

## MODELADO CORTICAL CON DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS ENTRE PLATAFORMA DELTANA Y PRISMA DE BARBADOS

MARÍA A. SAUME B. <sup>1</sup>, IVÁN D. OMAÑA G. <sup>1</sup>, CRELIA E. PADRÓN M. <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Simón Bolívar, Departamento Ciencias de la Tierra, Apartado Postal 89000, Zona postal 1080 Caracas 1080A, Venezuela. Tel.: +58-212-9063504.

e-mails: saume.ma@gmail.com, ivanomanag@gmail.com, crelia.padron@gmail.com

Recibido: febrero 2015

Recibido en forma final revisado: noviembre 2015

### RESUMEN

El borde noreste de la Placa Suramericana se caracteriza por ser una zona tectónicamente compleja, además, debido a que se dispone de poca información de los modelos someros y profundos, es difícil inferir los límites del dominio oceánico Atlántico. En el marco del proyecto GEODINOS, se propone realizar la integración de datos sísmicos, magnéticos y gravimétricos en esta zona de manera de poder proponer límites e inferir el tipo de corteza presente. El análisis se realizó mediante el uso de contrastes de densidades y datos de susceptibilidades magnéticas, obteniendo como resultado que los mapas de Anomalía de Bouguer y Anomalía Magnética permitieron ubicar el posible límite entre las diferentes litosferas. Además, con la integración de dichos mapas con datos sísmicos del área, se generaron modelos corticales que indica que la zona de transición se comporta como un típico margen pasivo tipo atlántico con un modelo de corteza adelgazada, como el propuesto por Lister *et al.* (1991), en el cual se combina un régimen de cizalla pura con cizalla simple.

*Palabras claves:* gravimetría, magnetismo, residualización, adelgazamiento, litósfera, modelado cortical.

## CRUSTAL MODEL USING GRAVIMETRIC AND MAGNETIC DATA BETWEEN DELTANA'S PLATFOM AND BARBADOS ACRETIONARY PRISM

### ABSTRACT

The northeast edge of the South American Plate is characterized for being a tectonic complex area, and due to the lack of information of deep and shallow models, difficulty arises when proposing the limits of the Atlantic oceanic domain. Under the GEODINOS project, it is intended to use seismic, magnetic and gravimetric data in order to be able to propose limits and characterize the type of crust present in this area. For the analysis, density contrast and magnetic susceptibility data were used, obtaining as a result Bouguer and Magnetic Anomalies maps, which allowed to find the possible limits between the different lithospheres. In addition, crustal models were generated integrating the anomalies with seismic data, which indicate the passive margin behaves as a lithosphere thinned as proposed by Lister *et al.* (1991), combining pure and simple shear.

*Keywords:* gravity data, magnetism, residualisation, thinning, lithosphere, crustal model.

### INTRODUCCIÓN

El marco tectónico regional del área de estudio está controlado principalmente por la interacción de la placa de Caribe con la placa Suramericana. La evolución tectónica del Caribe ha sido objeto de estudio por diversos geocientíficos desde la década de los setenta, postulando básicamente dos modelos. El primer modelo considera el origen de la placa Caribe como el producto de la apertura entre norte y sur América durante el Jurásico y el Cretácico Temprano (Maresch, 1974; Beets *et al.*, 1984 en Ostos,

1990). Al igual que Frisch *et al.*, 1992 (en Mann, 1999) proponen la creación del Caribe producto de la apertura entre norte y sur América, durante el Cretácico Temprano y el Cretácico Tardío, atribuyendo el espesor anómalo de la placa del Caribe al ascenso de magmas en el espacio existente entre ambos continentes. Este modelo reconoce movimientos rumbo deslizantes de los márgenes norte y sur de la placa del Caribe, pero no considera desplazamientos lo suficientemente largos como para explicar y restaurar el origen de la placa del Caribe en el Pacífico Este como lo sugiere el segundo modelo (Mann, 1999). El segundo

modelo fue propuesto por Wilson (1966), luego elaborado por Malfait y Dikelman (1972), Ross y Scotese (1988), Pindell y Barrett (1990) y otros (Mann, 1999). Este considera que la placa Caribe procede del Pacífico. El espesor anómalo de la placa podría resultar de su paso sobre el punto caliente de las islas Galápagos (Duncan y Hargraves, 1984; Sinton *et al.*, 1997 en Mann 1999). El paso de esta microplaca del Pacífico al Atlántico está registrado por la historia diacrónica de colisión entre las Antillas Mayores, así como en los bordes de las placas del margen pasivo de norte y sur América. Esta colisión comienza en el Cretácico Temprano en el norte de Centro América y el noroeste de Suramérica, y ha sido continua en el tiempo hasta el presente en el noreste y sureste del Caribe (Mann, 1999).

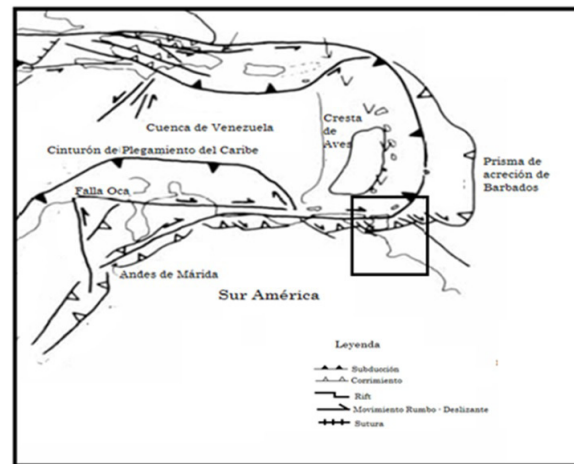
En este estudio nos enfocamos hacia el borde noreste de la Placa Suramericana, el cual se caracteriza por ser una zona tectónicamente compleja debido a la migración hacia el Este de los esfuerzos transpresionales resultantes del movimiento de la Placa Caribe. Pindell y Barrett (1990), definen este límite como un área compleja y amplia caracterizada por cabalgamientos, transcurrencia dextral y “rifting”, cuyo proceso dominante es la transpresión. Aun cuando se han desarrollado trabajos que proponen una explicación a la evolución geodinámica de esta área como los antes citados, se presenta poca información que permita el entendimiento de los modelos superficiales y profundos existentes, dificultando la tarea de establecer los límites entre las distintas litósferas. Por lo tanto, en este trabajo, se intenta caracterizar el tipo de corteza, a partir de datos geopotenciales, en la zona de interacción entre las placas Caribe – Sur América – Atlántico, tomando en cuenta los rasgos estructurales que pueden estar deformando el margen pasivo suramericano (figura 1).

En tal sentido, este trabajo se basa en estudiar dicha interacción empleando datos del modelo geomagnético mundial *Enhanced Magnetic Model 2010* (EMM2010, por sus siglas en inglés) que involucra datos satelitales obtenidos del CHAMP, y datos satelitales de gravedad, tomados por el satélite GRACE, ambos con una resolución espacial de 3,67 km, integrados con datos sísmicos, con el objetivo de determinar los tipos de cortezas que interactúan en el área y las posibles estructuras que puedan estar deformándolas; y proponer un modelo cortical para caracterizar el área.

## CONTEXTO REGIONAL

Los esfuerzos transpresivos profundos producto del desplazamiento y colisión Caribe dan origen a la complejidad de estructuras en el Oriente de Venezuela desde

el Pleistoceno temprano, y son causantes de la deformación e interrupción de la porción de margen pasivo Atlántico ocupado por la Plataforma Deltana y Cuenca Columbus mediante la transferencia de movimiento del Sistema de Fallas El Pilar hacia la Falla Los Bajos y Falla Warm Springs del Central Range (Audemard, 2009), culminando como estructuras del régimen compresivo del Prisma de Acreción de Barbados (Erlich y Barrett, 1990) donde el límite actúa con subducción tipo “B” con el Atlántico (figura 1).



**Figura 1.** Configuración actual de la Placa Caribe. Se observa las zonas de subducción y corrimientos asociados con la migración hacia el Este de la misma. Enmarcado se encuentra el área de estudio con base en los métodos potenciales. (Modificado de Pindell y Barrett, 1990)

Hacia el sur, un sistema de fallas normales lítricas con rumbo NO-SE son desarrolladas como estructuras extensivas producto del poco espacio de acomodación y el gran aporte sedimentario proveniente del continente a través del Orinoco (Di Croce, 1995), deformando solamente los estratos superiores; así se establecen dos sistemas de deformación completamente desacoplados: el primer sistema referido a las primeras centenas de metros asociado a la cobertura sedimentaria terciaria; y el segundo, asociado a la parte más profunda que corresponde a la fase de apertura Cretácica (Padrón, 2007).

Por otro lado, las anomalías magneto-gravimétricas son divididas alrededor del Plateau de Demerara producto de la apertura del Atlántico, donde este rasgo morfológico en conjunto con el Plateau de Guinea representaban el último punto de quiebre en la separación continental conforme el eje de apertura y la transcurrencia dextral se desarrollaban, movimiento responsable de la formación de cuencas divergentes entre la placa Suramericana y la Africana, y cuya característica principal es la presencia de corteza continental adelgazada (Nünberg & Müller, 1990).

## METODOLOGÍA Y PROCESAMIENTO

### Método magnético

Las bases del análisis vienen a partir de la interpretación de perfiles sísmicos e integración gravimétrica de las secuencias sedimentarias interpretadas por Padrón (2007) y de la obtención de datos satelitales del modelo integrado mundial EMM2010 de campo cortical, lo cual facilita el análisis de las anomalías en función de los objetivos planteados ya que recupera las longitudes de ondas largas provenientes de estratos profundos a partir de las mediciones del satélite CHAMP, relacionados a la corteza inferior y manto superior, necesarias para el modelado cortical del margen pasivo, con resolución espacial de 2 arcos de minuto ( $\sim 0.03^\circ$  ó 3.67 km). El procesamiento se realizó sobre una proyección espacial plana y equidistante para evitar deformaciones en el área, utilizando la proyección Cónica Conforme de Lambert de dos paralelos (tabla 1).

**Tabla 1.** Parámetros de la Proyección Cónica Conforme de Lambert de dos paralelos

Parámetro	Valor
Latitud de Origen	10°
Meridiano Central	-59°
Falso Este	700 km
Falso Norte	700 km
Factor de Escala	1
Paralelo 1	4°
Paralelo 2	16°
Unidad	Metros
Datum	WGS84

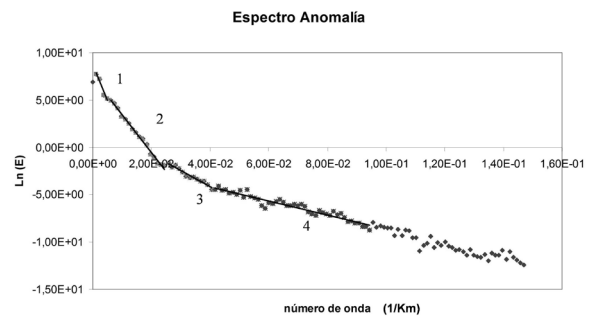
El modelo del IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*, por sus siglas en inglés) disponible corresponde al lapso 2005-2010, forzando a utilizar datos del 2010. Por tanto, si se asume que determinado material cuyas componentes fueron alineadas por inducción en presencia de un campo magnetizante posee un campo  $F_r$ , entonces éste junto con el campo principal, compone el Campo Total medido u observado, de manera que la anomalía de campo total vendrá dada según la Ecuación 1:

$$F_r = F - Ft \quad (1)$$

donde  $F$  es el Campo magnético observado,  $Ft$  corresponde al Campo Principal (o IGRF) y  $F_r$  a la anomalía o campo cortical.

Una separación regional/residual de las anomalías permite descifrar la contribución magnética aproximada de las diferentes estructuras y cuerpos presentes en el área de

estudio, de esta manera se realizó un filtrado de los datos y mapas para el análisis espectral mediante la metodología empleada por Spector y Grant (1970) sobre los espectros de frecuencia. Con base en esto, se aplicó un filtro Gauss regional tomando como corte en el dominio de la frecuencia el intervalo correspondiente a la pendiente 2 de la figura 2 ( $\sim 30 - 70$  km de profundidad). El mapa residual fue generado a partir de la sustracción de la respuesta regional sobre la anomalía magnética total.



**Figura 2.** Filtrado en el espectro Magnético. Se aplica un filtro Gauss con corte en  $0,014 \text{ km}^{-1}$ , separando el espectro a nivel de la pendiente 2

### Método gravimétrico

Para la adquisición de los datos gravimétricos se usó el servidor ICGEM (*International Center of Global EarthModels*). En el caso de este estudio, se decidió trabajar con el modelo “EGM2008” (*Earth Gravitational Model 2008*), que presenta la mejor resolución espacial: 3670 m. Los datos descargados del servidor, representan la magnitud del gradiente del potencial, incluyendo el potencial centrífugo. Además, para la realización de la corrección de terreno o topográfica de los datos gravimétricos fue necesario tener disponibles dos modelos de elevación digital, uno con poca resolución, extraído del servidor ICGEM con una resolución de 3670m, en la cual se observa el efecto regional en el valor; y otro con una malla más fina para observar los efectos locales, extraído del servidor GEBCO con una resolución de 900m.

Para la integración de las bases de datos se re proyectaron todos los datos a coordenadas UTM. Para esto se construyó una proyección espacial Cónica Conforme de Lambert de dos paralelos (tabla 1), la cual es equidistante y permite eliminar las deformaciones que se presentan en los bordes de cada huso.

Para el procesamiento de los datos gravimétricos, primero se procedió a realizar la corrección de terreno mediante el uso del módulo “Gravity”, del programa Oasis Montaj, versión 6.4. Luego, se realizó la corrección de Bouguer, en

la cual se empleó una densidad de reducción de 2,67 g/cc para el caso continental, mientras que para las estaciones sobre el mar se corrigió el efecto causado por el contraste de densidad entre éste y la corteza. Para el cálculo de la gravedad teórica se utilizó la Fórmula Internacional de Gravedad de 1984 del Sistema Internacional Geodésico Mundial (Ecuación 2).

$$g_t = 978032,67 * \left( 1 + 0,0052855077 * \text{sen}^2\theta \right) + 0,0000016166 * \text{sen}^2 2\theta^4 \text{ mGal} \quad (2)$$

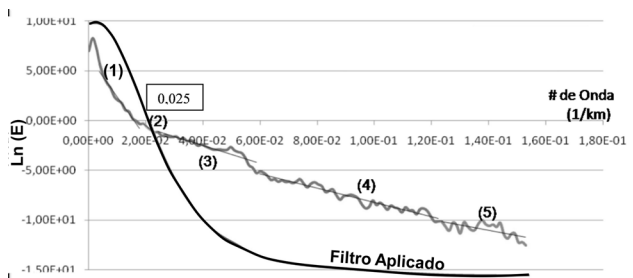
Una vez obtenidas las correcciones y la gravedad teórica se procedió a calcular la anomalía de Bouguer mediante la ecuación 3 para estaciones terrestres y la ecuación 4 para estaciones marinas.

$$A_{\text{Bouguer}} = g_{\text{obs}} + \Delta g_h - \Delta g_B + C_t - g_{\text{teo}} \quad (3)$$

$$A_{\text{Bouguer}} = g_{\text{obs}} + \Delta g_h + \Delta g_B + C_t - g_{\text{teo}} \quad (4)$$

donde  $g_{\text{obs}}$  representa la gravedad observada,  $\Delta g_h$  es la corrección de aire libre,  $\Delta g_B$  es la corrección de Bouguer,  $C_t$  representa la corrección topográfica y  $g_{\text{teo}}$  es la gravedad teórica. Es importante resaltar que en la Ecuación 4, la corrección de aire libre es sumada debido a que se tuvieron que corregir algunas estaciones marinas que se encontraban por encima del elipsoide. Además, la corrección de Bouguer también es sumada para eliminar el efecto de la columna de agua.

Luego de obtener el mapa de Anomalía de Bouguer, se procedió a realizar un filtrado de los datos con el fin de realizar un análisis espectral de las anomalías mediante la metodología empleada por Spector y Grant (1970). Con esto se consiguió una separación regional – residual mediante el filtro “Butterworth” (figura 3), el cual permitió determinar la componente regional del mapa de anomalía de Bouguer, usado para el estudio e interpretación de los eventos profundos.



**Figura 3.** Filtrado en el espectro Gravimétrico. Se muestran las diferentes pendientes en las que se subdividió el espectro, de acuerdo a la metodología de Spector y Grant (1970) para el filtrado en frecuencia. Adicionalmente, se muestra el filtro aplicado en 0,025 km<sup>-1</sup>

## Modelado cortical

Se reprodujo el modelo estructural, con los horizontes correspondientes a Intra – Pleistoceno, base del Pleistoceno, base del Plioceno y base del Paleoceno, realizado por Padrón (2007) sobre perfiles sísmicos del área, el cual fue llevado a profundidad mediante velocidades interválicas.

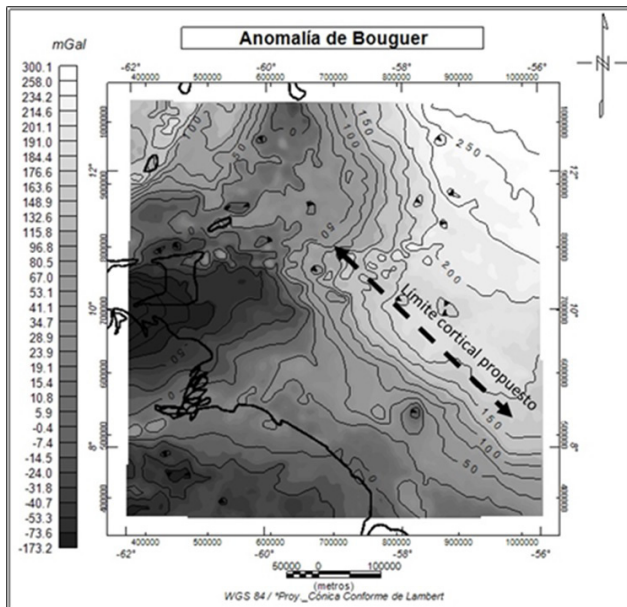
Una vez obtenido el modelo estructural somero, se estimó el modelo en profundidad mediante el estudio del espectro de potencia de las anomalías, donde las diferentes pendientes,  $m$ , representan distintas fuentes o estructuras geológicas aportando respuestas gravimétricas o magnéticas según la profundidad. La longitud de onda más larga corresponde al límite corteza-manto (Discontinuidad de Moho), mientras que la siguiente se asocia con el tope de basamento. Obtenidas las pendientes y utilizando la Ecuación 5, se calculó la profundidad de los cuerpos,  $Z$ , donde:

$$Z = m / 4\pi \quad (5)$$

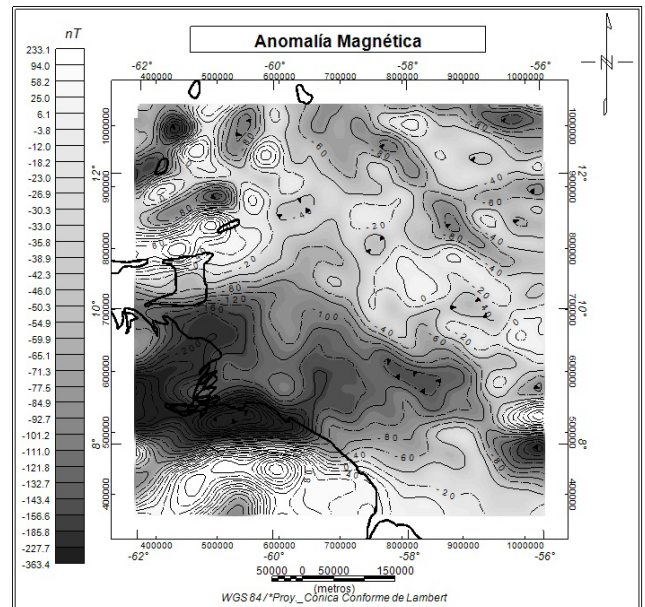
con las profundidades estimadas a partir de los modelos estructurales somero y profundo, se asignaron densidades y susceptibilidades a los cuerpos considerados, con la finalidad de ajustar los campos calculados con los observados.

## RESULTADOS Y DISCUSIONES

En la figura 4 se pueden distinguir varias provincias geológicas, dependiendo de su respuesta gravimétrica. Hacia el oeste, sobre el terreno continental se observa la respuesta del cratón (-70 a -20 mGal) y de la Cuenca Oriental de Venezuela (-170 mGal), anomalías que se pueden correlacionar con aquellas presentadas en el mapa de anomalía de Bouguer publicado por la ABAE (Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales; Orihuela *et al.*, 2011). Además, el arco de islas de las Antillas Menores presenta una respuesta gravimétrica que oscila entre los 90 y 170 mGal, mientras que al este de dicho arco, el frente de deformación del Prisma de Acreción de Barbados exhibe una anomalía de menor magnitud oscilando entre -10 y 10 mGal. A su vez, se identifica la respuesta de la Cuenca Columbus, la cual aparece como una extensión del comportamiento gravimétrico de la Cuenca Oriental de Venezuela. La zona costa afuera, se presenta como una transición entre las diferentes cortezas (-5 a 30 mGal) y la cuenca oceánica con una respuesta gravimétrica mayor (entre 30 y 300 mGal).



**Figura 4.** Mapa de Anomalia de Bouguer. La línea segmentada indica el límite cortical propuesto. Quedan marcadas cuatro provincias: cratón, Cuenca Oriental, Cuenca que se extiende hasta la cuenca Columbus, arco de islas e inicio de la cuenca oceánica



**Figura 5.** Mapa de Anomalia Magnética Total. Se evidencia el comportamiento por provincias, quedando marcado cuatro dominios principales: cratón, Cuenca Oriental y Cuenca Columbus, arco de islas e inicio de la cuenca oceánica

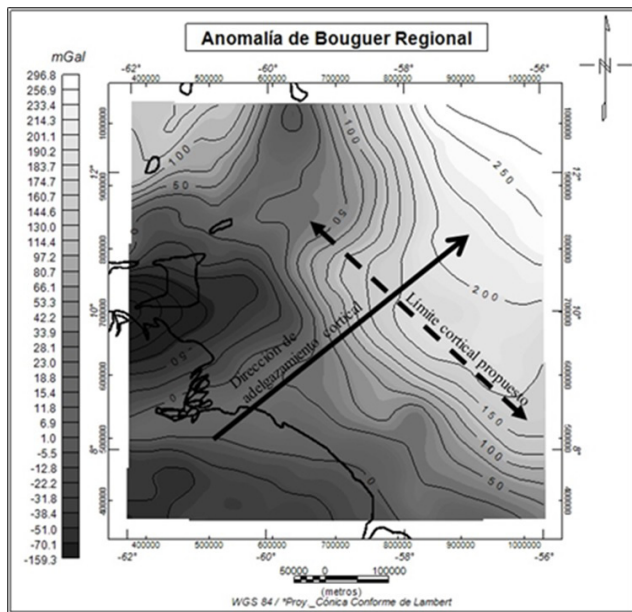
Sin embargo, la respuesta magnética (figura 5) permite distinguir con mayor certeza estas provincias, las cuales marcan un contraste pronunciado con el Complejo Imataca-Supamo con valores entre  $-200$  y  $-80$  nT en la cuenca y entre  $100$  y  $200$  nT en la parte sur, donde las anomalías son altas dada la genética de las rocas pertenecientes al Cratón Paleozoico. Hacia el NO se observan diversos pares de anomalías magnéticas bien definidas (positivos - negativos), que corresponden a la parte sur del arco de islas Caribe (Antillas Menores).

El posible límite de litósfera oceánica se encuentra caracterizado por las anomalías con alineamiento NO-SE, al noreste del mapa, que se extiende hasta el frente de deformación de Barbados, de altos valores (aproximadamente  $-40$  a  $17$  nT) no aislados y de amplias dimensiones, el cual corresponde a su vez con un alto en la respuesta gravimétrica.

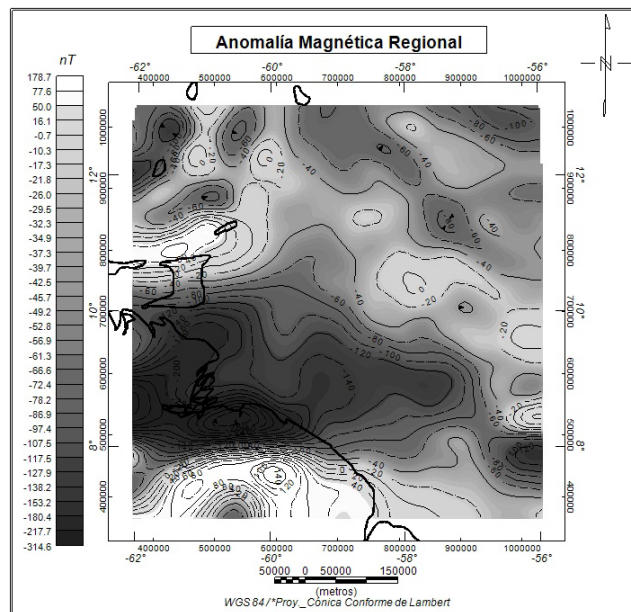
En las figuras 6 y 7, se muestran las respuestas regionales, producto de la aplicación de los filtros antes explicados sobre los mapas de anomalías totales. Como se puede observar, ambos permanecen constantes en cuanto a la forma, respuesta y ubicación de las provincias, aunque de manera suavizada, por lo que se puede concluir que los mapas de anomalía total son controlados por contrastes profundos.

Es de esperar que el comportamiento del tope del manto y el basamento magnético presenten profundidades mayores hacia el continente, haciéndose somero mientras nos acercamos hacia la cuenca oceánica, siempre y cuando se vaya perpendicularmente a la dirección del límite entre cortezas, el cual se presenta como un levantamiento de la corteza en la parte central del mapa regional magnético donde las anomalías poseen valores entre  $-30$  y  $12$  nT en el rasgo NO-SE descrito anteriormente.

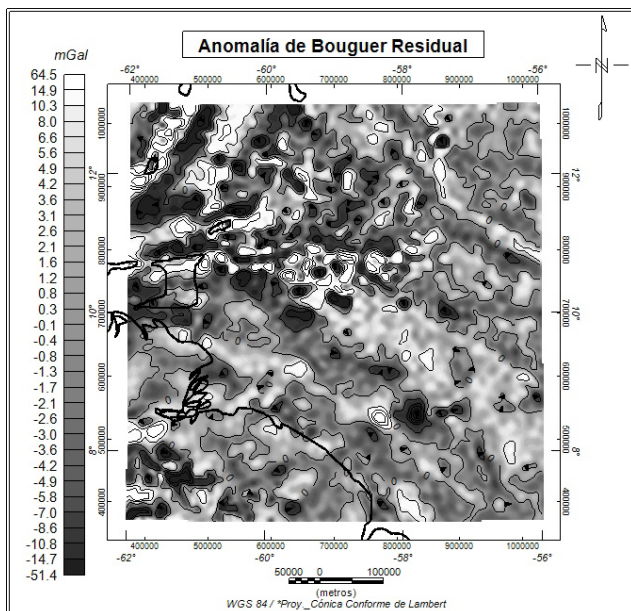
Al remover el efecto regional de las anomalías totales, resaltando longitudes de ondas más cortas que habían quedado enmascaradas (profundidades menores a  $30$  km, figuras 8 y 9), se puede observar cómo se delimita de mejor manera la respuesta del arco de islas hacia el noroeste del mapa. Por otro lado, hacia el Golfo de Paria y Trinidad se observa que el sistema de fallas El Pilar-Los Bajos-Warm Spring, controlan las anomalías de estratos poco profundos. Además, la respuesta de la Cuenca Oriental de Venezuela se pierde, indicando que la respuesta de esta es de origen profundo. Por último, aunque todavía se pueden observar las alineaciones en sentido NO-SE, estas se ven disminuidas, por lo que al igual que en la Cuenca Oriental, tienen un origen cortical.



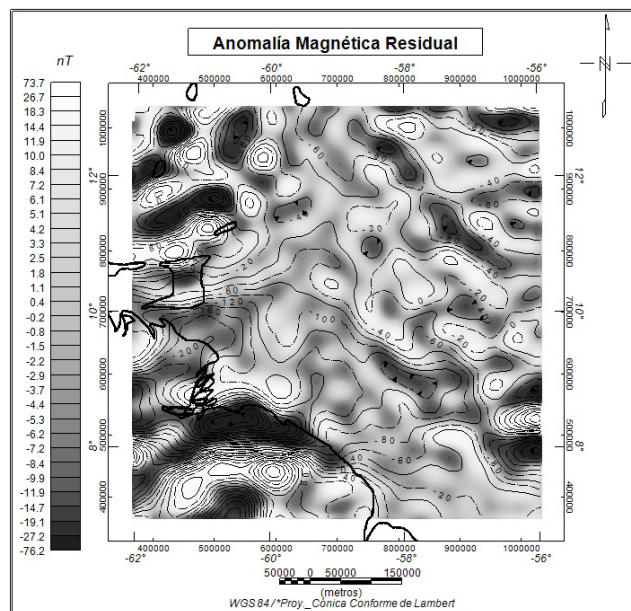
**Figura 6.** Mapa de Anomalia de Bouguer regional. Se resalta el limite entre litosferas (flecha segmentada) y la dirección de adelgazamiento cortical (flecha sólida)



**Figura 7.** Mapa de Anomalia Magnética regional. Señala la respuesta profunda de los eventos magnéticos en el área de estudio, definiendo de manera clara las provincias involucradas y la profundidad de la fuente que las genera (>30 km)



**Figura 8.** Mapa de Anomalia de Bouguer residual. Se puede observar la contribución de los estratos someros a las anomalías

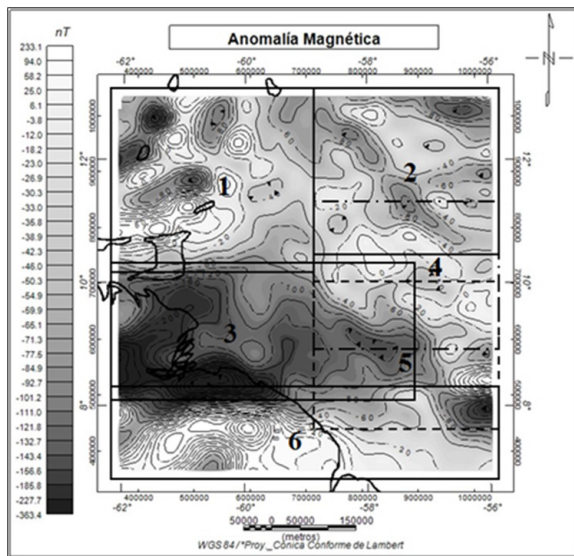


**Figura 9.** Mapa de Anomalia Magnética residual. Las anomalías marcan tres dominios principales: arco de islas al NO, cuenca oceánica al E y borde Norte del cratón

### Inversión de la profundidad de la isoterma de Curie

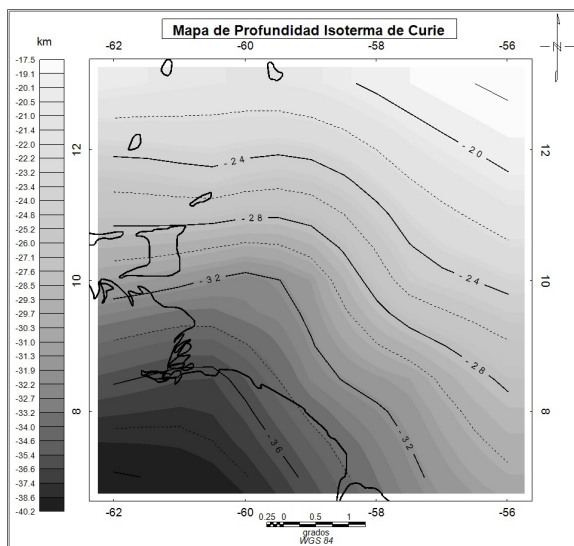
Teniendo como referencia el método de Spector y Grant (1970) y la ecuación 5, se estima la profundidad a la cual se encuentra la Isoterma de Curie (siendo éste el máximo punto en profundidad donde las rocas conservan propiedad magnética). Para esto, se dividió el mapa de anomalía

magnética total en seis bloques de acuerdo a las provincias geológicas y observando el comportamiento magnético de las mismas (figura 10). Se aseguró que cada uno de estos bloques posea dimensiones aproximadamente de cuatro veces más que la profundidad a la que se espera esa superficie para que la longitud de onda esté contemplada en el espectro.



**Figura 10.** Selección de bloques para cálculo de profundidad de Curie. Se señalan las seis subventanas para el análisis espectral mediante la metodología de Spector y Grant (1970)

En la figura 11, se aprecia el comportamiento de la isoterma de Curie, la cual se profundiza conforme entra al continente y se hace más somera en dirección al océano (asciende con bajo ángulo o gradiente en dirección Atlántico). Esto se puede explicar por la cercanía del material del manto a superficie, elevando así la profundidad a la cual los minerales pierden su propiedad magnética. Adicionalmente, se aprecia un cambio rápido en el gradiente hacia el centro del mapa, coincidiendo en ubicación con el alto magnético presentado en mapas anteriores, donde se propone el cambio de dominio cortical.

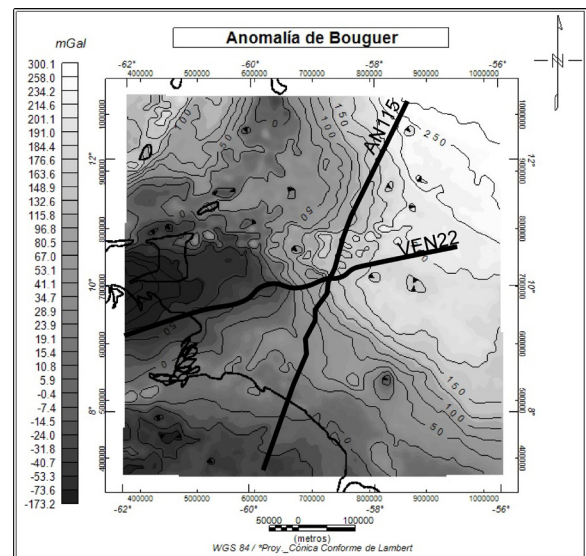


**Figura 11.** Profundidad de la Isoterma de Curie. La profundidad de esta superficie va disminuyendo conforme se avanza hacia la cuenca oceánica debido a la proximidad de material del manto a la superficie

## Modelado Cortical

En la figura 12, se muestra un mapa con la ubicación de los perfiles a modelar: la línea “VEN 22”, la cual tiene una dirección ENE–OSO paralelo a la dirección de adelgazamiento y corta perpendicularmente la anomalía definida como límite entre cortezas, y la línea “AN-115”, que tiene cierto ángulo con respecto a dicho límite, donde se resaltan igualmente estructuras relacionadas con la apertura.

La profundidad inicial de manto y corteza y la geometría de los cuerpos fue controlada por el método gravimétrico, utilizando los valores de densidad mostrados en la tabla 2 con el fin de ajustar los cuerpos geológicos de mejor manera a un modelo de margen pasivo. Ya que el método magnético posee mucha sensibilidad a los cambios tanto de susceptibilidades como variaciones de los cuerpos en profundidad, se utilizó el mismo modelo estructural, con el cual se lograron amoldar los valores de susceptibilidades mostrados en la tabla 3.



**Figura 12.** Mapa de Anomalia de Bouguer. Se resaltan la dirección de los perfiles usados para realizar el modelado cortical

**Tabla 2.** Densidades usadas en el modelo.

Estrato	Densidad (g/cc)
Agua	2,67
Intra - Pleistoceno	2,2
Pleistoceno	2,25
Plioceno	2,3
Mioceno - Paleoceno	2,45
Cretácico	2,55
Corteza continental	2,67 (tope) - 2,8 (base)
Corteza oceánica	2,9
Manto	3,3

**Tabla 3.** Susceptibilidades magnéticas del modelaje.

Tipo de Roca	Rango (cgs)	Promedio (cgs)
Caliza	0 – 0,00023	0,000023
Areniscas	0 – 0,0016	0,000031
Prom. Sedim.	0 – 0,0014	0,000072
Granito	0 – 0,0039	0,00019
Gabro	0,000079 – 0,0071	0,0055
Basaltos	0,000015 – 0,014	0,0055
Peridotita	0,0071 – 0,016	0,011
Prom. Ígneas Ácidas	0 – 0,0063	0,00063
Prom. Ígneas Básicas	0,000039 – 0,0077	0,0019
Ilmenita	0,023 – 0,27	0,14
Magnetita	0,09 – 1,52	0,47

En el modelo estructural (figuras 13, 14 y 15), se muestra que el tope del manto describe un comportamiento ascendente con alto gradiente hacia la zona de corteza adelgazada y suave hacia la culminación del dominio continental, que se hace asintótico conforme entra al dominio oceánico, este hecho es correlacionable con el mapa regional que describe las estructuras profundas, donde este ascenso de manto corresponde a su vez al alto central de las anomalías y marca el límite litosférico. Por otro lado, las estructuras tipo dominó (*Book Shelf Tectonic*) presentes en la corteza hacia el centro del modelo, marcan la zona de apertura continental con adelgazamiento cortical.

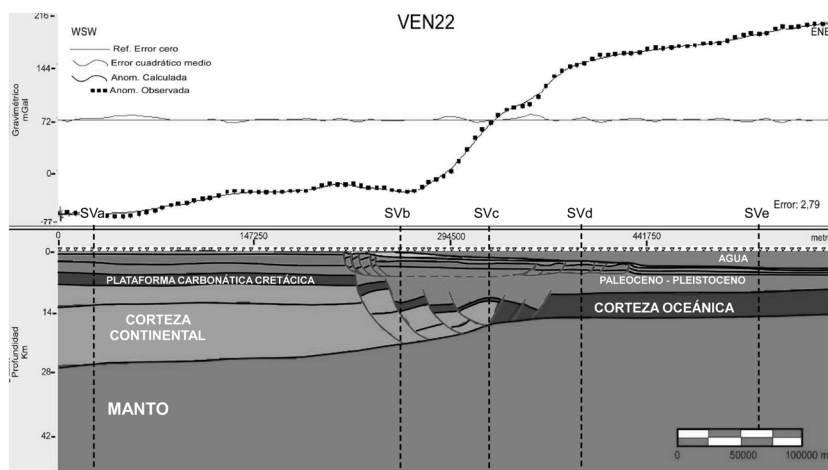
**Modelo perfil “VEN 22”**

En el modelado gravimétrico de la figura 13, se puede observar cómo el límite entre las cortezas es descrito como un aumento con gradiente alto y progresivo en la gravedad, el cual fue ajustado mediante una transición de densidades. Las estructuras propuestas y el contraste de densidades utilizadas (tabla 4), permitieron un buen ajuste de la gravedad calculada con la observada, con ciertos puntos locales que la resolución espacial no permite ajustar. El error que se presenta en la inversión es de 2,7%.

Por su parte, para el modelado magnético (figura 14), se usaron las susceptibilidades de forma bandeada, hecho que se aprecia como repetición periódica con dimensiones similares entre los distintos cuerpos. Es de resaltar que estos valores van aumentando de manera progresiva y sutil conforme se ingresa a la anomalía central (hacia el este), y van disminuyendo a la salida del cuerpo con valores que cubren el rango correspondiente a basaltos con materiales o minerales ferromagnéticos entre 0,005 y 0,45 en unidades cgs. Por otro lado, hacia el continente los bloques presentan valores correspondientes a los granitos con sutiles variaciones entre ellos obteniendo un error aproximado de 4,3%.

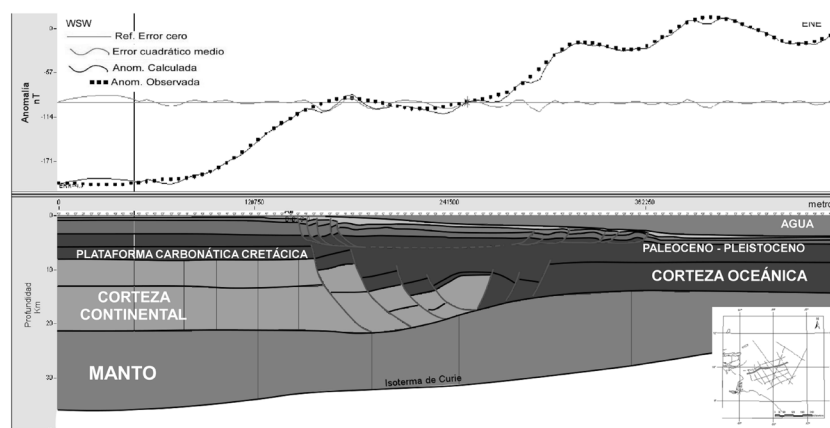
**Tabla 4.** Profundidades y densidades a lo largo del perfil “VEN 22”.

Perfil Ven22	Densidad (g/cc)	Profundidad del Tope (km)				
		SVa	SVb	SVc	SVd	SVe
<b>Sedimentos</b>	2,2 – 2,45	0	0	1,33	2,33	3,55
<b>Cretácico</b>	2,55	5,52	6,68	9,33	(----)	(----)
<b>Corteza superior</b>	2,67	7,68	8,75	(----)	(----)	(----)
<b>Corteza Inferior</b>	2,8	11,77	13,73	11,45	(----)	(----)
<b>Corteza Oceánica</b>	2,9	(----)	(----)	(----)	9,33	9,12
<b>Manto</b>	3,3	24,76	21,47	16,91	14,84	14,58



**Figura 13.** Modelado cortical gravimétrico para el perfil “VEN 22”. Se observa cómo la corteza continental se adelgaza, mientras que el manto alcanza profundidades más someras a medida que se acerca al dominio oceánico. En líneas segmentadas se muestra la ubicación de las secciones verticales (a-e) señaladas en la tabla 4





**Figura 14.** Modelado cortical magnético sección “VEN22”. Se muestran las unidades Paleógenas y Neógenas depositadas sobre la corteza así como las cortezas continentales y oceánicas. El manto se señala sólo hasta la profundidad de la isoterma de Curie debido a las propiedades magnéticas de las rocas

### Modelo perfil “AN 115”

En la figura 15, la discontinuidad de Mohorovich tiene un comportamiento suave el cual se hace más somero mientras se pasa al dominio oceánico; sin embargo, hacia la derecha del perfil se presenta una leve caída de la misma la cual asciende nuevamente en esta dirección (tabla 5), comparando este punto con el mapa de anomalía se observa que en esta zona el límite entre litosferas se encuentra desplazado hacia el este, lo que podría indicar que en el área donde se encuentra el levantamiento sísmico se presenta una anomalía térmica, permitiendo un adelgazamiento de la corteza, aunque se necesitarían datos para comprobar dicha hipótesis. Aquí el comportamiento del límite es similar

a lo explicado anteriormente. Para ajustar la corteza se introdujeron las mismas estructuras que en el perfil anterior debido a la cercanía de las dos secciones.

En este caso, el modelo propuesto permitió un ajuste regional de la gravedad calculada con la observada, ya que en la parte central del modelo se presentan ciertos cambios bruscos en la gravedad que no pudieron ser ajustados, los cuales pueden tener su origen en diapiros de lodo, que se pueden apreciar en la sección sísmica correspondiente pero que la resolución espacial de los datos de gravedad no permite modelar. El error que se presenta en el modelo es de 6,9%.

**Tabla 5.** Profundidades y densidades a lo largo del perfil “AN 115”.

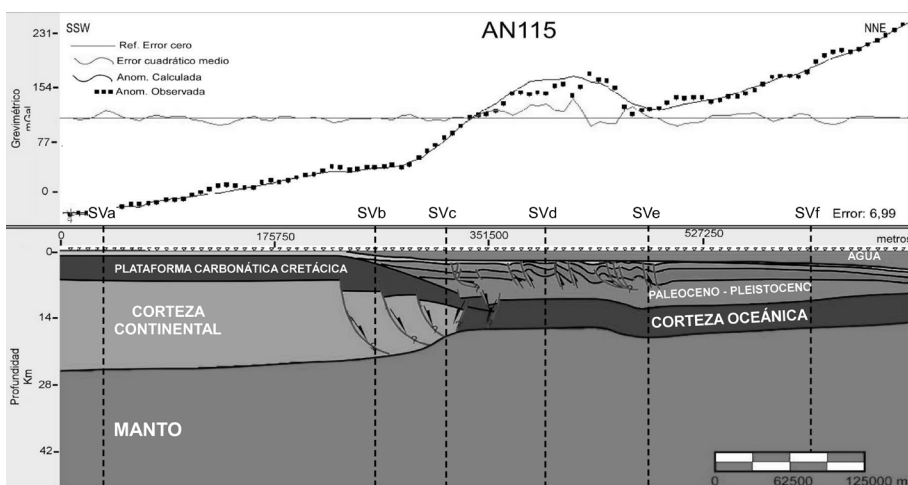
Perfil AN115	Densidad (g/cc)	Profundidad del Tope (km)					
		SVa	SVb	SVc	SVd	SVe	SVf
<b>Estrato</b>							
<b>Sedimentos</b>	2,2 – 2,45	0	0,87	1,85	2,05	2,16	2,93
<b>Cretácico</b>	2,55	1,13	2,62	7,87	(----)	(----)	(----)
<b>Corteza continental</b>	2,67	6,12	8,64	11,27	(----)	(----)	(----)
<b>Corteza Oceánica</b>	2,9	(----)	(----)	(----)	10,13	12,09	9,57
<b>Manto</b>	3,3	24,29	22,23	17,65	15,95	18,01	15,44
<b>Manto</b>	3,3	24,76	21,47	16,91	14,84	14,58	

### CONCLUSIONES

Ambos métodos potenciales indican un posible adelgazamiento de la corteza continental en dirección NE evidenciado por el aumento progresivo de las anomalías en esta dirección, siendo el paso de litósfera continental a oceánica, con un posible levantamiento del basamento hacia la Plataforma Deltana. Por otro lado, en sentido Norte, se observa el cambio de dominio entre la placa Suramericana y la Caribe identificado en la respuesta residual, con cambio

abrupto en las anomalías, y control de los sistemas de falla involucrados en el área sobre los eventos someros.

En este sentido, el límite de corteza oceánica podría quedar definido por la anomalía NO-SE presente en ambas respuestas, el cual, en el Sur, estaría siendo desplazado hacia el este por la extensión de la corteza continental sobre el Plateau de Demerara, que posiblemente se deba a que este punto representa el último segmento de ruptura continental en la fase de rift.



**Figura 15.** Modelado cortical gravimétrico para el perfil "AN115". Se observa cómo la corteza continental se adelgaza hacia el límite cortical, mientras que el manto tiene un alto en la parte central, pudiendo significar que se presenta una anomalía térmica en el área

De allí que los modelos geológicos de las figuras 13, 14 y 15 muestren el comportamiento típico de un margen pasivo tipo Atlántico con base en un modelo de corteza adelgazada como sugieren Lister *et al.* (1991), donde el desprendimiento de los bloques corresponde a extensión de litósfera profunda con estiramiento dúctil bajo la corteza en un régimen combinado de cizalla simple y cizalla pura, cuyo adelgazamiento se ve afectado a su vez por la alta carga sedimentaria que se deposita sobre ésta, aumentando la subsidencia.

La proposición de este modelo surge con base en la evidencia encontrada en los mapas potenciales, donde el cambio de dominio cortical se encuentra hacia la parte central de los transectos regionales VEN22 y AN115, en los cuales las susceptibilidades magnéticas y densidades corresponden a valores típicos de corteza continental al pasar a corteza oceánica, sin marcar un cambio tan notable como lo sugieren Hemant y Maus (2005), descartando la presencia de corteza transicional proveniente de material del manto.

## AGRADECIMIENTOS

Al equipo de trabajo de la Universidad Central de Venezuela por el gran apoyo y su cortesía en facilitar el uso del programa requerido, Universidad Simón Bolívar e Instituto de Ingeniería para Investigación y Desarrollo (FIIDT), por su gran ayuda durante el proyecto.

## REFERENCIAS

AUDEMARD, F. (2009). Key issues on the Post-Mesozoic Southern Caribbean plate boundary. En: JAMES, K.

H., LORENTE, M. A. & PINDELL, J. L. (Eds.). The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications, 328, 567-584.

BEETS, D. J., KLAVER, G. TH., Y MAC GILLAVRY, H. J. (1977). Geology of Cretaceous and Early Tertiary of Bonaire. Guide to the Field Excursions in the 8th Caribbean Geological Conference, GUA Papers of Geology, Amsterdam, 10: 18 – 28.

BEETS, D. J., MARESCH W., KLAVER, G. TH., MOTTANA, A., BOCCHIO R., BEUNK, F., Y MONEN, H. (1984) Magmatic rock series and high-pressure metamorphism and constraints on the tectonic history of the Southern Caribbean. The Caribbean South America plate boundary and regional tectonics. Geol. Soc. Amer. Memoir 162, Bonini, W. E., Hargraves, R. B., and Shagam, R. editors: 95-130.

DI CROCE, J. (1995). Eastern Venezuela Basin: Sequence Stratigraphy and Structural Evolution. Thesis. Houston, Texas.

DUNCAN R. A. Y HARGRAVES, R. B. (1984). Plate Tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. Geol. Soc. Am., Memoir 162, Bonini, W. E., Hargraves, R. B., and Shagam, R. editors: 95-130.

ERLICH, R. N. Y BARRETT, S. F. (1990). Cenozoic plate tectonic history of the Northern Venezuela – Trinidad area. Tectonics, Vol. 9, N°1, 161-184.

FRISCH, W., MESCHEDE W. Y SICK, M. (1992), Origin of the Central American ophiolites: evidence from

- paleomagnetic results. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1301-1314.
- HEMANT, K. Y MAUS, S. (2005). Why no anomaly is visible over most of the continent-ocean boundary in the global crustal magnetic field. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 321-333.
- LISTER, G. S.; ETHERIDGE, M. A. Y SYMONDS, P. A. (1991). Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, Vol. 10, N°5, 1038-1064.
- MALFAIT, B. T. Y DINKELMAN, ? (1972) Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 251-272.
- MANN P. (1999). Caribbean Basins. Elsevier, Amsterdam, p. 699 discussion and proposal. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 85 (5), 669-682.
- MARESCHE, V.W. (1974). Plate Tectonics origin of the Caribbean Mountains System of North South America: discussion and proposal: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 85, p. 669-682.
- NÜNBERG, D. Y MÜLLER, D. (1990). The Tectonic Evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present. *Tectonophysics*, 191, 27-53.
- ORIHUELA, N., GARCIA, A. Y TABARE, T. (2011). Mapas de gravedad y anomalía gravimétrica de Venezuela derivados de datos satelitales. *Revista de la Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas. Venezuela. ISSN/ISBN. 0798-4065. p. 1-8.*
- PADRÓN, C. (2007). Les interactions « tectonique et sédimentation » entre le front du prisme de la Barbade et le delta de l'Orénoque. Tesis Doctoral. Université Joseph Fourier, Grenoble I et Institut Français du Pétrole.
- PINDELL, J. L. Y BARRETT, S. (1990). Geological Evolution of the Caribbean Region: A Plate Tectonic Perspective. En: DENGGO, G. & CASE, J. E. (Eds.). *The Caribbean Region. The Geology of North America*, Vol.H.
- ROSS, M. I. Y SCOTESE, C. R. (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics* 155: 139-168.
- SINTON, C.W. DUNCAN, R. A. Y DENYER, P., (1997). Nicoya Peninsula, Costa Rica: a single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. *J. Geophysical Res.*, 102: 15,507- 15,520.
- SPECTOR, A. Y GRANT, F. S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, Vol. 35, N°2, 239-302.
- WILSON, ? (1966). Are the structures of the Caribbean and Scotia arcs analogous to ice rafting? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1: 335-338.