta obducción genera. Al producirse la flexión se crea una cuenca que será rellenada por los sedimentos erosionados del sistema orogénico en formación, lo que contribuye aún más con la profundización de la cuenca. La topografía final se construye añadiendo los corrimientos que se acomodan frente a la cuenca de flexión; estos últimos junto con el relleno sedimentario representan la carga supracortical o secundaria.

Considerando como límite de placa al sistema de fallas Oca-Morón-San Sebastián el esquema de cargas incluye la placa Suramericana, los corrimientos y bloques obducidos y el relleno sedimentario de la cuenca de flexión. En este caso la topografía del Sistema Montañoso del Caribe, la ubicación del nodo de flexión en el río Orinoco y la profundidad de la cuenca de flexión (cuenca de Guárico) se utilizan como elementos de ajuste del modelo junto con la anomalía de Bouguer completa. Los valores de densidad para los cuerpos de roca para el cálculo de las cargas (Tabla 1), se obtuvieron de trabajos previos como los de Bosch y Rodríguez (1992), Ughi *et al.* (2004) y Garzón y Ughi (2008).

La segunda opción de límite de placas es el cinturón de deformación del Caribe sur el cual se encuentra ubicado entre 160 y 300 km más al norte, lo que añade al esquema de cargas el bloque Bonaire, los sedimentos de las cuencas de Bonaire y Los Roques y la placa transicional entre Suramérica y el Caribe. Las profundidades batimétricas de estas cuencas se añaden como elemento de calibración del modelo.

RESULTADOS

Efecto de las cargas supracorticales

Con el propósito de poder llevar a cabo comparaciones y análisis sobre las pruebas realizadas, se evaluaron diferentes valores de espesor elástico (T_e) que varían desde 15 hasta 35 km y se asume que dicho espesor es uniforme a lo largo de toda la litosfera considerada en el modelo. Todas las pruebas con estos parámetros se realizaron sobre los cuatro perfiles correspondientes a 66°W, 67°W, 68°W y 69°W y las cargas en los modelos de flexión se calcularon a partir del esquema de la Figura 6 con los valores de densidad descritos en la Tabla 1.

Al considerar exclusivamente el efecto de las cargas supracorticales y el límite de placa ubicado en la zona de fallas de Oca-Morón-San

Sebastián en los cuatro perfiles, se obtuvo que la deflexión de la litosfera no reproduce las profundidades que se registran en las cuencas sedimentarias de la región central de Venezuela. Por ejemplo, para los espesores elásticos considerados, las profundidades que se obtienen para el basamento cristalino varían desde 800 m ($T_e = 25$ km) hasta 320 m ($T_e = 35$ km). Por otra parte, los valores de topografía tampoco se ajustan, ya que al ser la carga supracortical insuficiente para profundizar la deflexión de la litosfera, las cotas de la topografía remanente, *i.e.*, las elevaciones topográficas que quedan después de ajustar la deflexión en función del espesor elástico y la carga representada por el relleno sedimentario de la cuenca, sobrepasan las cotas observadas en el Sistema Montañoso del Caribe.

Si se considera como límite de placa al cinturón deformado del Caribe sur, entonces se evidencia que las cargas supracorticales son aún más insuficientes que en el caso anterior. Para este caso las cargas deben ayudar a generar una deflexión litosférica que reproduzca al mismo tiempo las profundidades del basamento en las cuencas sedimentarias en tierra, las profundidades batimétricas más allá de la línea de costa y la topografía del Sistema Montañoso del Caribe junto con el ajuste de la anomalía gravimétrica.

En este caso las profundidades batimétricas máximas calculadas para los diversos espesores elásticos no sobrepasan los 750 m cuando en la zona hay profundidades de hasta 2000 m y las cotas del Sistema Montañoso del Caribe quedan entre 1500 y 2000 m por encima del valor real observado.

Efecto de las cargas intracorticales

Debido a que las cargas supracorticales resultan insuficientes para ajustar los parámetros de control del modelo de flexión con un espesor elástico uniforme, se plantea la opción de considerar un espesor elástico

Tabla 1. Cuerpos geológicos, con sus respectivas densidades, utilizados para los cálculos de flexión de placas.

Estrato/Cuerpo	Densidad (g/cm ³)	Referencia
Agua	1.03	Ughi et al. (2004), Garzón y Ughi (2008)
Sedimentos marinos	2.40 – 2.45	Bosch y Rodríguez (1992), Ughi et al. (2004), Garzón y Ughi (2008)
Sedimentos metatectónicos	2.40 – 2.60	Bosch y Rodríguez (1992), Ughi et al. (2004), Garzón y Ughi (2008)
Sedimentos cuaternarios	2.30 – 2.38	Garzón y Ughi (2008)
Sedimentos cretácicos	2.49	Ughi et al. (2004)
Sedimentos paleozóicos	2.40	Ughi et al. (2004)
Sedimentos cuenca de Falcón	2.35 – 2.40	Garzón y Ughi (2008)
Napa Piemontina	2.61	Ughi et al. (2004)
Napa Villa de Cura	2.65	Ughi et al. (2004)
Napas de Lara	2.55 – 2.65	Garzón y Ughi (2008)
Paleoarco ígneo de islas	2.85	Bosch y Rodríguez (1992), Ughi et al. (2004)
Corteza continental	2.70 – 2.75	Ughi et al. (2004), Garzón y Ughi (2008)
Corteza de transición (Bloque Bonaire)	2.80 – 2.85	Garzón y Ughi (2008)
Corteza oceánica	2.95	Ughi et al. (2004), Garzón y Ughi (2008)
Manto	3.00 – 3.20	Bosch y Rodríguez (1992), Ughi et al. (2004), Garzón y Ughi (2008)

variable, lo que trae como consecuencia un incremento en la carga intracortical al variar la rigidez de flexión de la litosfera.

El mejor ajuste de todos los parámetros se logró al variar el espesor elástico desde 25 km al sur del frente de corrimientos hasta 20 km al norte de la línea de costa venezolana, considerando como límite de placas el cinturón deformado del Caribe sur y todas las cargas supracorticales ya mencionadas. Bajo estas condiciones la profundidad de la cuenca de flexión se incrementa, lo que permite acomodar mayor espesor sedimentario y aumentar el efecto de la carga supracortical ajustando así la anomalía gravimétrica y la topografía remanente.

Edad del evento de carga

El espesor elástico no coincide con el espesor de la litosfera ya que, por definición, el primero representa la forma en que una litosfera relaja mecánicamente, en una escala de tiempo geológica, los esfuerzos producidos por la aplicación de una carga, mientras que el segundo representa el espesor definido en una escala de tiempo instantánea.

Dada esta diferencia es posible evaluar a partir de su espesor elástico y de la rigidez flexural correspondiente, la edad que poseía la placa cuando ocurrió el evento primario de carga (Figura 7) debido a que una litosfera se hace más rígida (posee un mayor espesor elástico) en la medida en que aumenta la edad en la que fue aplicado el evento de carga (Watts, 2001).

Para el cálculo de la rigidez flexural se utilizaron los valores de espesor elástico estimados mediante el proceso de modelado flexural y el módulo de Young calculado utilizando como velocidad de onda sísmica la aportada por estudios sísmicos en la corteza Suramericana (Bezada *et al.*, 2008, 2010; Schmitz *et al.*, 2008). El logaritmo en base 10 de la rigidez de flexión se grafica en el eje de las ordenadas de la Figura 7 y se proyecta hasta la recta de estimación del gráfico, luego se proyecta hacia el eje de las abscisas para obtener el logaritmo en base 10 de la edad de la placa al momento de ser cargada.

Los resultados obtenidos (Tabla 2) indican que en la región nor-central de Venezuela, la litosfera está relajando elásticamente dos eventos de carga distintos. El primero de ellos data del Cretácico Superior-Paleoceno temprano y el segundo del Eoceno tardío-Oligoceno temprano.

CONCLUSIONES

La placa Caribe ha sido definida como una corteza oceánica típica (Diebold *et al.*, 1981) pero con espesores anómalos de entre 15 y 20 km en las cortezas transicionales de Venezuela y Colombia (Ladd y Watkins, 1980; Duncan y Hargraves, 1984). En la región nor-central de Venezuela, los espesores anómalos de corteza han sido asociados

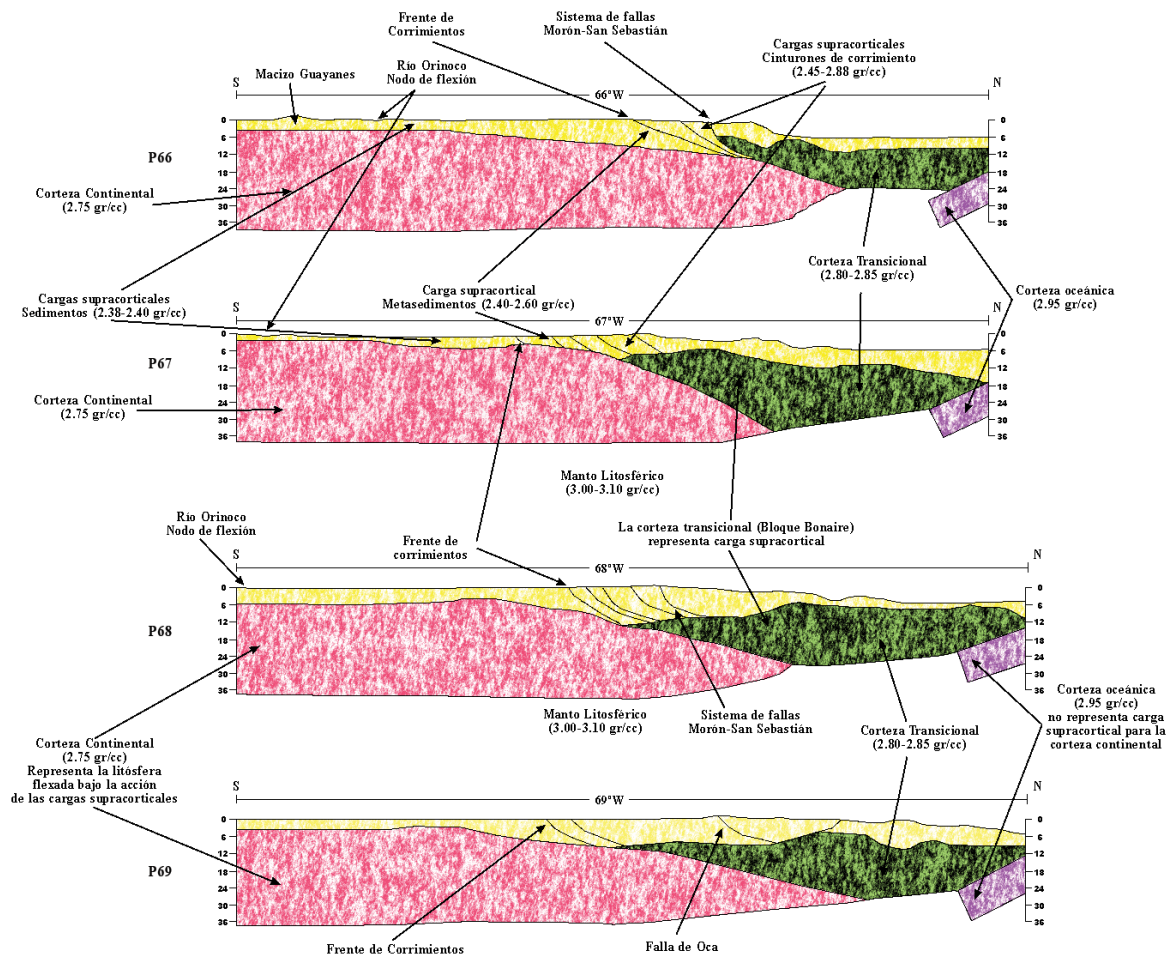


Figura 6. Modelos tectónico-flexurales de corteza para los perfiles 66°W, 67°W, 68°W y 69°W donde se representan las cargas supracorticales con sus respectivas densidades. Sobre los perfiles se demarcaron los límites de placa utilizados en el modelado de flexión, los principales sistemas de fallas y corrimientos y la topografía/batimetría. La geometría de los cuerpos de roca fue tomada de los trabajos de Bosch y Rodríguez (1992), Ughi *et al.* (2004) y Garzón y Ughi (2008). La topografía/batimetría se tomó de datos de altimetría satelital. La escala vertical de los modelos no presenta exageración con respecto a la horizontal y está dada en km.

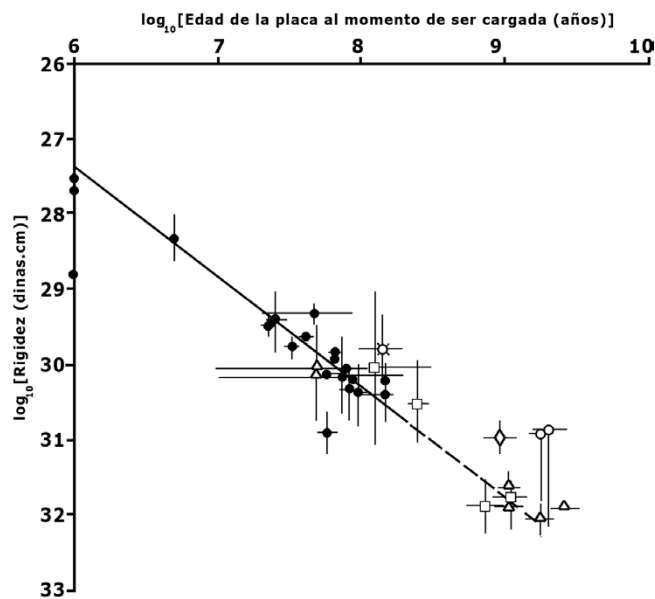


Figura 7. Gráfico logaritmo – logaritmo de la edad de la placa (tanto oceánica como continental) al momento de ser cargada contra la rigidez flexural de la litosfera. Los símbolos sólidos están referidos a valores de placas continentales (diamantes: cuenca de Michigan; cuadrados: cuencas de antepaís; triángulos: glaciares; círculos: minimización de las anomalías gravimétricas). Los datos fueron tomados de Watts *et al.* (1982) (cuenca antepaís de Los Apalaches). La aparente consistencia entre los valores de rigidez para placa continental y oceánica sugiere que las propiedades mecánicas de ambos tipos de litosfera son similares y que la rigidez litosférica se incrementa con la edad (tomado de Karner y Watts, 1983).

a bloques corticales independientes como el bloque Bonaire (Silver *et al.*, 1975; Bosch y Rodríguez, 1992) o considerados como parte integral de la corteza oceánica de la placa Caribe pero engrosada como consecuencia de erupciones basálticas (Houtwing y Ludwing, 1977).

El estudio gravimétrico y de flexión de placas llevado a cabo sobre esta región, demuestra que la corteza transicional representa un bloque cortical con características distintivas que lo diferencian de la corteza propiamente oceánica, ubicada al norte, y de la corteza continental ubicada al sur.

La derivada en Z muestra que el bloque transicional está litológicamente diferenciado de la corteza oceánica de la cuenca de Venezuela, mientras que la derivada en Y demarca los límites norte y sur del mismo. Al norte, el cinturón de deformación del Caribe sur se evidencia con una firma gravimétrica distintiva, mientras que al sur, el Sistema Montañoso del Caribe y los sistemas de fallas de Oca, Morón y San Sebastián demarcan su frontera contra la corteza continental de Suramérica.

La cuenca de Bonaire, ubicada dentro de la corteza transicional, posee también una firma gravimétrica particular en los mapas de derivada en Y y Z. Dado que se trata de una cuenca sedimentaria se esperaría que poseyera gradientes gravimétricos negativos, debido a la disminución de la influencia gravitatoria que generan las espesas secuencias sedimentarias; sin embargo, en ambos mapas se observan marcadas anomalías regionales de gradientes positivos. Esta incongruencia puede ser explicada mediante varias alternativas: la primera es la presencia de un adelgazamiento de corteza, generado tectónicamente, que permita colocar la profundidad de Moho y por ende del material mantélico, más cerca de la superficie, generando un incremento en la firma gravimétrica. La segunda opción es la presencia de flujo térmico anómalo que permita alterar las propiedades físicas de las rocas, entre

Tabla 2. Valores utilizados en el cálculo de la rigidez de flexión. V_p es el promedio de velocidad de onda sísmica calculado a partir de los trabajos de Bezada *et al.* (2008, 2010) y Schmitz *et al.* (2008), ν coeficiente de Poisson, E módulo de Young promedio, T_e es el espesor elástico y D rigidez de flexión.

Corteza	V_p km/s	ν	E (dina/cm ²)	T_e km	D dina/cm	Edad Ma
Transicional	5.7	0.25	0.639×10^{12}	20	4.54×10^{29}	31.62
Continental	5.7	0.25	0.639×10^{12}	25	8.88×10^{29}	63.09
Transicional	7.1	0.25	1.05×10^{12}	20	7.47×10^{29}	39.81
Continental	7.1	0.25	1.05×10^{12}	25	1.46×10^{29}	79.43

ellas la densidad, lo que se vería representado con un gradiente positivo en un mapa de derivada vertical gravimétrica.

Independientemente de cual de las dos opciones sea la más plausible, es obvio que la corteza transicional al norte de la línea de costa venezolana presenta una alteración en la densidad promedio de las rocas, lo que queda corroborado en el estudio de flexión de placas, ya que se requiere disminuir el espesor elástico representativo de las propiedades mecánicas de esas rocas para poder ajustar los parámetros de control del modelo flexural, es decir, cotas de la topografía remanente, anomalía gravimétrica, batimetría y geometría de las cuencas sedimentarias.

Las variaciones en el espesor elástico también implican que la corteza continental está relajando elásticamente esfuerzos aplicados cuando la placa tenía una edad entre el Cretácico Superior y el Paleoceno temprano, mientras que la corteza transicional está relajando elásticamente esfuerzos aplicados entre el Eoceno tardío y Oligoceno temprano.

Sobre la base de lo antes expuesto se requiere realizar mayores investigaciones para determinar la relación entre estos eventos de carga y los procesos tectónicos que los produjeron, así como también la génesis de las variaciones de densidad en la corteza transicional.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo representa una contribución al proyecto CDCH-UCV N°: PI-08-8004-2011/1, "Estudio de la estructura cortical de las islas de sotavento al norte de Venezuela y su relación con la geodinámica de la placa Caribe", financiado por el Consejo para el Desarrollo Científico y Humanístico de la UCV (CDCH-UCV), órgano al que expresamos nuestra gratitud.

REFERENCIAS

- Avé Lallemand, H., 1997, Transpression, displacement partitioning and exhumation in the eastern Caribbean/South American plate boundary zone: *Tectonics*, 16, 272-289.
- Audemard, F. A., 2000, Major active faults of Venezuela, *en* 31st International Geological Congress: Rio de Janeiro, Brasil (extended abstract).
- Baldwin, T., Pavlis, G., Vernon, F., 2004, Proyecto Caribe: Preliminary results from an ongoing broadband, passive seismic array experiment in Venezuela, *en* Memorias del XII Congreso Venezolano de Geofísica.
- Beck, C., 1985, Las napas de Aragua – Cadena Caribe Central y la historia Mesozoica del margen sur del Caribe a lo largo del meridiano de Caracas, *en* Memoir, Symposium Geodynamique des Caraïbes: Paris, 541-551.
- Bellizia, G. A., 1972, Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la placa Caribe ¿es una cordillera alóctona?, *en* Memorias 6^a Conferencia Geológica del Caribe: Margarita, Venezuela, 247-258.
- Bellizia, A., 1986, Sistema Montañoso del Caribe, una cordillera alóctona en

- la parte norte de América del Sur, *en* Sociedad Venezolana de Geólogos, Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, 10, 6657-6836.
- Bellizia, A., Dengo, G., 1990, The Caribbean mountain system, northern South America; A summary, *in* Dengo, G., Case, J., (eds.), The Caribbean Region, The Geology of North America: Geological Society of America, 1, H, 67-176.
- Bezada, M., Schmitz, M., Jácome, M.I., Rodríguez, J., Audemard, F., Izarra, C., 2008, Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence: *Journal of Geodynamics*, 45, 191-200.
- Bezada, M., Magnani, M., Zelt, C., Schmitz, M., Levander, A., 2010, The Caribbean South American plate boundary at 65°W: Results from wide-angle seismic data: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, B08402.
- Blanco, B., Gómez, E., Sánchez, H., 1988, Evolución tectónica sedimentaria del norte de los Estados Anzoátegui, Guárico, Cojedes y Portuguesa, *en* Actas, IV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 151-159.
- Bosch, M., 1991, Modelaje Geofísico Integrado de la Corteza en la Región Central del Margen Caribe Sudamérica, Universidad Central de Venezuela, Geofísica, Departamento de Geofísica, Tesis de Maestría, 184 pp.
- Bosch, M., Rodríguez, I., 1992, North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates: *Journal of South American Earth Sciences*, 6, 133-143.
- Diebold, J., Stoffa, P., Buhl, P., Truchan, M., 1981, Venezuelan basin crustal structure: *Journal of Geophysical Research*, 86, B9,7901-7923.
- Dewey, J., Pindell, P., 1986, Reply to comments by A. Salvador on "Neogene block tectonics of Turkey and northern South American: Continental applications to finite difference method": *Tectonics*, 5, 703-705.
- Duncan, R., Hargraves, R., 1984, Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame, *en* Bonini, W., R. Hargraves & R. Shagam (eds.), The Caribbean – South America Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America, Memoir 162, 81-93.
- Freymueller, J., Kellogg, J., Vega, V., 1993, Plate motions in the north Andean region: *Journal of Geophysical Research*, 98, 21853-21863.
- Garzón, Y., Ughi, A., 2008, Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región nor-occidental de Venezuela, *en* Memorias del XIV Congreso Venezolano de Geofísica.
- Giunta, G., 1993, Los márgenes mesozoicos de la Placa Caribe: Problemáticas sobre nucleación y evolución, *en* Memorias del 6º Congreso Colombiano de Geología: Medellín, Sociedad Geológica Colombiana, 3(8), 1-14.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F., 1998, Tectono-magmatic significance of the peri-caribbean ophiolitic units and geodynamic implications, *en* Proceedings of 15th Caribbean Geological Conference: Kingston, Jamaica, West Indies University, p. 1-21.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F., Vaccaro, C., 2002, The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution: *Lithos*, 63, 19-40.
- Houtz, R., Ludwig, W., 1977, Structure of the Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiler sonobuoy measurements: *Journal of Geophysical Research*, 82, 4861-4867.
- Jácome, M. I., Rondón, K., Schmitz, M., Izarra, C., Viera, E., 2008, Integrated seismic, flexural and gravimetric modelling of the Coastal Cordillera Thrust Belt and The Guárico Basin, North Central region, Venezuela: *Tectonophysics*, 459, 27-37.
- Kane, M. E., 1962, A Comprehensive System of terrain corrections using a digital computer: *Geophysics*, 27 (4), 455-462.
- Kaniuth, K., Drewes, H., Stuber, K., Temel, H., Hernández, J., Hoyer, M., Wildermann, E., Kahale, H., 1999, Position changes due to recent crustal deformations along the Caribbean South American plate boundary derived from CASA GPS project, *en* General Assemble of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG): Birmingham, UK Poster at Symposium G1 of International Association of Geodesy.
- Karner, G., 1982, Spectral Representation of Isostatic Models: *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 7, 55-62.
- 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.
- Ladd, J., Watkins, J., 1980, Seismic stratigraphy of the Western Venezuela Basin. *Marine Geology*, 35, 21-41.
- Magnani, M., Zelt, C., Levander, A., Schmitz, M., 2009, Crustal structure of the South American-Caribbean plate boundary at 67°W from controlled source seismic data: *Journal of Geophysical Research*, 114, B02312, doi:10.1029/2008JB005817.
- Mann, P., Schubert, C., Burke, K., 1990, Review of Caribbean neotectonics, *en* Dengo, G., Case, J.E., (eds.), The Caribbean Region: Geological Society of America, v. H, 307-338.
- Molnar, P., Sykes, L., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity: *Geological Society of America Bulletin*, 80, 1639-1684.
- Nagy, D., 1966, The prism method for terrain corrections using digital computers: *Pure Applied Geophysics*, 63, 31-39.
- Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J., Hernández, N., Moncayo, C., Hoyer, M., Kozuch, M., 2001, Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South-American plate motion using GPS geodesy 1994-2000: *Geophysical Research Letters*, 28, 2987-2990.
- Rosencrantz, E., Ross, I., Sclater, J., 1988, Ages and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies: *Journal of Geophysical Research*, 93, 2141-2157.
- Schubert, C., 1984, Basin formation along Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela: *Journal of Geophysical Research* 89, 5711-5718.
- Schubert, C., 1988, Neotectonics of the La Victoria fault zone, north central Venezuela: *Anales Tectonicae*, 2, 58-66.
- Schmitz, M., Avila, J., Bezada, M., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., Zelt, C., Jácome, M.I., Magnani, M.B., 2008, Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations: *Tectonophysics*, 459, 14-26.
- Silver, E., Case, J., Macgillivray, H., 1975, Geophysical study of the Venezuelan Borderland: *Bulletin of the Geological Society of America*, 86, 213-226.
- Sousa, J., Rodríguez, J., Giraldo, C., Rodríguez, I., Audemard, F., Alezones, R., 2005, An integrated geological-geophysical profile across northwestern Venezuela, *en* 6º Simposio Internacional de Geodinámica Andina: Barcelona, España.
- Stephan, J., 1985, Andes et Chaîne Caraibe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela): *Memoir, Symposium Geodynamique de Caraibes*, Paris, 505 -532.
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., Mora, H., 2002, Wide plate margin deformation, southern Central America and north-western South America, CASA GPS observations: *Journal of South American Earth Science*, 15, 157-171.
- Ughi, A., Reyes, J., Rodríguez I., 2004, Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región central de Venezuela, *en* Memorias del XII Congreso Venezolano de Geofísica.
- Watts, A. B., 2001, *Isostasy and flexure of the lithosphere*: Cambridge University Press, 1st Edition, 480 pp.
- Watts, A. B., Karner, G., Steckler, M., 1982, Lithosphere flexure and the evolution of sedimentary basins, *en* Kent, P., Bott, M., McKenzie, D., Williams, C. (eds.), The evolution of sedimentary basins: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 305A, 249-281.
- Weber, G., Dixon, T., DeMets, C., Ambeh, W., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., Pérez, O., 2001, GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geological implications for Trinidad and Venezuela: *Geology*, 29 (1), 75-78.

Manuscrito recibido: Marzo, 30, 2013

Manuscrito corregido recibido: Octubre 23, 2013

Manuscrito aceptado: Noviembre 21, 2013